



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr 7008	Intern Journal nr 	Internt arkiv nr 	Rapport lokalisering 	Gradering
Kommer fra ..arkiv Folldal Verk AS	Ekstern rapport nr 	Oversendt fra Folldal Verk a.s.	Fortrolig pga 	Fortrolig fra dato:

Tittel

Tungmetallmineralindholdet i flodsandprøver fra Rogaland/Vest-Agder, SV-Norge - en undersøkelse i anvendt geokjemi

Forfatter

Stendal, Henrik

Dato År

mai 1975

Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)

Folldal Verk AS

Kommune

und
Sirdal
Kvinesdal
Flekkefjord

Fylke

Rogaland
Vest-agder

Bergdistrikt

1: 50 000 kartblad

13111 13114

1: 250 000 kartblad

Mandal

Fagområde

Geokjemi

Dokument type

Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)

Ørdsalen

Råstoffgruppe

Malm/metall

Råstofftype

Mo,Cu,W,Ti, Ag,Bi

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Hensikten med den beskrevne undersøkelsen var å påvise wolframanomalier ved hjelp av scheelitt, deretter knytte dem til bestemte bergartstyper- eller -tilhørigheter.

Tungfraksjonen viser seg ha lokal opprinnelse. Det er funnet 9 scheelittmineraliseringer. Ingen av dem har økonomisk betydning. Anomaliene av W fordeler seg i N-S gående drag på begge sider av Sirdalsvatnet. Der det er Mo, er det også W, men ikke omvendt.

Det konkluderes med at vaskemetoden som er benyttet er ideel for undersøkelse av motstandsdyktige mineraler, og den avspeiler det geologiske bildet i området.

Tungmineralindholdet i flodsandsprøver
fra Rogaland/Vest Agder, SV - Norge -
en undersøgelse i anvendt geokemi.

forelagt
som
specialearbejde

ved
Institut for almen geologi, Geologisk
Centralinstitut, Københavns Universitet.

af
Henrik Stendal
København, maj 1975.

FORORD.

Den givne opgave er blevet til på foranledning af dr. H. Urban, Københavns Universitet og med økonomisk støtte fra Foll-dal Verk A/S, Norge.

I 1971 blev indsamlet vaskeprøver sydøst for Ørsdalen af Pal-le Rubæk Andersen, Mogens Lind, John L. Pedersen, Stig Schack Petersen og undertegnede. I 1972 blev vaskeprogrammet flyt-tet længere østpå, men vaskeprøver fra det sydlige Gurslifelt og det sydøstlige hjørne af specialeområdet blev taget ved samme lejlighed af Nils Frandsen, Lise Holm, Kate L. Stendal, Carsten Sønderskov, Henrik Vårby og undertegnede.

I juli og august 1973 blev scheelitanomalerne fulgt op af Kate L. Stendal og undertegnede.

Som kortgrundlag er benyttet et vaskekort som blev tegnet un-der feltarbejdet i 1971 af Stig Schack Petersen.

Jeg vil gerne takke H. Urban, M. Ghisler, B. Thomsen, J. L. Pedersen og K. L. Stendal for værdifuld kritik og forslag til forbedringer af specialet. Desuden en tak til Karin Sten-dal Jensen, som har været behjælpelig med rentegning af en del af kortmaterialet og Jonna Stendal, som har renskrevet specialet på maskine.

Henrik Vårby.

INDHOLDSFORTEGNELSE.

1. INDLEDNING

1.1: Undersøgelsens formål	side	6
2.1: Specialeområdets beliggenhed	-	8
1.3: Geomorfologi, klima og plantevækst	-	8

2. GEOLOGI

2.1: Geologisk baggrund	-	9
2.2: Bjergartsenhedernes petrografi	-	10
2.3: Scheelitmineraliseringer og deres bjergartsrelationer	-	16
2.4: Andre mineraliseringer	-	19
2.5: Aldersrelationer	-	21
2.6: Det geologiske kort	-	22

3. METODIK, PROSPEKTERINGSREDSKAB, SEDIMENT OG SEDIMENTOLOGISKE UNDERSØGELSER

3.1: Geokemisk redskab, geokemisk prospek- teringsmetodik og sedimenttyper	-	24
3.2: Laboratoriemetodik	-	28
3.3: Udvalgelseskriterier og antal undersøgte prøver	-	32
3.4: Undersøgelsesmetoder og sedimentologiske undersøgelser	-	33
3.5: Diskussion af mulige fejlkilder ved de anvendte metoder og undersøgelser	-	37

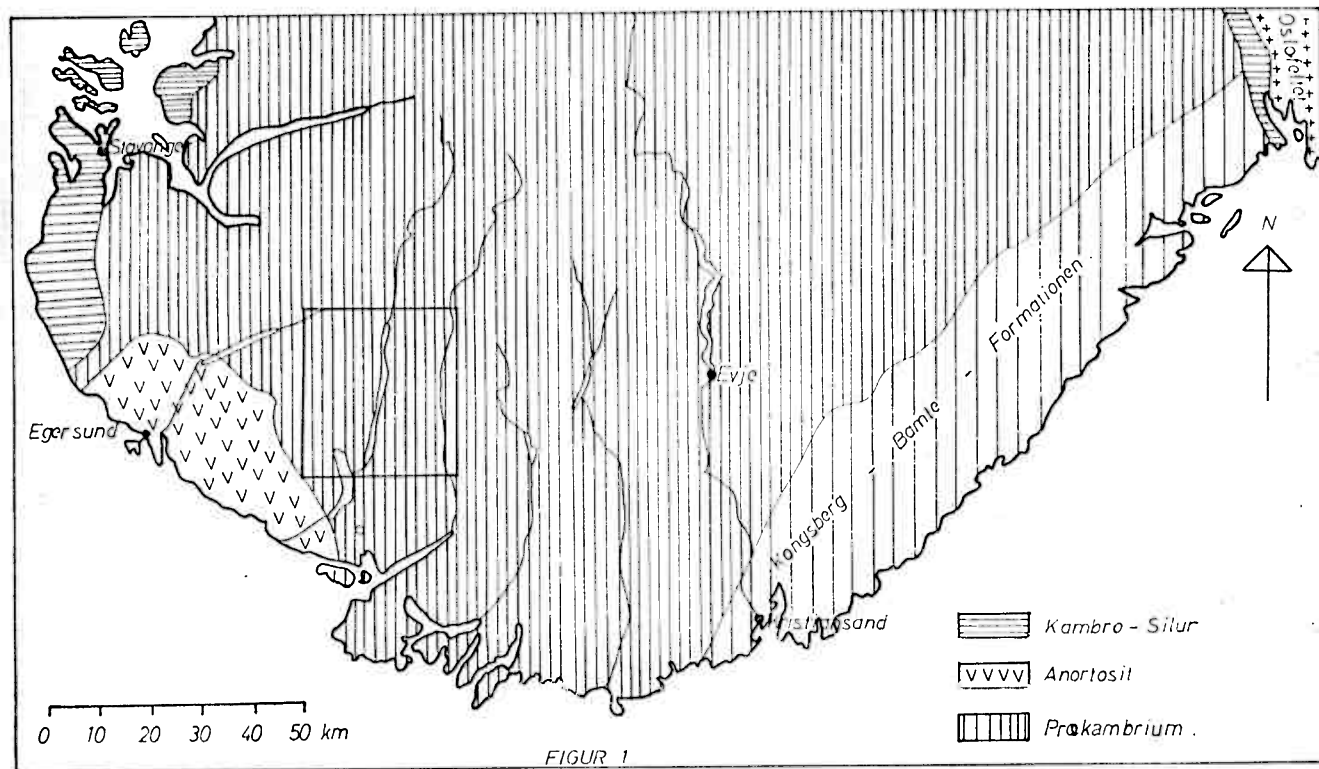
4. MINERALINDHOLDET I TUNGSANDSKONCENTRATERNE

4.1: Non opake mineraler	-	39
4.2: Opake mineraler	-	54

5. RESULTATER OG DISKUSSION

5.1: Tungsandsfraktionen og tungsandsunder- søgelser	-	74
5.2: Tungmineralernes afspejlning af lokale geologiske forhold	-	76

5.3: Scheelitanomalier, scheelitanomali- kort og scheelitgenese	side 79
5.4: Magnetit - ilmenitfraktionen og magnetit/ilmenitkortet	- 82
5.5: Mineralselskaber	- 84
5.6: Metamorfoseinddeling og udgangs- bjergarter	- 85
5.7: Vaskeprøvernes renhedsgrad og deres geologiske og prospekteringsmassige værdi	- 94
6. KONKLUSION	- 98
TABELLER I-X	- 100
Litteraturliste	- 110
BILAG:	
KORT I : Vaskekort med prøvenumre og stednavne	
KORT II : Scheelitanomalikort	
KORT III: Magnetit/ilmenit kort	
KORT IV : Facieskort	
KORT V : Geologisk kort.	



FIGUR 1

1. INDLEDNING

1.1: Undersøgelsens formål.

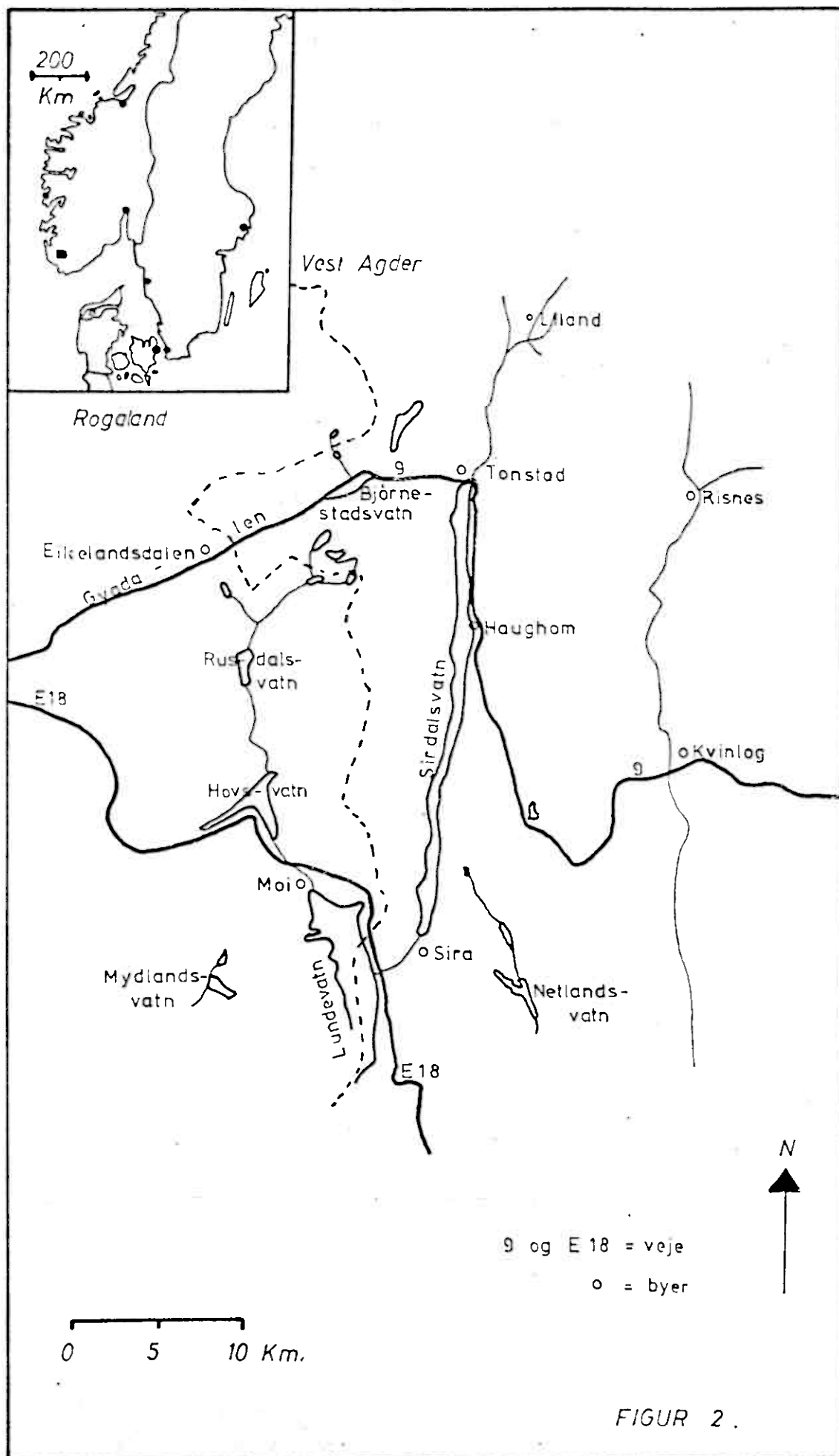
Specialearbejdet er en del af Falldal Verk A/S's Ørstdalsprojekt, som ledes af dr. H. Urban, Københavns Universitet. Projektet er et vaskeprospekteringsprogram, hvis hovedmål var at påvise wolfram anomalier ved hjælp af scheelit. Programmet er blevet til på grundlag af teorien om malmforekomsters lagbundethed (URBAN 1971).

Der er indsamlet 607 prøver, som danner grundlag for denne specialeopgave.

Det primære formål med undersøgelsen var at påvise W-anomalier (scheelit) ved hjælp af UV-lys. De fremkomne anomalier blev senere fulgt op.

Formålet med eftersporingen af anomalierne var at lokalisere scheelitforekomster og dernæst henføre dem til bestemte bjergartstyper eller bjergartsrelationer. Efter denne undersøgelse blev specialeopgaven formuleret. Efter formuleringen blev tungsandsprøverne undersøgt med hensyn til mineralindhold og mineralfordeling. Dette blev gjort ved sedimentologiske metoder og mikroskopering.

Ud fra wolfram anomalierne, den geologiske opfølgning af anomalierne og undersøgelsen af tungsandsprøverne er forholdet mellem scheelitanomalier, mineralindhold og eventuelle forekomster med bestemte bjergartsrelationer eller bjergartstyper belyst. Desuden er vaskningen som prospekteringsmetodik vurderet og dens betydning som geologisk redskab bedømt.



1.2: Specialeområdets beliggenhed.

Specialeområdet er beliggende i en del af det sydnorske grundfjelds område, hvis begrænsning i øst er de permiske bjergarter i Oslo-graven og i vest de kamiro-siluriske bjergarter (FIG 1). Geografisk ligger specialeområdet i Rogaland og Vest for Agder fylker med Sirdalsvatnet som den centrale del af området (FIG 2 og KORT I). Området ligger inden for følgende geografiske koordinater fra $58^{\circ}20'00''N$ til $58^{\circ}45'00''N$ og fra $6^{\circ}27'00''Ø$ til $6^{\circ}58'00''Ø$. Yderpunkterne begrænses stort set af følgende stednavne: Eikelandsdalen i Gyadalen i NV, af Liland i Sirdalen i N, af Risnes i NØ, af Netlandsvatnet i SØ og af Mydlandsvatnet i SV (FIG 2 og KORT I).

1.3: Geomorfologi, klima og plantevækst.

Morfologisk set udgør specialeområdet et stærkt kuperet terræn med markante dale og plateauer beliggende i varierende niveauer med stigende højde fra syd mod nord. Mod syd er reliefet mere udglattet end mod nord. De maksimale højder i syd er 300-500 m, hvorimod området mod nord er markeret af stejle fjeldvægge i de store dale og let kuperede plateauer i 500-850 m højde.

Topografien afspejler sig i landskabet af markante N-S gående dale (f.eks. Sirdalsvatnet) og NØ-SV gående dale (f.eks. Gyadalen). Imellem de markante dale ligger højdeplateauerne. Morfologien er et typisk glacialt eroderet landskab, hvilket de mange søer af forskellig størrelse og flere cirkusdale i nordøst vidner om. Kvantære aflejringer er sparsomme og koncentrerer sig i dalsystemerne.

Klimaet er koldt tempereret med en nedbørsmængde på 1-2 m årligt. Den store mængde nedbør og det kolde tempererede klima forårsager en næsten udelukkende mekanisk forvitring, hvor den kemiske forvitring træder helt i baggrunden.

Plantevæksten i området varierer med højden. I dalene er landbrugsjord med hovedsageligt græsningsarealer og lidt skovvækst med overvejende løvtræer. På skråningerne til 400-500 m højde er skiftende trævækst af løvtræer og nåletræer. På plateauerne findes lav buskvækst og store lyngområder. På flade strækninger på plateauerne findes mange mosestrækninger.

2. GEOLOGI

2.1: Geologisk baggrund.

Geologisk ligger specialeområdet indenfor det SV-norske grundfjeldsområde. Områdets sydligste begrænsning er det store Egersund anorthositkompleks (FIG 1). Regionalgeologiske beskrivelser er beskrevet af BARTH & DONS (1960) og af BARTH & REITAN (1963). Desuden har HEIER (1956) beskrevet Ørdsalsområdet og MICHOT (1957) behandlet anorthositkomplekset og tilstødende områder, samt flere afhandlinger om anorthositerne siden. I 1965 har TOBI beskrevet den vestlige del af området og HOPFENGARTNER (1972) den nordvestlige del af området. Af nyere dato har FALKUM et al. (1973) behandlet området som ligger umiddelbart øst og sydøst for området.

Den vestlige del af specialeområdet består af prækambriske charnockitiske migmatiter (TOBI 1965), medens den østlige del består af granitiske migmatiter tilhørende Telemarkens prækambriske bjergarter (TOBI 1965).

Mineraliseringer har været kendt i flere hundrede år fra dette område. Umiddelbart NV for det undersøgte område ligger Ørdsalen med sin wolframmineralisering bestående af wolframit og scheelit, beskrevet af ADAMSON & NEUMANN (1952), HEIER (1955) og URBAN (1971). Inden for området findes mange molybdænglansmineraliseringer. Alle observerede molybdænglanslokaliteter er samlet i en molybdænglansrapport (HOLMENS 1961). Rapporten indeholder ca. 800 Mo - lokaliteter. En mere detaljeret beskrivelse af molybdænglansforekomsterne er foretaget af BUGGE (1963) og af URBAN (1974). FOSLIE (1925) har lavet et kort og ind på det plottet de forskellige mineraliseringer. Han nævner i denne forbindelse W, Mo, Cu og Ni lokaliteter. Til sidst skal nævnes, at umiddelbart sydvest for specialeområdet ligger Tellnes dagbrud med store ilmenitforekomster i noritiske bjergarter. I felten er scheelitanomalierne fulgt op. Hovedopgaven var at finde faststående scheelit og se i hvilke bjergartsrelationer og bjergartstyper mineraliseringer findes i. Næsten alle anomalier (anomali = tungsandsprøve med 10 scheelit -

korn eller mere) blev undersøgt med undtagelse af anomalier, som ligger inden for 2 andre specialestuderes områder, nemlig Gurslifeltet (John L. Pedersen) og Åvedalsfeltet umiddelbart øst for den nordlige ende af Sirdalsvatnet (Steffen W. Andersen).

2.2: Bjergartsenhedernes petrografi.

For at få et overskueligt billede af schoelitmineraliseringernes placering i forhold til geologien måtte de geologiske observationer indskrænke sig til at omfatte så få bjergarter som muligt. De valgte enheder støtter sig dels til TOBI's (1965) inddeling og dels til URBAN's (1974) bjergartsbetegnelser. Beskrivelserne er dels støttet af egne observationer i felten og dels af 14 tyndslib, hvis mineralindhold er skønnet og af 32 polerprøver, samt af tidligere beskrivelser fra området. De undersøgte tyndslib og polerprøver har til formål at lokalisere de enkelte mineraler til bestemte bjergartstyper.

Beskrivelsen af bjergartsenhederne er bygget op med en kort karakteristik af bjergarten og dens mineralindhold og derefter en forholdsvis mere detaljeret beskrivelse af de opake mineraler. Den grundigere omtale af de opake mineraler skyldes deres store betydning i tungsandprøvernes mineralisationskab.

De valgte bjergartsenheder er følgende:

- 1) grå gnejs
- 2) kvarts-feldspat gnejs og kvarts-feldspat granulit
- 3) øjegnejs
- 4) granat-grafit horisont eller granathorisont
- 5) amfibolit

Den grå gnejs er den mest udbredte bjergart indenfor det undersøgte område. Det er en meget bred betegnelse og dækker gråligt til gråbrunligt eller grågrønligt udseende, folierede og bandede bjergarter. Foliationen er i mm til cm størrelse, hvorimod båndingen kan veksle med metertykke lyse lag og mere mørke lag.

Bjergarten har følgende mineralindhold: kvarts, plagioklas, kalifeldspat, hypersten, diopsid, hornblende, biotit, granat og som accessoriske mineraler findes apatit, grøn spinel (hercynit), Mn-epidot (piemonit), opake mineraler, titanit, zirkon og som sekundære mineraler findes epidot, klorit, saussurit og sericit. Anorthitindholdet i plagioklaserne ligger på ca. 30% og er bestemt ved udslukningsvinklen mellem X' og (010). De lyse lag i bjergarten består af kvarts og feldspat, medens de mørke er mere komplekse. De mafiske mineraler udgøres overvejende af biotit i nogle prøver (biotitgnejs, nr. 22322, TABEL VI) og af hornblende eller diopsid i andre (nr. 22327, TABEL VI), hvor hornblenden er brun mod vest og grøn mod øst. Endnu andre indeholder hypersten (charnockiter, HEIER 1956, MICHOT 1957, TOBI 1965 og URBAN 1971, 1974). Lokalt indeholder disse prøver op til 5% granat (nr. 22322, TABEL VI).

Kvarts-feldspat granulit eller gnejs findes udbredt i hele området og har samme sammensætning som de lyse lag i den grå gnejs. Bjergarten er lys til svag rødlig og finkornet til mellemkornet. Kvarts og feldspat er hovedkomponenterne og i prøve nr. 22308 (TABEL VI) er 75% kalifeldspat og resten deles mellem plagioklas og kvarts. Kvartsen er flere steder i det vestlige område udviklet som pladekvarts og orienteret parallel med foliationen. Kvartspladerne er fra et par mm til flere cm lange og maksimalt 5 mm tykke. Bjergarter indeholdende pladekvarts betegnes granuliter (WINKLER 1967). Det hyppigste mafiske mineral er biotit. Lokalt er denne bjergartsgruppe granatførende.

Til denne gruppe er også henregnet kvartsitiske gnejser, d.v.s. bjergarter med et meget stort indhold af kvarts. I TABEL X er angivet det opake selskab af mineraler i de ovenfor beskrevne gnejser. Gnejserne består af følgende opake mineraler: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, hæmatit, rutil, titanit, leukoxen, spinel, limonit, pyrit, kobberkis, magnetkis, pentlandit, bravoit, mackinawit-vallerit, molybdænglans, zinkblende og blyglans.

Magnetit findes i alle prøver med undtagelse af 2. Minerallet er dominerende i halvdelen af prøverne. Det optræder som idiomorfe eller hypidiomorfe korn enten som terninger,

dodekaedre eller oktaedre. Mineralen viser sjældent tegn på omdannelse, kun i et par enkelte korn er observeret en ganske svag maghemitisering, som giver mineralen et blåligt skær. I magnetiten findes afblandinger af ilmenit og spinel. Ilmenitafblandingerne giver mineralen titanomagnetit som findes sammen med magnetit og optræder i samme former og samme tilstand.

Ilmenit er repræsenteret i alle prøver og er dominerende i et par af dem. Ilmeniten danner idiomorfe, hypidiomorfe og xenomorfe korn. De er ofte omdannet lidt langs sprækker i selve kornet. Omdannelsesproduktet er i 90% af tilfældene rutil, medens de resterende 10% udgøres af hematit, titanit og leukoxen. Ilmenit findes også som lister i silikatkorn. Hematit er ikke særlig meget udbredt med undtagelse af prøve nr. 22335 (TABEL X), hvor det sammen med titanit er dominerende. Hematiten optræder generelt ikke som selvstændige korn, men som omdannelsesprodukter fra ilmenit. I nr. 22335 optræder den og titaniten som stænglede parallelle korn siddende i silikatminerallerne. Rutil er hovedsageligt omdannelsesprodukt af Ti - holdige mineraler.

Af sulfider er pyrit det mest udbredte. Det findes som terninger og er ofte omdannet til limonit. I flere prøver findes pseudomorfe limonitterninger efter pyrit. Pyrit findes desuden som små indeslutninger i silikatkorn. Pyriten findes ofte i forbindelse med magnetiten og i flere tilfælde ser det ud til, at pyriten er dannet på bekostning af magnetiten (replacering). Kobberkis er observeret som poikilitiske korn i pyrit og som udfyldning af sprækker. Magnetkis findes i 4 prøver og er dominerende i den ene. Den findes som kantede og uregelmæssige korn, samt som indeslutninger i silikatmineraller. Typisk for magnetkis er dens sammenvoksning med pyrit. Pyriten og magnetkisen optræder ikke som en regelmæssig afblanding, men som en tilfældig sammenvoksning. I magnetkisen er observeret ganske små pentlanditflammer. Magnetkisen viser ofte tegn på omdannelse i form af "zwischenprodukt" (RAMDOHR 1969). Mackinawit-vallerit er set både i pyrit og i kobberkis. Zinkblende, blyglans og bravoit findes også som indeslutninger i pyrit.

Molybdænglans i nr. 22308 stammer fra en skjærpe i Lindefjell. Molybdænglansen findes som aflange flager med takkede basale

ender. Det viser tegn på deformation i polerprøven ved sine bøjede og "knækkede" former, (kink struktur). I prøve 22322 er et gråligt til gråviolet mineral observeret. Det har stærk reflektionspleokroisme og har i sin lyseste stilling en refleksion på ca 40% og i sin mørkeste stilling ca 20%. Samtidig med en stærk anisotropi har den kraftige røde indre reflekser. Den optræder stænglet i pyriten og kan i habitus minde meget om molybdænglans bortset fra de røde indre reflekser.

Øjegnejsen ligner kvarts-feldspat gnejsen meget. Det er en lysegrå til svagt rødlig eller grønlig bjergart indeholdende 1-5 cm store kalifeldspatkorn i en finkornet til mellemkornet grundmasse. De store feldspatkorn kan være idiomorfe til stænglede udvalsedede korn. Øjegnejsen indeholder ofte biotit som danner mm tykke lag og giver bjergarten et folieret udseende. I felten danner øjegnejsen ofte en kontinuert overgang til kvarts-feldspat gnejsen (granuliten).

John L. Pedersen (mundtlig kommunikation) har i en øjegnejsprøve et opakt selskab der næsten udelukkende består af ilmenit/hæmatit afblandinger.

Granat-grafit horisont eller granathorisont er i felten let genkendelig. Den optræder som en stærk rustbrun horisont og følger foliationen i de omgivende gnejser (FOTO 1).

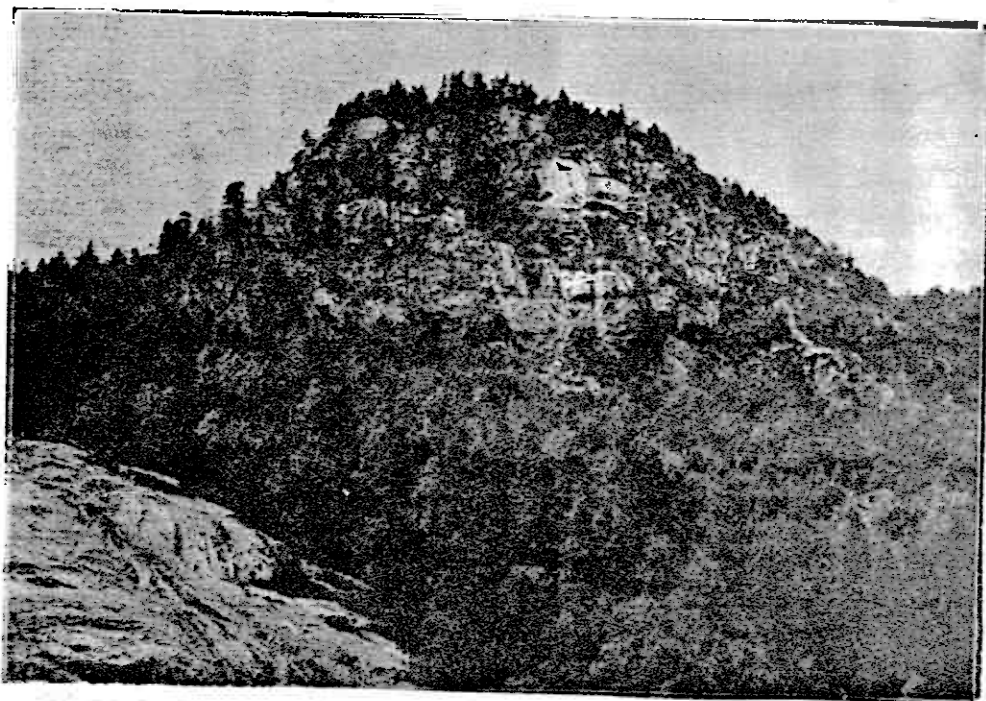


FOTO 1
Lokalitet S
for Kvittingen.

Horisonten findes både øst og vest for Sirdalsvatnet. Den er op til 50 m bred og kan følges over store afstande. Typisk for bjergarten er dens indhold af grafit og granat. Efter egne observationer og tidligere beskrivelser (HOPFENGÄRTNER 1972) og (URBAN 1971/1974) findes følgende mineraler: kvarts, plagioklas, kalifeldspat, biotit, cordierit, granat, sillimanit, opake og akessoriske mineraler som grafit, monazit, grøn spinel (hercynit) og zirkon og som sekundære mineraler klorit, saussurit og sericit. Bjergarten består af en stor procentdel lyse mineraler (TABEL VI nr. 22315, 22320 og 22336). Det vigtigste mørke mineral er biotit. Cordierit og sillimanit er kun beskrevet fra det aller vestligste område (TOBI 1965, HOPFENGÄRTNER 1972) og ikke observeret i de undersøgte prøver. Den rustne og stærkt forvitrede bjergart giver sig udslag i tyndslib bl.a. ved stærk omdannelse af plagioklas til saussurit og kalifeldspat til sericit samt biotit og opake mineraler til klorit. Følgende opake mineraler er observeret: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, hematit, rutil, titanit, leukoxen, spinel, limonit, pyrit, kobberkis, cubanit, magnetkis, pentlandit, mackinawit-vallerit, zinkblende, arsenkis, molybdænglans og grafit. Mineralfordelingen fremgår af TABEL IX. Forvitringsgraden gør sig også gældende i de opake mineraler f.eks. er ilmenit mere omdannet end i gnejserne til rutil, hematit og leukoxen, pyriten er mere limonitiseret og magnetkisen er udpræget omdannet til "zwischenprodukt" med "bird eye" strukturer. Generelt er sulfiderne repræsenteret i større mængde og oxiderne i mindre mængde i disse bjergarter end i gnejserne. Mineraler som ikke er beskrevet tidligere er cubanit, arsenkis, covelling og grafit. Cubaniten findes i forbindelse med kobberkisen og danner et typisk afblandingsmønster. Mineraliet findes kun vest for Sirdalsvatnet. Arsenkis findes som idiomorfe korn af forskellig størrelse i en prøve fra Rusdal (22333 TABEL IX). Covellin findes som et enkelt korn i nr. 22320. Grafiten har samme habitus som molybdænglansen. Disse 2 sidstnævnte mineraler er karakteristiske for de netop omtalte bjergarter.

Amfiboliter er i felten brugt om mørke til sorte bjergarter, som er lagparallelle med foliationen i de omgivende gnejser. De optræder som bånd og linser (boudiner) og er fra $\frac{1}{2}$ m til

50 m tykke (lokalt 200 m) og nogle kan følges over store afstande (100 - 1000 m).

Amfiboliterne består af 2 vidt forskellige bjergarter: den ene med en metasedimentær oprindelse og den anden med en metabasisk oprindelse. Inddelingen i de 2 enheder er gjort på grundlag af tyndslibsundersøgelser. I felten kan de 2 enheder ikke skilles med sikkerhed og er derfor regnet til samme karteringsmassige enhed, men bliver beskrevet hver for sig i det følgende.

De metasedimentære amfiboliter består af følgende mineraler: kvarts, plagioklas, kalifeldspat, hypersten, diopsid, hornblende og biotit og accessoriske mineraler: apatit, granat, opake mineraler, rutil, titanit, zirkon og sekundære mineraler: epidot, klorit, saussurit og sericit. Disse amfiboliter er tydeligt lagdelte og består af cm tykke bånd skiftevis lyse og mørke (22364, TABEL VI). De dominerende mineraler er grøn til grønbrun hornblende, diopsid, biotit og plagioklas med et anorthitindhold svingende omkring 31%.

Forskellen på disse og de grå gnejser er kvartsindholdet.

De metabasiske amfiboliter består af samme mineraler som de metasedimentære, men har en helt anden sammensætning.

Bjergarten er mørk til sort og kompakt og indeholder en stor procentdel Pyroxener og brun hornblende (22340, 22346 og 22347 TABEL VI) samtidig med et forhøjet anorthitindhold (38%) i forhold til de andre bjergarter i området.

I TABEL VIII er angivet de opake mineraler i de metabasiske og metasedimentære amfiboliter. Mineralindholdet er følgende: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, hematit, rutil, titanit, leukoxen, spinel, limonit, pyrit, kobberkis, cubanit, magnetkis, pentlandit, mackinawit-vallerit, molybdænglans, zinkblende og scheelit. Selvom mineralselskabet i de 2 typer ikke varierer stort, så er den kvantitative forskel meget tydelig.

De metabasiske amfiboliter (4 første prøver i TABEL VIII) består overvejende af Fe-Ti-oxider og sulfidindholdet træder stærkt i baggrunden med undtagelse af prøve nr. 22347 a+b, som stammer fra en rig sulfidmineralisering. De metasedimentære indeholder også Fe-Ti-oxider, men deres sulfidandel er langt større og mere kompleks.

Ilmenit/hamatit afblandinger er kun observeret i amfiboliter og i begge typer. Scheelit findes ligeledes i begge typer og optræder som idiomorfe til hypidiomorfe korn. Scheelitkorne er karakteriseret ved sin orientering i polerprøven til forskel for de andre opake mineraler.

I prøverne 22360 og 22364 findes silikat-korn med et netværk af lameller bestående af ilmenit, hamatit, rutil eller titanit. Det er titanomagnetiten som er omdannet. Omdannelsen kan observeres trin for trin fra titanomagnetit til silikat, hvor magnetiten omdannes til silikat og lamellerne bevares. Efter tyndslibsobservationer er magnetiten i alle tilfælde omdannet til klorit.

Pegmatiter og kvartsåren: Pegmatiten findes spredt ud over hele området, men aldrig i større mængde og er derfor ikke markeret på KORT V. Pegmatitterne består af et simpelt mineralselskab som hovedsageligt er kvarts og kalifeldspat samt plagioklas, hornblende, biotit og magnetit.

Et par kilometer øst for Rusdal findes 5-10 cm brede pegmatitårer diskordante på foliationen. Disse årer indeholder en meget stor procentdel magnetisk materiale. Polerprøve nr. 22331 (TABEL X) viser, at den næsten udelukkende består af magnetit. Pegmatitterne viser lokalt skriftganitisk tekstur. En anden bjergartstype, som heller ikke er markeret på KORT V, er kvartsårer som findes udbredt i gnejser i hele området. Der findes 2 typer: en mælkehvid kvarts- og en grå kvarts-type. Den mælkehvide er altid steril med hensyn til andre mineraler. Den findes i kvarts-feldspat gnejser (granuliter). Den grå kvartsåre har betydning da den ofte fører molybdänglans. Dette er observeret ved utallige af de molybdänglans-mineraliserede forekomster. Kvartsårene er konkordante med foliationen og måler maksimalt $\frac{1}{2}$ m i tykkelse og har varierende længde.

2.3: Scheelitforekomster og deres bjergartsrelationer.

Ialt er der fundet 9 lokaliteter med scheelitmineraliseringer. Disse forekomster er betegnet med et S_x ($x = 1-9$) på KORT V. Scheeliten er i alle tilfælde observeret i amfibolitiske bjergarter. De scheelitførende amfiboliter ligger i 2 for-

forskellige bjergartsrelationer. Den første er i amfibolit i øjgnejs eller kvarts-feldspat gnejs (granulit) og den anden i forbindelse med eller i nærheden af granat-grafit horisonten eller en ren granat horisont. De 9 lokaliteter og deres mineraliseringer vil i det følgende blive beskrevet ganske kort. Det femcifrede nummer i parentes refererer til tyndslib og polerprøver i TABEL VI og VIII. Lokaliteterne S_1 - S_5 og S_9 ligger vest for Sirdalsvatnet medens de resterende ligger øst for.

Lokalitet S_1 (22340) : Lokaliteten ligger umiddelbart syd for Bjørnstadsvatnet. Amfiboliten ligger her i øjgnejs og danner aflange linser (boudiner) af 2 - 50 m længde og fra 1 - 30 m bredde. Scheelitmineraliseringerne er fundet 10 m N for vaskeprøve nr. 429 og ligger i en af de største amfibolitboudiner. Det er den eneste amfibolitlinse på denne lokalitet, der er konstateret scheelitførende. Under UV-lys er scheeliten i partier tydeligvis lagdelt, den ligger som 1 cm lange og 1 mm brede lister parallel med den interne orientering i amfiboliten. I andre partier ligger scheeliten som små firkantede "klumper" som maksimalt er $\frac{1}{2}$ cm i diameter. Scheeliten er hvid til hvidgul fluorescerende og findes jævnt fordelt over hovedsagelig den ene "side" af amfiboliten. Makroskopisk er der ikke fundet andre malmmineraller.

Lokalitet S_2 (22345) ligger mellem Bjørnstadsvatnet og foregående lokalitet. Denne type er fuldstændig analog til S_1 , bortset fra at amfibolitlinserne er meget mindre og scheelitmineraliseringen er betydelig ringere og begrænset til et ca halvt cm tykt, grønligt lyst lag, som indeholder plagioklas og diopsid. Laget er diskordant på den interne orientering i amfiboliten. Scheeliten er her blå fluorescerende.

Lokalitet S_3 (22346) ligger W for Hamarsmorksvatnet. Amfiboliten danner her en lukning af en isoklinal fold, hvis flanker hurtigt tynder ud. Amfibolitzonen er kun 2 m lang og 25 cm bred i ombøjningszonen. Scheeliten sidder som $\frac{1}{2}$ mm tynde lag i selve ombøjningszonen og følger den interne lagdeling i amfiboliten. Scheeliten er her hovedsageligt gul fluorescerende.

Lokalitet S₄ ligger lige ved Brikland Bro. 1 x ½ m amfibolit i øjgnejs indeholder et par fluorescerende scheelitkorn, samt lidt pyrit som også er observeret i øjgnejsen.

Lokalitet S₅ (22357 og 22358) : Ca. 500 m øst for Brikland Bro (S₄) er en frisk sprængning i en amfibolit. Amfiboliten indeholder en sulfidmineralisering med hovedsagelig pyrit, kobberkis og lidt molybdænglans. Derudover er amfiboliten scheelitførende med gult fluorescerende scheelit. Amfiboliten er tydeligvis lagdelt med skiftende lyse og mørke bånd af op til 1 cm tykkelse. Scheeliten er lagparallel med denne bånding (FOTO 2)



FOTO 2

Flourescerende (hvide og gule prikker), lagdelt scheelit for Lokalitet S₅.

Den findes udelukkende i de lyse bånd og koncentrationen i disse er langt under en procent. Amfiboliten er ca. 3 m tyk, men kun mineraliseret i den nederste meter. I bunden sidder scheeliten og over denne følger sulfidmineraliseringen som ikke indeholder scheelit og omvendt er sulfidkoncentrationen meget ringe sammen med scheeliten. Under amfiboliten er øjgnejs og over kvarts-feldspat gnejs.

Lokalitet S₆ ligger ca. 2 km SØ for Haughom. Her findes en af de største vaskeanomalier i kvarts-feldspatførende gnejser, der er gennemsat af 1 - 10 m brede amfibolitbånd, hvis generelle strygning er 40°. De fleste af amfiboliterne består af fin til mellemkornede mørke bjergarter, hvor hornblendekrystallerne er ½ - 3 mm store. I alle amfiboliterne findes pegmatitisk materiale, som hovedsagelig består af kvarts og feldspat. 50 m fra vaskeprøve 258, viste et håndstykke af en finkornet biotitholdig amfibolit to 1 mm store hvide fluorescerende scheelitkorn. Scheeliten fandtes ikke sammen med de mere grovkornede amfiboliter. Trods den gode vaskeanomali blev udbyttet ikke større på denne lokalitet.

Lokalitet S₇ (22364) ligger i et område nord for lokalitet S₆ og ca. 2 km øst for Haughom. Her findes samme type bjergarter som omkring lokalitet S₆. Scheeliten er her gul fluorescerende og sidder i amfiboliten i kontakten til en pegmatitåre. Typisk for lokaliteterne S₆ og S₇ er, at alle anomalierne på vaskekortet følger mønsteret i felten med amfiboliterne og det pegmatitiske materiale.

Lokalitet S₈ (22360) ligger ca. 2,5 km øst for Sandvatnet. Her er en 5 - 6 m bred amfibolit i kvarts-feldspat gnejs. Også her findes en lille mængde af gult fluorescerende og lagdelt scheelit.

Lokalitet S₉ (22372) : Amfiboliten ligger inde i grafit-granat horisonten. Scheeliten er kun set som en plet på et par mm størrelse og er hvidgul fluorescerende.

Typisk for den omtalte scheelit er dens tilknytning til amfibolitiske bjergarter. Desuden er den typiske lagdelte tekstur værd at bemærke, samt den ringe udbredelse og mængde med meget små koncentrationer. Lokaliteterne S₁, S₂ og S₃ ligger i metabasiske amfiboliter, medens de resterende scheelitmineraliseringer knytter sig til metasedimentære amfiboliter.

2.4: Andre mineraliseringer

I specialeområdet findes mange molybdænglansmineraliseringer i form af gamle miner, skjærper, røsker, stoller og synks. Udtrykkene skjærper, røsker, stoller og synks er specielle

norske bjergværksudtryk og dækker følgende: En skjærpe er en større eller mindre sprængning i fjellet gennemsnitlig 1 - 10 m². En røsk er en grøft hugget eller sprængt i fjellet med 30 - 60 cm bredde og 10 - 60 cm dybde og op til flere hundrede meter lange. En stolle er en minegang, der er sprængt i fjellet med 1 - 2 m bredde og samme højde og meget varierende længder fra 2 til flere hundrede meter lange. En synk er et lodret firkantet hul i jorden ca. 1 gange 1 m eller større i omkreds, og med forskellig dybde.

I felten blev der set efter sådanne forekomster, hvis molybdænglansrapporten (HOLMENS 1961) angav nogle mineraliseringer i det pågældende område, hvor man var. Eventuelle fund blev markeret med kordinater på et topografisk kort (1:50.000). Kortet findes ikke i denne opgave.

Molybdænglansmineraliseringerne sidder hyppigt på de tidligere omtalte grå kvartsårer som flager direkte på kvartsen eller i sprækkezoner i kvartsen.

Molybdænglansmineraliseringerne har i perioder haft økonomisk interesse. Brydningen af dette havde sin store blomstringstid under 1. verdenskrig og siden har det ikke været i produktion indenfor det undersøgte område (BUGGE 1963). Ørdsdalen begyndte også med brydning af molybdænglans i 1904. Senere begyndte brydningen af wolframit og scheelit. Denne brydning er foregået flere gange i intervaller under forskellige ejere (HEIER 1955). Scheeliten blev først opdaget i 1918. Scheelitmineraliseringerne fra specialeområdet er beskrevet i foregående afsnit.

Pyrit er sammen med molybdænglans det hyppigste sulfid man støder på. Det findes i alle bjergartstyper, men ikke i nogen nævneværdig koncentration. I granat-grafit horisonten findes det altid og ofte sammen med kobberkis. Et par kobbermineraliseringer bør i denne forbindelse nævnes. Den ene er Kvittingen som ligger et par km syd for Hamarsmorksvatnet (nr. 22336, TABEL VI og IX). Her sidder kobberkis og pyrit i granat-grafit horisonten. Koncentrationen af sulfider kan lokalt nå op på 5% med overvejende pyrit. Den anden kobbermineralisering ligger et par km syd for Eikelandsdalen og fører pyrit, kobberkis og magnetkis (nr. 22347, TABEL VI og VIII). Magnetkis udgør hovedbestanddelen af sulfiderne. Mineraliseringen sidder her i en amfibolit som igen sidder i

granat-grafit horisonten. Amfiboliten er ifølge TABEL VI af basisk sammensætning.

Magnetit og ilmenit er ofte observeret i forskellige bjerg-
artstyper, men oftest i amfiboliten og pegmatiter. Et Fe-
oxid, som endnu ikke er nævnt er specularit (Fe_2O_3). Det er
fundet afsat på sprækkezoner i Kvittingen som $\frac{1}{2}$ - 1 cm store
rosetter. Sprækkezonerne sad i granat-grafit horisonten.

2.5: Aldersrelationer.

Grundfjeldsområdet hører med til det Skandinaviske Skjold.
Aldersdateringer fra området er meget begrænsede, men de få
der er viser stærkt divergerende aldre. VERSTEEVE (1970) har
på grundlag af Rb-Sr whole rock målinger i den nordlige del
af det charnockitiske område fået 1340 ± 100 mill år og for
det sydlige område 1530 ± 100 mill år. Som gennemsnit har han
sat charnockiternes alder til 1480 ± 80 mill år. VERSTEEVE
(1970) mener, at den Dalslandiske tektoniske termale virk-
somhed, som i SV-Skandinavien fandt sted for 900 - 1000 mill
år siden ikke har haft nogen indflydelse på charnockiterne,
da de hverken er yngre end de omgivende migmatiter eller
viser nogen indtryk af de Dalslandiske begivenheder. Fra 2
øjegnejser og en granitisk migmatit har Rb-Sr målinger fra
biotiter vist en alder på 825 mill år (VERSTEEVE 1970), hvil-
ket han tyder som en sidste fase af den regionale afkøling
efter den Dalslandiske tektoniske termale virksomhed i Sv-
Skandinavien (900 - 1000 mill år).

MICHOT & PASTELL (1968) har en regional metamorfose alder
for hele området på 1050 ± 100 mill år. De har målt samme
aldre på den katazonale metamorfose i Dydrogaland som den
mesotermale i Agder på 1000 - 1050 mill år ved Rb-Sr whole
rock målinger. Desuden har de målt U/Pb på zirkoner på flere
lokaliteter. En af disse prøver stammer fra den sydvestlige
del af området i nærheden af Gurslifelset. De viser en alder
på 1030 ± 50 mill år. Dernæst angiver de en alder for den
sidste plutoniske virksomhed i området på 950 ± 20 mill år.
Disse aldre viser en samtidig regional metamorfose for hele
området både ved Rb/Sr whole rock målinger og U/Pb målinger
på zirkoner på ca. 1050 mill år. MICHOT & PASTELLs angivelse
af den sidste plutoniske fases alder falder sammen med den

Dalslandiske termale virksomhed i SV-Skandinavien (900-1000 mill år).

2.6: Det geologiske kort.

På KORT V er den indtil nu kendte geologi tegnet ind. Den er forenklet og indeholder kun de få beskrevne karteringsmassige bjergartsgrupper.

Omkring scheelitanomalierne er lavet geologiske optegnelser af de vigtigste bjergartsenheder. I enkelte tilfælde er benyttet luftbilleder (1:15.000), men ellers er der tegnet direkte på vaskekortet (1:50.000, KORT V). Optegnelserne fra luftbillederne er overført til KORT V.

Selve opsporingen af anomalierne foregik ved at undersøge de forskellige bjergarter omkring anomalierne. I felten er hundredevis af prøver blevet undersøgt under kortbølget UV-lys. Undersøgelsesmetoden foregik med hovedet i en rygsæk og derved et sort plasticklæde. Det var den eneste måde til at få tilstrækkeligt mørke på, selvom det både var upraktisk og besværligt. Metoden gav dog resultat som det fremgår af afsnittet om scheelitmineraliseringer (afsnit 2.3).

Det geologiske kort (KORT V) indeholder dels egne iagttagelser og dels geologiske kort af delområder som andre har karteret. På kortet er markeret hvilke delområder og hvilke referenter der er tale om.

Amfiboliter, granat-grafit horisonter og granatholdige horisonter er ikke arealtro på KORT V, men er i de fleste tilfælde for bredt tegnede. Amfibolitssignaturen kan også markere en meget tæt koncentration af disse bjergarter i stedet for én horisont. Amfibolitssignaturen er ellers i store områder brugt som struktursignaturer mere end en nøjagtig placering af de enkelte amfiboliter.

Et forhold som ikke har været nævnt i bjergartsbeskrivelsen er en begyndende migmatitesering af bjergarterne. Både de grå gnejser og kvarts-feldspat gnejserne viser sådanne tegn og især kvarts-feldspatgnejserne som indenfor Åvedalsområdet (FIG 10) er granitiseret og kaldt granit af S. W. Andersen (upubliceret). Et Ø-V profil i Åvedalsområdet viser granit helt ude ved Sirdalsvatnet og går uden skarp grænse over i

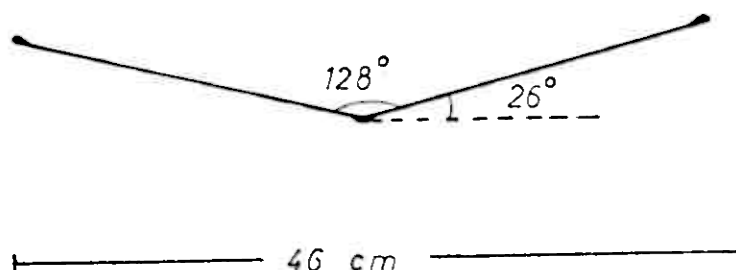
migmatiserede kvarts-feldspat gnejser og øjegnejser og derefter over i de grå gnejser indeholdende amfiboliter og molybdænglansmineraliseringerne (URBAN 1974).

På KORT V er desuden angivet strygning/hældningstegn i de områder jeg selv har undersøgt. Det er kun de generelle retninger som er angivet. De få målinger, som er på kortet, repræsenterer under 5% af de målte strygning/hældninger i feltet.

3. METODIK, PROSPEKTERINGSREDSKAB, SEDIMENT OG SEDIMENTOLOGISKE UNDERSØGELSER.

3.1: Geokemisk redskab, geokemisk prospekteringsmetodik og sedimenttyper.

Den geokemiske prospektering i specialeområdet er gennemført ved hjælp af vaskning. Til denne vaskprocedure er anvendt følgende redskaber: En vaskepande, en 1 l spand, en graveske, et litermål, en sigte, en tragt, en sprøjteflaske, 100 ml plasticflasker med skruelåg (prøveflasker), en magnet, en lup, et sort plasticklæde, en UV-lampe, en dagbog og en rygsæk til at have det hele i. Vaskepanden er en batêa-pande (MERTIE 1954) (Fig. 3). Panden er fremstillet af en

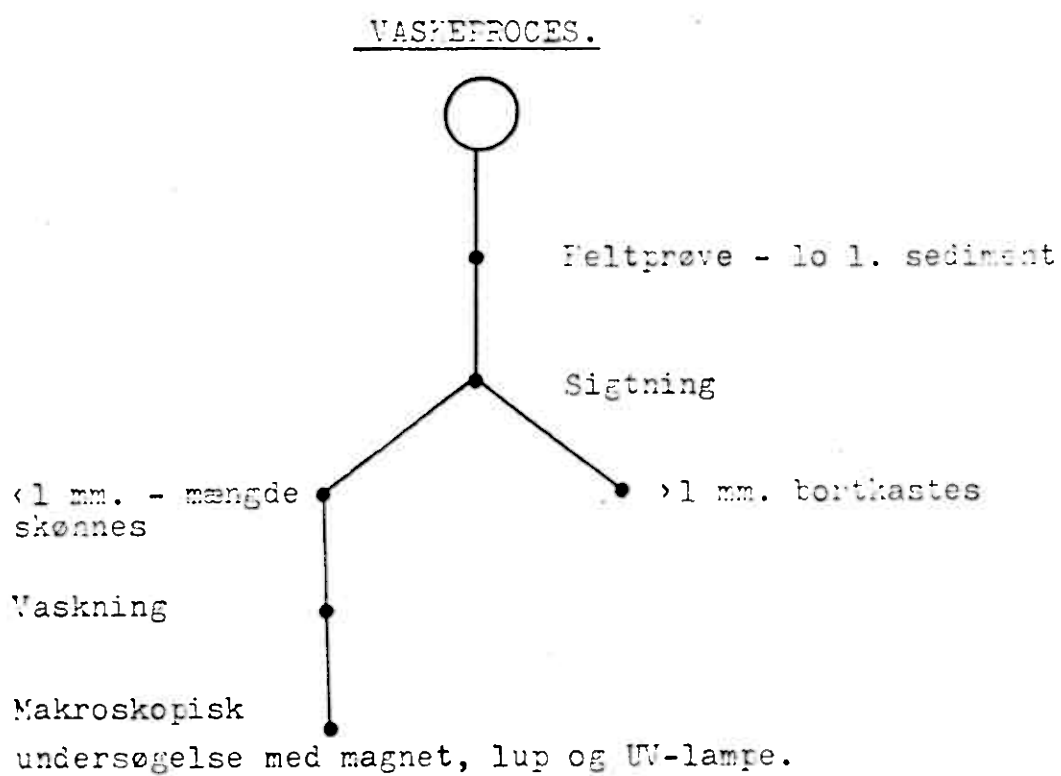


FIGUR 3: Tværsnit af Batêa vaskepande

aluminiumslegering, som gør panden let og nem at bære i felten, desuden er den rustfri, hvilket er et stort fremskridt i forhold til de gamle jernpander. Vaskepanden er fladt kegleformet og måler 46 cm i diameter og har en åbningsvinkel

på 128° (Fig. 3). I bunden af den indvendige kegle er en lille fordybning, hvor det første tunge materiale samler sig. Batêa-panden er ikke identisk med den berømte guldvaskepande, som er skålformet og flad i bunden. I den skematiserede FIGUR 4 er vaskeprocessen angivet punkt for punkt og beskrivelsen i det følgende vil følge disse punkter og samtidig nævne anvendelsen af de nævnte redskaber..

Vaskeprocessen begynder med at indsamle 10 l sediment i plasticspanden. Er der på prøvetagningsstedet ikke sediment nok til 10 l, måles den indsamlede mængde med litermålet og volumet noteres i dagbogen. Efter indsamlingen sigtes sedimentet i en almindelig køkkenstålsi, hvis maskevidde måler meget nær 1 mm i diameter. En stålsi af denne type må udskiftes efter ca. 75 vaskeprøver, på grund af rust og buler, hvorved netmaskerne bliver mindre end den oprindelige diameter. Plasticsigter er blevet forsøgt anvendt, men det er meget vanskeligt at ryste sedimentet igennem p.g.a. større modstandskraft end i stålsigten, så derfor blev plasticsigten opgivet. Sedimentet over 1 mm i kornstørrelse anvendes ikke yderligere bortset fra et kort blik på rullestennene for at se om der er noget af interesse. I enkelte tilfælde bliver det grove materiale undersøgt med UV-lys. Det finere sediment som går igennem sigten og ned i vaskepanden bliver skønnet volumenmæssigt og noteret ned. Herefter er man klar til selve vaskeprocessen. For at få det bedste udbytte af vaskningen må panden ikke indeholde mere end $2-2\frac{1}{2}$ l sediment. Gør den det, kan der meget let ryge for meget af panden ad gangen og heriblandt tungminerale sammen med det lette materiale. Det betyder, at man maximalt kan komme til at vaske 4 - 5 pander på et prøvetagningssted. Som første separation roder man med hånden i sedimentet, derved sker den første gravitative separation af de tunge minerale, derefter fyldes panden halvt med vand og sættes i rotation. Rotationsbevægelsen skal være ensartet så vand og de lette minerale forsvinder ved centrifugalkræfter ud over samme sted på panden for hver rotationsomgang. Når vandet er sluppet op fyldes panden igen halvt med vand og drejes rundt igen. Panden kan i gennemsnit roteres 8-10 gange før vandet er brugt op og det kaldes en vaskning. Med en fyldt pande (ca. $2\frac{1}{2}$ l sediment) vil det i

FELTARBEJDE.

FIGUR 4 : Skematisk arbejdsproces vedrørende tungsandsprøver.

gennemsnit tage 7-10 vaskninger at vaske tungsandet tilstrækkeligt rent. Hvornår man skal standse vaskeprocessen kan som regel ses på tungsandskoncentratets farve. I specialeområdet blev det i de fleste tilfælde helt sort p.g.a. stort indhold af magnetit og ilmenit og i enkelte tilfælde helt rødt p.g.a. stort granatindhold. Tungmineralerne bliver undersøgt på stedet med magnet for magnetiske mineraler som magnetit, ilmenit og magnetkis, med lup for pyrit, kobberkis, molybdænglans og granat og i nogle tilfælde med UV-lys for scheelit og zirkon. UV-lampen er ikke systematisk anvendt i felten, da ikke alle vaskere havde sort klæde. Tungsandskoncentratet hældes over i en prøveflaske ved hjælp af en tragt og en sprøjteflaske som skyller sedimentet ned i prøveflasken. Prøveflasken nummereres udvendigt med vandfast farve og inde i flasken kommes et kontrolnummer.

Prøvetagningen er fortrinsvis foretaget i floder, elve og bække, derudover er der taget prøver ved søbredder og indenfor mosestrækninger. De store elve (floder) har ikke den store betydning, da de løber i store dale og ofte har nær forbindelse med kvartære aflejringer. Derimod har elve og bække som løber ned ad bjergskråninger til de store elve og til søer meget stor betydning. Hvis elvene er lange, tages der flere prøver i samme elv, samt prøver i sideellev. Vaskeprøverne fordeles for det første på en sådan måde, at de repræsenterer et bestemt afvandingsområde. Dette område har enten sin øvre begrænsning ved vandskellet og sin nedre begrænsning ved prøvetagningsstedet eller sin begrænsning mellem 2 prøvetagningssteder. For det andet tages vaskeprøverne således, at de dækker et område på ca. 1 km^2 per prøve. Alle prøvepunkter indtegnes på et topografisk 1:50.000 kort og angives med nummer. Senere overtegnes prøvenumrene til et vaskekort (1:50.000), som kun indeholder søer, floder, elve og bække (KORT I). Den nøjagtige position for vaskeprøven angives ved hjælp af et sekscifret koordinattal samt kortbladets nummer. I det sekscifrede tal angiver de 3 første tal abcissen på kortbladet og de 3 sidste ordinaten. Alle vaskeprøvenumrene er indtegnet på KORT I.

De akkumulerede sedimenter i elvene stammer fra de faststående bjergarter som vandet nedbryder mekanisk. Sedimentet er

meget forskelligt hvad kornstørrelse angår. Kornstørrelsen dækker næsten alle sedimenttyper fra sten (200-20 mm), grus (20-2 mm), sand (2-0,06 mm) og silt (0,06-0,002 mm).

Akkumulationen af sandet til fint gruset materiale er stor i indersving af bugtninger, bag store sten og nedenfor små terrasse vandfald. Hvis ikke sådanne steder findes er der ofte grusmateriale under en "brolagt" elv- eller bækbund. Sedimentaflejringer langs søer er som regel nemme at få fat på og består hovedsagelig af sandfraktionen og især den fine sandfraktion. I lavland og på flade højdeplateauer består områderne ofte af store mosestrækninger. I sådanne områder er sedimenttransporten ikke stor. Sedimenterne er lyse til hvide og består næsten udelukkende af sandfraktionen. Fra sådanne områder kan man dog opnå "lidt" tungkoncentrat fra mossers og planters rødder som holder på tungmineraler i finsands- og siltfraktionen. Ved at ryste planternes rødder løsnes sedimentet og det kan derefter vaskes. Silt- og lerfraktionen benyttes normalt ikke, for det første fordi den er så finkornet og for det andet fordi den ikke fører tungmineraler af nævneværdig mængde.

Ved vaskningen undgås kvartære aflejringer og vejgrus. Aflob fra søer regnes ikke for noget godt prøvetagningssted, hovedsagelig på grund af mangel på materiale, men undtagelser findes dog.

3.2: Laboratoriemetodik.

I det følgende gennemgås kort det laboratiemæssige arbejde. En skematiseret arbejdsproces er vist i figur 5.

Vaskeprøverne tørres først. Denne del er ofte allerede gjort i felten enten i solen eller på et komfur eller på en kakkellovn på bostedet. Den hurtigste måde at tørre store prøver på, er at hælde dem ud i aluminiumsfoliebakker. Bakkerne stilles direkte på et varmelegeme eller sættes i solen. Efter tørringsprocessen vejes vaskeprøverne, hvilket er gjort på en Sartorius 2250 præcisions balance vægt med hundrededele nøjagtighed, hvilket er rigeligt til det foreliggende formål.

Magnetseparationen er det næste i forberedelsesrækken. Separationen foregår ved hjælp af en indstillelig håndmagnet -

Conrad Clausthal håndmagnet, Germany. At den er indstillelig vil sige, at den magnetiske tiltrækningskraft kan reguleres ved at indstille magneten i forskellig afstand fra prøvematerialet. Afstanden måles i millimeter og spænder fra 0 - 15 mm. Man begynder med den svagest mulige magnetiske tiltrækningskraft (15 mm afstand), d.v.s. at de stærkest magnetiske mineraler separeres først. Under separationen er benyttet fire afstande, nemlig 15, 10, 5 og 2 mm. De to højeste enheder blev separeret i en bunke og kaldt magnetit og de mindst magnetiske mineraler blev kaldt ilmenit. Ved at tage separationen trinvis undgår man, at ikke magnetiske mineraler hænger imellem de magnetiske korn. Denne fremgangsmåde er især vigtig, når der er meget stærkt magnetisk materiale i tungsandsprøven. Hvis man alligevel umiddelbart kan selyse mineraler i den magnetiske fraktion separeres den en gang til. Magnetitandelen og ilmenitandelen vejes hver for sig og blandes derefter sammen igen og prøven er klar til polerprøvefremstilling.

Den umagnetiske fraktion undersøges nu for scheelitkorn under UV-lys. Til dette formål er anvendt en UV-lampe af typen Mineralight Model M-16 til opladelige batterier eller en Mineralight MSL-48 til tøjrelementer. De enkelte scheelitkorn tælles og den karakteristiske farve og eventuelt kornstørrelse noteres. Samtidig skønnes den relative mængde af zirkon med lidt, almindeligt eller meget og evt. med en skønnet procentdel.

Det lyder måske omvendt at foretage tungvaskeseparationen efter scheelittællingen, men forklaringen ligger i, at ønsket i første omgang var at få scheelitanomalierne lokaliseret så hurtigt som muligt. Tungvaskeseparationen er lavet med tetrabromethan med en specifik vægtfylde på $2,93 \text{ g/cm}^3$. Den tunge fraktion bruges til videre analyse, medens den lette fraktion ikke benyttes mere.

Alle de fremkomne data er arkiveret på et kartotekskort. Et eksempel herpå ses på figur 6. De anvendte symboler i den lige nævnte figur står for følgende:

KARTOTEKSKORT.

FORSIDE

186

1312 III - 588-972 - 18.07.71 - J.L.F. - bl. - 050

10/7 l. sediment

IV - Scheelitkorn 16 - gule, Zr(15%)

Kornpræparat nr. 186 (<250 μ) - Polerprobe nr. 2435 (186) ,
umagnetisk fraktion (<250 μ).Mineralindhold:

opake	11 %	ilmenit
hornblende	10 %	ilm./hæm. afblandinger
hypersten	39 %	hematit
diopsid	17 %	rutil
epidot	5 %	titanit
zirkon	17 %	leukoxen
granat		limonit
titanit	1 %	pyrit

BAGSIDE.

	> 250 μ	< 250 μ
Vægt %	19,0	81,0
Scheelitkorn	1	16

Magnetit/ilmenit = 6,2 : 74,5 = 0,08.

	g	g	%
magnetit	8,62	8,62	6,2
ilmenit	103,36	103,36	74,5
umagn. > 2,93		11,43	8,2
umagn. < 2,93	26,83	15,40	11,1
total	138,81	138,81	100,0

FIGUR 6.

186	= Vaskeprøvens nummer
1312 III	= Topografisk kortnr. (1:50.000)
588-972	= koordinater for vaskeprøven på det ovennævnte kort
18.07.71	= Dato
J. L. P.	= Vaskerens initialer (John L. Pedersen)
blå	= Vaskerens farvesymbol
o5o	= Vaskerensprøve nr. system i felten
1o/7 1 sediment	= 1o 1 sediment og heraf vasket 7 1
Zr. (15%)	= Zirkon (skønnet 15%).

3.3: Udvalgelseskriterier og antal undersøgte prøver.

Prøvetagningen er sket ud fra flere kriterier: For det første skal de valgte prøver dække området nogenlunde jævnt. For det andet er vaskeprøverne valgt med hensyn til indholdet af scheelit således, at de største anomalier er repræsenteret ved flest tungsandsprøver og forholdsvis færre jo mindre scheelitindhold. For det tredje måtte prøveantallet ikke blive for stort, da bearbejdningen så ville tage for lang tid. De 111 forskellige undersøgte prøver er fordelt således i forhold til scheelitanomaliene: 51 prøver med 20 scheelitkorn eller mere, 30 prøver med 10-19 scheelitkorn, 10 prøver 3-9 scheelitkorn, 10 prøver med 1-2 scheelitkorn og 10 prøver uden scheelitkorn. 100 af prøverne er derefter sigtet i to kornstørrelsesfraktioner, en over og en under 250μ . Den mindste fraktion er skyllet i fortyndet saltsyre, medens den grove fraktion vejes og scheelitkornene tælles under UV-lys. Herefter bruges den sidstnævnte fraktion ikke mere. Tungsandet under 250μ bruges til fremstilling af kornpræparater til brug i gennemfaldende lys og polerprøver til reflekteret lys.

Der er undersøgt ialt 119 kornpræparater, hvilket svarer til knap 25% af prøvematerialet. Som nævnt er der 100 prøver fra kornfraktionen under 250μ , mens de resterende 19 ikke er separeret efter kornstørrelse. 57 kornpræparater er undersøgt kvantitativt, medens resten er skønnet m.h.t. indhold af hovedminerale. Derudover er undersøgt 69 polerprøver af tungsandsprøverne, hvoraf de 8 er prøver af den mag-

netiske fraktion og resten af den unmagnetiske fraktion. Her er 3 polerprøver fra hver fraktion (magnetisk og unmagnetisk) talt kvantitativt, medens resten er gennemset for eventuelle sjældne mineraler. Til de 69 polerprøver svarer 61 kornpræparater.

3.4: Undersøgelsesmetoder og sedimentologiske undersøgelser.

Den undersøgte tungsandsfraktion har en kornstørrelse under 250μ . Den mineralogiske undersøgelse af tungsandsprøverne er foretaget såvel på de non opake som på de opake mineraler.

I Kornpræparaterne er såvel gennemskinnelige som ikke gennemskinnelige korn blevet talt ved hjælp af et polarisationsmikroskop. Selve tællingen af kornene er foretaget ved at bevæge kornpræparatet i parallelle rette linier med 2 mm afstand i én retning og alle korn som rammer trådkorsets centrum tælles. Samme teknik er benyttet ved tællingen af polerprøverne. I nogle enkle kornpræparater findes kvarts og feldspat trods tungvaskeseparationen, disse er under tællingen sprunget over.

Til den kvantitative tungmineralanalyse er talt 200 korn i kornpræparater og i polerprøver.

De 200 korn har en meget regelmæssig fordeling i hele kornpræparatet, således at når tællingen er tilendebragt er præparatet som regel dækket helt ind af parallelle linier. For at få et indtryk af, om mineralfordelingen i prøven er rimelig statistisk fordelt er 5 prøver talt med 2 gange 100 korn. Fordelingen af mineralerne har betydning i det øjeblik et kornpræparat bliver dækket en halv gang eller halvanden gang. Af TABEL IV ses hvordan fordelingen i prøver er meget ensartet. Den største afvigelse indenfor de 2 kolonner er 6%, hvilket vil sige 3% fra gennemsnittet.

Vægtfordelingen af kornfraktionen under 250μ og over 250μ er undersøgt og den procentvise andel af de to kornfraktioner ($>250\mu$ og $<250\mu$) er angivet i TABEL I og II. Man ser, at den mindste kornfraktion, som i dette tilfælde har størst interesse, svinger fra en minimumsværdi på 26,6%

til en maximumsværdi på 96,5 vægtprocentandel af den samlede tunge fraktion. På fig. 7 ses et histogram som bedre illustrerer fordelingen af et bestemt antal prøver i forhold til et bestemt vægtprocentinterval. Hovedparten af prøverne ligger indenfor intervallet 50-90%. Gennemsnittet af de 100 undersøgte prøver er 68,6 vægtprocent.

Inden separationen i 2 kornstørrelsesfraktioner er fremstillet 7 kornpræparater. Disse 7 præparater er talt og af TABEL V kan fordelingen af de vigtigste mineraler ses i forhold til fraktionen mindre end 250μ . Af tabellen ses, at de opake mineraler, hornblende, hypersten, diopsid og epidot skiftevis har størst andel i hele prøven og i den lille fraktion. Den procentvise fordeling afviger på intet tidspunkt mere end 5%. For zirkons vedkommende er der en tendens til, at den fine fraktion har et større indhold end i den samlede prøve, men afvigelsen overstiger heller ikke her 5%. For granat er der 4 prøver som har et højere indhold i den samlede prøve, men kun i et enkelt tilfælde er afvigelsen mere end 5%, i prøve nr. 078, hvor afvigelsen er 6%.

De enkelte scheelitkorn i hver vaskeprøve er talt og kornstørrelsen noteret. Under scheelittællingen erfarer, at scheeliten spalter meget let ved stød eller tryk. Det var ikke ualmindeligt, at et stort scheelitkorn spaltedes til 5-10 små korn. Hvis dette observeredes blev scheelitkornet kun talt for et korn.

Anomalifordelingen er valgt med følgende intervaller: 20 scheelitkorn eller mere er en stor anomali og er markeret med en rød prik på KORT II. Det næsthøjeste interval strækker sig fra 10-19 korn. Hvor stor betydning denne kategori har, fortæller kornstørrelsen af scheelitkornene noget om. Den tredje gruppe, der består af 3-9 korn, har kun betydning, hvis den indeholder store scheelitkorn. Den næstsidste gruppe har 1-2 scheelitkorn og den sidste gruppe har ingen betydning. Anomalifarverne på KORT II er med faldende scheelitantal rød, grøn, sort, gul og blank.

Efter separationen i 2 kornfraktioner er den grove fraktion ($>250\mu$) undersøgt under UV-lys og scheelitkornene talte.

Vægtfordeling af tungmineralindholdet i kornfraktionen > 250 μ

Antal prøver

Ialt 100 prøver

40

30

20

10

0

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 %

FIGUR 7.

0 - 10 %	= 0	prøver
10 - 20 %	= 0	"
20 - 30 %	= 2	"
30 - 40 %	= 4	"
40 - 50 %	= 7	"
50 - 60 %	= 16	"
60 - 70 %	= 23	"
70 - 80 %	= 18	"
80 - 90 %	= 20	"
90 - 100 %	= 10	"

Gennemsnittet (G) = summen
af samtlige prøver (TABEL
I og II) : 100 =
6856,5 : 100 = 68,6

Derefter er antallet af scheelitkorn i hver prøve trukket fra det samlede antal scheelitkorn i de respektive prøver så antallet i den lille fraktion herved er kendt. I TABEL I og II er scheelitkornenes antal for begge kornstørrelsesfraktioner angivet. Ved et gennemsyn af kolonnerne vil man hurtigt erfare, at i de fleste tilfælde udgør scheelitmængden i den fine fraktion langt mere end $2/3$ af kornene. Godt $2/3$ er den andel den fine fraktion udgør af den samlede tungsandsprøve. Man ser også at kun i 1 tilfælde (nr. 118 TABEL II) er scheelitmængden i den grove fraktion større end i den fine fraktion. Derudover findes kun 7 tilfælde, hvor den lille kornstørrelsesfraktion ikke indeholder det dobbelte antal korn af den grove fraktions, d.v.s. ligger under $2/3$, men i alle tilfælde over halvdelen af det samlede antal scheelitkorn. Generelt er scheelitkoncentrationen i den fine kornfraktion større end de godt $2/3$ af den samlede mængde scheelit.

Ud fra vægtprocentforholdet af hele vaskeprøven mellem magnetit og ilmenit er lavet et magnetit/ilmenitkort (KORT III). Til undersøgelsen er brugt 455 vaskeprøver. Prøverne fra nr. 1-152 er ikke repræsenteret, da disse er separeret under feltarbejdet, hvor der ikke var nogen vægt til rådighed. Her findes kun den samlede vægt for hele den magnetiske fraktion. Det forudsættes at magnetitandelen hovedsagelig indeholder magnetit og eventuelt titanomagnetit, medens ilmenitandelen indeholder ilmenit og eventuelt titanomagnetit. Til at symbolisere forholdstallene er følgende intervaller valgt: Magnetit/ilmenit større end en, dvs. prøver hvor magnetit udgør mere end 50% af mineralerne. Forholdstallene strækker sig fra 1 - 34,6 og med medianen på ca 2. Næste interval dækker forholdstallene fra 0,5 - 1. Ilmenit begynder at blive dominerende i denne gruppe. I næste interval er det endnu mere dominerende med forholdstal fra 0,1-0,5. I de sidste 2 grupper mangler magnetit eller er kun repræsenteret i meget lille mængde. Den ene gruppe går fra større end 0 til 0,1 og i den sidste gruppe er forholdet 0, hvilket er ensbetydende med ren ilmenit. På kort III er brugt samme farver som ved scheelitanomalierne med rød

prik for de højeste værdier og faldende værdier med grønne, sorte, gule og blanke prikker.

3.5: Diskussion af mulige fejlkilder ved de anvendte metoder og undersøgelser.

Ved tællingen af kornpræparater og polerprøver er 200 korn valgt som mål, fordi det er den i litteraturen mest benyttede størrelsesorden (bl.a. THOMSEN 1957, LARSEN 1959) med undtagelse af hollandske forskere som næsten altid kun tæller 100 korn (bl.a. VAN ANDEL 1950). Ifølge MILNER (1962 s.390) giver 200 korn en usikkerhed på lidt under 5%. For at nå en lavere usikkerhed skal man forholdsvis meget højere op i kornantal. F.eks. angiver MILNER (1962 s. 390) 4549 korn for en sikkerhed på 1% og 454950 korn for en usikkerhed på 0,1%. Fra et matematisk synspunkt vil det sige, at nøjagtigheden stiger $\sqrt{n}$, hvor n er lig antal talte korn. For at få en usikkerhed på præcis 5% skal der ikke tælles 200 korn, men $4549:(5)^2 = 182$ korn, da 4549 svarer til 1%'s nøjagtighed og usikkerheden stiger i dette tilfælde med 5 gange.

En anden fejlkilde kan være en forskel i det undersøgte materiale i forhold til den samlede prøve. I TABEL V ses, at den største afvigelse indenfor de to kolonner er 6%, hvilket vil sige 3% fra gennemsnittet. En tredje mulig fejlkilde ligger i eventuel uensartet behandling af materialet. Da præparationen og optællingen er udført efter samme retningslinier for hele materialet, skulle denne fejlkilde være minimal. En fjerde mulig fejlkilde ligger i selve vaskningen af prøverne, da der er flere som har været med til at indsamle materialet. Men efter forsøg af THEOBALD (1957) viser det sig, at en erfaren vasker i forhold til nybegyndere stort set vasker ens og at alle nybegyndere efter et par dages erfaring også vasker såens, at der ikke er nogen systematisk eller påviselig forskel i det indsamlede prøvemateriale. På dette grundlag skulle denne fejl være uden betydning.

Under tællingen af scheelitkornene er kornstørrelsen noteret,

hvis de enkelte korn afveg indbyrdes fra hinanden. Dette har betydning, da store korn meget let går i stykker til mange små på grund af den gode spaltelighed parallel med (101) (MILNER 1962). Hvis der findes begge kornstørrelser i en prøve, er der stor chance for, at de små er fremkommet af de store og kan derfor give vaskeprøven en for høj anomali. Generelt ligger usikkerheden ved alle operationer under en fejlmargen på 5%.

4. MINERALINDHOLDET I TUNGSANDSKONCENTRATERNE.

4.1: Non opake mineraler.

Beskrivelsen er inddelt i grupper i samme rækkefølge som skemaet i TABEL I med amfibol (hornblende) først og derefter pyroxener (hypersten, diopsid), epidoter (pistacit, Mn-epidot), zirkon, granat, titanit, rutil, scheelit, apatit, monazit og grøn spinel (hercynit). Det sidstnævnte mineral findes ikke i tabellen, da det kun er observeret i 2 kornpræparater.

Betegnelsen "alteriter" er i det følgende undgået. Begrebet dækker stærkt omdannede korn som ikke kan identificeres med sikkerhed. Nogle forfattere (bl.a. VAN ANDEL 1950) sætter alle omdannede mineraler under denne gruppe selvom de kan bestemmes. Som eksempel kan anføres epidot. I det nedenfor beskrevne er selv stærkt omdannede (grumsede) epidoter henregnet til epidotgruppen.

På FOTO 3 ses et oversigtsbillede af et kornpræparat.

AMFIBOLGRUPPEN:

Hornblende er den eneste repræsentant fra amfibolgruppen i vaskeprøverne og findes i alle prøver. Indholdet af hornblende varierer fra 1% til 78% (TABEL I).

Efter farve kan mineralet inddeles i 2 grupper:

- 1) brun til grøn
- 2) blågrøn til flaskegrøn

Denne inddeling er i overensstemmelse med SHIDÔ & MIYASHIRO's (1959) inddeling af metamorfe hornblender.



FOTO 3:
Oversigtsbillede af den
non opake tungsands-
fraktion.



FOTO 4:
Hornblende.

Under tællingen er der ikke skelnet imellem forskelligfarvede hornblender, men kun bemærket og noteret den karakteristiske farve. De brunfarvede findes overalt, men med den største koncentration i den vestlige del af området og de grønfarvede mod øst.

Brune til grønne er langt de mest dominerende og alle mulige overgange imellem disse findes. Der er tydeligvis en kontinuert overgang fra brun-brungrøn-grøn. Til denne gruppe er også medregnet mørkebrune til næsten opake hornblender. Disse udgør under en procent af samtlige hornblender. De blågrønne til flaskegrønne udgør mindre end 10% af hornblendegruppen.

90% af alle kornene viser pleokroisme:

Den brune hornblende viser svag pleokroisme fra blegbrun eller brungrøn (Z) til mørkbrun (X). Den grønne hornblende har kraftigere pleokroisme fra blågrøn (Z) til grøn (X) og i sjældne tilfælde til olivengrøn (Y) (VAN ANDEL 1950 TROGER 1959). Generelt kan siges, at den lyse pleokroisefarve er parallel med trådkorsets N-S retning og den mørkeste med Ø-V, da polarisatorerne i det benyttede Zeiss mikroskop svinger i et øst-vest plan. 80% af kornene er aflange prismatiske korn med en let afrundingsgrad (FOTO 4). Resten er uregelmæssige mere eller mindre afrundede korn.

Lysbrydningsværdierne ligger omkring eller lige over clearax ($n=1.66$). Dobbeltbrydningen er lav med interferensfarver af 1. - 2. orden. Udslukningsvinklen varierer fra $5-20^\circ$ og er i meget sjældne tilfælde parallel. Aksebillederne er vanskelige at tage, men $2V_x$ varierer fra $60-80^\circ$ for de bestemmelige og mineralet er optisk negativt.

Ud fra disse data kan følgende sluttes:

Den aflange prismatiske form (|| c) skyldes den gode spaltelighed langs (llo) (TROGER 1959).

Farvevariationerne skyldes et varierende indhold af Ti (MASON & BERRY 1967). Den brune farve intensiveres med stigende Ti-indhold og stigende metamorfose (RAMBERG 1948, SHIDÔ & MIYASHIRO 1959).

Lysbrydning og dobbeltbrydning stiger med stigende Fe-indhold og Ti-indhold (TROGER 1959), hvorimod $2V_x$ falder (TROGER 1959) under samme betingelser.

PYROXENER:

Pyroxenerne optræder i alle slib og udgør i ca. halvdelen af de undersøgte vaskeprøver hovedbestanddelen af mineralerne. Pyroxenmineralerne er hypersten og diopsid.

Hypersten er langt det hyppigste pyroxenmineral. I de enkelte vaskeprøver varierer hyperstenindholdet fra 5-65% (TABEL I). Mineralen er dominerende vest for Sirdalsvatnet og udgør i den vestlige og sydvestlige del hovedkomponenten af samtlige mineraler. Halvdelen af kornene er korte eller lange prismatiske korn med takkede eller afrundede basale ender, medens den anden halvdel er uregelmæssige formede korn med nogen kantafrunding (FOTO 5).

Med hensyn til pleokroisme kan hyperstenen inddeles i 3 grupper:

- 1) Farvede korn med påfaldende pleokroisme som varierer fra rød-rødbrun (X) og grøn-mørkgrøn (Z).
- 2) Farvede korn med pleokroisme fra gul (Y) til grøn (Z).
- 3) Næsten farveløse korn med svag pleokroisme.

De farvede korn udgør langt den hyppigste forekomstmåde, medens de farveløse er ret sjældne. Denne variation i pleokroisme (fra svag til stærk pleokroisme) skyldes et varierende Fe-indhold (THOMSEN 1957) i mineralen, jo mere Fe der er indbygget i gitteret, desto kraftigere bliver pleokroismen.

Lysbrydningsværdierne ligger lige over clearax ($n=1,66$) med laveste værdier for de svagest farvede. Hyperstenen viser lav til moderat dobbeltbrydning, parallel udslukning og en aksevinkel på $50-70^\circ$, samt er optisk negativ.

Hyperstenen viser ofte Schiller-strukturer, hvilket er små indeslutninger i kornet (FOTO 6). Indeslutningerne er aflange, firkantede eller afrundede "korn", som ligger vinkelret på hinanden. Enkelte korn har kun vist schillerisation i kornets længdeakse. Hovedparten af indeslutningerne er rødbrune, og er rutil, medens de andre er opake og formentlig ilmenit. Udbredelsen af Schiller-struktur er hovedsagelig begrænset til den vestlige del af området.

Diskussion af observerede resultater:

Mineralets prismatiske form er bestemt af den forholdsvis gode spaltelighed langs (010) (MASON & BERRY 1967).

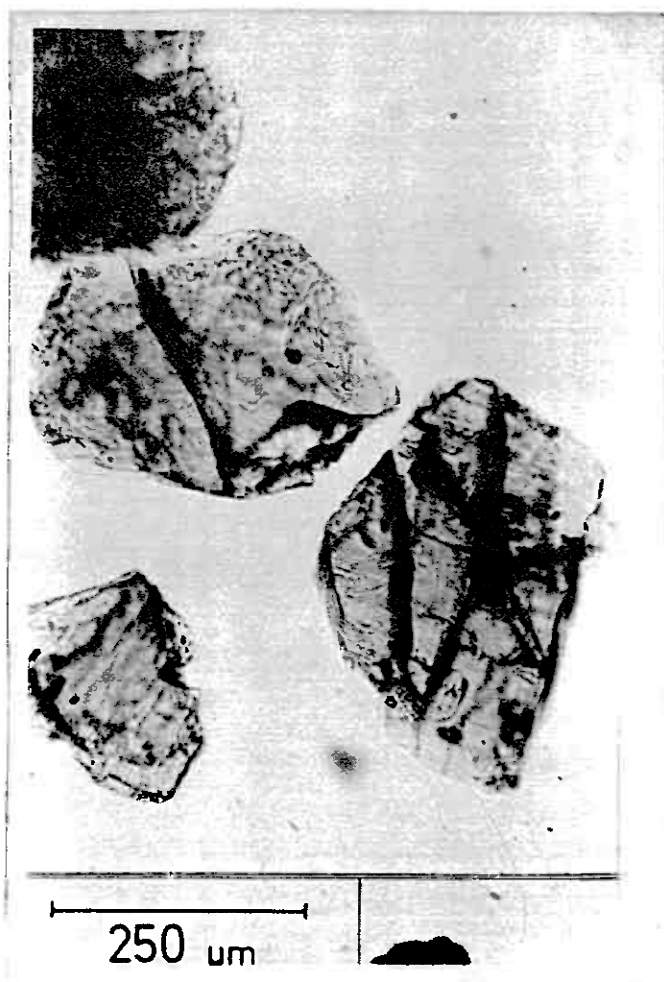


FOTO 5:
Hypersten.

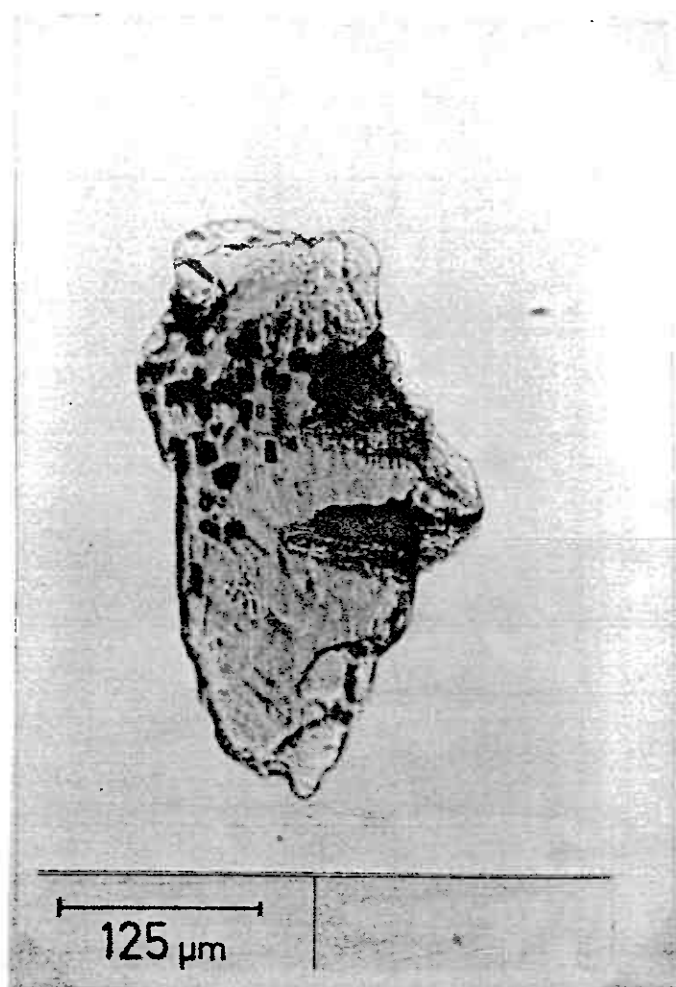


FOTO 6:
Schillerstruktur i hyper-
sten (rutilindeslutnin-
ger)

Fe-indholdet har også betydning (udover pleokroisme) for lysbrydningen og dobbeltbrydningen (TRÜGER 1959, MASON & BERRY 1967) - begge stiger med stigende Fe-indhold.

Aksevinklen svarer til 40-70 Mol-% Fe (TRÜGER 1959)

Udviklingen af den "poikilitiske" tekstur, hvor små inklusioner dannes sker langs krystalplaner (DANA 1932), hvor Ti- og Fe-rige opløsninger trænger ind og afsættes. Hvor inklusionerne er vinkelrette på hinanden, sker afsætningen efter vinkelrette planer.

Diopsid er den eneste clinopyroxen som findes i vaskeprøverne. Indholdet i den tunge fraktion varierer fra 1-39% (TABEL I). Diopsid findes i hele området, men har dominerende status lige vest for Sirdalsvatnet omkring Virak.

Ca. halvdelen af diopsidkornene er afrundede og uregelmæssige i form. Den anden halvdel består af dårlige spaltestykker delvist begrænset af uregelmæssige kanter som er let afrundede (FOTO 7). Spalterevner ses ofte i kornene. Lysbrydningen ligger tydeligt over indstøbningsmediet ($n=1,66$). Dobbeltbrydningen er høj og interferensfarverne er karakteristisk slørede. Udslukningsvinklen ligger fra 36° til 42° . Farven hos de fleste korn er bleggrøn. I enkelte slib findes mørkegrønne og næsten farveløse korn. Pleokroismen er svag med grønne farver. Pleokroismen stiger med voksende intensitet af den grønne farve. Aksebillederne er som regel gode og viser en aksevinkel hvis krumning svarer til en vinkel på ca. 60° . Mineralet er optisk positiv.

Som i hypersten er der også observeret Schiller-strukturer i nogle få diopsidkorn. De små aflange poikilitiske korn er parallelle med langdeaksen i kornet. 90% af indeslutningerne er opake. Her er formentlig igen tale om Ti-holdige opløsninger som ilmenit og rutil.

EPIDOTGRUPPEN:

Epidotgruppen udgør en yderst varierende gruppe. Den er repræsenteret i alle slib, og indholdet svinger fra under en procent til 28% af samtlige tunge umagnetiske mineraler (TABEL I). Epidot er anvendt som en samlebetegnelse for beslæg-



FOTO 7:
Diopsid.

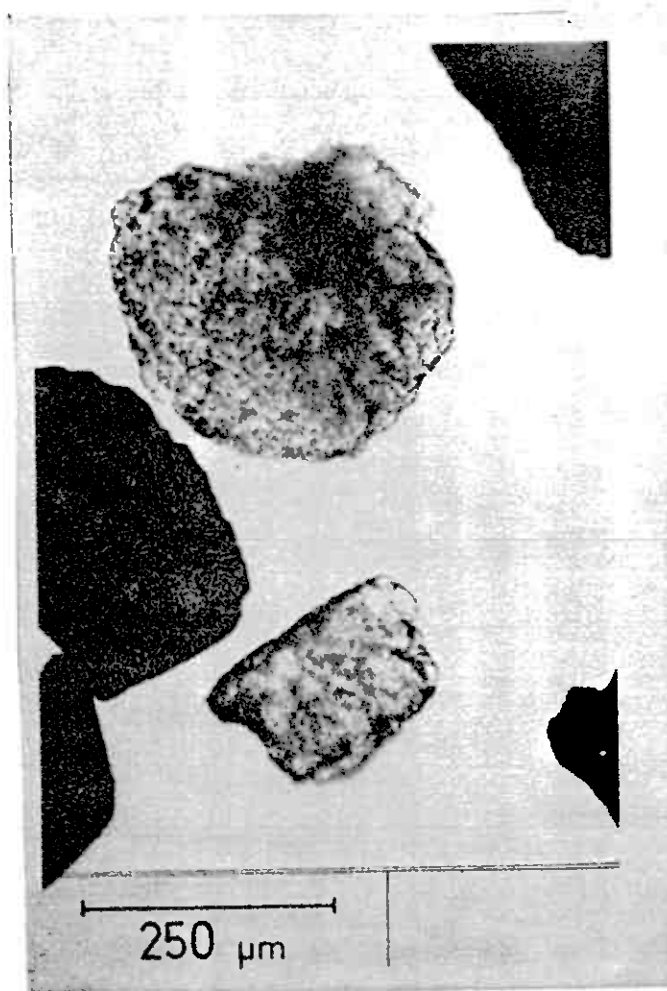


FOTO 8:
Epidot med grumset
overflade.

tede mineraler - epidot (pistacit), clinozoizit og zoizit. Blandt disse udgør pistacit næsten samtlige epidoter. Clinozoizit og zoizit er ikke udskilt fra pistacit, da det ikke kunne specificeres med sikkerhed om der var tale om de pågældende mineraler. Tvivlstilfældene er så få, at de aldrig vil komme til at udgøre nogen procentdel af den samlede prøve, så usikkerheden på pistacitens andel i prøven er forsvindende lille. Udover epidot består epidotgruppen af piemontit eller Mn-epidot. Betegnelsen Mn-epidot foretrakkes anvendt, da hele kornet sjældent udgør den egentlige piemontit, men i de fleste tilfælde kun en del af et epidotkorn = Mn-holdig epidot. Mn-epidoten findes i 60% af prøverne og indholdet udgør op til 2% af de enkelte prøver (TABEL I).

Epidot (pistacit) optræder i yderst forskellige farver og modifikationer. Mineralet kan deles i flere grupper:

Den første gruppe udgør 60-70% af samtlige epidoter og består af grumsede, grønne, brunlige til mørke korn som er uregelmæssige af form og har ujævne overflader (FOTO 8).

Den anden gruppe udgør 30-40% og består af vissengrønne til gulgrønne eller brungrønne korn som optræder som spaltestykker og uregelmæssige fragmenter med en let afrundingsgrad, men til tider stærkt afrundede.

Den tredje gruppe består af farveløse epidoter, som viser aflange prismatiske spaltestykker og krystalfragmenter med en let afrundingsgrad.

Den sidste gruppe består af mørkegrønne, stærkt afrundede korn. De farveløse og mørkegrønne epidoter udgør en meget lille del (<1%) af samtlige epidoter.

Pistacit er typisk pleokroitisk, men med stærkt varierende intensitet. Den kraftige pleokroisme er udpræget for de farvede ikke grumsede mineraler og varierer fra gul (X) til lysegrøn (Y) eller lys gulgrøn (Z). Hos de andre er pleokroismen svag og mangler i enkelte tilfælde.

Fælles for alle epidoterne er: De viser tydeligvis høj lysbrydning i forhold til indlejningsmediet ($n=1,66$). Udsluk-

ningen varierer fra parallel til 30° . Pistacit har meget karakteristiske spillende og kraftige interferensfarver fra 2. til 5. orden. I 90% af alle tilfælde kan mineralet kendes på disse typiske "epidot-interferensfarver". De grumsede og mørkegrønne korn viser kun interferensfarver langs kanten af kornet henholdsvis på grund af det grumsede korn og på grund af mineralets intense egenfarve. Aksevinklen varierer fra $80-90^\circ$, og mineralet er optisk negativ. Desuden viser epidot dispersion $r > v$.

Kommentar til observerede data:

Pistacitens grumsede udseende og den meget uregelmæssige form er udtryk for en mere eller mindre nedbrydning eller omdannelsesgrad af mineralet. Aflange prismatiske korn skyldes den gode spaltelighed parallel med (001) (VAN ANDEL 1950). Korn beliggende på denne flade viser parallel udslukning (|| b). I alle andre tilfælde varierer udslukningen op til 30° .

Pistacits forskellige optiske egenskaber skyldes et variabelt indhold af Fe_2O_3 (TROGER 1959). Med stigende Fe_2O_3 -indhold stiger lysbrydning, dobbeltbrydning, densitet og pleokroisme medens aksevinklen ($2V_x$) falder.

Mn-epidot(piemontit)viser næsten samme optiske egenskaber og samme former som epidot. Forskellen mellem almindelig epidot og Mn-epidot er den tydelige og påfaldende pleokroisme fra gul eller orange (X) til rød eller lilla (Y) eller purpurfarve (Z) hos Mn-epidot. Selvom denne pleokroisme kun er typisk for en lille del af kornet, er kornet medregnet som Mn-epidot. Den "ægte" piemontit er også talt med under Mn-epidot.

Til forskel fra pistacit er Mn-epidot (piemontit) optisk positiv. Lysbrydningsværdier og aksevinkel stiger med stigende Mn-indhold (TROGER 1959)

Zirkon findes i alle tungsandsprøver, men indholdet er stærkt varierende fra under 1% til 39% (TABEL I). En enkelt af de ikke talte prøver (nr. 504) udgør zirkon mere end 90% af den tunge ikke magnetiske fraktion.

Kornene er aflange ideomorfe eller hypidiomorfe af form med prisme eller pyramide eller brudstykker som alle viser nogen kantafrunding (FOTO 9). Kornstørrelsen varierer fra ca. 50μ til 400μ i længdeaksens retning, og er mindre end 100μ i den korte akse retning. Generelt er kornene små i forhold til de andre mineraler.

Farven er skiftende fra farveløs som hos de fleste til gul-ligbrun til brunlig. De brunlige er ofte zonerede (FOTO 10). Minerallet har ofte inklusioner, som er uregelmæssigt fordelt i kornet. Et par procent af kornene viser en opsprækning inde i kornet, som om det er ved at slå revner. Kornene viser ofte reknystellisering uden på et oprindeligt idiomorft korn (FOTO 10).

Lysbrydningen er meget høj - så høj, at der rundt om minerallet ses en sort rand. Dobbeltbrydningen er stærk med interferensfarver fra grøn til gråt af højere orden. Zirkon giver et akseptabelt aksebillede i ca. halvdelen af de prøvede tilfælde, det er optisk enakset og optisk positiv. Udslukningen er parallel og god. Meget svag pleokroisme er observeret i nogle korn.

Diskussion af observationer:

At nogle korn er større end 250μ skyldes den aflange prismatiske form som derved på den ene led kan komme igennem sigten.

De omtalte inklusioner har det ikke været muligt at bestemme, men efter MILNER (1962) kan inklusionerne være vædske, glas, apatit eller muligvis xenotim.

Opsprækningen i minerallet skyldes (LARSEN 1966) den metamikte omdannelse af minerallet, hvilket vil sige en nedbrydelse af krystalgitteret p.g.a. α -partiklers bombardement af gitteret.

Granat er meget udbredt, og findes i over 80% af prøverne. Indholdet svinger fra under en procent til 50% af prøven (TABEL I). 3 typer af granat forekommer:

- 1) rød-rødbrun
- 2) farveløs
- 3) overgangsgruppe mellem de 2 første grupper og som er mere eller mindre lyserøde.



FOTO 9:
Zirkon.



FOTO 10:
Zonert zirkon med
rekrytalliseret rand.
(Olie).

Overgangsgruppen udgør ca. 80% af granaterne, medens de andre fordeles ligeligt imellem resten. Størrelsen af granaterne er varierende, men generelt er de store - omkring 200μ (især de rødlige), hvorimod de farveløse er mindre end 100μ . De farvede granater er uregelmæssige fragmenter, som både kan være kantede og let afrundede (FOTO 11). De farveløse viser til tider idiomorfe korn.

Inklusioner er hyppige i alle typer og består ofte af kvarts og opake mineraler. Granat har høj lysbrydning og er optisk isotropt.

Ud fra ovenforstående beskrivelse er der sandsynligvis tale om almandin, pyrop eller spessartin (MILNER 1962, MASON & BERRY 1967).

Titanit er til stede i godt halvdelen af de undersøgte vaskeprøver fra under 1% til 2% i gennemsnit. Enkelte prøver har et højere indhold, og vaskeprøve nr. 494 har et ekstremt højt indhold med 9% (TABEL I). Udbredelsen viser ikke noget entydigt mønster, men det står klart at de høje indhold optræder sammen med hornblenderige prøver og dermed i den østlige del af området.

Kornene er uregelmæssige med nogen kantede eller kantrundede brudstykker eller helt afrundede korn (FOTO 12). Kornene er ofte grumsede på overfladen, og kan være svære at anerkende, men den gulbrune farve, svage pleokroisme, høje lysbrydning og meget dårlige udslukning afslører som regel dets identitet. Dobbeltbrydningen er ekstrem høj (0,134 - MILNER 1962).

Aksebilledet viser sig som 2 isogyrer, der til tider ligger så tæt sammen, at de under dårlige betingelser kan forveksles med et enakset mineral. Aksevinklen er 10° - 30° og optisk positiv. Desuden viser mineralet kraftig dispersion - $r > v$. Dispersionen er skyld i mineralets dårlige udslukning.

Rutil er sjældent, og dets udbredelse er derfor ret begrænset (TABEL I).

Kornene er aflange og afrundede nærmest elipseformede. Farven er rødgyldenbrun til næsten sort (pseudoopake). To korn



FOTO 11:
Granat - det øverste
korn med 2 bevarede
dodekaederflader.

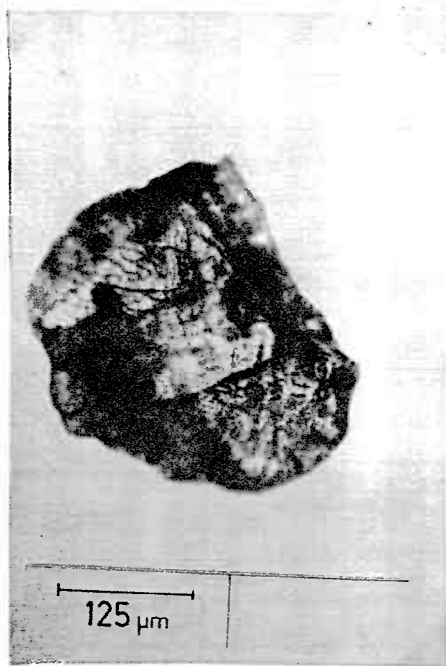


FOTO 12:
Titanit.

viser pleokroisme mørkrød (O) til gyldenrøddbrun (E). Rutil har meget høj lysbrydning. Dobbeltbrydningen kan ikke erkendes, da mineralets egenfarve bevares med krydsede nicoller. Aksebilledet er ikke set. Rutil findes desuden som små inklusioener i hypersten og diopsid.

Scheelit er sparsomt repræsenteret i kornpræparaterne (TABEL I). Kornene er aflange eller afstumpede spaltefragmenter, som både kan være kantede og let afrundede (FOTO 13). De optiske egenskaber afspejler nøjagtig zirkons med undtagelse af, at scheelit har lavere dobbeltbrydning, som kan gå helt ned til 1. ordens interferensfarver, men er ellers moderate. Disse Parallelle optiske egenskaber vil sige meget høj lysbrydning, god og parallel udslukning, men er aldrig pleokroitisk, samt optisk enakset og optisk positivt.

Apatit er sjældent forekommende i slibene og udgør kvantitativt en meget lille del.

Apatit er stærkt afrundet og farveløs. Det er ofte korroderet på overfladen. Lysbrydningen ligger lige under clearrax ($n=1,66$). Dobbeltbrydningen er meget svag med interferensfarver til grå af første orden. Mineralet er optisk enakset og optisk negativt.

Grunden til den korroderede overflade skyldes sandsynligvis syrebehandlingen. Apatit kan også helt forsvinde, hvis syrebehandlingen bliver for intens (THOMSEN 1957). Af denne grund er mineralet muligvis underrepræsenteret i kornpræparaterne.

Monazit er kun observeret i ganske få prøver (TABEL I). Det kan meget let forveksles med pistacit, da det har samme farver: gullige og brungullige med et grønt skær. Forskellen mellem pistacit og monazit er en højere lysbrydning og en anden aksevinkel end pistacit. I de tilfælde, hvor aksebilledet ikke kunne ses, afhang afgørelsen dels på lysbrydningsværdien og dels på interferensfarverne, som ikke har samme spillende farver som hos epidot, (pistacit).

Monaziten er stærkt afrundet og afspejler hverken krystalform eller spaltefragment (FOTO 14). Den høje lysbrydning ses af og til som en sort rand uden om kortet. Kornene viser svag pleokroisme fra gulgrøn til gul. Aksebilledet viser sig

FOTO 13:
Scheelit.

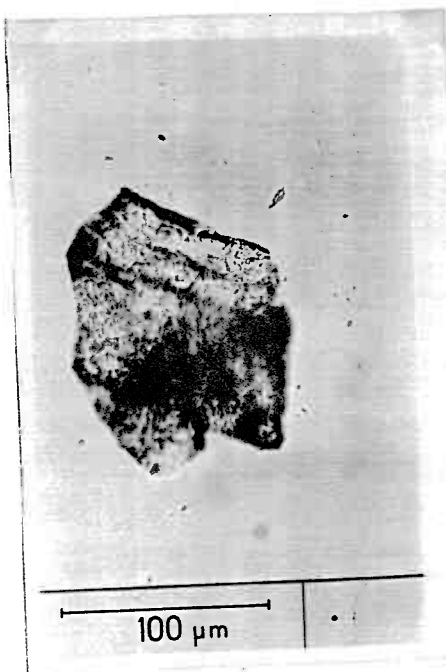
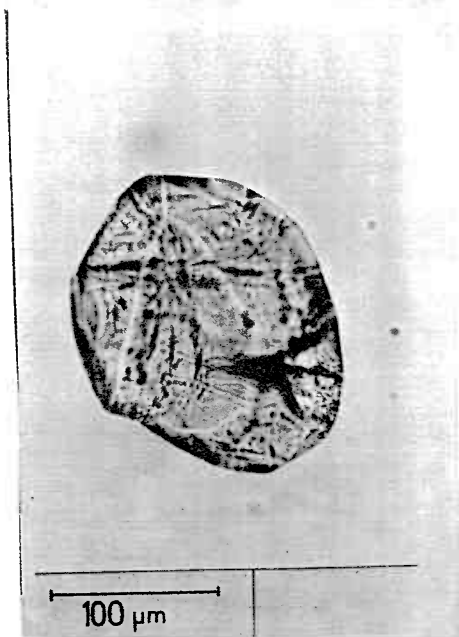


FOTO 14:
Monazit.



som 2 tætliggende isogyrer med en aksevinkel på 10-15° og optisk positiv.

Grøn spinel (hercynit) er ikke medtaget i TABEL I, da det kun er observeret som et korn i hver af de 2 prøver i nr. 182 og 184. Begge prøver stammer fra den vestlige del af området. Mineralet er mørkegrønt til nærmest mørk flaskegrøn. Det er let at kende dels på grund af sin farve og dels på grund af sin optiske isotropi. Kornenes form er uregelmæssige og let afrundede. Lysbrydningen er høj, men betydelig lavere end f.eks. zirkons.

4.2: Opake mineraler.

De opake mineraler i tungsandsprøverne er følgende: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, hæmatit, rutil, titanit, leukoxen, limonit, pyrit, kobberkis, magnetkis, zinkblende, molybdanglans, kobber, sølv, bismuth og scheelit.

Af den magnetiske fraktion er undersøgt og talt 8 polerprøver (TABEL VII). Denne fraktion udgøres hovedsageligt af magnetit, titanomagnetit og ilmenit samt omdannelsesprodukter fra disse mineraler. Af den umagnetiske opake fraktion er undersøgt 61 polerprøver og heraf er de tilsvarende 8 til den magnetiske fraktion talte (TABEL VII). I denne fraktion er ilmenit det altdominerende mineral. Det efterfølges af hæmatit og forskellige Ti-mineraler, som er omdannelsesprodukter af ilmenit. Desuden findes sulfider og forskellige gedigne mineraler. På FOTO 15 ses et oversigtsbillede af en polerprøve af den umagnetiske fraktion.

I beskrivelsen, som følger nedenfor, vil hvert mineral blive beskrevet for sig med efterfølgende beskrivelse af afblandinger og omdannelsesprodukter. Beskrivelsen starter med de magnetiske mineraler og fortsætter med de umagnetiske, som vil blive beskrevet i rækkefølge efter faldende hyppighed i polerprøverne.

Opmærksomheden bør henledes på, at rutil, titanit og leukoxen optræder som selvstændige grupper og samtidig under omdannelsesprodukter fra ilmenit, titanomagnetit og ilmenit/



FOTO 15:
Oversigtsbillede af den
opake tungsandsfraktion.



FOTO 16:
Titanomagnetit. (Olie).

hæmatit - hæmatit/ilmenit. Under de selvstændige grupper er kun medregnet hele rutil-, hele titanit- og hele leukoxenkorn. D.v.s. at rutil og titanit både kan være primære mineraler og fuldstændigt omdannede mineraler af ilmenit.

Magnetit udgør fra 1-55% af de magnetiske mineraler, hvori-
mod den i den umagnetiske fraktion aldrig overstiger 1% (TABEL VII).

Magnetitkornene er kantede eller uregelmæssige. De kantede er idiomorfe eller hypidiomorfe oktaeder-, dodekaeder- eller terningeflader. De hypidiomorfe korn har ikke helt regelmæssigt udviklede krystalflader, men efter deres omrids er der ikke tvivl om deres form. De uregelmæssige korn er meget forskelligt udviklede og optræder hyppigst. Magnetitkornene er subangulære til let afrundede, men skarpe kanter findes også i en del tilfælde.

Mineralet har varierende grå til gråbrune farver i luft, medens farverne i olie bliver mere matte og reflektiviteten betydelig lavere. Reflektiviteten er betydelig over silikat-kornene og højere end ilmenits, men betydelig lavere end hæmatits ($R=21$, RAMDOHR 1969).

Magnetit hører til spinelgruppen og er optisk isotropt, men viser i sjældne tilfælde svag anisotropisme. Tvillingdannelse er ikke observeret.

Mineralet viser ingen tegn på forvitring, hvilket er i overensstemmelse med, at mineralet generelt er resistent overfor forvitring ved jordens overflade (RAMDOHR 1969).

Afblandinger i magnetit.

Ilmenitafblanding i magnetit = titanomagnetit: Titanomagnetit forekommer med op til 19% og ned til under 1% i den magnetiske fraktion (TABEL VII). Mineralet har samme former som magnetit. Magnetit udgør grundmassen af kornet, hvori der er ilmenitlameller (FOTO nr. 16). Ilmenitlamellerne svarer til beskrivelsen af ilmenit.

Ilmenitlamellerne kan være meget fine og tynde til tykke lameller som fylder op til ca. en trediedel af titanomagnetitkornet. Lamellerne kan også have forskellige tykkelser inden

for samme korn. Lamellerne er ofte parallelle med $\{111\}$ (STUMFEL 1958, JENSEN 1967).

Spinel: I magnetit og titanomagnetit findes ofte spinelafblandinger. Afblandingsfænomenet er oftest bundet til titanomagnetiten, men findes også i rene magnetitkorn og i hematit.

Spinellamellerne består af små tynde og korte lameller som er sorte. De er næsten altid mindre end ilmenitafblandingerne. Lamellerne er spredt over hele kornet og ligger som parallelle enheder i flere retninger. Retningerne er i de fleste tilfælde parallelle med $\{111\}$ (FOTO 27). I de resterende tilfælde er spinellamellerne parallel med $\{100\}$. Disse retninger kan sammenlagt give seks forskellige orienteringsretninger og ikke 7, da den ene terningeretning falder sammen med den ene oktaederretning. (JENSEN 1967).

Spinel har ofte indre lyse reflekser med krydsede nicoller.

Omdannelser af magnetit og titanomagnetit.

Martitisering: Den hyppigste omdannelse af magnetit og titanomagnetit i vaskeprøverne er omdannelse til hematit, den såkaldte martitiseringsproces.

Martitiserede mineraler findes såvel i den magnetiske som umagnetiske fraktion. Af TABEL VII fremgår, at de pågældende mineraler udgør op til 41% af de umagnetiske og op til 12% af de magnetiske opake mineraler, gennemsnittet er betydeligt lavere henholdsvis 13% og 6%.

Martitiseringen sker langs kanter, sprækker (FOTO 17) og kristallografiske retninger (FOTO 18 og 19). Omdannelsesgraden varierer fra lidt til fuldstændig martitisering. Martitiseringen langs oktaederretningerne i magnetiten er homogent udviklet igennem hele kornet, hvorimod langs kanter og sprækker, er den største omdannelsesgrad sket yderst med aftagende martitisering indefter. Fuldstændig omdannede titanomagnetitkorn kan kendes, da ilmenitlamellerne stadig er uomdannede eller omdannede til rutil og i sjældne tilfælde til titanit og leucoxen (FOTO 19).

Af TABEL VII ses at anden omdannelse af magnetit og titano-



FOTO 17:

Begyndende martitisering
af magnetit langs spræk-
ker.



FOTO 18:

Begyndende martitisering
af magnetit langs {111}
(Olie).

magnetit er ringe - maksimalt 2%. Disse omdannelser udgøres af bl.a. maghemit og limonit. Maghemit ses som et svampeformet blålig dannelses på kornene. Omdannelsen giver sig udslag i magnetitens optiske egenskaber, da den bliver svag anisotropisk. Maghemetisering vil sige en opoxidering af magnetiten til $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, hvor ferrioxiden bevarer sin magnetisme (PHILIPSBORN 1967).

En anden omdannelse, som er observeret i nogle få korn, er limonitisering af magnetiten (FOTO 20). Limoniten er gråblålig og typisk for sine kraftige røde indre reflekser.

Ilmenit: Ilmenit er det hyppigst udbredte mineral i den opake tungsandsfraktion (TABEL VII). Indholdet er stærkt svingende fra prøve til prøve fra 6 - 80% af de opake umagnetiske mineraler og fra 2 - 76% af den magnetiske fraktion. Disse procenter gælder for rene ilmenitkorn, hvis derimod mere eller mindre omdannede ilmenitkorn medregnes ligger procenterne for den umagnetiske fraktion fra 14 - 96% og for den magnetiske mineralers vedkommende fra 3 - 81%.

Kornenes form er meget forskellige - fra prismatiske over mere eller mindre rhomboedriske til uregelmæssige formede. De er angulære og subangulære til noget afrundede, d.v.s. at nogle korn har fået slebet de skarpe kanter af. Afrundingsgraden er ikke så fremskreden som hos de "tunge" silikatmineraler.

Farven er grå til brunlig til brunviolet i luft, hvorimod farven bliver mat grålig eller gråbrun i olie, samtidig med at reflektiviteten nedsættes. Reflektiviteten er lidt lavere end for magnetits vedkommende.

Ilmenit har reflektionspleokroisme både i luft og olie, men i luft er den meget svag og ses kun tydeligt, hvis ilmenitkornet viser tvillingdannelse. I olie er reflektionspleokroismen kraftig og skifter fra rødligbrun eller violetbrun (O) til brun eller gråbrun (E).

Ilmenit er anisotropt, hvilket tydeligt ses både i luft og i olie, men i sidstnævnte er virkningen mere levende end grå, gråblå og mørkebrune farver. Enkelte korn er svagt anisotrope eller isotrope, hvilket skyldes et snit nær eller vinkel-



FOTO 19:

Delvis martitiseret
titanomagnetit
(i mørke partier efter
{111}). (Olie). I
NV-SØ omdannet ilme-
nitlamel til rutil

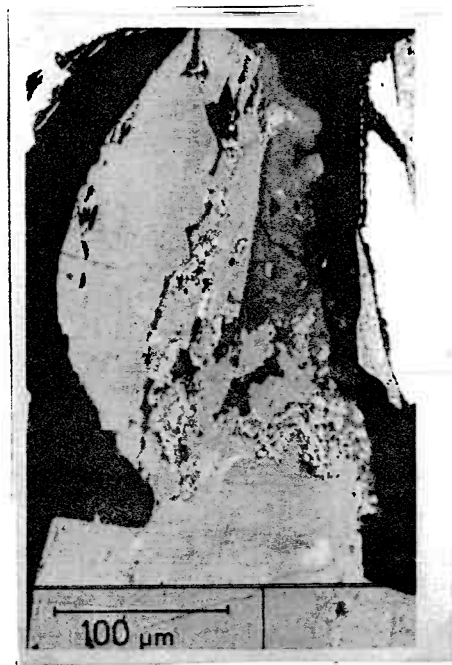


FOTO 20:

Martitiseret og
limonitiseret
(mørkegråt parti på
S-side af kornet)
magnetit. (Olie).

ret på den optiske akse. Mineralet viser ingen indre reflekser.

Tvillingedannelse i ilmenit (FOTO 21) er hyppig og ses tydeligt med krydsede nicoller. Tvillingerne forekommer som lameller, der gennemskærer hele kornet. Lamellerne varierer meget i tykkelse fra ganske tynde til en trediedel af kornets. Udover rene ilmenitkorn findes ilmenit som "restit" i omdannede korn, som lameller i titanomagnetit (se ovenfor) og som lister eller poikilitiske indeslutninger i silikatmineraler.

Ud fra disse dataer kan følgende sluttes:

Den mindre afrundingsgrad i forhold til silikater skyldes ilmenits gode resistens overfor forvitring (RAMDOHR 1969) og korrosion.

De mere eller mindre rhomboederformede korn er et resultat af den gode spaltelighed parallel med (1011) (MILNER 1962, RAMDOHR 1969).

Ud fra de forholdsvis ens optiske egenskaber, som tillige stemmer overens med andre beskrivelser, må det formodes at ilmeniten ligger nær sin idealsammensætning - $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$.

Afblandinger i ilmenit:

Hæmatitafblandinger i ilmenit eller ilmenitafblandinger i hæmatit er meget hyppige og udgør fra 7 - 40% af de magnetiske mineraler og fra 5 - 54% af de umagnetiske mineraler (TABEL VII). Afblandingsfænomenet betegnes exsolution. Størrelsen af afblandingerne er varierende fra meget små aflange linser til brede lameller, som kan fylde halvdelen af kornet. Uregelmæssige og dråbeformede exsolutioner findes også. Typer hvor ilmenit er dominerende overfor hæmatit eller omvendt forefindes lige hyppigt, men alle mulige overgange imellem disse er observeret (FOTO 22).

Ilmenit med 2 generationer af hæmatit eller hæmatit med 2 generationer af ilmenit er udbredt lige meget (FOTO 22).

Hæmatit er hvid til blågrå og har tydeligt højere reflektivitet end både ilmenit og magnetit, men betydelig lavere end pyrit og magnetkis. Hæmatit har reflektionspleokroisme, hvilket ses både i luft og i olie, men tydeligst i sidstnævnt-



FOTO 21:
Tvillingslameller
i ilmenit.



FOTO 22:
Hematit/ilmenit- og
ilmenit/hematit
afblandinger - 2
generationsafblandinger.
I NV pyrit med omkrans-
ende ilmenit. (Olie).

te. Anisotropien er kraftig og tydelig farvet med hvide, grå og gråblå farver. Røde indre reflekser er typisk for hæmatit, men ikke nær alle hæmatitkorn viser disse reflekser. De fleste afblandinger er orienterede parallelle med (0001) (RAMDOHR 1969) og de uregelmæssige exsolutioner skyldes et snit mere eller mindre parallelt med (0001).

Rutil:

Samtidig med hæmatit-exsolution i ilmenit findes der også rutilafblandinger, men kun i tilfælde, hvor hæmatit dominerer overfor ilmenit (FOTO 23). Rutil optræder her som rette og tynde lameller eller nåle af varierende størrelse, og i få tilfælde også tykke lameller (FOTO 23). Lamellerne kan optræde i op til 6 forskellige retninger. Disse retninger er parallelle med $\{hh\bar{2}hl\}$ (STUMPFL 1958 og RAMDOHR 1969). Beskrivelsen af rutil findes under ilmenits omdannelsesprodukter.

Magnetoilmenit: Magnetitafblandinger i ilmenit som nævnes af samtlige referenter er ikke observeret.

Omdannelser af ilmenit: Ilmenitomdannelser er mere komplicerede end magnetitomdannelserne. Ilmenit omdannes til hæmatit, rutil, titanit og leukoxen. Af TABEL VII ses, at omdannelse af ilmenitminerale overvejende findes i den umagnetiske fraktion fra 8 - 30% og i den magnetiske kun fra 1 - 9%. Tager man omdannelsen af ilmenit/hæmatit afblandinger med, er billedet i flere tilfælde omvendt. Her er 2 - 16% omdannet i den magnetiske fraktion og i den umagnetiske fra 0 - 23%. I de ovennævnte procenttal er inkluderet alle omdannelsesgrader af mineraler fra svag til fuldstændig omdannelse. Omdannelsen begynder på mange måder. Nogle korn omdannes fra den ene rand af ilmenitkornet og indefter (FOTO 24), medens andre pletvis omdannes på hele kornet. Der er ikke observeret noget regelmæssigt omdannelsesmønster f.eks. langs sprækker, krystallografiske retninger eller lignende.

Den hyppigste omdannelse er fra ilmenit til rutil plus hæmatit, hvor rutil spiller den dominerende rolle. Disse omdannelser omfatter ilmenitlameller i titanomagnetit (FOTO 19)



FOTO 23:

Hematit/ilmenit afblan-
ding gennemsat af tyk
rutillamæl (NW-SØ).
(Olie). Samme målestok
som FOTO 22.



FOTO 24:

Omdannelse af ilmenit til
rutil (lysegrå) og
leukoxen (hvidgrå og
uregelmæssige partier).
(Olie).

og ilmeniten i gensidige ilmenit/hæmatit afblandinger samt omdannelse af oprindeligt homogene ilmenitkorn.

Et andet omdannelsesmineral, som ofte ses sammen med de andre omdannelsesmineraller, er titanit (FOTO 25). Denne omdannelse er ikke observeret alene, men altid sammen med andre omdannelsesmineraller og altid kun i små mængder. Titanit omdannelsen er ikke set i ilmenitlameller i titanomagnetiten.

Leukoxen ses hyppigt som dele af et oprindeligt ilmenitkorn (FOTO 25) eller som fuldstændig omdannelse af ilmenit (FOTO 26). Leukoxen ses af TABEL VII at være repræsenteret i den umagnetiske fraktion med helt op til 7%. Leukoxenen optræder i reflekteret lys som en ubestemmelig uregelmæssig masse med et hav af indre gule og hvide reflekser under krydsede nicoller.

Hæmatit:

Hæmatit i tungsandet fra SV - Norge er væsentligst tilstede i ilmenit/hæmatit afblandinger og som martit fra oxidation af magnetit og titanomagnetit. Som før nævnt findes hæmatit også som omdannelsesprodukt fra ilmenit. I få tilfælde er i fuldstændig martitiserede hæmatiter observeret spinellameller på samme måde som i magnetiten (FOTO 27).

Af primære hæmatitformer er fundet specularit i ca. 5% af prøverne. De 3% hæmatit (TABEL VII) i prøve nr. 072 er hæmatit i form af specularit (FOTO 28). Texturen af denne er tydeligt strålet, og rosetformen kan få steder erkendes.

Pyrit:

Pyrit som selvstændige korn findes i 50% af de polerede prøver. Desuden findes pyrit som indeslutninger i silikater, magnetit og ilmenit. Fordelingen af pyrit er meget jævn for hele området. Af TABEL VII fremgår det, at pyritindholdet ikke overstiger 1% af de opake mineraller. Pyriten findes som idiomorfe og hypidiomorfe korn og i sjældnere tilfælde som xenomorfe korn. De idiomorfe pyriten er enten terningformer eller dodekaederformer, og de hypidiomorfe danner brudstykker af disse.



FOTO 25:

Omdannelse af ilmenit
til rutil (lysegrå),
titanit (mørkegrå) og
leukoxen (hvidgrå og
lysede partier). (Olie)

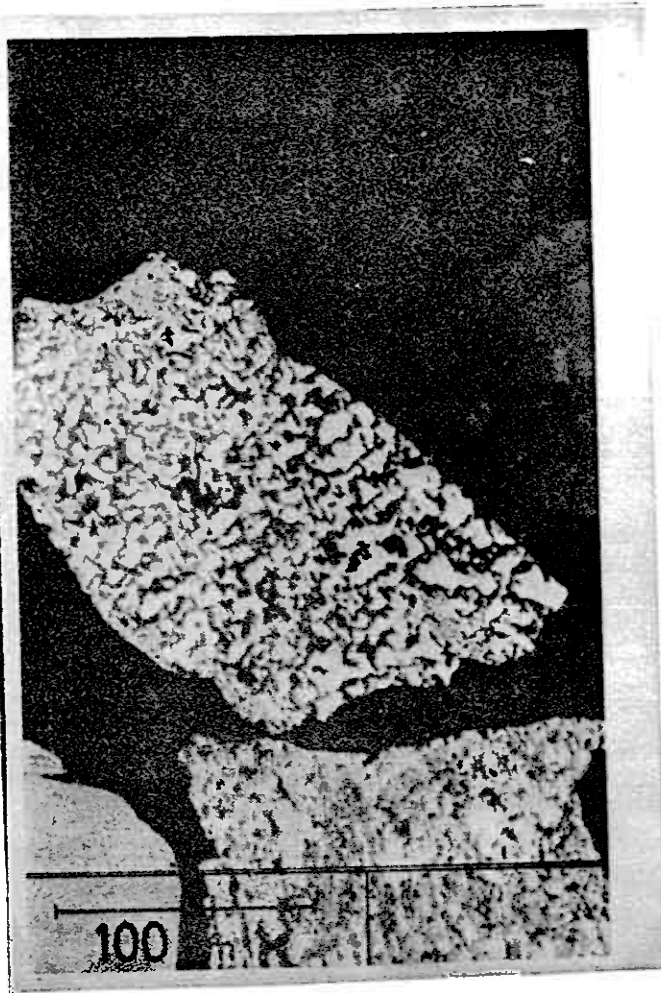


FOTO 26:

Leukoxen.(Olie).



FOTO 27:

Hematit med spinel-
lameller (sorte) efter
[111]. (Olie).

Samme målestok som

FOTO 28.



FOTO 28:

Specularit (hematit).
(Olie).

Reflektiviteten er meget højere end Fe-Ti-oxidernes, samtidig er pyriten let at kende på dens hvidgule farver og fuldstændige isotropisme. I enkelte tilfælde har pyriten en brun anløbningsfarve, som giver anledning til anisotropi.

Pyrit indeholder ofte indeslutninger af andre mineraler som kobberkis, magnetkis og zinkblende.

Ca. halvdelen af pyritkornene har været udsat for forvitring, hvilket ses af en mere eller mindre tyk limonitrind udenom kornet. I nogle tilfælde er der tale om fuldstændig pseudomorfose af pyriten til limonit (FOTO 29) Limonitiseringen sker altid fra randen og indefter.

Sulfidindeslutninger:

Sulfidindeslutninger i silikatmineraler eller malmmineraler findes i ca. 90% af prøverne. Kornene som indeholder sådanne indeslutninger udgør op til 1% af en polerprøve (TABEL VII).

Indeslutningerne er runde til ovale eller kantede, og størrelsen varierer fra $1/10$ - $1/50$ af et gennemsnitskorn på $100 - 200\mu$ (FOTO 30) Ca. 60% af indeslutningerne er magnetkis, de 30% er pyrit, og de resterende er hovedsagelig kobberkis og i et par enkelte tilfælde zinkblende. Ofte findes magnetkis og pyrit sammen i samme indeslutning eller pyrit og kobberkis sammen. Zinkblende findes sammen med pyrit og kobberkis. De optiske egenskaber af de nævnte mineraler varierer ikke fra de i litteraturen beskrevne.

Indeslutningerne findes hovedsagelig i silikatmineralerne og hyppigst i zirkon og granat. I ca. 5% af tilfældene forekommer indeslutninger i ilmenit eller magnetit. Her er udelukkende tale om pyritinklusioner.

Scheelit:

I 22 af de undersøgte umagnetiske tungsandsprøver findes scheelit. Kun i en prøve findes mere end 10 scheelitkorn (nr. 258) og en prøve med 5 - 10 korn (050) og resten havde alle under 5 korn. Af TABEL VII fremgår, at det altid optræder i koncentrationer under 1%.



FOTO 23:
Limonitpseudomorf
efter pyrit. (Olie).



FOTO 30:
Sulfidindeslutning i
silikatgrain - rund
indeslutning i NØ =
pyrrhotin, de mere
kantede indeslutninger
i centrum = pyrit.
(Olie).

I mikroskop er scheeliten vanskelig at se, da den kun har en anelse højere reflektivitet end silikatmineralerne. Anisotropien kan ikke erkendes, men mineralet har et typisk kendetegn i de mange hvide indre reflekser, som ses med krydsede nicoller. En meget sikrere bestemmelse af scheeliten giver UV-lampen. Kornene ses tydeligt i polerprøverne under UV-lys. Med hensyn til beskrivelse af form henvises til de non-opake mineraler.

En af scheelitens vigtigste egenskaber er dens fluorescens under UV-lys. Denne egenskab bliver uddybet lidt nærmere i følgende afsnit: Scheelit er et af de mineraler, som altid fluorescerer under kortbølget ultraviolet lys (ZESCCKE 1964). De fluorescerende scheelitmineraler har forskellig farve fra blå over hvid til gul. Denne farveforskel skyldes et varierende indhold af MoO_3 i scheeliten (VERMAAS 1952). Scheeliten (CaWO_4) danner sammen med powellit (CaMoO_4) en kontinuert blandingsserie, hvori Mo kan erstatte W eller omvendt. Af andre urenheder kan nævnes Cu (cuproscheelit), Fe og Mg (VERMAAS 1952). Scheelit fri for Mo er meget sjælden i naturen og erstatningen af Mo for W sker i størrelsesordenen fra 1 - 15% (VERMAAS 1952). Den "rene" scheelit fluorescerer blå til lys blå og med stigende erstatning af Mo bliver scheeliten hvid og senere hvidgul til gul. VERMAAS (1952) angiver følgende resultater for scheelit fra Sydafrika: lys blå til hvidblå fluorescerende scheelit indeholder mindre end 0.004 - 0.070 vægt% MoO_3 , hvid fluorescensfarve i en prøve med 0.54 vægt% MoO_3 og gul fluorescerende fra 0.96 - 1.87 vægt% MoO_3 . Ultra-Violet Products, Inc., Los Angeles, Calif. har lavet en scheelitskala (Scheelite Fluorescence Analyser), hvor skalaen fluorescerer forskelligt med forskelligt indhold af Mo (vægt%). Skalaen går fra 0 - 48% Mo i scheelit. Ved hjælp af skalaen kan man direkte se indholdet af molybdæn i de pågældende scheelitkorn. Skalaen viser lys blå fluorescens med et Mo-indhold fra 0 - 0.24%, hvid med et indhold på 0.24 - 0.34% Mo og gul fra 0.34 - 48% Mo. Farverne danner en kontinuert serie fra blå-hvidblå-hvid-hvidgul-gul.

Molybdænglans er kun fundet i 2 polerprøver (nr. 052 og 253).

Kornene er aflange og har afrundede basale ender. Kornene er let genkendelige på deres karakteristiske form og deres kraftige reflektionspleckroisme.

Sjældne opake mineraler: I vaskeprøverne er fundet 3 gedigne mineraler: Kobber i prøve nr. 027, sølv i prøve nr. 075 og bismuth i nr. 070 og 491. De tre første prøver stammer fra det vestlige og den sidste fra den østlige del af området..

Kobber findes som et næsten kuglerundt korn. Farven er rød-gul til gylden i frisk tilstand, men kornet anløber i løbet af et døgn og får en grålig hinde på overfladen. Reflektivitetsmålinger giver værdier som ligger et par procent over den af UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) angivne reflektivitetskurve. Dette skyldes sandsynligvis et lille sølvindhold i kobberet. Mineralet er blødt og indeholder små huller i overfladen. Disse huller og svage anløbningsfarver får mineralet til at se anisotropt ud, men reflektivitetsmålingerne viste, at mineralet er isotropt.

Sølv findes som et aflangt prismatisk korn med mange ujævnheder i. Mineralet er hvidt og meget højt reflekterende. Isotropieffekten kan ikke erkendes på grund af de mange ujævnheder i kornet, som giver en masse indre reflekser af forskellig farve.

Bismuth optræder som runde korn, som også indeholder ujævnheder på grund af dets ringe hårdhed. Mineralet er hvidt til creme, og reflektivitetsmålinger giver en kurve, som er parallel med den af UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) angivne, men er i gennemsnit 5% lavere. Den lavere reflektivitet skyldes de mange ujævnheder og urenheder i kornet.

Som det fremgår af den non opake mineralbeskrivelse ovenover og TABEL I er mineralselskabet simpelt. Det domineres af typiske metamorfe mineraler som hornblende, hypersten, diopsid samt granat. De accessoriske mineraler udgøres af zirkon, titanit, rutil, scheelit, apatit, monazit og grøn spinel, hvoraf zirkon lokalt viser dominans. Epidot regnes som sagt for sekundært dannet, hvorimod Mn-epidot er mere diskutabel med

hensyn til oprindelse.

I den opake fraktion er det tydeligt, at Fe-Ti-oxid-mineralerne er altdominerende (TABEL VII).

5. RESULTATER OG DISKUSSION.

På grundlag af beskrivelserne i de fire første kapitler, vil det følgende vise, hvilke resultater undersøgelsen er nået frem til.

Hovedvægten af undersøgelsen er lagt på tungsandsprøverne. Ud fra sammensætningen af disse prøver kan udledes flere geologiske aspekter indenfor et område. Der er selvfølgelig ikke tale om en geologisk detailkortlægning af området, men snarere en opdeling af området i større eller mindre geologiske enheder.

Samtidig med opdelingen i områder ud fra tungsandsprøverne, må man ikke glemme deres primære formål, nemlig som anomaliprøver for wolfram og som eventuel vejviser for andre og sjældnere elementer i området.

5.1: Tungsandsfraktionen og tungsandsundersøgelser.

Den undersøgte tungsandsfraktion stammer fra flod- og sø-sedimenter. Erfaringsmæssigt indeholder grusfraktionen i elve og bække den største tungsandsmængde. I søaflejringer er det derimod sandfraktionen, der er rigest. Koncentrater i søer er som regel beriget på tungmineraller. Som eksempel kan angives, at søsedimenter ofte har et højere scheelit-indhold end nogen af de tilstødende elve, hvilket tyder på en koncentration af de tilførte tungmineraller.

Ud fra tungsandprøvernes sammensætning ses, at 70 - 80% af prøverne udgøres af magnetiske mineraller (FIG. 8), medens de resterende udgøres af ikke magnetiske opake og non opake tungmineraller.

De opake mineraller er generelt mere kantede end de tunge silikatmineraller, hvilket skyldes større resistens overfor korrosion og abrasion.

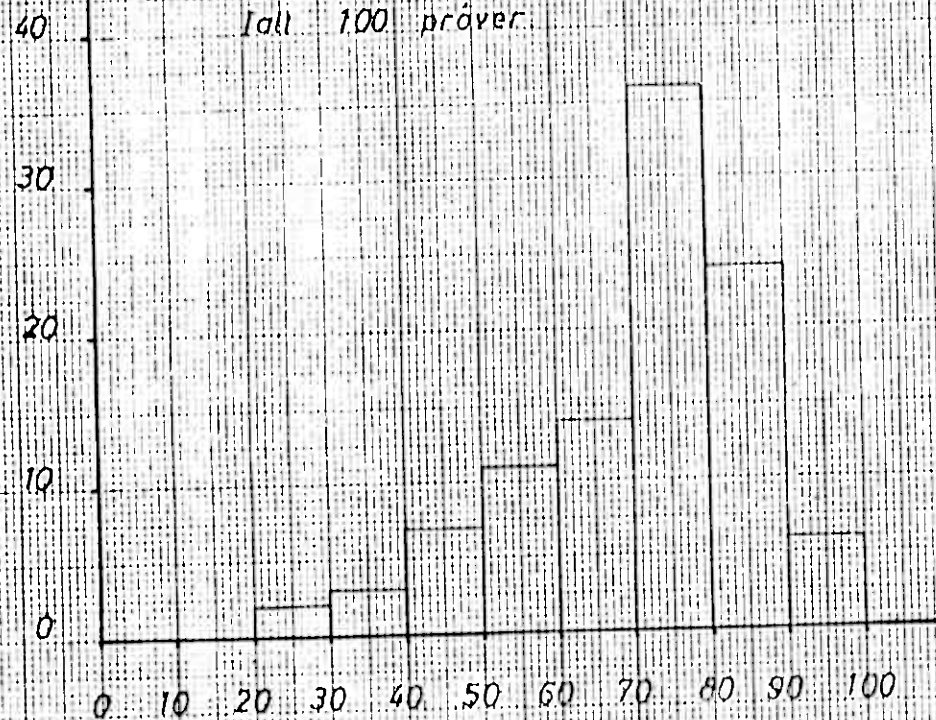
Afrundingsgraden af de non opake tungmineraller er overvejende let til moderat. DIETZ (1973) har experimentelt bevist, at begyndende afrunding af granat og hornblende samtidig med en bedre afrundingsgrad af zirkon og rutil svarer til en kort transportvej i vandigt miljø. Trods zirkons større hårdhed og tenacitet er den mere afrundet end granat og hornblende. Dette skyldes, at granat let brækker i stykker og hornblendespalter let. På denne måde er zirkon og rutil udsat for abrasion, medens de mere "skøre" korn går i stykker. På grundlag af afrundingsgraden og DIETZ' (1973) forsøg er det klart, at de undersøgte tungmineraller generelt har været genstand for en kort transportvej.

Epidotgruppen er den eneste som viser tegn på tydelig nedbrydning eller omdannelse. Selv relative ustabile mineraller som hornblende og pyroxen (GOLDICH 1938) viser ikke tegn på nedbrydning eller omdannelse. Granat som er meget følsom overfor forvitring (GRIMM 1973) viser heller ingen tegn på nedbrydning eller ætsning. Generelt må foreliggende mineralers tilstand betegnes som frisk. Epidots begyndende opløsning kan forklares ved, at forvitringen af mineralet er i fuld gang inden transporten foregår. Dette hænger sammen med, at

Magnetisk % - del af lung fraktion

Antal prøver

Ialt 100 prøver



Magnetisk andel %

FIGUR 8.

0 - 10 %	= 0 prøver
10 - 20 %	= 0 "
20 - 30 %	= 2 "
30 - 40 %	= 3 "
40 - 50 %	= 7 "
50 - 60 %	= 11 "
60 - 70 %	= 14 "
70 - 80 %	= 36 "
80 - 90 %	= 24 "
90 - 100 %	= 6 "

epidot kun findes sekundært i sprækkedannelser, som lettere udsættes for forvitring end en kompakt bjergart.

Tungsandsundersøgelserne er foretaget på kornstørrelsesfraktionen under 250μ . Motiveringen for at anvende kornstørrelsesfraktionsskalaens finsandsinterval til de analyserede tungsandsprøver er, at dette interval ifølge litteraturen almindeligvis fører til det største tungmineralindhold (bl. a. LARSEN 1959). Forsøg har vist, at denne fraktion har en vægtandel på over $2/3$ i gennemsnit (FIG 7) og hovedparten af prøverne liggende over 50 vægt% af den samlede tungsandsprøve (FIG 7). Dette er i overensstemmelse med, at kornfraktionen under 250μ indeholder den største vægtprocentdel tunge mineraler.

En anden undersøgelse viste, at mineralfordelingen i den undersøgte kornstørrelsesfraktion ($<250\mu$) stort set svarer til mineralindholdet i den samlede prøve. Scheelit optræder dog i større koncentrationer i kornstørrelsesfraktionen under 250μ end i fraktionen over, hvilket skyldes scheelitkornenes nemme spaltning. Trods et forhøjet scheelitindhold i den undersøgte fraktion har det ikke den store betydning, da mineralet under tællingen (TABEL I) altid har koncentrationer under 1 procent, hvilket vil sige, at det ikke forrykker den procentvise fordeling af de andre mineraler i prøven.

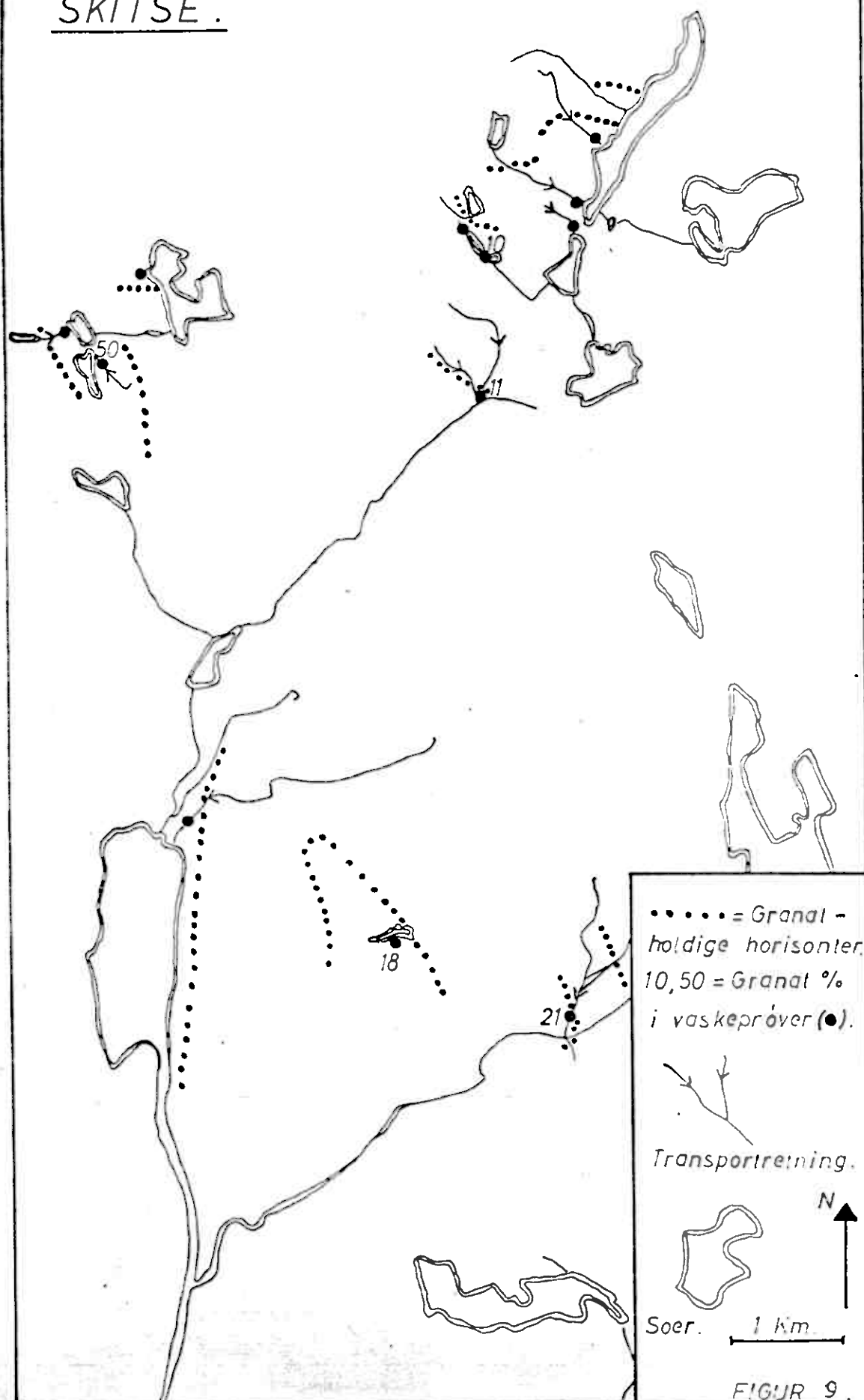
Da ingen fejlkilder generelt overstiger 5% (afsnit 3.5) bliver resultatet af undersøgelsen, at der er holdepunkt for at antage, at mineralfordelingen i prøverne er karakteristiske for tungsandsprøverne.

5.2: Tungmineralernes afspejlning af lokale geologiske forhold.

Det første der må forlanges af tungsandskoncentraterne er, at de er repræsentative for de omgivende bjergarters mineralindhold.

Ved hjælp af en skitse (FIGUR 9) illustreres, at granatindholdet afspejler lokale variationer i bjergarterne, det vil i dette tilfælde sige granatholdige bjergarters placering i

SKITSE.



forhold til prøvetagningsstedet. På figuren er desuden angivet granatindholdet (%) i de kvantitativt undersøgte prøver, som viser et meget højt indhold i forhold til baggrunden. De kvalitativt undersøgte granatholdige tungsandsprøver er også markeret. Det forudsættes herefter, at prøverne også er repræsentative for de andre silikat tungmineraller, da de fysiske egenskaber ikke varierer stort fra hinanden.

Foruden granat er der andre tungmineraller som fortæller noget om vaskeprøverne lokale oprindelse.

Grøn spinel er kun fundet i 2 vaskeprøver, og er ifølge TOBI (1965) begrænset til granat-grafit horisonten, hvilket passer udmærket med de vaskeprøver, der har grøn spinel, da de er taget i vandløb, som gennemskærer denne bjergartsenhed. Men efter tyndslibobservationer findes det også i en granatholdig grå gnejs (nr. 22322). Trods den sidste observation regnes mineralet alligevel for at afspejle lokale variationer. Gedigne mineraler som Cu, Ag og Bi i vaskeprøverne er sjældne i flodsandssedimenter (HAWKES & WEBB 1962) og må nødvendigvis være af meget lokal oprindelse.

Scheelitkornene, som meget let deler sig, transporteres ikke ret langt. Det må antages, at mange store korn i en prøve tyder på en meget tætliggende forekomst, da kornene ellers meget hurtigt ville nedbrydes til mindre korn under transporten. Som tidligere bevist findes et forhøjet scheelitindhold i den fine fraktion, hvilket skyldes den nemme spaltning. Den korte transportvej gør scheelit til et godt indikatormineral. Den korte transportvej er i modstrid med ZESCKE (1964) som påstår, at scheelit kan transporteres 1750 km i Indusfloden, men dette må ud fra foreliggende arbejde meget stærkt betvivles.

Afrundingsgraden af mineralerne, de lokale forhold som granat og grøn spinel afspejler (FIG 9), scheelitens lette spaltning og tilstedeværelsen af Cu, Ag og Bi i vaskeprøverne er alle faktorer, som ensstemmende beretter om mineralernes korte transportvej. Ud fra de fundne scheelitmineraliseringer og deres respektive vaskeprøver samt granatindholdet i vaskeprøverne i forhold til granathorisonterne (FIG 9)

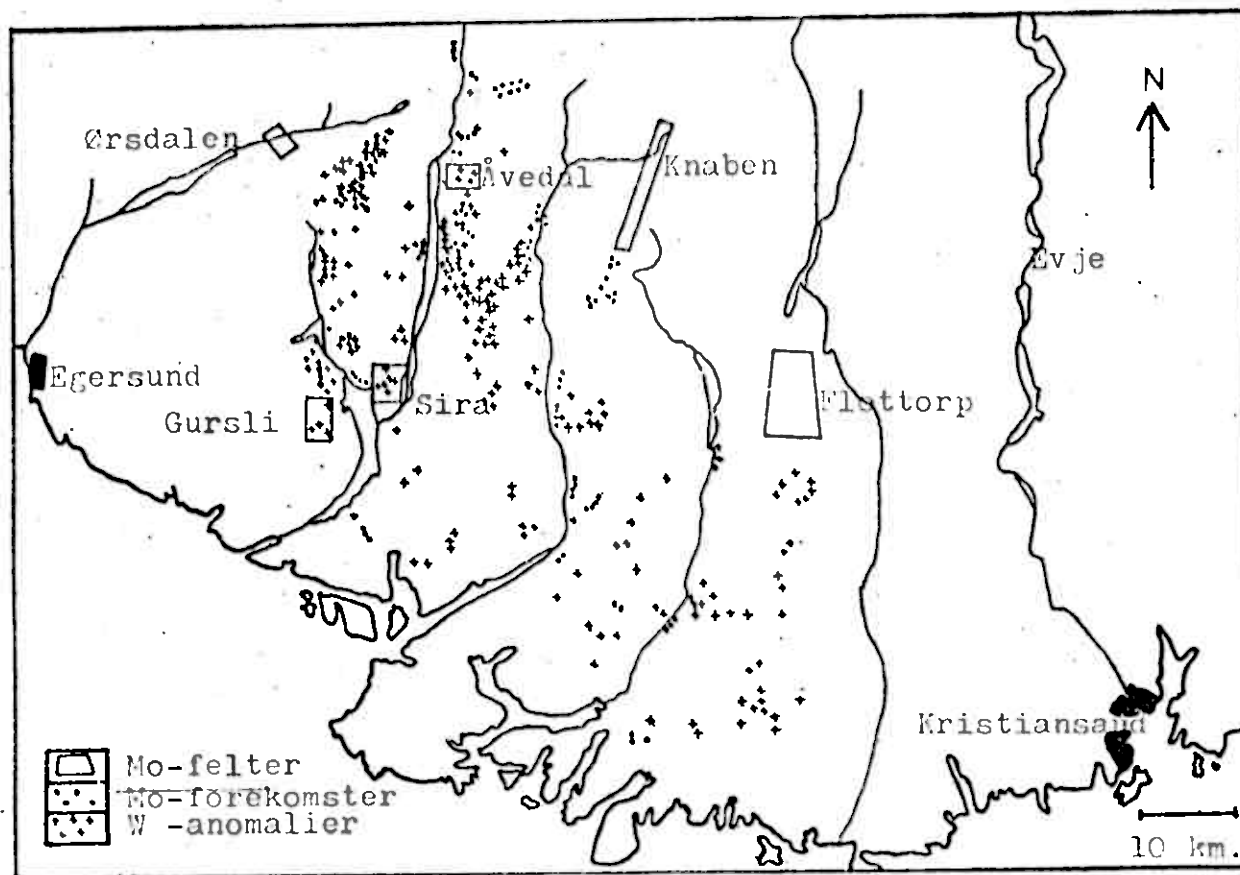
er transportvejen i alle tilfælde under 500 m og ofte endnu kortere. Det forhold at scheelit er tungt og viser lokal oprindelse, gør det godt egnet som tungmineral i prospektionsøjemed.

Mineralernes korte transportvej er meget vigtig ud fra et prospekteringsmæssigt synspunkt, hvor det lokalt afledte materiale er forudsætningen for den prospektionsmetodik, som er benyttet i denne opgave.

Da det nu står klart, at mineralfordelingen er karakteristisk for de undersøgte tungsandsprøver (afsnit 5.1) og indholdet afspejler lokale geologiske forhold, vil de følgende afsnit vise, hvilke resultater undersøgelsen er nået frem til.

5.3: Scheelitanomalier, scheelitanomalikort og scheelitgenese.

Som tidligere omtalt er de enkelte scheelitkorn i hver prøve talt. Samtidig er den relative mængde af zirkon skønnet. Dette er gjort for at se om scheelitmængden og mængden af zirkon har noget med hinanden at gøre. Da det ikke er tilfældet, vil disse sammenligninger ikke mere blive nævnt. Udbredelsen af de høje anomalier viser ingen distinkt udformning eller mønster, men viser dog en udstrækning af anomalierne i bestemte strøg (KORT II). Groft set findes 3 N-S gående strøg. Det ene ligger i 7 - 10 km afstand vest for Sirdalsvatnet og stryger parallelt med søen i hele dens udstrækning. De to andre strøg ligger øst for Sirdalsvatnet. Den ene starter i nord omkring Åvedalsfeltet og løber parallelt med søen til dens nedre trediedel, hvorfra det svinger mod sydøst. Det andet felt starter omkring Lindefjell og løber mod syd indtil det forenes med det sidstnævnte strøg. Denne inddeling er meget grov og indeholder flere undtagelser. Åvedal og Lindefjell er begge gamle molybdænglansforekomster. Sammenlignes scheelitanomalierne med udbredelsen af molybdænglansforekomsterne (FIG. 10) ses, at hvor der er molybdænglans, er der også scheelit, men scheelitanomalierne breder sig over større områder end molybdænglansmineraliserin-



FIGUR 10: Udbredelsen af scheelitanomalier sammenlignet med molybdænglansmineraliseringer. Efter URPAN 1974.

gerne.

I de undersøgte prøver findes både blå, hvid og gul fluorescerende scheelit. Scheelitfarverne varierer ofte inden for samme prøve. Det er ikke usædvanligt med både blå, hvide og gule fluorescerende scheelitkorn i samme vaskeprøve. Af denne grund er det umuligt at udtale sig om, der er nogen sammenhang mellem molybdænindholdet i scheeliten og molybdænglansmineraliseringerne.

Baggrundsværdien er valgt til at være 2 scheelitkorn. Begrundelsen for dette er, at områder, som totalt mangler høje anomalier, har et indhold på op til 2 scheelitkorn. Dernæst står det næste anomaliinterval med 3 - 9 scheelitkorn ofte i forbindelse med de højere anomalier, hvorefter slutes, at de er et resultat af en forhøjet scheelitkoncentration i forhold til baggrundsværdien. For at en anomali er værd at følge op, skal den ligge 4 - 5 gange over baggrundsværdien, hvilket i praksis vil sige, at kun de to største kategorier af anomalier er fulgt op. De lagbundne scheelitforekomster tænkes dannet submarint vulkano-sedimentært (URBAN 1971, MAUCHER, HOLL & WESTENBERGER 1972). Begrundelsen er for det første den tydelige lagdeling og lagparallelle orientering, som scheelit udviser (FOTO 2). For det andet findes de største koncentrationer i de metasedimentære amfiboliter. De metabasiske amfiboliter kan have fået deres indhold af scheelit fra sedimenterne under deres indtrængen i disse bjergarter. Dette bestyrkes på lokalitet S₂ (22345), hvor scheeliten er knyttet til et diopsid- og plagioklasholdigt lag som måske er af sedimentær oprindelse. Ørsdalsforekomsterne ligger også i en amfibolit (URBAN 1971), men i en grafitførende amfibolit, hvilket ikke er tilfældet med nogle af scheelitforekomsterne indenfor specialeområdet. De Østrigske scheelitforekomster, som er dannet på analog måde, hører til en bestemt tidsperiode og til en bestemt paragenese (MAUCHER, HOLL & WESTENBERGER 1972). Sammenlignet med Sv-Norge er de Østrigske forekomster yngre (Øvre Silure aflejringer). Den nævnte paragenese er en Sb-W-Hg eller W-Sb paragenese. Der er intet i specialeområdet, hverken i bjergarter eller vaskeprøver, der antyder samme paragenese.

De forholdsvis få scheelitlokaliteter i forhold til scheelitanomalier er vanskelig at forklare, men årsagerne kan f.eks. være, at mange scheelitmineraliseringer er overset på grund af det vanskelige erkendbare mineral og indsatsen for at finde dem har måske ikke været effektiv nok, hvilket skyldes et for stort område i et for kort tidsrum.

5.4: Magnetit - ilmenitfraktionen og magnetit/ilmenitkortet.

Af histogrammet (FIGUR 8) ses, at den magnetiske andel i gennemsnit udgør ca. 70 vægtprocent af den tunge fraktion. Som tidligere nævnt er kun undersøgt 8 polerprøver af denne fraktion. Den ringe mængde polerprøver skyldes, at materialet forudsættes meget homogent. Ikke homogent med hensyn til fordeling af magnetit og ilmenit, men med hensyn til afblandinger og omdannelser af de pågældende mineraler. Som det fremgår af TABEL VII er den samlede ilmenitmængde langt fra repræsenteret i den magnetiske fraktion, da ilmenit fordeler sig ligeligt i den magnetiske og umagnetiske del.

Udbredelsen af magnetit/ilmenit viser ikke noget entydigt mønster. Men af KORT III ses en tendens til et højt ilmenitindhold i den nordvestlige del af kortet, medens den østlige og sydlige del gennemgående har et større indhold af magnetit, men undtagelserne er mange. I det nederste sydvestlige hjørne af kortet ses et højt ilmenitindhold, hvor anorthositkomplekset ligger (KORT III og V). Inhomogeniteten i udbredelsen af anomalierne på KORT III fører til, at disse forhold ikke kan bruges i denne opgave. Anorthositkomplekset afspejler sig dog i udbredelsesmønstret, hvilket er tegn på, at magnetit/ilmenitkortet snarere gengiver lokale forhold end store regionale forskelle.

Udbredelsen af magnetit og ilmenit er betinget af tryk, temperatur og iltpartialtryk. Når man som udgangspunkt bruger KALSBECK, GHISLER & THOMSENS (1974) teori om et nogenlunde konstant TiO_2 og Fe-indhold i de oprindelige bjergarter (sedimenter), bestemmer metamorfosegraden variationen og fordelingen af de opake mineraler. F.eks. er ilmenit stabil under granulitfacies betingelser og som nævnt tidligere titanit under amfibolitfacies betingelser. Fremdeles er magne-

tit udbredt under en højere metamorfosegrad og under lavere metamorfosebetingelser er Fe hovedsageligt bundet til silikat mineraler.

Ud fra magnetit/ilmenit kortet er det ovenforstående postulat modstridende, da magnetit findes dominerende både under høj metamorfosegrad (granulit) og under lavere metamorfose betingelser. Samme forhold gør sig gældende for ilmenits vedkommende. Men det er korrekt, at titanomagnetitdannelse af den Fe-holdige grundmasse til silikat kun er observeret under amfibolitfacies betingelser (nr. 22360 og 22364).

Udbredelsen af de forskellige Fe-Tioxid-holdige mineraler ses af TABEL VIII-X. Det forhøjede titanomagnetitindhold sammen med magnetit og ilmenit er i overensstemmelse med tidligere beskrivelser (bl.a. RAMDOHR 1956). Men titanomagnetit findes også i andre bjergarter, på grund af ilmenits opløselighed i magnetit over 400°C , hvilket også ligger indenfor kata - til dels mesotermale betingelser (RAMDOHR 1956). Ilmenit/hæmatit afblandinger har ubegrænset blandbarhed over 1000°C (RAMDOHR 1956). Det er kun fundet i amfiboliter fra området. Problemet er, at afblandingerne findes i begge typer amfiboliter, hvis det kun fandtes i de metabasiske amfiboliter, ville det være lettere at forstå. Det svarer til at KALSBECK, GHISLER & THOMSEN (1974) kun finder de samme afblandinger i dolorit dykes. Hvorfor findes disse afblandinger ikke i gnejserne, når de findes i de metasedimentære amfiboliter? Svaret er måske ligetil, f.eks. at det undersøgte bjergartsmateriale er for lille et grundlag at bedømme ud fra. JOHN L. PEDERSEN (mundtlig kommunikation) har fundet disse afblandinger i øjgnejsen, men kun i en prøve, hvilket tyder på, at de er mere udbredte end som så. Ifølge (RAMDOHR 1956) kan titanomagnetit under 400° og samtidig med et usædvanligt højt ilttryk, danne ilmenit/hæmatit blandingskrystaller, dette kan være en del af svaret på ovennævnte spørgsmål. Omdannelsen af magnetit og ilmenit sker som regel under et forhøjet iltindhold enten under overfladebetingelser eller under metamorfe betingelser (RAMDOHR 1956). Den hyppigste omdannelse under overfladebetingelser er martitisering af magnetit. Omdannelsen af ilmenit er sket under "varmere" betin-

gelser ca. 400°C . (RAMDOHR 1956). Den hyppigste omdannelse af ilmenit er til rutil og hæmatit, som sker under oxiderende betingelser.

5.5: Mineralselskaber.

De tunge non opake mineraler (hovedsagelig silikatmineraler) viser sig at være værdifulde til brug for inddeling af regionale områder på nogle få karakteristiske mineraler (THOMSEN 1957, KALSBECK, GHISLER & THOMSEN 1974) f.eks. som i denne opgave hypersten og hornblende.

Ud fra udbredelsen af de fire typiske metamorfe mineraler: hornblende, hypersten, diopsid og granat er vaskeprøverne inddelt i forskellige mineralselskaber. For at begynde med en grov inddeling, ses en tydelig opsplittning af hornblendeholdige og hyperstenholdige prøver på KORT IV med hypersten i det vestlige område og hornblende i det østlige og nordlige område. Grupperingen er dels lavet på grundlag af den kvantitative udbredelse af de pågældende mineraler (TABEL I) og dels på deres skønnede indhold i prøverne (TABEL II og III) ialt 112 prøver. Efter den grove inddeling er vaskeprøverne inddelt i bestemte mineralfacies. Inddelingen følger stort set TURNERS (1968) facies opdeling af granulit og amfibolitfacies bjergarter med den undtagelse, at i tungsandsprøverne er kun repræsenteret de tunge mineraler, og i dette tilfælde er der kun tale om de 4 tidligere nævnte mineraler.

Området kan mere nøjagtigt deles i 3 store områder: I det første er hypersten dominerende og i det andet er hornblende dominerende, medens den tredje gruppe udgøres af overgangen mellem de to første grupper. I den første gruppe, hvor hyperstenselskabet dominerer overstiger hornblendeholdet ikke 20%. For at hornblende, granat og diopsid kan være medlem af en undergruppe skal indholdet af de pågældende mineraler være over 5%. Hyperstenselskabet udgøres af følgende undergrupper:

- a) hypersten
- b) hypersten - granat
- c) hypersten - diopsid
- d) hypersten - diopsid - granat.

Samme inddelingsgrundlag er anvendt for hornblendeselskabet, bortset fra at hypersten i dette tilfælde skal være mindre end 20%. Hornblendeselskabet består af følgende undergrupper:

- a) hornblende
- b) hornblende - granat
- c) hornblende - diopsid
- d) hornblende - diopsid - granat.

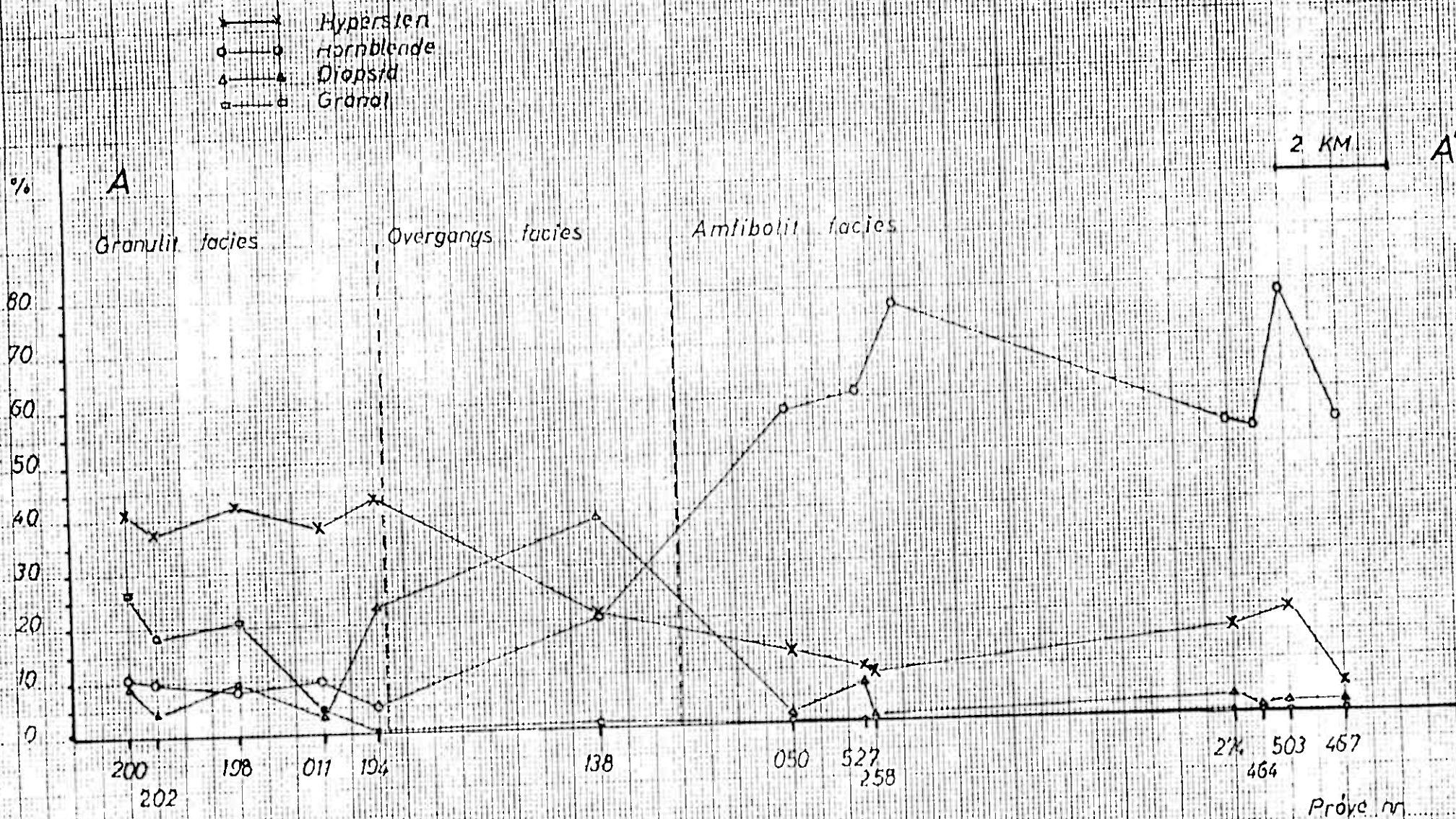
Overgangsgruppen udgøres af mineralselskaber, som ikke kan indpasses i de ovenfor nævnte. I denne gruppe indgår lokalt en ikke defineret gruppe, hvor diopsid er dominerende (vaskeprøve nr. 138 og 139 vest for Virak).

Grænsen på de 20% for hypersten og hornblende er valgt på grundlag af profilerne (FIGUR 11 - 14). På disse ses, at indenfor hyperstenområdet er hornblendeindholdet nogenlunde konstant med et indhold på ca. 10% og omvendt svinger hyperstenindholdet omkring 10 - 20% i hornblendeområdet. Overgangsgruppen udgøres af området, hvor hypersten og hornblende henholdsvis falder og stiger eller som et blandingsfacies (FIG 12). 5% grænsen er valgt i overensstemmelse med navngivning af bjergarter inden for metamorf petrografi, hvor et mineralindhold på mere end 5% normalt indgår i navngivningen af bjergarten.

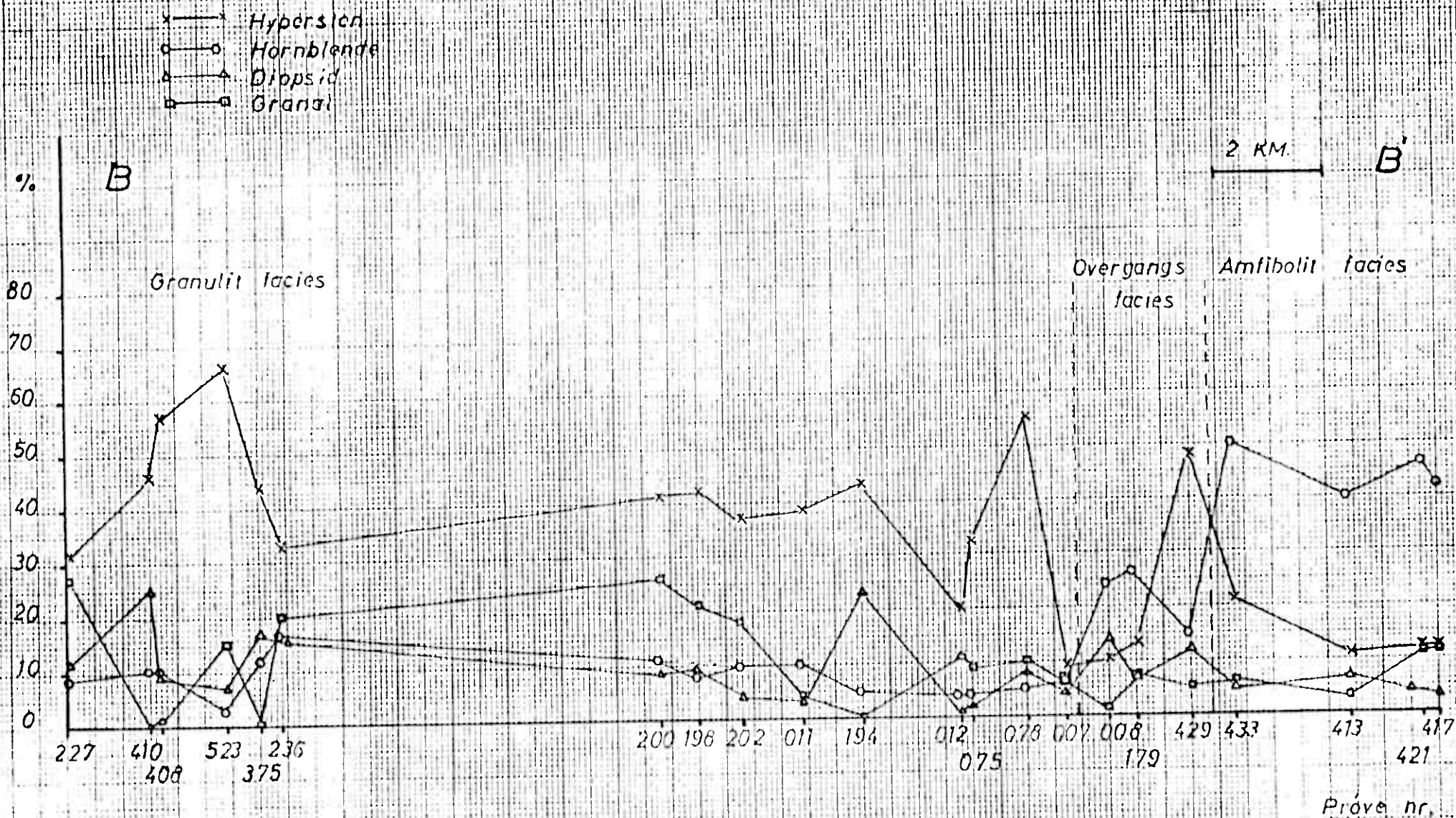
Grunden til det større udsving i hyperstenindholdet end i hornblendeindholdet i profilerne (FIG 11 - 14) skyldes hyperstens tilstedeværelse i de metabasiske amfiboliter. Indholdet svinger p.g.a. varierende mængder af disse bjergarter. Hornblende findes i hyperstenområdet både i de grå gnejser og i begge typer amfiboliter, det giver herved en mere jævn fordeling af dette mineral indenfor hyperstenområdet end hypersten indenfor hornblendeområdet.

5.6: Metamorfoseinddeling og udgangsbjergarter.

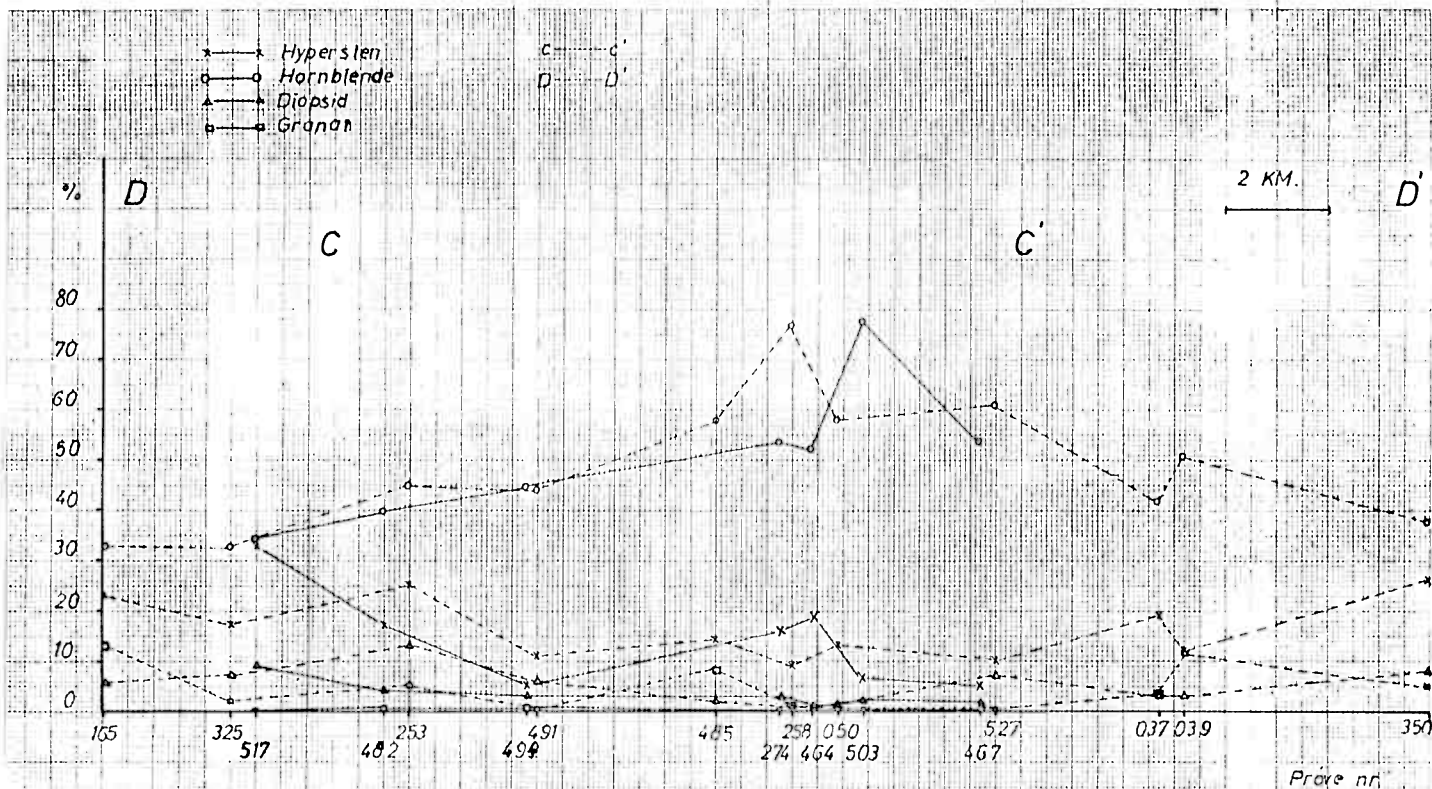
Af foregående afsnit fremgår hovedinddelingen af specialeområdet. Disse zoner afspejler bestemte metamorfe facies. Området har været udsat for regional metamorfose med katazonale betingelser i den vestlige del af specialeområdet (MICHOT



FIGUR 11

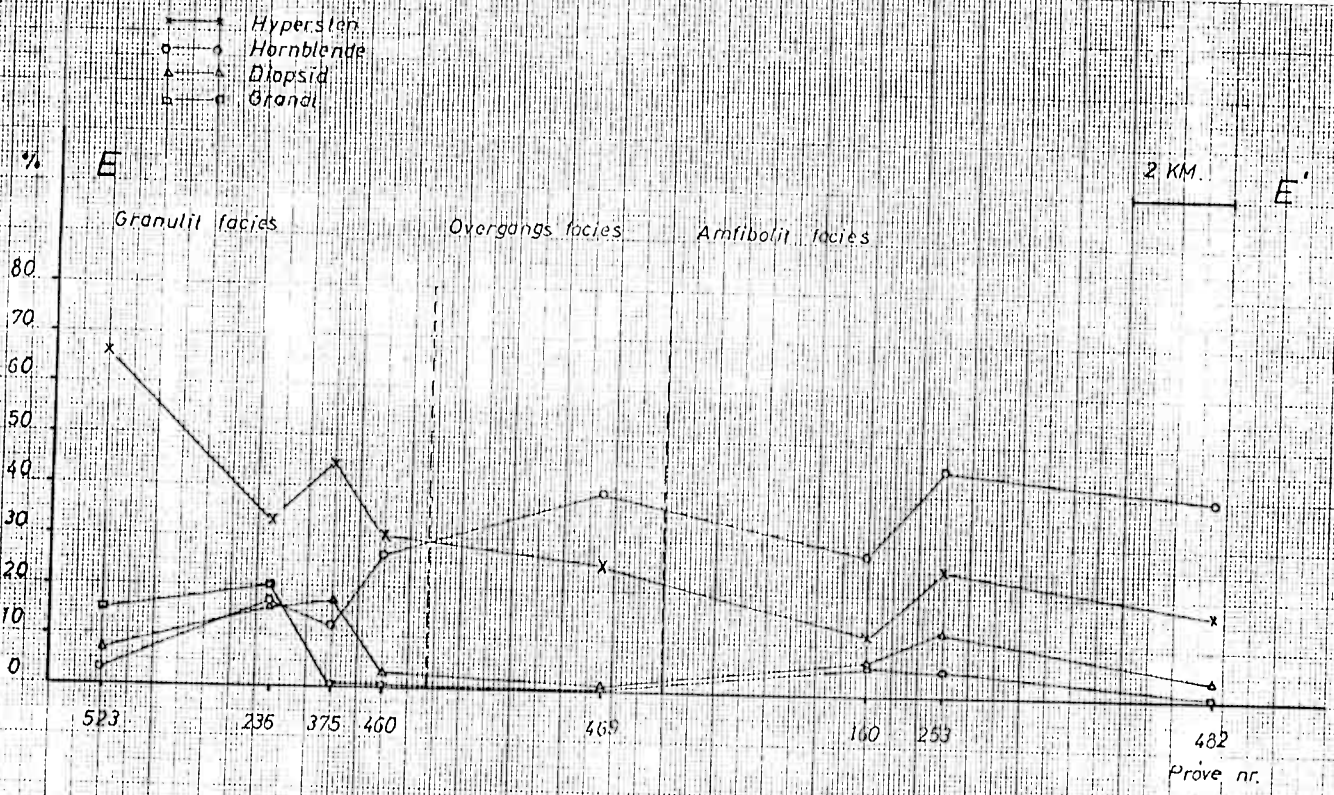


FIGUR 12.



FIGUR 13.

68



FIGUR 14

1957) (hypersten, brun hornblende, sillimanit og pladekvarts) og mesotermale betingelser i den østlige (TOBI 1965), hvilket henholdsvis giver granulitfacies bjergarter og bjergarter under amfibolitfaciesbetingelser. Hypersten er karakteristisk for en metamorfosegrad under granulitfacies betingelser, da dens forekomst ikke er begrænset til basiske amfiboliter, men også er fundet som hovedkomponent i de grå gnejser. Sammenlignes afsnit 2 og 4 med hensyn til mineralet hornblende, bliver det klart, at den brune hornblende er udbredt i hele området på grund af de metabasiske amfiboliter som findes i hele området, hvorimod den grønne hornblende kun findes i områder med lavere metamorfosegrad end granulitfacies, da hornblendens ellers ville blive brun (SHIDÔ & MIYASHIRO 1959).

For at placere granulitfacies mere nøjagtig er de Al-rige granat-grafit horisonter meget værdifulde, da de indeholder mineraler som sillimanit og cordierit. Sandsynligvis befinder vi os inden for sillimanit - cordierit subfacies af granulitfacies (TOBI 1965).

For at indkredse hyperstenselskabet mod vest er tentative hyperstengrænser lavet af TOBI (1965) og BARTH (1969). Ud fra indholdet i vaskeprøverne og profilerne (FIGUR 11, 12 og 14) er lavet en tilsvarende hyperstengrænse i denne opgave. Det må være klart, at hyperstengrænsen kun gælder hyperstenindholdet i gnejserne og ikke det indhold som findes i de metabasiske amfiboliter. På FIGUR 15 ses alle 3 grænser og på KORT IV kan inddelingen i metamorfe facies af området ses. Grænserne på FIGUR 15 viser stor overensstemmelse i det sydlige område og større spredning mod nord. Hyperstengrænsen følger anorthositlegemet som en aureolegrænse. Indholdet af hypersten falder gradvist væk fra anorthositen, hvilket er illustreret med en overgangszone (KORT IV OG FIGUR 11, 12 og 14).

Diopsid viser ikke noget entydigt fordelingsmønster. I overgangszonen mellem granulit og hornblendefacies ses på FIGUR 11 et forhøjet diopsidindhold, så højt at det dominerer. Det viser ellers ingen evident variation indenfor nogle af de behandlede faciesområder, hvilket er i god overensstemmelse med

TENTATIVE HYPERSTENGGRÆNSER .



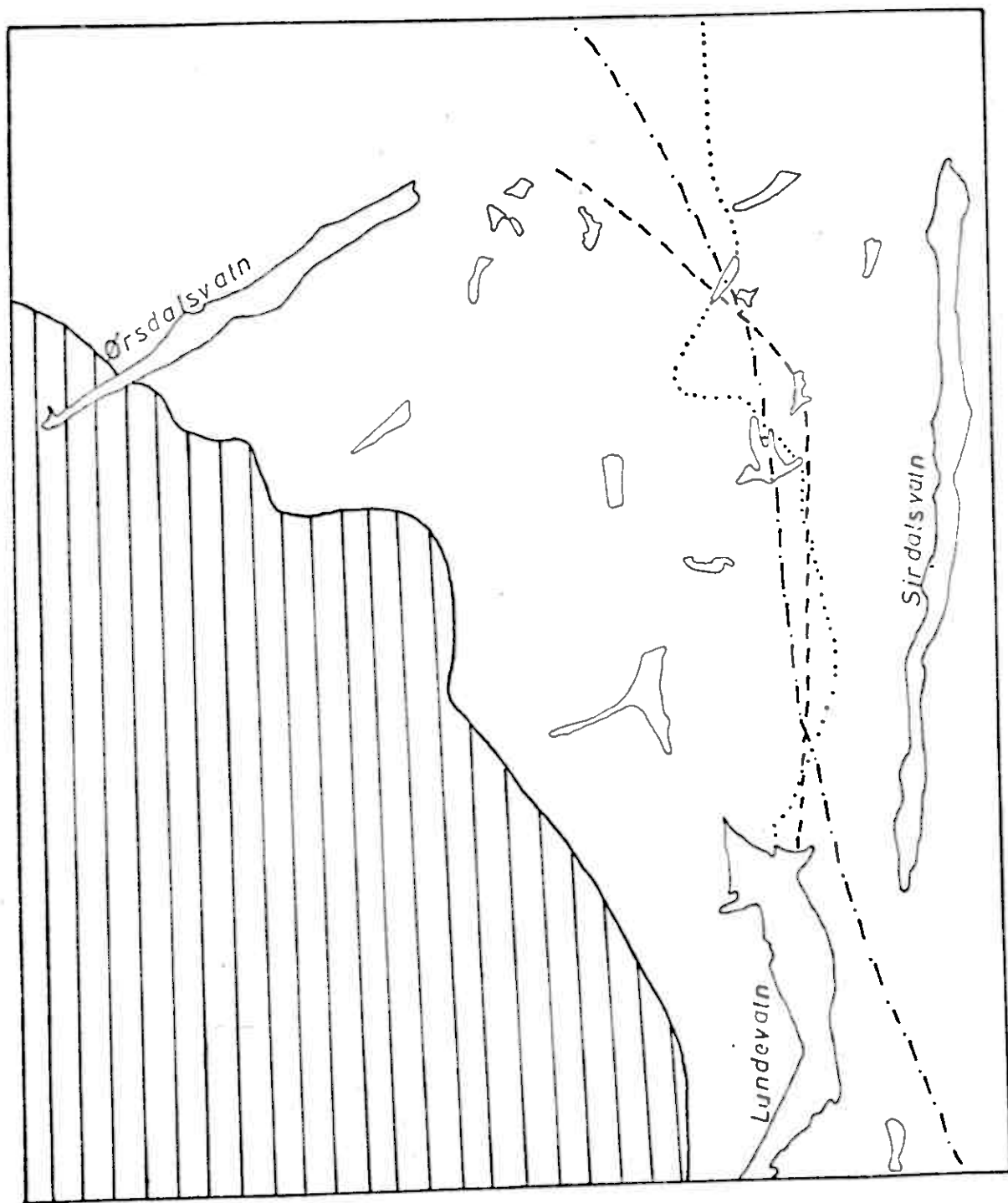
Anorthositkompleks

..... TOBI 1965

----- BARTH 1969

----- Denne opgave

N.



0 5 Km.

FIGUR 15.

dette minerals brede stabilitetsområde (WINKLER 1967). Titanit afspejler også forskellige metamorfe facies. Titanit findes i størst koncentration i det østlige område og er meget sparsomt repræsenteret i det højmetamorfe vestlige område. Udbredelsesmønsteret stemmer i specialeområdet overens med både RAMBERG (1948) og KALSBECK, GHISLER & THOMSEN (1974). Den første referent skriver, at titanit kun findes i granulitfacies indenfor et meget snævert stabilitetsfelt, og samtidig findes det kun sammen med typiske Ca-mineraler som kalцит, diopsid og scapolit. Det sidste fremgår dog ikke af vaskeprøverne (TABEL I). Den anden reference postulerer et stigende titanitindhold fra granulitfacies bjergarter til amfibolitfacies bjergarter.

Hvilke faktorer gør forskellen i metamorfosegraden? Er det bjergarten som er dannet i et dybere niveau, eller er det et spørgsmål om en bred kontaktaureole betinget af anorthositlegemet (anorthositkompleks) eller måske en kombination af begge dele? BARTH (1969) hyperstengranse følger anorthositlegemet som en aureole i hele legemets udstrækning. På FIGUR 15 ses kun den østlige del af det store Egersund anorthositkompleks, men trods det kan det alligevel ses, at denne opgaves hyperstengranse også følger anorthositlegemet. På grundlag af BARTHS (1969) grænse og den kendsgerning, at metamorfosegraden aftager væk fra anorthositlegemet, hvilket er illustreret med en overgangszon mellem granulitfacies og amfibolitfacies på KORT IV og i profilerne (FIGUR 11, 12 og 14), er jeg tilhænger af at tolke granulitområdet dannet i forbindelse med anorthositlegemets opvarmning af de omgivende bjergarter. Granulitområdet får herved karakter af en kontaktaureole.

De oprindelige bjergarter stammer fra en prækambrisk geosynklinaludvikling (URBAN 1974) og har været arkosiske (kvartsfeldspat gnejs), lerede (granat-grafit horisont), turbiditer og kalkholdige sedimenter (grå gnejs og metasedimentære amfiboliter) og imellem disse er indlejret basiske effussive bjergarter. Den sedimentære oprindelse støttes af grafit, apatit og molybdænglans, som er typiske biogene dannelser (URBAN 197-).

De metabasiske amfiboliter mangler grafit og molybdanglans. FIGUR 13 viser 2N - S profiler fra det østlige område tegnet ovenpå hinanden. Profil D-D' ligger nærmest Sirdalsvatnet og C-C' ligger østligere. Profilerne er sammentegnet for at se om udgangsmaterialet for dannelsen af disse bjergarter viser nogen forskel, hvilket skulle kunne ses, da bjergarterne ligger indenfor samme metamorfosefacies. Hypersten og hornblendeindholdet varierer ikke meget fra hinanden. Med hensyn til diopsid og granat er det generelt højere i profil D-D'. Dette forhold ses også af KORT IV, hvor profil C-C' kun indeholder hornblendeselskabet, hvorimod granat og diopsid lokalt er repræsenteret i profil D-D'.

Forskellen på profilerne (FIGUR 11 - 14) er et udtryk for en forskel i det oprindelige udgangsmateriale. F.eks. er diopsid dominerende i overgangszonen i FIGUR 11, hvilket tyder på et kalkholdigt udgangsmateriale i det pågældende område. Sammenlignes profil C-C' og D-D' (FIG 13) er udgangsmaterialet lidt mere leret og kalkholdigt (granat og diopsid) i det vestligste end i det østligste profil.

Titanitdannelsen fra ilmenit sker kun i Ca-holdige bjergarter (RAMBERG 1948 og RAMDOHR 1969) Om omdannelserne til titanit er hyppigere i mere Ca-holdige bjergarter (diopsidholdige) har ikke været muligt at kontrollere heller ikke i meget diopsidholdige vaskeprøver, da næsten alle omdannelser og forskellige omdannelsesgrader er repræsenteret i hver polerprøve.

Scheelits vulkano-sedimentære oprindelse er diskuteret i afsnit 5.3.

Granat-grafithorisonten indeholder i det vestlige område Al-holdige mineraler (sillimanit og cordierit). Udgangsmaterialet til disse har været Al-holdige pelitiske sedimenter med organisk substans (grafit) og med stærkt reducerende miljø (sulfidmineraler)

Om granat-grafit horisonten og granathorisonten er en eller flere horisonter er der ingen karteringsmæssig baggrund for at bedømme. Men den ensartede sammensætning, den ensartede opførsel og det faktum at den kan følges sammenhængende over store afstande tyder på en horisont.

5.7: Vaskeprøvernes renhedsgrad og deres geologiske og prospekteringsmassige værdi.

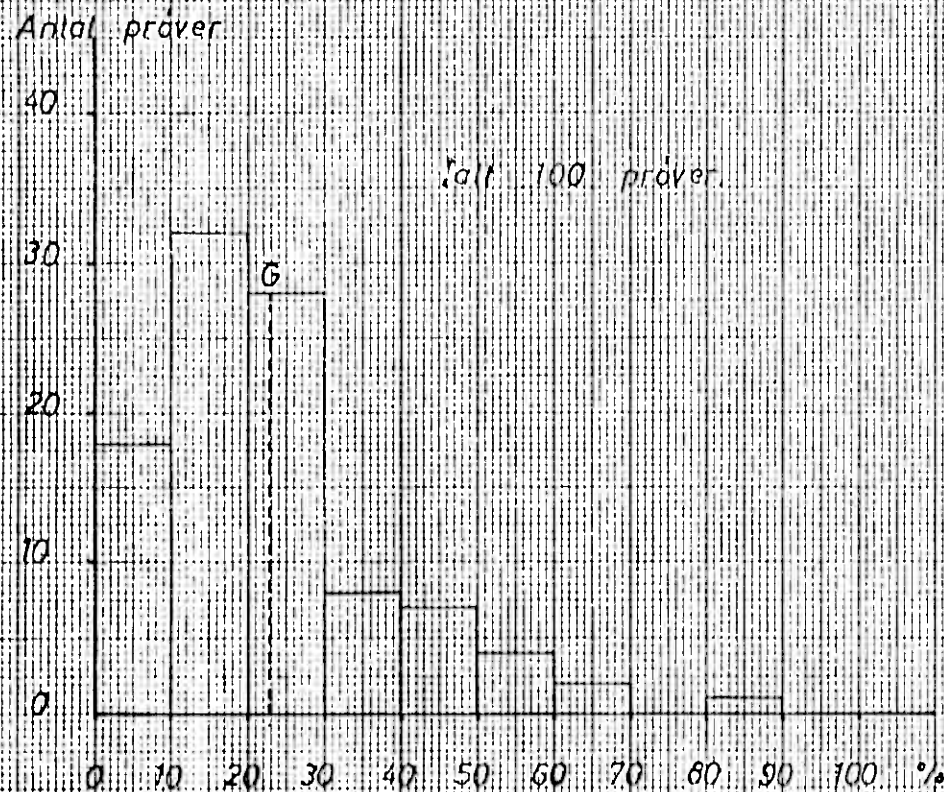
For at få indtryk af vaskekoncentratets renhedsgrad er fremstillet et histogram (FIG 16). På histogrammet ses forureningsgraden af tungsandsprøverne. Forureningsgraden fortæller, hvor stor en del af vaskeprøven der udgøres af lette mineraler. På figuren (FIG 16) er angivet, hvor meget let materiale der var i 100 vaskeprøver. 76 prøver (76%) ligger under 30% vægtprocent let materiale. Gennemsnittet er 22,6 vægt% lette mineraler i tungsandsfraktionen. Det er hovedsagelig små prøver som indeholder en stor procentdel lette mineraler, hvilket skyldes, at vaskeren er bange for at vaske alle mineraler ud, så prøven ikke indeholder noget materiale. Alt efter hvilken vaskepan-detype man benytter sig af, kan koncentratet vaskes mere eller mindre rent. Den benyttede batêa vaskepande viser sig at vaske rimeligt rent, så tungsandsprøverne ret nemt kan separeres med tungvæske.

De resterende godt 3/4 vægtprocent tungmineraler af vaskeprøven er det værdifulde materiale som benyttes i geologisk-og prospekteringsøjemed.

De non opake tungsandssilikatmineraler har allerede i tidligere beskrevne afsnit vist sig at være nyttige til en metamorf inddeling af specialeområdet.

Scheelit har i denne forbindelse været brugt som prospekteringsmiddel for wolfram anomalier, og efter en opfølgning af disse blev adskillige scheelitmineraliseringer påvist. Det er et direkte bevis på, at metoden er brugbar, men visse forhold bør nævnes: For det første er det en meget lille procentdel af anomalierne, der har ført til mineraliseringer, og for det andet har flere store anomalier ikke givet resultat. For det tredje er de fundne scheelitmineraliseringer meget små både med hensyn til lødighed og udbredelse. Men alligevel har vaskemetoden ført os frem til mineraliseringer og mineraliseringer, som kun findes i amfibolitiske bjergarter. Allerede dette er en hjælp i en videre undersøgelse af samme eller andre områder. Desuden har de fundne scheelitmineraliseringer givet et tip om, at de valgte anomaligrænser har været sat

Vægtfordeling af fedtstoffer i vaskeprøverne



0 - 10 %	= 18 prøver
10 - 20 %	= 32 "
20 - 30 %	= 28 "
30 - 40 %	= 8 "
40 - 50 %	= 7 "
50 - 60 %	= 4 "
60 - 70 %	= 2 "
70 - 80 %	= 0 "
80 - 90 %	= 1 "
90 - 100 %	= 0 "

Gennemsnittet (G) = summen
af samtlige prøver (TABEL
I og II) : 100 =
2256,6 : 100 = 22,6 %

FIGUR 16

lavt, hvis man er ude efter økonomisk vigtige forekomster. De opake mineraler fortæller ikke særlig meget om et områdes regionalgeologiske opdeling, f.eks. kunne KORT III (magnetit/ilmenit kortet), ikke bruges til nogen regional inddeling. De opake mineraler har langt større betydning for den prospekteringsmæssige side af sagen. Igen gør det sig gældende, at de magnetiske mineralers betydning er ringe, på grund af deres store både vertikale og horisontale udbredelse. Den vigtigste fraktion til denne sag er den tunge, umagnetiske opake del inklusiv de non opake som både kan ses i gennemfaldende og reflekteret lys (f.eks. rutil, titanit og scheelit).

En væsentlig mangel i vaskeprøverne er forskellige sulfider. Fe-sulfiderne er hovedsagelig repræsenteret ved pyrit. Fe-sulfiderne oxideres hurtigt under overfladebetingelser og føres bort som kolloider og opløsninger (suspensioner) (KRAUSKOPF 1967). Det mest "resistente sulfid" ser ud til at være pyrit, men samtidig må man huske på, at det også er det mest hyppige og ensartede udbredte sulfid i bjergarterne. Molybdænglans findes lokalt i store koncentrationer i bjergarterne, men det afspejler sig absolut ikke i vaskeprøverne. Generelt kan siges, at sulfider ikke egner sig til denne metode, men må eftersøges ved hjælp af andre prospektionsmetoder.

De gedigne mineraler som Cu, Ag og Bi er vigtige til lokalisering af sulfidforekomster (HAWKES & WEBB 1962). Cu i flodsandsprøver er ikke usædvanligt, det har før været anvendt i prospektionsøjemed (HAWKES & WEBB 1962). Ag og Bi er sjældne i flodsedimenter og specielt Bi, men deres tilstedeværelse i sådanne sedimenter indikerer en sulfidmineralisering i umiddelbar nærhed (HAWKES & WEBB 1962). Mineraliseringerne skal nok søges i forbindelse med granat-grafit horisonten, som i disse tilfælde ligger i nærheden af vaskeprøverne med undtagelse af vaskeprøve nr. 491.

Det er ikke alle mineraler i tungsandsprøverne som er gode ledemineraler, nogle er direkte misvisende. Epidot er et af de mineraler, som kan være misvisende for en tungsandsundersøgelse, hvis man ikke har lidt kendskab til de geologiske forhold i området. I Vestgrønland er mineralet brugt som meta-

morft indikator mineral (KALSBECK, GHISLER & THOMSEN 1974). I specialeområdet findes det kun som et sekundært dannet mineral, hvilket både bekræftes af felt- og tyndslibsobservationer. Det er af denne grund et dårligt ledemineral indenfor specialeområdet.

Vaskemetoden kan også bruges til indirekte slutninger. Som eksempel skal anføres sammenhængen mellem scheelitanomalier og molybdænglansmineraliseringer (FIG 10). Hvor der er molybdænglansmineraliseringer, er der også scheelitanomalier. Set ud fra vaskeprøverne skal man være opmærksom på molybdænglansmineraliseringer i anomaliområder, og omvendt under geologisk kortlægning skal man være opmærksom på scheelitmineraliseringer i Mo-førende områder. Dette gælder selvfølgelig kun indenfor områder med analoge geologiske træk som indenfor specialeområdet.

Som det ses er vaskemetoden nyttig i mange henseender. I specialeområdet har den for det første vist en fordeling af W-anomalier som førte frem til nogle scheelitmineraliseringer, hvis genese er tolket. Samtidig hermed er fundet andre mineraler og elementer. For det andet er området inddelt i metamorfe enheder på grundlag af vaskeprøverne. For det tredje er undersøgelsen et bevis på, at vaskepanden kan bruges som et værdifuldt geologisk redskab.

6. KONKLUSION.

1.

Den valgte kornstørrelsesfraktion (<250 μ) er repræsentativ for tungsandsprøverne som helhed. For det første på grund af at fraktionen indeholder over 2/3 af tungsandskoncentratet, og for det andet fordi afvigelsen af mineralindholdet i den samlede prøve i forhold til den valgte kornfraktion er ringe. For det tredje er alle sedimentologiske undersøgelser og kvantitative tællinger under 5 i fejlprocent.

2.

Det undersøgte tungsand viser lokal oprindelse, da afrundingsgraden af mineralerne er let og granat, grøn spinel og scheelit samt Cu, Ag og Bi viser sig at være transporteret under 500 m.

3.

Scheelitanomaliernes fordelingsmønster er broget, men groft set udstrækker det sig i N - S gående bælter på begge sider af Sirdalsvatnet.

Der er fundet 9 scheelitmineraliseringer, hvoraf ingen har økonomisk betydning men derimod genetisk. Alle mineraliseringerne er fundet i amfibolitiske bjergarter. De metasedimentære amfiboliter indeholder de største koncentrationer af scheelit, og er tydeligvis lagbundne (FOTO 2). De metabasiske amfiboliter indeholder mindre mængder scheelit, men er i et par tilfælde tydeligt lagdelt. Scheelitmineraliseringerne er fordelt over hele specialeområdet. Genesen tolkes som submarin vulkano - sedimentær.

4.

Tungsandskoncentrater indeholder 70-80% magnetisk materiale. Ud fra vægtprocentfordelingen af magnetit og ilmenit er magnetit/ilmenit forholdet udregnet. De pågældende forhold viste sig at være værdiløse til en regional tolkning af området, men det antydes, at de måske kan bruges i lokale tilfælde med en tæt prøvetagning.

5.

Silikatminerallerne i tungsandsprøverne er nyttige til en metamorf inddeling af specialeområdet. De primære hjælpemineraller hertil er hornblende og hypersten.

De opake mineraler er mest brugbare til den prospekteringsmæssige side af sagen. Udover de almindelige Fe-Ti-oxider findes en ringe mængde sulfider (hovedsagelig pyrit) og gedigne mineraler som Cu, Ag og Bi.

6.

Specialeområdet består i den vestlige del af et hyperstenseselskab (granulitfacies) og mod øst og nord af et hornblendeselskab (amfibolitfacies) samt af et overgangsfacies imellem de 2 selskaber (KORT IV).

7.

Hvor der er molybdæn, er der også W-anomalier, men det omvendte gælder ikke. Der er derimod ingen sammenhæng mellem molybdæninholdet i scheeliten og molybdænglansmineraliseringerne. Scheelitanomalikortet (KORT II) og magnetit/ilmenitkortet (KORT III) har ingen fælles træk.

8.

Undersøgelsen har endvidere vist, at tungsandsprøver fra vaskning giver et ganske godt indtryk af de geologiske forhold i et område samtidig med deres primære formål som prospektionsmiddel. Selv en kvantitativ og semikvantitativ undersøgelse af 20 - 25% af materialet (ca 1 prøve / 5 km²) giver en rimelig geologisk fordeling af forskellige metamorfe enheder. Det er klart, at et områdes struktur og detaljerede geologiske enheder ikke kan skelnes.

9.

Med undersøgelsens resultater som kilde er vaskemetoden ideel til en geokemisk undersøgelse af resistente mineraler og samtidig en "geologisk" undersøgelse af et forholdsvis stort område på kort tid med en prøvetæthed på 1 prøve pr. km². Vaskepanden er et udmærket geologisk redskab.

TABEL I

	Vægt%-fordeling af tung umagnetisk fraktion		Fordeling af antal scheelitkorn		Procentvis fordeling af umagnetiske tungmineraler. < 250 μ												
	> 250 μ	< 250 μ	> 250 μ	< 250 μ	Opake	Horn-blende	Hypersten	Diopsid	Epidot	Mn-epidot	Zirkon	Granat	Titanit	Rutil	Scheelit	Apatit	Mona-zit
7	8,6	91,4	2	26	19	6	9	4	15	x	39	7	1	x	x	x	-
8	45,7	54,3	0	0	16	24	10	14	5	-	30	1	-	-	-	-	-
1	5,5	94,5	0	2	14	10	38	3	15	x	15	4	1	-	-	-	-
2	32,2	67,8	0	11	29	4	20	1	28	x	7	11	-	-	-	-	-
7	61,9	38,1	8	25	18	42	19	3	6	1	8	3	x	-	-	-	-
9	44,9	55,1	0	28	15	51	12	3	4	1	2	12	x	-	-	-	x
0	67,7	32,3	18	48	18	58	13	2	5	1	3	x	-	-	-	x	-
5	3,5	96,5	13	22	15	4	32	2	4	-	34	9	x	x	-	-	-
8	47,5	52,5	8	36	7	5	55	8	3	-	10	10	2	x	-	-	-
2	40,3	59,7	1	31	13	1	29	x	6	-	1	50	x	-	-	-	-
8	17,0	83,0	3	21	10	21	21	39	2	-	6	1	-	-	-	-	x
0	17,7	82,3	1	1	19	28	12	7	11	1	16	6	-	-	-	-	-
5	31,3	68,7	0	25	9	33	23	6	5	x	8	13	3	-	x	-	-
9	15,3	84,7	0	1	24	26	13	7	15	1	7	7	x	-	-	-	-
6	19,0	81,0	0	16	11	10	39	17	5	-	17	x	1	-	-	-	-
2	14,3	85,7	0	0	10	14	31	14	13	x	15	x	3	-	-	-	-
4	7,6	92,4	0	5	10	5	43	23	6	-	12	-	1	-	-	-	-
8	20,1	79,9	8	112	16	8	42	9	3	-	1	21	-	-	-	-	-
0	32,1	67,9	0	14	11	11	41	9	2	-	x	26	-	-	-	-	-
2	25,4	74,6	64	150	19	10	37	4	9	-	3	18	x	-	x	-	-
7	33,3	66,7	1	20	13	9	32	12	6	-	1	27	-	-	-	-	-
6	31,6	68,4	4	16	9	17	33	16	3	x	2	20	-	-	-	-	-
3	17,7	82,3	0	10	9	45	25	13	3	x	x	5	-	-	-	-	-
8	19,6	80,4	100	100	6	77	9	1	2	x	1	1	3	-	x	-	-
4	38,5	61,5	13	20	15	54	16	3	4	-	7	-	1	x	x	-	-

TABEL I (fortsat)

nr.	Vægt%-fordeling af tung umagnetisk fraktion		Fordeling af antal scheelitkorn		Procentvis fordeling af umagnetiske tungmineraller. < 250 μ											
	> 250 μ	< 250 μ	> 250 μ	< 250 μ	Opake	Horn-blende	Hypersten	Diopsid	Epidot	Mn-epidot	Zirkon	Granat	Titanit	Rutil	Scheelit	Apatit
5	30,0	70,0	1	10	21	33	17	7	4	-	15	2	1	-	-	-
8	48,7	51,3	0	0	30	27	8	10	17	x	4	3	1	-	-	-
10	49,4	50,6	2	20	13	38	26	8	6	1	2	5	1	-	-	-
19	32,2	67,8	0	4	19	21	27	12	9	1	10	1	x	-	-	x
2	27,4	72,6	0	12	5	39	17	10	3	x	26	-	-	-	-	x
5	24,4	75,6	0	10	14	12	44	17	5	1	7	x	x	-	-	x
8	13,5	86,5	0	22	14	11	57	10	3	-	4	1	-	-	-	-
10	15,2	84,8	0	6	13	11	46	25	2	-	3	-	-	-	-	x
3	7,3	92,7	1	11	17	40	11	7	12	x	10	3	-	-	-	-
7	33,7	66,3	1	55	19	42	12	3	6	x	6	12	-	-	-	-
1	67,5	32,5	5	23	15	46	12	4	4	-	6	12	1	-	-	-
9	17,9	82,1	0	28	8	15	48	12	8	x	4	5	-	-	x	-
3	54,0	46,0	0	12	9	50	21	5	2	-	7	6	x	-	-	-
2	13,5	86,5	5	20	16	30	14	8	2	-	28	1	1	-	-	-
4	28,9	71,1	1	20	15	53	19	1	2	-	10	x	-	-	-	x
7	53,8	46,2	0	0	25	54	5	2	6	2	1	x	5	x	-	-
6	20,1	79,9	0	0	9	38	26	20	x	x	6	1	-	-	-	-
2	23,5	76,5	0	0	17	40	17	4	12	3	3	x	4	-	-	-
5	39,0	61,0	10	18	10	58	14	2	4	x	2	8	2	-	-	-
1	11,0	89,0	0	7	17	44	11	6	4	2	14	-	2	x	-	-
4	21,0	79,0	5	17	18	45	5	3	6	2	11	x	10	-	-	-
3	38,0	62,0	8	94	10	78	7	2	x	1	2	-	x	-	x	-
7	40,3	59,7	1	1	16	34	33	9	3	x	5	-	x	-	-	-
3	49,5	50,5	0	7	6	3	66	7	2	-	1	15	-	-	-	x
7	73,4	26,6	2	10	21	61	10	7	x	-	1	-	x	-	-	-

TABEL II

+++ > 20%

++ = 5-20%

+ < 5%

Prøve nr.	Vægt-fordeling af tung umagnetisk fraktion		Fordeling af antal scheelittkorn		Samlet karakter af fordelingen - i %				
	> 250 μ	< 250 μ	> 250 μ	< 250 μ	Normale bløde	Psydel. sten	Bløde	Stene	Andre
014	4,8	95,2	4	26	+	+++	+	++	
016	27,3	72,7	2	26	++	+++	+	++	
020	16,9	83,1	1	24	++	+++	++	++	
027	38,5	61,5	1	51	++	+++	+	++	
028	14,9	85,1	0		+	+++	++	+	
038	43,6	56,4	1	15	+++	++	+	+	
047	54,9	45,1	9	17	+++	++	+	+	
052	34,5	65,5	0	24	+++	++	++	+	
070	21,1	78,9	0	3	+	+++	+	++	
072	49,2	50,8	3	5	+++	++	++	+	
079	10,5	89,5	0	12	+++	++	++	++	
083	8,0	92,0	0	4	+++	++	+	++	
091	20,1	79,9	4	96	+++	++	+	++	
105	36,0	64,0	3	37	+++	++	+	++	
118	50,7	49,3	21	7	+	+++	+	++	
120	47,6	52,4	9	23	++	+++	++	++	
129	45,2	54,8	0	1	+++	++	++	+	
139	23,3	71,7	0	0	++	++	+++	+	
144	25,5	74,5	2	16	++	+++	++	+	
157	35,6	64,4	0	16	+++	++	++	+	
182	30,5	69,5	0	2	+++	++	++	+	
184	37,1	62,9	3	25	++	+++	++	++	
185	22,4	77,6	23	73	++	+++	+	++	
187	19,3	80,7	0	0	+++	+++	++	+	
196	49,8	50,2	1	23	++	+++	++	+	
224	37,3	62,7	0	28	++	+++	++	+	
229	29,7	70,3	14	26	++	+++	++	+	
251	47,2	52,8	4	8	+++	++	+	+	
327	69,7	30,3	12	29	+++	++	+		
346	55,4	44,6	0	0	+++	++	+	+	
356	19,2	80,8	0	16	++	+++	++		
374	40,6	59,4	0	10	+++	++	+		
376	47,3	52,7	6	14	++	+++	++		
406	8,7	91,3	0	14	++	+++	++	+	
416	26,8	73,2	9	15	+++	++	+	++	
419	59,0	41,0	0	0	+++	++	++	+	
425	53,2	46,8	3	21	+++	+	++	+	
426	25,8	74,2	1	51	+++	++	++	+	
427	30,8	69,2	0	36	+++	+	+	+	
428	33,0	67,0	13	70	+++	++	+	+	
437	34,9	65,1	0	1	+++	+	+	++	
439	71,8	28,2	0	2	+++	++	++	+	
450	34,1	65,9	1	3	+	+++	++	+	
471	24,2	75,8	0	2	+++	++	++	+	
484	10,4	89,6	3	33	+++	++	+	++	
490	10,5	89,5	2	42	+++	++	++	+	
504	9,5	90,5	0	0	+++				
516	38,5	61,5	1	5	+++	+++	++	+	
521	15,3	84,7	1	20	+	+++	++	+	
526	6,7	93,3	0	12	+++	++	+	++	

TABEL V: Procentvisse fordeling af tungmineraller i hele tungsandsprøven (HT) sammenlignet med kornfraktionen under 250μ . X = < 1 %.

NR.	037		075		078		258		464		485		494	
Mineraler	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ	HT	< 250 μ
Opake	19	18	20	15	5	7	5	6	16	15	11	10	22	18
Hornblende	48	42	3	4	8	5	80	77	58	53	60	58	48	45
Hypersten	14	19	28	32	58	55	7	9	15	19	14	14	4	5
Diopsid	4	3	1	2	5	8	1	1	2	1	2	2	6	3
Epidot	3	6	4	4	2	3	3	2	2	2	2	4	7	6
Zirkon	5	8	30	34	5	10	1	1	5	10	1	2	10	11
Granat	5	3	10	9	16	10	1	1	X	X	8	8	1	X

FI VI: Skønnet mineralfordeling i tyndslib.

	22322	22327	22308	22315	22320	22336	22340	22346	22347	22302	22358	22360	22364, A, 37		22372
	G	G	KFG	GG	GG	GG	A, S ₁	A, S ₂	A	A	A, S ₅	A, S ₆	lys	merk	A, 39
orts	5	5	10	x	20	10	-	-	-	x	x	x	x	-	-
gneklass An	30 ₃₀	50 ₂₉	15 ₂₄	50 ₂₈	5	30 ₃₁	30 ₃₈	40 ₃₈	10 ₃₈	30 ₂₈	40 ₃₄	60 ₃₅	30 ₃₃	35 ₃₄	40 ₃₀
feldspat	45	15	75	20	55	50	2	5	x	20	20	5	15	5	10
ersten	-	-	-	-	-	-	20	30	28	-	10	-	-	x	x
epid	-	20	-	-	-	-	40	x	20	-	25	30	40	15	20
enblende	-	x	-	-	-	-	55	20	40	35	x	x	-	40	25
otit	10	x	-	30	-	3	3	5	-	15	x	-	-	x	2
anat	5	-	-	x	20	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-

= grå gnejs, KFG = kvarts-feldspat gnejs, GG = granat-grafit eller granat horisont, A = amfibolit, S = heelitlokalitet, x = mindre end 1 %.

og KFG: Accessoriske mineraler - apatit, grøn spinel, Mn-epidot (plemونتит), opake, titanit og zirkon.

Sekundære mineraler - epidot og klorit.

Accessoriske mineraler - apatit, opake, titanit.

Sekundære mineraler - epidot, klorit, saussurit og sericit.

Accessoriske mineraler - apatit, granat, opake, rutil, titanit og zirkon.

Sekundære mineraler - epidot, klorit, saussurit og sericit.

TABEL VII: Procentvis fordeling af opake magnetiske (M) og umagnetiske (UM) mineraler. x = <1 %.

	008		011		037		050		052		072		078		112	
Mineraler	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM	M	UM
1) magnetit	11	-	1	x	21	-	11	-	55	x	24	-	2	-	3	x
2) titanomagnetit	1	-	x	-	11	-	19	-	5	-	5	-	x	-	1	-
3) martitisering	4	8	x	7	8	41	8	23	12	3	7	21	4	2	2	1
4) omdannelse af 1) og 2)	x	x	x	1	x	1	x	x	x	2	x	x	x	-	x	-
5) ilmenit	23	18	50	59	17	22	49	51	2	6	45	50	53	48	76	80
6) ilmenit/hæmatit	40	22	32	5	34	20	7	14	15	54	14	1	30	6	10	1
7) omdannelse af 5)	5	30	9	19	2	14	3	8	1	8	3	18	6	30	5	16
8) omdannelse af 6)	16	11	8	3	7	1	3	1	10	23	2	1	5	3	3	-
9) hæmatit	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-
10) rutil	-	1	-	1	-	1	-	1	-	1	-	2	-	3	-	1
11) titanit	-	1	-	2	-	x	-	1	-	-	-	x	-	2	-	x
12) leukoxen	-	7	-	3	-	-	-	1	-	2	-	2	-	5	-	1
13) limonit	x	x	x	-	-	x	x	x	x	x	-	x	-	-	-	-
14) pyrit	-	1	-	-	-	x	-	x	-	1	-	1	-	1	-	-
15) sulfidindeslutninger	x	1	x	x	-	x	x	x	x	x	x	1	x	x	-	x
16) scheelit	-	-	-	-	-	x	-	x	-	x	-	x	-	x	-	-
17) andet	-	-	-	-	-	-	-	-	-	FeS ₂	-	Ag	-	-	-	-

TABEL VIII: AMPHIBOLITER. (P) = metabasiter. xx = dominans af pågældende mineral.

NR.	Mineral	magnetit	titanomagnetit	ilmenit	ilm./hem. afl.	hematit	rutil	titanit	leukoxen	silicaafbland.	limonit	pyrit	kovbernit	subanit	magnetkis	peritlandit	calcit-silic-it-val-lerit	molybdæniflans	zinkblende	scheelit
22340 (B)			xx			x	x				x	x			x					x
22345 (B)		xx	x	x		x					x	x			x					
22346 (B)		xx	x	x	x	x					x	x		x	xx	x	x		x	
22347a+b (B)				x					x		x	x	x	x	xx	x		x		
22302		x		x			x	x			x	x	x		x					
22309		xx	x	xx		x	x	x	x	x	x	xx	x		x	x	x	x		
22313				x			x				x	xx	x		x					
22317		x		xx		x					x	xx			x				x	
22357		xx	x	xx	x	x					x	xx	x		x	x				x
22358		xx	x	xx	x	x					x	x		x						
22360				xx		x	x	x			x	x			x					
22364		x	xx	xx	x	x	x	x	x		x			x		x				
22372		xx	x	x	x	x	x					x		x		x				

TABEL IX: GRANAT - GRAFITHORISONT og GRANATHORISONT. xx = dominans af pågældende mineral.

nr.	Mineral	magnetit	titanomagnetit	ilmenit	hematit	rutil	titanit	leukoxen	spinelafbland.	limonit	pyrit	kobberkis	cubanit	magnetkis	pentlandit	mackinawit-val- lerit	zinkblende	arsenkis	covellin	polytungsten	grafit
22315				x		x					x	x		x		x					
22320		x		x	x	x	x			x	x								x		x
22323		x		x			x			x	x	x	x	xx							
22325		x	xx	x	x		x	x	x	x	x										
22328				x	x	x	x			x	x			x							x
22329		x		x	x	x	x			x	x									x	x
22333				x		x	x	x		x	x	x	x	xx		x		x		x	x
22336				x		x	x			x	x	x		x		x	x			x	
22337		x		x	x	x	x	x		x	x										x

TABEL X: GRÅ GNEJS og KVANTS - FELDSPAT GNEJS. xx = dominans af pågældende mineral.

nr.	Mineral	magnetit	titanomagnetit	ilmenit	hematit	rutil	titanit	leukoxen	spinelafbland.	limonit	pyrit	kobberkis	magnetkis	pentlandit	bravoit	machinawit-val- lerit	zinkblende	blyglans	molybdenglans
22301		xx	xx	x		x			x	x	x		x						
22305		x		xx	x	x					x								
22308				x		x				x	x	x				x			xx
22322		x	x	x	x	x	x			x	x	x	x	x	x		x	x	x
22327		xx	x	x	x				x	x	x	x	x						
22334		x		x	x	x	x	x			xx	x	xx	x					
22335				x	xx	x	xx	x											
22366		xx	x	xx		x			x										
22331 (pegmatit)		xx	x	x	x	x			x		x	x							

LITTERATURLISTE:

- Adamson, O. J. & Neumann, H., 1952: Tungsten in southern Norway. N. G. T. 30, 135-140.
- Andersen, S. W. 1971, 1972: Geologisk kortlægning af Avedalsfeltet, Sv-Norge. (Upubliceret).
- Barth, T. F. W. & Dons J. A., 1960: Precambrian of Southern Norway. I Høltedahl: Geology of Norway. N. G. U. 208, 6-67.
- Barth, T. F. W. & Reitan, P., 1963: Precambrian of Norway. I Rankama. Interscience Pub., 27-80.
- Barth, T. F. W., 1969: Granulite Facies Rocks of the Precambrian of South Norway, Particularly around Arendal. Sciences de la Terre XIV, 359-369.
- Boswell, P. G. H., 1933: On the Mineralogy of Sedimentary Rocks. Murby & Co., London s. 1-36.
- Bugge, A., 1963: Norges Molybdänforekomster. N. G. U. 217, 134 s.
- Cissarz, A., 1965: Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 228 s.
- Clark, A. H., 1970: Compositional Differences between Hexagonal and Rhombohedral Molybdenite. Neu. Jahr. Min. Monatshefte, 33-38.
- Clark, A. H., 1971: Molybdenite 2H₁, Molybdenite 3R, and Jordesite from Carnizal Alto, Atacama, Chile. Am. Min. 56, 1832-1835.
- Clausthal - Zellerfeldt, 1972: Untersuchung und Bewertung von Lagerstätten der Erze, nutzbaren Minerale und Gesteine. Heft 23, 220 s.
- Dana, E. S., 1932: A Textbook of Mineralogy, John Wiley and Sons, Incor., New York. Chapman and Hall, Lim., London 851 s.
- Dietz, V., 1973: Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. Contributions to Sedimentology I, 103-125.
- Druk, D., 1954: Handleiding voor het Practicum Mineralogie en petrografie. Aan de Landbouwhogeschool te Wageningen, 121 s.

- Dryden, L. & Dryden, C., 1946: Comparative Rates of Weathering of some Common Heavy Minerals. Jour. of Sedimentary Petrology 16, 91-96.
- Edwards, A. B., 1949: Natural Ex-solution Intergrowths of Magtite and Hematite. Am. Min. 34, 759-761.
- Falkum, T., 1966: The Complex of metasediments and migmatites at Tveit, Kristianssand, N. G. T. 46, 85-110.
- " , 1966: Structural and petrological investigations of the Precambrian metamorphic and igneous charnockite and migmatite complex in the Flekkefjord area, southern Norway N. G. U. 242, 19-25.
- " , 1972: On large scale tectonic structure in the Agder - Rogaland region southern Norway. N. G. T. 52, 371-376.
- " , 1973: Oversigt over Prækambrium inden for kortblad Mandal (1:250.000) i Sydnorge. D. G. F. Årsskrift, 62-65.
- Foslie, S., 1925: Sydnorges gruber og malmforekomster. N. G. U. 126.
- Friis, H. & Johannesen, F. B., 1974: Late Tertiary Weathering of Fluvial Deposits at Låsby, Denmark, Bull. Geol. Soc. Den., 23, 197-202.
- Friis, H. & Larsen, G., 1974: Tungmineralanalytisk bidrag til forståelsen af dannelsesforholdene for det sydfynske hvide sand (Kvartær). D. G. F. Årsskrift, 25-31.
- Gait, R. I & Mandarino, J. A., 1970: Polytypes of Tungstenite. Can. Min. 10, 729-731.
- Ghisler, M. & Thomsen, B., 1971: The possibility of ilmenite placers in the Thule district, North Greenland. A preliminary examination of the heavy fractions of some sands. G. G. U. 43, 15 s.
- Goldich, S. S., 1938: A Study in Rock - Weathering. Jour. Geol. 46, 17-58.
- Graeser, S., 1964: Über Funde der neuen rhomboedrischen MoS_2 -Modifikation (Mollybdanit-3R) und von Tungstenit in den Alpen. Schweiz. Miner. Petrog. Mitt. 44, 121-128.
- Grimm, W-D., 1973: Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). Contributions to Sedimentology 1, 103-125.

- Hatch, F. H. & Rastall, revised by Greensmith, J. T., 1965: Petrology of the Sedimentary Rocks. 4.ed. Murby, 408 s.
- Hawkes, H. E., 1957: Principles of Geochemical Prospecting. U. S. Geol. Surv. Bull. 1000-F, 225-355.
- Hawkes, H. E. & Webb, J. S., 1962: Geoschemistry in Mineral Exploration. Harper & Row, 415 s.
- Heier, K. S., 1955: The Ørdsalen tungsten deposit. N. G. T. 35, 69-85.
- Heier, K. S., 1956: The geology of the Ørdsalen district. N. G. T. 36, 167-211.
- Holmens, T. W., 1961: Molybdænglansrapport over molybdænglansforekomster i Vesterlandske distrikt i området Vest Agder fylke samt herredene Lund og Sokndal i Rogaland fylke. Vestlandske Bergmesterembede Oslo, 158 s.
- Hopfengärtner, F., 1972: Geologische Untersuchungen im Bereich zwischen Ørdsal und Gyadal (Rogaland/Vest Agder), Norwegen. Diplomarbeit am Inst. für Allg. und Angew. Geol. und Miner. der Ludwig - Maximilians - Universität, München 55 s.
- Höll, R., 1970: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. Chemie der Erde, Heft 3/4, 185-203.
- " , 1971: Scheelitvorkommen in Österreich. Erzmetall 24, 273-282.
- " & Weber-Diefenbach, K., 1973: Tungstenit - Molybdänit - Mischphasen in der Scheelitlagerstätte Felbertal (Hohe Tauern, Österreich). Neu. Jahr. Min. Monatshefte, 27-34.
- Jensen, Å., 1967: Opaque minerals in the heavy beach sand from Rågeleje, Denmark. D. G. F. 17, 21-36.
- Kalsbeek, F., 1969: Note reliability of point counter analyses. Neu. Jahr. Min. Monatshefte, 1-6.
- " , 1971: The composition of sands from the Fiskenæsset region, South-West Greenland, and its bearing on the bedrock geology of the area. G. G. U. 40, 1-12.
- " & Thomsen, B. & Ghisler, M., 1973: Mineralogical and chemical composition, heavy mineral content and composition of the opaque fraction of sand samples from Fiskenæsset Region. G. G. U. Arkiv, 26 s.

- Kalsbeek, F., Ghisler, M. & Thomsen, B., 1974: Sand Analyses as a Method of Estimating Bedrock Compositions in Greenland. G. G. U. Bull. 111, 32 s.
- Korstgård, J. A., 1973: Zirkonundersøgelser af Prækambriske granulitfacies gnejser fra Inugsuk-området, Agto, Vestgrønland. D. G. F. Årsskrift, 100-107.
- Krauskopf, K. B., 1967: Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, New York, 721 s.
- Larsen, G. & Dinesen, A., 1959: Vejle Fjord Formationen ved Brejning. D. G. U. II. række 82, 114 s.
- Larsen, G., 1966: Rhaetic - Jurassic - Lower Cretaceous Sediments in the Dansk Embayment (A Heavy-Mineral Study). D. G. U. II. række, 122 s
- " , 1969: Hovedtræk af tungmineralanalysens resultater i Danmark. D. G. F. Årsskrift, 36-47.
- Ludwig, G., 1953: Untersuchungs- und Darstellungsmethoden von Schwermineralanalysen. Geologie, Jahrg. 2, 208-219.
- Macfayden, J. A., 1973: En mulig forekomst af suprakrustalbjergarter i Austad-området, Sydnorge. D. G. F. Årsskrift, 89-95.
- Mason, B., 1952: Principles of Geochemistry. Wiley & Sons, Inc., New York, Chapman & Hall, Lim., London 276 s.
- Mason, B. & Berry, L. G., 1968: Elements of Mineralogy. Freeman & Co., 550 s
- Maucher, A., Höll, R. & Westenberger, H., 1972: Synsedimentary - Diagenetic Ore Fabrics in the Strata- and Time-Bound Scheelite Deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps. Min. Depos. 7, 217-226.
- Mertie, J. B., Jr., 1954: The Gold Pan: A Neglected Geological Tool. Econ. Geol. 49, 639-651.
- Michot, P., 1957: Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. Geol. Rund. 46, 147-173.
- " , 1960: La géologie de la catazone: Le problème des anorthosites la paléogénese basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional. International Geological Congress XXI session Norden, 54 s.
- Michot, J. & Pasteels, P., 1968: The Prospect of the Rb/Sr

- and the U/Pb Methods for an advanced Geochronological Investigation of the Precambrian of Southern Norway. *N. G. U.* 258, 17-26.
- " , 1968: Étude Geochronologique du Domaine Métamorphique du Sud-Quest de la Norvège. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 91, 93-110.
- Milner, H. B., 1962: *Sedimentary Petrography*. George Allen & Unwin Ltd. 715 s.
- Moh, H. & Grover, B., 1969: Phasengleichgewichtsbeziehungen im System Cu-Mo-S in Relation zu natürlichen Mineralien. *Neu. Jahr. Min. Monatshefte*, 529-544.
- Moh, G. H., 1972: Vergleichende experimentelle Untersuchungen am Mo Lybdän- und Wolfram-haltigen Sulfidsystem. *Fortschr. Miner.* 50, Beiheft 1, 65-67.
- " , 1973: Das Cu-W-System und seine Mineralien sowie ein neues Tungstenitvorkommen in Kipushi/Katanga. *Miner. Depos.* 3, 291-300.
- Nickel, E., 1973: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intracratall solution. *Contributions to Sedimentology*, 1, 1-68.
- O'Nikons, R. K. & Baadsgaard, H., 1971: A Radiometric Study of Polymetamorphism in the Bamble Region, Norway. *Contrib. to Min. Petrol.* 34, 1-22.
- Pauly, H., 1948: Calcite and Skarn Minerals in the Gneisses of the Holsteinsborg District, W. Greenland. *D. G. F.* 11, 328-350.
- Pedersen, J. L., 1972, 1973: En geologisk kortlægning og malmgeologisk undersøgelse af molybdänfelterne Gursli og Sira, Rogaland/Vest Agder, Sv-Norge. (Upubliceret).
- Pedersen, S., 1973: Den sveconorvegiske magmatiske periode i det nordlige Iveland-Evje område. *D. G. F. Årsskrift*, 96-99.
- Petersen, J. S., 1973: Geometrisk analyse af et polyfaseholdet grundfjeldskompleks. *D. G. F. Årsskrift*, 71-81.
- Petersen, R. P., 1973: En intrusiv præ-synkinematisk granit. *D. G. F. Årsskrift*, 82-88.
- Philipsborn, H. von, 1967: *Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 319 s.

- Ramberg, H., 1948: Titanic iron ore formed by dissociation of silicates in granulite facies. *Econ. Geol.* 43, 553-570.
- Ramdohr, P., 1956: Die Beziehungen von Fe-Ti-Erzen aus magmatischen Gesteinen. *Bull. Commis. Géol. Finl.* 28, 173, 1-19.
- Ramdohr, P. 1969: The Ore Minerals and their Intergrowths. Intern. Ser. Monog. on Earth Sciences. 1174s.
- Richter, W., 1939: Zur Methodik der Schwermineralanalyse von sandigen Sedimenten. *Zentralb. Miner., Geol. und Pal.* - A, 70-80.
- Schneiderhöhn, H., 1952: Erzmikroskopische Bestimmungstabellen. Anhang. Schweizerbart'sche Verlagshandlung, Stuttgart, 24 Tabellen.
- Shidô, F. & Miyashiro, A., 1959: Hornblende of Basic Metamorphic Rocks. *Jour. Fac. Scien., University of Tokyo Section II*, XII, 85-102.
- Smithson, F., 1939: Stastical Methods in Sedimentary Petrology. *Geol. Mag.* 76, part I 297-310, part II 348-360, part III 417-427.
- Stumpfl, E., 1958: Erzmikroskopische Untersuchungen an Schwermineralien in Sanden. *Geol. Jahr.* 73, 685-724.
- Takéuchi, Y. & Nowacki, W., 1964: Detailed Crystal Structure of Rhombohedral MoS_2 and Systematic Deduction of Possible Polytypes of Molybdenite. *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.* 44, 105-120.
- Theobald, Paul K. Jr., 1957: The Gold Pan as a Geological Tool. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1071-A, 1-57.
- " & Thompson, C. E., 1959: Geochemical Prospecting with heavy-mineral Concentrates used to locate a Tungsten Deposit. *U. S. Geol. Surv. Cir.* 411, 1-13.
- Thomsen, B., 1957: On Sand Samples from the West Coast of Greenland I. *Medd. om Grønland* 157 nr. 2, 1-24.
- Tobi, A. C., 1965: Fieldwork in the Charnockitic Precambrian of Rogaland (SW Norway). *Geol. en Minjnb.* 44, 208-217.
- Tröger, W. E., 1959: Optische Bestimmung der gesteinsbildende Minerale. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Teil I, 147 s.

- Turner, F. J., 1968: *Metamorphic Petrology*. McGraw Hill, 403 s.
- Urban, H., 1971: Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-Vererzung im Ørdsalen (Rogaland), Norwegen. *Min. Depos.* 6, 177-195.
- " & Vaché, R., 1972: Die Kupfererzlagerstätten von Kupferberg-Wirsberg (Oberfranken) im Lichte neuer Aufschlüsse. *Geologica Bavarica* 65, 74-106.
- " , 1974: Zur Kenntnis der präkambrischen, schichtgebundenen Molybdänitvorkommen in Südnorwegen. *Geol. Rund.* 63, 180-190.
- Uzkut, Ismet, 1974: Zur Geochemie des Molybdäns. Chlausthaller Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Mineralischen Rohstoffe, Heft 12, 226 s.
- Uytenbogaardt, W. & Burke, E. A. J., 1971: *Tables for Microscopic Identification of ore Minerals*. Elsevier Pub. Co. 430 s.
- Van Andel, Tj. H., 1950: Provenance, transport and deposition of Rhine Sediments. H. Veenman & Zonen - Wageningen, 129 s.
- Vermaas, F. H. S., 1952, South African Scheelites and an X-Ray Methods for Determining Members of the Scheelite-Powellite Series. *Am. Min.* 37, 719-735.
- Versteeve, A. J., 1970: Rb/Sr - undersøgelser i Rogaland - Abstract. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 94, nr. 2, 134-135.
- Weyl, R. & Werner, H., 1951: Schwermineraluntersuchungen im Jungtertiär und Altquartär Schleswig-Holsteins. *Proceedings of the third Intern. Congr. of Sedimentology - Groningen - Wageningen*, 293-303.
- Williams, Turner & Gilbert, 1954: *Petrography - An Introduction to Study of Rocks in Thin Sections*. Freeman, 406 s.
- Wilson, J. R. & Annis, M. P., 1973: Granitkomplekset ved Farsund, Sydnorge. *D. G. F. Årsskrift*, 66-70.
- Winkler, H. G. F., 1967: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, 237 s.
- Zeschke, G., 1959: Neue und vermutete Wolframlagerstätten im west-Himalaya. *Neu. Jahr. für Miner. Monatshefte*, 121-133.
- " , 1961: Prospecting for Ore Deposits by Panning Heavy Minerals from River Sands. *Econ. Geol.* 56, 1250-1257.
- Zeschke, G., 1964: Prospektion und feldmäßige Beurteilung von Lagerstätten. Springer Verlag, 307 s.

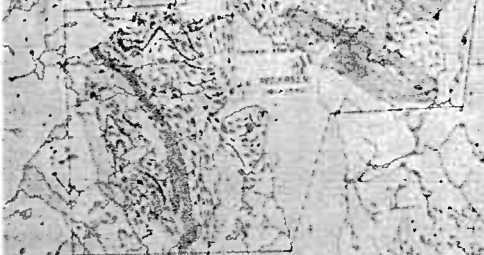
Sirdalen

00 070001

Scale of Contour
1:50,000
1:100,000
1:200,000
1:500,000
1:1,000,000

50,000

Scale of
1:50,000



LEGEND - SYMBOLS

- ☐ 1. Settlements
- ☐ 2. Water bodies
- ☐ 3. Forests
- ☐ 4. Roads
- ☐ 5. Railways
- ☐ 6. Power lines
- ☐ 7. Telecommunications
- ☐ 8. Other
- ☐ 9. Unlabeled

1. Settlements
2. Water bodies
3. Forests
4. Roads
5. Railways
6. Power lines
7. Telecommunications
8. Other
9. Unlabeled



KORT V

Sirdalen

G. K. 1922

Distances of Sirdalen
from 1922
Dist. 1922 2 3-400
Dist. 1922 2 3-400
Dist. 1922 2 3-400
Dist. 1922 2 3-400

July - August 1922

150,000



Cart. des Soudanais - 1914

Soudan

1914

Carte de l'Inde
1914
Inde 1914
Inde 1914
Inde 1914
Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

Inde 1914

MAGNETISME

LEGÈDE

- 1000
- 1500
- 2000
- 2500
- 3000

1000

1000

1000

1000

East of Sirdalen

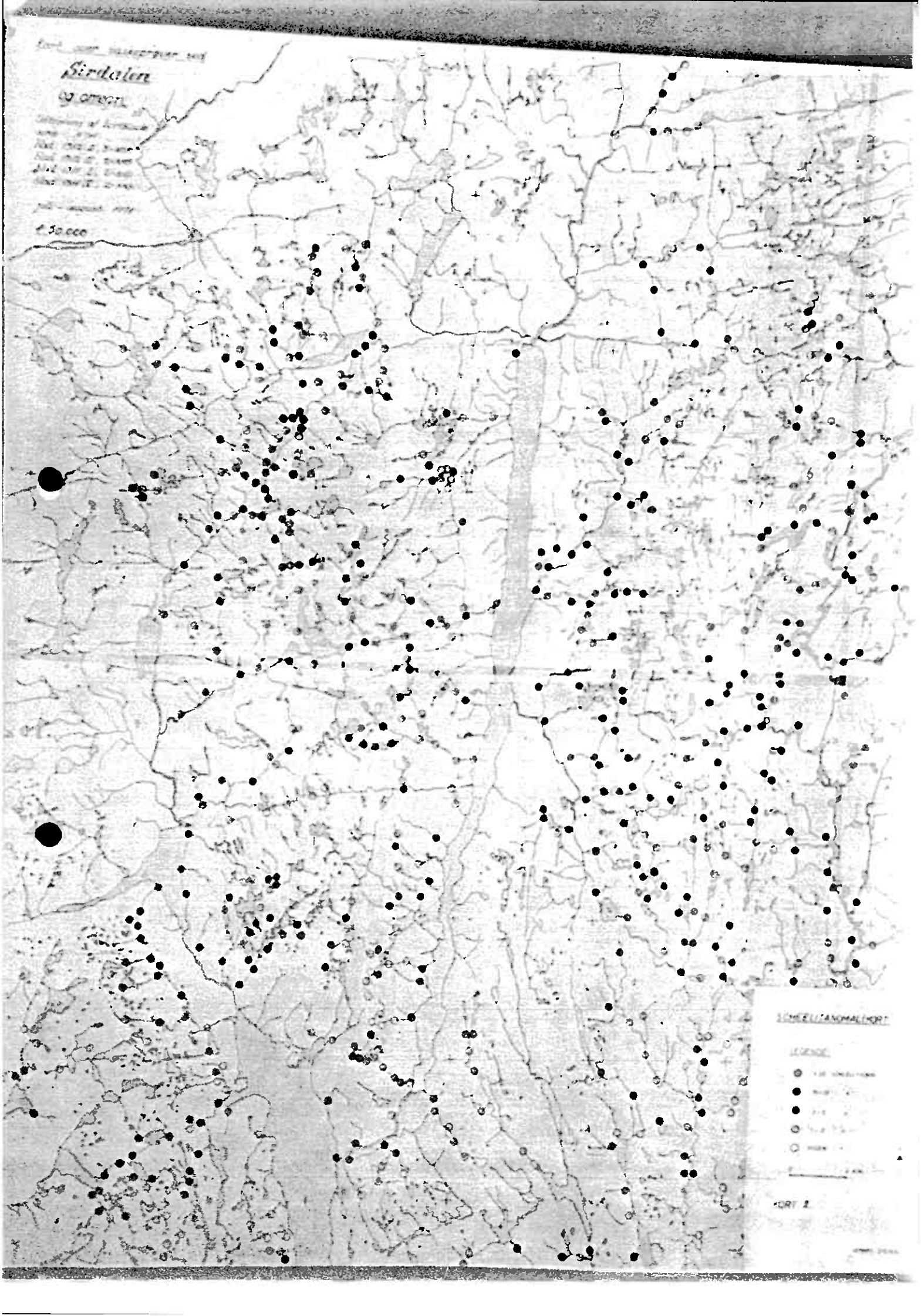
Sirdalen

1900

Summary of Results
and Notes
The Sirdalen
has been
the most
the most
the most

1900

1900



SCHWELFENHOF

LEGEND

- 1st class
- 2nd class
- 3rd class
- 4th class
- 5th class

1900

