



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
5166				
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Elkem AS Hovedbibl		Elkem AS		

Tittel
Hovedoppgave i geologi ved....Universitetet i Oslo: En mineralogisk og geokjemisk undersøkelse av malmen i Rausand gruber

Forfatter	Dato	År	Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)
Vrålstad, Tore	sept	1967	A/S Rødsand Gruber

Kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Neset	Møre og Romsdal		13201	Ålesund

Fagområde	Dokument type	Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)
Geologi Geokjemi Mineralogi		Rausand Grube
Råstoffgruppe	Råstofftype	
Malm/metall	Fe, Ti, V	

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Spesielt sammenhengene mellom Fe og Ti er undersøkt. Begrepet hemoilmenitt benyttes.

Det fines også sulfider i malmen.

Legges stor vekt på mikroskop og mikroanalyser. Geokjemisk behandles forholdet mellom Fe-Ti og Al-Si.

Det konkluderes med en metamorf malm.den har vanskelig tolkbare strukturer. Den antas være dannet ved magmatiske prosesser.

Hovr.

Re. H. P. Geis.

Unskyld at dette kommer så sent.
Mest skyldes det sommel, men en del
også et ønske om i få undersøkt
nåværende angående de ting som
er nevnt i brevet. Jeg har for noen
flere prøver som jeg ikke har fått
laget slip av enda.

Da for dere brevet og oppgaven
og gi dere din mening om saken
ut fra den reforsing. Jeg er klar
over at ~~for~~ ~~der~~ grunnlaget jeg har
for i foreløp en undersøkelse som
skissert er spinkelt men, men, —
La meg iallfall få vite hva du
mener både om "brevet" og oppgaven,
det vil hjelpe meg stort.

Bildene i xerox-kopier er dessverre meget
dårlige. Her i Randaberg og på Blindern har
de oppgaven med bra bildene.

Såvidt jeg forstår på Voksen så kunne
jeg sende tegningene for kopiering og inn-
binding til deg hvor jeg ville få
utlignet refundert.

Beste hilsen
Doro Wulfsberg

Vit.ass. Tore Vrålstad,
Geologisk Institutt,
NTH,
7034 Trondheim

Trondheim, 25.nov.1968.

Rødsand Gruber,
6462 Rødsand.

Vedlagt følger et eksemplar av min hovedoppgave, som behandler enkelte mineralogiske og geokjemiske trekk ved malmen i Rødsand Gruber. Jeg vil igjen få takke selskapet for den hjelp jeg fikk.

Jeg vil gjerne få nevne et mulig praktisk/økonomisk aspekt som kom frem under mitt arbeide med oppgaven, og som jeg i noen grad har undersøkt videre etter at oppgaven var skrevet.

Enkelte partier av malmen i Rødsand fører en ilmenit som antageligvis er ren nok til å gi et salgbart ilmenit-konsentrat. Fra 1/4 til 1/3 av ca. 60 undersøkte polerslip viser en så ren ilmenit. At ilmenitten er ren nok, mener jeg å kunne si på grunnlag av min analyse av ilmenittkonsentrat fra prøve I 4, side 53 i oppgaven, og ved å sammenligne med mikroskopiske preparater av malm fra A/S Titania, Egersund.

Resultatet bygger på inspeksjon av ca. 60 polerslip. Ca. 30 av disse har jeg laget selv av egne prøver, og ca. 30 fikk jeg gjennomgå på Rødsand fra Grubens egen slipsamling. Disse siste slipene kjenner jeg imidlertid ikke lokaliteten på.

Jeg har alt for få slip hvor lokaliteten er kjent, til at jeg kan avgjøre om partiene med ren ilmenit bare er en lovmessig og systematisk fordeling, enten innen en malmkropp, eller om det er noen forskjell fra malmkropp til malmkropp. Jeg vet heller ikke om "partiene" med ren ilmenitt er store og vel avgrensede, eller om slike "partier" bare representerer yttergrensen av en jevn, tilfeldig variasjon i ilmenittens renhet i malmkroppen (e).

oppgave slipet
og analysert

Selv om en skulle kunne påvise større partier av malmen(e) i Rødsand som ville gi et brukbart ilmenitkonsentrat, vil det jo selvsagt ikke bli aktuelt med noen form for selektiv brytning. Det en kunne håpe på, og som jeg mener det er verdt å ha i tankene, er om det generelt skjer en forbedring mot dypet. Jeg har imidlertid ikke noe som helst grunnlag for å tro at en forbedring mot dypet er til stede, men så lenge det er en mulighet - om enn svak - mener jeg at en undersøkelse av dette burde overveies.

Hvis det skulle bli funnet at en slik undersøkelse er påkrevet, vil jeg tillate meg å skissere hvordan jeg mener en slik undersøkelse hurtigst og billigst kunne foretas.

Med noe øvelse kan en ved rask inspeksjon av et polerslip fra Rødsand-malm avgjøre i hvilken grad ilmenitten er ren eller uren. Men best er det utvilsomt å få en tallverdi for dette.

Som jeg har vist i min hovedoppgave, og bekreftet ved senere undersøkelser, så er det en nøye sammenheng mellom forholdet magnetit/ilmenit og renheten av ilmenit i en og samme prøve. Hvis dette forholdet er stort, er ilmenitten ren, og omvendt. Hvis en derfor utfører en modalanalyse (volumetrisk analyse) ved punkttelling av polerslipene, får en en tallverdi som indirekte gir renheten av ilmenitt.

Vedlagt følger et trekantdiagram hvor jeg har plottet inn de analyser som er utført. De prøvene som faller under den røde streken, tror jeg fører en tilstrekkelig ren ilmenit til at de ved oppredning vil gi et brukbart ilmenitkonsentrat. Den blå streken angir gjennomsnittet for alle prøvene.

Hvis en i tillegg til disse analyserte prøvene som alle er fra over etg. - 150m, også analyserte de ca. 30 prøvene som forefinnes i Grubens egen slipsamling, (og som jeg antar er fra malm over et. - 150m), vil en få et godt bilde av forholdet mt/ilm over dette nivå. Hvis en så sammenlignet med f.eks. 20-30 prøver fra malm under etg. - 250m, vil en etter min mening få et ganske brukbart grunnlag for å si om en forandring mot dypet er til stede, og om denne forandring er til det bedre eller verre. Det har nemlig en økonomisk konsekvens om dette forholdet skulle forandre seg til det verre, fordi en da ville ha relativt mindre magnetit i malmen, (p.g.a. at mere jern ville være bundet som hematit i ilmenit.

For for ikke
best. 8.04 m. fte.
fester og T.02
M. amik?

alle fra - 150

Detaljene i en eventuell prøvetagning på dypet, må en selvsagt tenke over. For eksempel - antall prøver - hvor tett skal prøvene tas - hvilke malm linse(r) o.s.v. Hvis det eksisterer kjerner fra borhull som skjærer malm på stort dyp, ville jo også prøver fra disse være egnet til å være med i en slik analyse.

Da jeg naturlig nok er meget interessert i Rødsandmalmen, særlig dens interessante mineralogi, vil jeg tilby meg å være behjelpelig med å utføre en analyse som ovenfor skissert, hvis selskapet finner det ønskelig. Hvis ikke, vil jeg allikevel gjerne få be om lov til å komme til Rødsand ~~senere~~ for å samle et mindre antall prøver til en ren vitenskapelig undersøkelse.

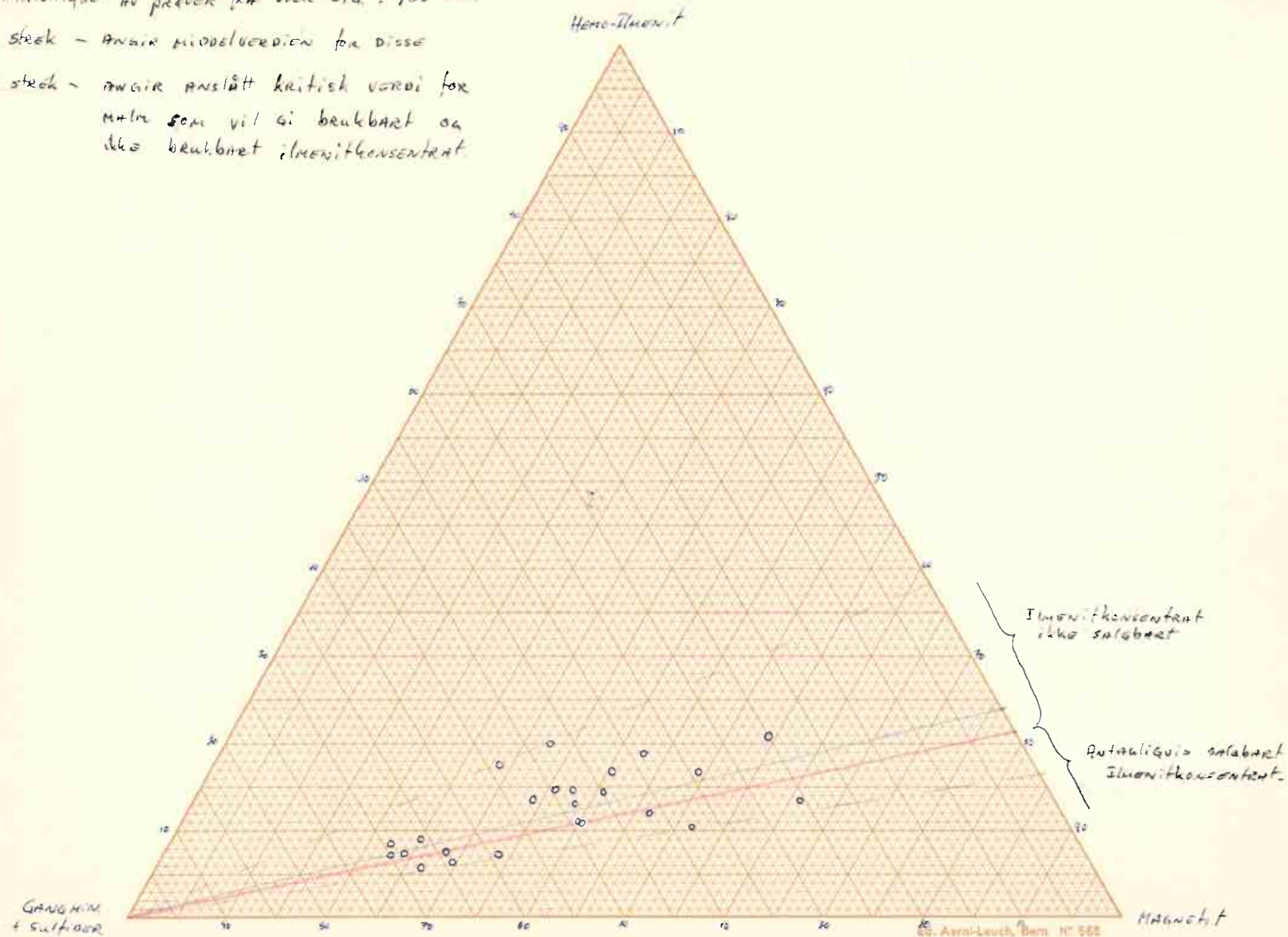
*Skulle vel
ikke være
noe i veien*

Hilsen

Tore Vrålstad
Tore Vrålstad.

Xerox-kopi av min hovedoppgave og likelydende brev er sendt sjefsgeolog Dr.H.P.Geis, Christiania Spigerverk, Oslo.

Rao stød - mange anslett kritisk fordi for
mange som vil si brukbart og
ikke brukbart i menighetskontekst



V

g

HOVEDOPPGAVE I GEOLOGI

ved Det matematisk naturvitenskapelige fakultet
Universitetet i Oslo
for Tore Vrålstad.

En mineralogisk og geokjemisk undersøkelse av
malmen i Rausand Gruber.

HOVEDOPPGAVE I GEOLOGI
ved Det matematisk naturvitenskapelige fakultet
Universitetet i Oslo
for Tore Vrålstad

En mineralogisk og geokjemisk undersøkelse av
malmen i Rausand Gruber

F o r o r d.

Dette arbeide er gjort mulig ved økonomisk bistand og stor velvilje fra A/S Rødsand Gruber. Jeg er dette selskap stor takk skyldig.

Laboratoriearbeidet er utført ved Geologisk Museum, Oslo. Jeg takker museets bestyrer, prof. dr. H. Neumann for at jeg har kunnet benytte meg av museets arbeidsplass og instrumenter.

Jeg er også prof. dr. H. Neumann takk skyldig for at han ved bevilgninger gjorde mikroanalyseundersøkelsen mulig.

Prof. dr. J.A.W. Bugge og prof. dr. F.M. Vokes har alltid vært meget interessert i mitt arbeide og jeg takker meget for veiledning, råd og verdifulle diskusjoner.

Sist men ikke minst vil jeg få takke geologi-venner i Oslo og Trondheim for interessant og lærerikt samarbeide.

Kontorfullmektig frk. Liv Undersaker har skrevet denne oppgave på maskin. Jeg takker henne for dette.

Trondheim sept. 1967.

Tore Vrålstad

Innhold

Kapitel 1.	
Beliggenhet og historie.	1
Tidligere geologiske arbeider fra gruben	1
Kort regionalgeologisk beskrivelse	1
Kapitel 2. Amfibolittene.	4
Amfibolittenes mineralogi og petrografi.	5
Analyser av amfibolitter	11
Sammendrag	15
Kapitel 3. Malmen	17
Malmkroppenes form og deres forhold til sidestenen.	17
Malmtyper.	21
Mineralisert kløv.	23
Mikroskopiske observasjoner	
Malms strukturmønstre.	24
Mineralogisk sammensetning.	25
Gangmineraler.	31
Sulfidmineraler.	35
Oksydmineraler	
Magnetitt.	37
Hemoilmenitt	39
Magnetitt i hemoilmenitt	45
Ilmenittskjelletter.	46
"Korrosjon" av hemoilmenitt	47
Innesluttninger av hemoilmenitt i andre mineraler.	48
Variasjon i mengden av hematitt i forhold til hemoilmenitt i malmen.	50
Analyser av magnetitt og hemoilmenitt.	51
Kapitel 4. Mikroanalyse av hemoilmenitt	55
Sammendrag	66
Kapitel 5. Geokjemi	69
Forholdet Fe-Ti.	74
Forholdet Al-Si.	78
Kapitel 6. Diskusjon og konklusjon	
1. Metamorfose.	81
2. Malms genese.	85
Litteraturreferanser.	89

Kapitel 1.

Beliggenhet og historie.

Redsand Gruber ligger på vestsiden av Sunndalsfjorden i Nesset herred i Møre og Romsdal fylke.

Forekomsten ble funnet i midten av forrige århundre og satt i drift i 1865. Driften var i den første tiden noe uregelmessig, og det ble bare brutt styckmalm. I 1910 ble det bygget magnetisk anrikningsverk, og i dag produseres ikke styckmalm lenger.

Malmen ble før tatt ut i dagbrudd, men nå er det bare underjordisk drift.

I 1966 lå produksjonen på 456 000 tonn brutto. Det ble i samme år fremstillet 133 000 tonn jernmalmslig, 2700 tonn ilmenitkonsentrat og 95 000 tonn pukk og veggrus. Antall ansatte var 183.

Tidligere geologiske arbeider fra gruben.

To arbeider er publisert: "Über die Redsand-Titanoisen-erzlagertstätten in Norwegen" av J.H.L.Vogt (1910) og "Eisen-Titanlagerstätten bei Rausand, Westnorwegen" av H.P.Geis (1965).

Dessuten finnes det flere upubliserte notiser og rapporter, både når det gjelder malmgeologi og mineralogi.

H.Ross (1931) diplomoppgave, S.Foslie (1935), C.W.Carstens (1941 og 1945), A.M.Heltzen (1949), A.Iversen (1949). Direktør O.Øverlie har laget et geologisk kart over grubeområdet.

Kort regionalgeologisk beskrivelse.

Rausand ligger i det område som er blitt kalt det Romsdalske grunnfjellsområde. (Stedsnavnet skrives Rausand mens gruveselskapet heter A/S Redsand Gruber).

Flere geologer har kartlagt og beskrevet deler av

dette område. I strøket rundt Rausand foreligger imidlertid bare arbeider av I.Hernes. (1956, 1965¹ og 1965²).

Hernes har skilt ut tre bergartsgrupper i det han kaller More Gneissvitte (fig.1). Øverst i denne gneissvitten under Trondheimeskifrene i Sørnadalene ligger Tingvoll-gruppen.

Under denne ligger Rausandgruppen og underst Frei-gruppen. Rausandgruppen består av homogene røde og grå gneiser. Her og der opptrer amfibolitter, (flaser gabbro).

Alle Fe-Ti-forekomstene er knyttet til disse amfibolittene. Ved Rausand opptrer flere amfibolitlinser.konkordant innleiret på, eller nær grensen mellom rød og grå gneis.

Det siteres hva Hernes skriver om disse amfibolittene i Rausandgruppen. (N.Jb.Geol.Paleont.Mh. 1965. 2. s.75):

Die Amphibolite werden als mit den Metadoleriten in der Frei-Gruppe verwandt aufgefasst. Man sieht Vorkommen die einen Übergang zwischen den beiden Haupttypen bilden. Ein wichtigeres Zug ist, dass Magnetit-Ilmenit-Lagerstätten auch mit typischen Metadoleriten verknüpft sein können."

Amfibolitlinsene ved Rausand varierer i størrelse fra en maksimal bredde på 250 m og en lengde på over 4 km, ned til ganske små.

Strøket i gneisene og amfibolittene er nokså konstant ca. ØV. Fallet varierer noe, men er overveiende steilt. Det kan tydelig sees at malmen som kalles Øvre Bergmester, ligger i toppen av en antiklinal. Foldningsakse og lineasjon faller 10° - 20° mot S.

Både i gneis, amfibolit og malm opptrer granittiske og pegmatittiske ganger, både konkordant og overskjærende.

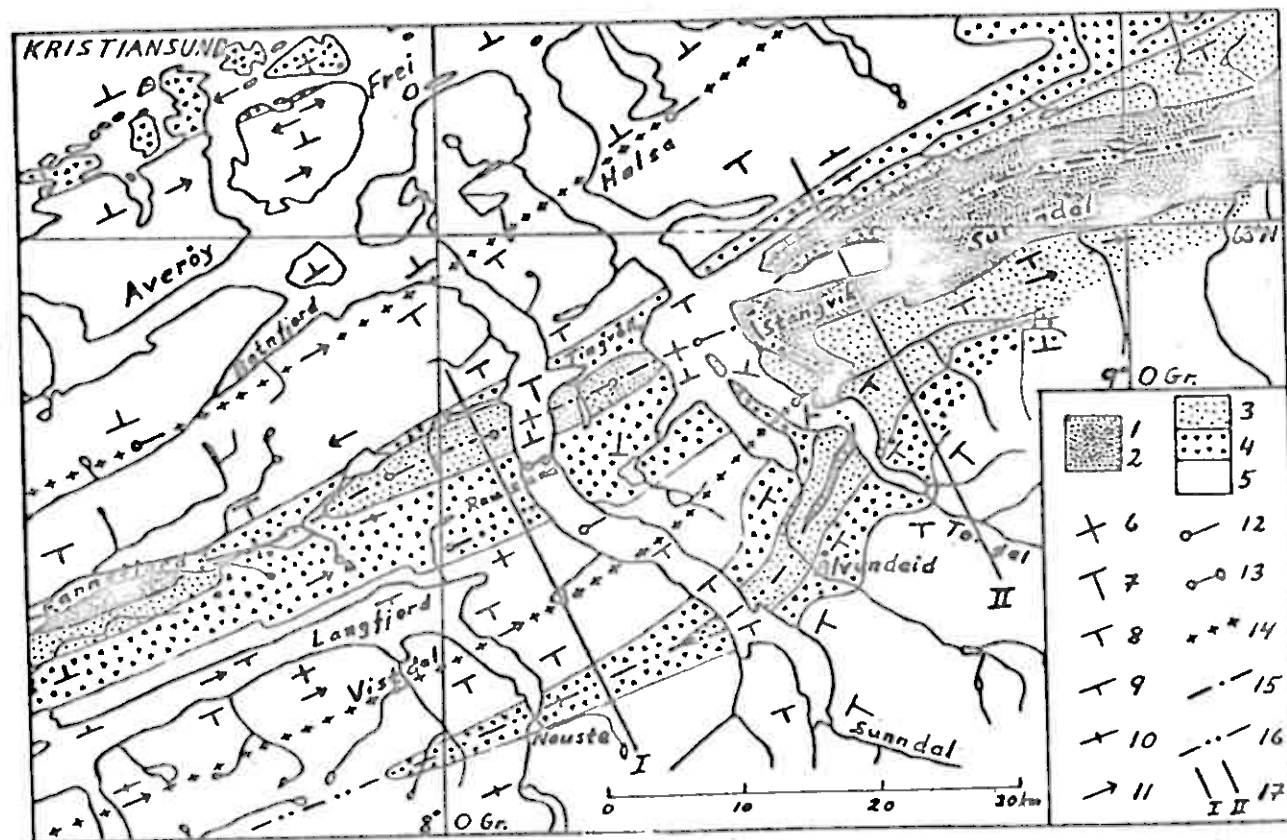


Fig. 1. Geologisk oversiktskart over deler av Nordmøre av
Hernes, 1965.

Tegnforklaring: 1-2 Trondheimskifergruppen.
3 Tingvollgruppen.
4 Rausandgruppen.
5 Fleigengruppen.

Kapitel 2.

Amfibolittene.

J.H.L.Vogt (1910) kalte sidestenen til malmen på Rausand for flasergabbro, gabbroskifere og amfibolitt-skifere. Poslie (1935) kaller den gabbro. Her foretrekkes det, som H.P.Geis (1965) å velge det mer nøytrale navnet amfibolitt.

Amfibolittene opptrer som konkordante linser eller ganger i de omgivende røde og grå gneiser. Kontakten mellom amfibolitt og gneis er skarp. Men det forekommer i mindre grad noe veksellagring langs grensen ved at de fingrer inn i hverandre.

Det opptrer flere forskjellige typer amfibolitt innen en og samme linse. Man kan skille ut tre hovedtyper. 1. Flassig amfibolitt, 2. båndet amfibolitt og 3. en mørk tett hornblenderik variant som her blir kalt mørk amfibolitt.

Overganger mellom disse typer finnes i stor utstrekning, så det ofte kan være meget vanskelig å gruppere dem.

Den flassige amfibolitt karakteriseres ved store og små uregelmessige lyse partier (1-10 cm) av plagioklas og epidot i en mørk hornblenderik grunnmasse. Det hele er "presset" i større eller mindre grad, og en kan få overganger til en gneis-struktur.

Den båndete amfibolitt består av mørke hornblenderike bånd altererende med lysere feltspatrike bånd.

Mørk amfibolitt er en hornblenderik bergart, noen steder utviklet som monomineralsk hornblendefels. Hornblendekornene ligger parallellorientert. Denne mørke amfibolitten kan enkelte steder gå over i en mørk grovkornet

masseformig type med retningsløs struktur. Hornblende-krystallene kan i slike partier være opp til 2-3 cm. lange.

Det er ikke funnet noen regel for opptreden av disse forskjellige amfibolittypene. De ligger ofte nok så uregelmessig om hverandre med raske vekselinger. Grensen mellom de forskjellige typer kan være meget skarp, men de kan også ha utflytende grenser.

Fig 2 viser Direktor O. Overlies geologiske kart over grubeområdet med dagbruddene inntegnet og betegnelser på malmkroppene.

Amfibolittenes mineralogi og petrografi.

Mineralogisk består amfibolittene vesentlig av hornblende og plagioklas i vekselende mengde. I enkelte typer, særlig plagioklasrike, flaseramfibolitter kan epidot opp-
tre i større mengde. Aksehorisk er kvarts, biotit, klorit, apatitt, granat, titanitt, rutil og kalkspat. Av ertsminera-
ler opptrer: små mengder magnetitt, hemoilmenitt, svovelkis og kobberkis.

Strukturen er granoblastisk til nematoblastisk hvor hornblende og biotitt-kornene ligger parallellorientert. Kornsterrelsen er fra finkornet til middelskornet. Vanlig sterrelse på hornblendekornene er ca. 1 mm. Plagioklas-kornene er jevnt over noe mindre.

To typer hornblende forekommer. Vanlig hornblende og en aktinolitisk hornblende.

Vanlig hornblende opptrer i varierende mengde i de forskjellige amfibolitttyper, fra 100 % i den reneste hornblendefelsen til 20-30 % i de lyseste typer av flasig amfibolitt. Vanligvis utgjør den fra 50-80 % av bergarten.

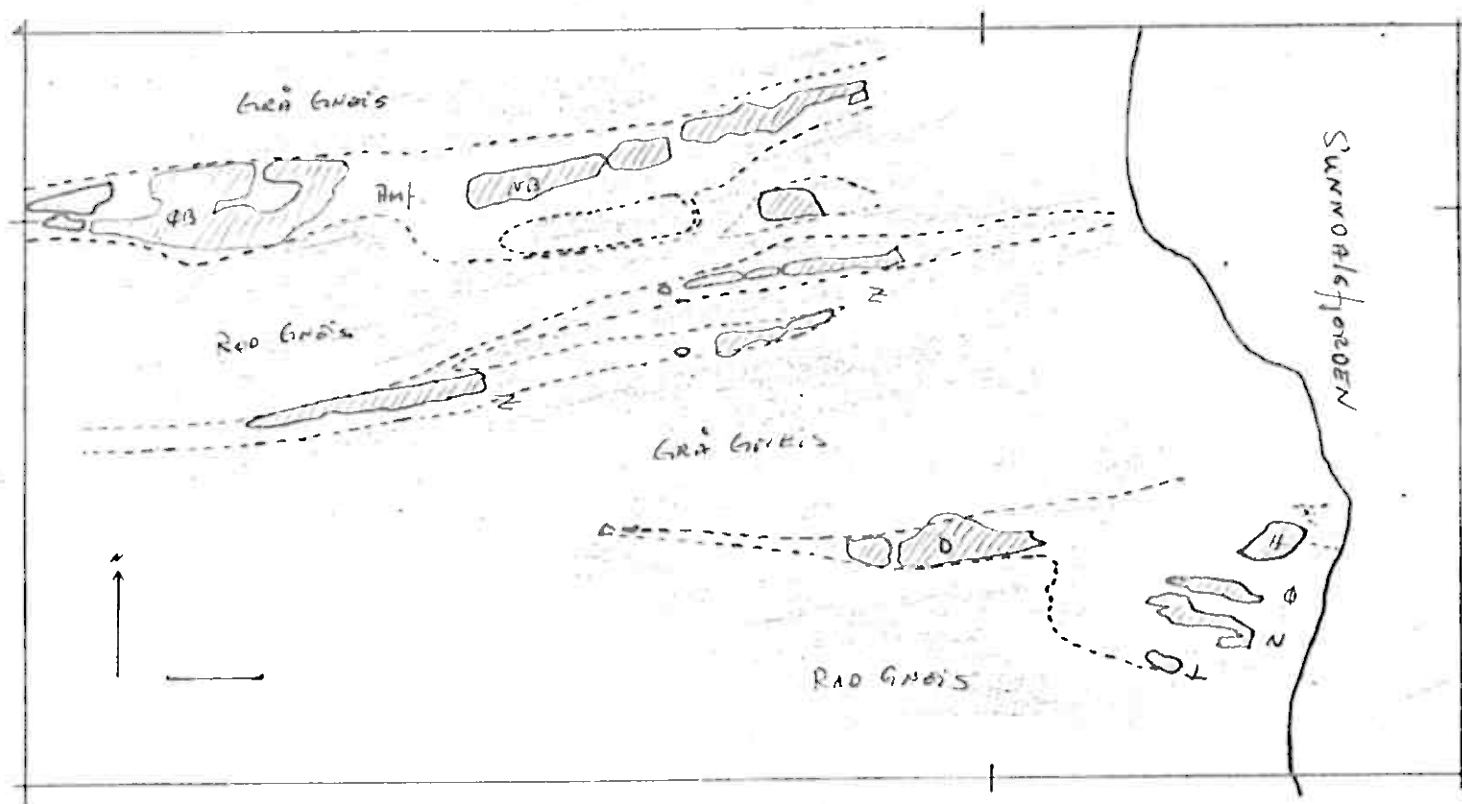


Fig 2. Geologisk kart over grubeområdet. Etter Dir. O.Øverlie.



Dagbrudd.

Betegnelse på malmkropper: L, Ø, N, H, D, Z, R, NB og ØB er henholdsvis Nedre og Øvre Bergmester.

Kornene er vesentlig anhedrale, men også subhedrale og euhedrale korn med pent utviklete flater forekommer ganske ofte.

Pleokrismen er sterk $x = \text{gul}$, $y = \text{mørk svakt blålig grønn}$, $z = \text{mørk grønn}$. $Z \wedge C = 19^\circ$. Runde inneslutninger av kvarts er vanlig, sjeldnere forekommer inneslutninger av plagioklas, epidot og hemoilmenitt.

Aktinolittisk hornblende opptrer særlig i malm og i den masseformige amfibolitt. Den skiller seg fra den vanlige hornblenden ved sin blekere farge, sin krystallform og ved sine inneslutninger.

Pleokrismen er relativt svak $X = \text{strågul}$, $y = \text{blek blålig grønn}$, $z = \text{blek grønn}$. $Z \wedge C = 18^\circ - 19^\circ$. Kornene er vanlig 1-2 mm store og viser aldri krystallflater. Sådanne inneslutninger av hemoilmenitt er meget vanlig. Kvartsinneslutninger mangler helt. Ertsinneslutningene, som utelukkende er hemoilmenitt, er mye mindre enn de i den vanlige hornblende, selv om de ikke kan kalles støv. De er heller ikke tilfeldig fordelt i kornene, men ansamlet i "ertsskyer". Ofte er det flere "ertsskyer" i samme korn, mellom disse kan hornblenden ofte være helt avbleket i enkelte partier.

Et sted, nær sentrum av den største amfibolitlinsen, mellom malmene D og H, nivå - 100 m i grovkornet masseformig amfibolitt, er det rester av klino-pyroksen i aktinolittisk hornblende. Pyroksenene er fargeløse, $2 V \text{ Ca } 20^\circ - 30^\circ$, den er optisk positiv, og $Z \wedge C = 31^\circ$. Den opptrer som flekkete rester i de sentrale deler av hornblendekornene. Rundt pyroksenrestene er det et randparti hvor hornblenden har en meget blekere farge enn ellers i kornet. Utenfor dette bleke parti er så ertsinneslutningene konsentrert.

Slik optisk orientering av pyroksenrestene i flere

hornblendekorn, viser at pyroksenkornene har vært meget store, over 1 cm.

I denne bergart opptrer mye titanitt og kalkspatt. Plagioklas og biotitt er ikke til stede.

Denne omvandling fra pyroksen til aktinolittisk hornblende, eller uralittisering, kan man se tegn på alle steder hvor aktinolittisk hornblende opptrer, selv om pyroksenrestene helt er forsvunnet. Det tenkes her på den spesielle form av ertsansamlingene og de bleke partier mellom disse (som om pyroksen akkurat er forsvunnet).

Noen preparater viser begge typer hornblende. Den aktinolittiske hornblenden opptrer da som større heterogene, uregelmessige korn, med typiske ertsskyer. De kan imidlertid ikke betegnes som blastofyrer.

Aktinolittisk hornblende er aldri funnet nær grensen mot gneis, heller aldri hvor strukturen er utpreget parallellorientert.

Plagioklas opptrer i forskjellig mengde i de forskjellige amfibolittypene. Fra 0 til 20 % i mørk amfibolitt, opp til 60 % i flassig amfibolitt.

Tydelige albittvillinger er sjelden utviklet, og mange korn er ikke fortvillinget i det hele tatt. De fleste korn har undulerende utslukking og er svakt sonarbyggede med de mest basiske partier i en yttre sone.

Sammensetningen av plagioklaser med gode tvillingstriper er An_{40} , andesin. Forsøk på å måle An-innholdet i korn med svake og diffuse albittvillinger, tyder på at disse har nær samme sammensetning.

De fleste korn er svakt epidotiserte og hvor korn av epidot er innesluttet, har plagioklasen tydelig surere sammensetning rundt disse korn.

Plagioklas mangler helt i de prøvene som inneholder pyroksenrester og opptrer meget sparsomt de steder hvor hornblenden er en aktinolitisk type.

Epidot opptrer ^{med} i opptil 10-15 % i de plagioklasrikeste partier. Oftest i aggregater, men også som enkeltkorn.

Kornene har aldri krystallflater. Kornets lengste akse er alltid langs den krystallografiske a-akse.

*avhengig av
slipet f. k. k.* Den er fargeles. Interferensfargene går opp i gult av 2. orden, 1. ordens interferensfarger er anomale. Minerallet er 2-akset med stor aksevinkel og opt. $\angle 2\lambda 001 = 24^\circ$.

Mengden av biotitt øker med mengden av plagioklas, og det er tydelig at den har vokset i kontakt med hornblende. Biotitt utgjør sjelden over 2-3 % av mineralene, bortsett fra de forskifrete partier. Den er meget svakt 2-akset og sterkt pleokroittisk med farger fra strågult til meget mørk brun.

Kvarts opptrer som runde inneslutninger i vanlig hornblende, og i noen grad som enkeltindivider eller sammen-voksete korn med sterkt undulerende utslukking.

Mengden av kvarts øker med mengden av plagioklas, men utgjør aldri over 4 %,

Titanitt opptrer i noen særlig ertrike prøver, både som større enkeltkorn og som et tynnt belegg rundt hemo-ilmenitkorn. I de samme prøvene opptrer også alltid små mengder kalkspat.

Anatitt finnes overalt i små mengder.

Granat og rutil er funnet som inneslutninger i vanlig hornblende i noen få preparater fra mørk amfibolit.

Kloritt forekommer i små mengder enkelte steder.

Ertamineraler.

Ertamineraler forekommer sparsomt i amfibolittene, sjelden over 1 %, unntatt i masseformig amfibolitt, hvor magnetitt og hemoilmenitt kan utgjøre noen få prosent.

Svovelkis opptrer i delvis idiomorfe korn. Relativt store ovale inneslutninger av kobberkis er hyppige og kan utgjøre opp til 40-50 vol. % av svovelkiskornet.

I flassig amfibolitt er de fleste svovelkiskorn helt eller delvis omgitt av en rand med magnetitt (se nedenfor).

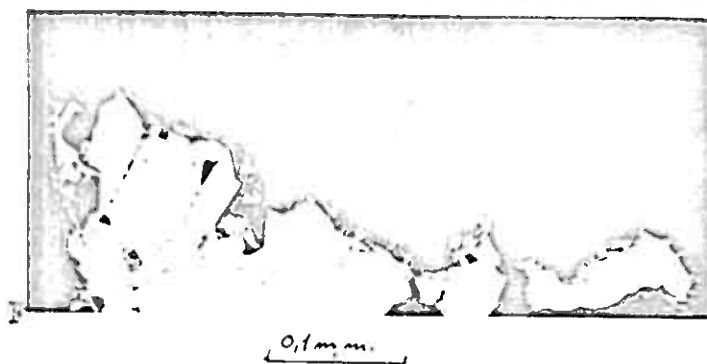
Kobberkis i frie korn er sjelden, og da oftest assosiert med svovelkis.

Hemoilmenitt sees i små spredte korn, eller ansamlet i ertsskyer. Hemoilmenitt i amfibolitt har de samme spesielle strukturer som hemoilmenitt i malm og blir beskrevet senere.

Magnetitt opptrer i to former.

1. som selvstendige subhedrale korn uteh tegn til spinellameller og bare meget sjelden ilmenittlameller. Selv om kornene ikke har mikroskopisk synlig ilmenitt, er de ofte allikevel omgitt av titanitt.

2. i nær kontakt med svovelkis. Fig. 3 viser et mikrobilde av et svovelkiskorn omleiret av magnetitt.



Som en ser på bildet, er grensen mellom magnetitt og kis ujevn. Magnetitten fyller ut innbuktningene i kiskornet og lager en ytre begrensning av sammenvokstningen, så det ser ut som om en tidligere ytre grense av kiskornet er bevart.

Fig 3 Svovelkis omleiret av ett lite magnetitt
Prøve 46 X 160 obje.

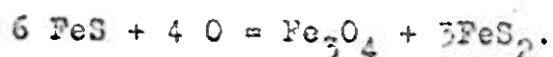
Det er relativt sjelden hele kiskornet er ^{ansett} av magnetitt. Oftest bare en side eller noen innbuktninger.

Der magnetittlaget er særlig tykt, sees ofte små rester av svovelkis i magnetitten.

Magnetittlaget er, som det sees på bildet, meget oppsprukket.

Det mikroskopiske bildet gir inntrykk av at dette er en replacementstruktur ved at magnetit har erstattet svovelkis.

Lignende struktur er ikke funnet beskrevet fra andre steder. Det er en mulighet for at den kan oppstå ved oksydasjon av magnetkis.



Det vanlige resultat av en slik reaksjon er imidlertid en intim myrmekittisk sammenvokning av magnetitt og svovelkis (Ramdohr 1960).

Den relativt store mengde av kobberkis i svovelkis kan tyde på at det primære mineral var magnetkis.

Analysar av amfibolitter.

Det er foretatt partielle kjemiske analyser av 6 amfibolprøver. Alle elementene er analysert med røntgen fluorescens spektrograf på Geologisk Museum, Tøyen. Som standard ble brukt: Gabbro 1, Amfibolitt 1, Jacupgrangitt 1 og Sulphide Ore 1.

1.5 til 2.5 kg store prøver ble knust med grovknuser. En mindre porsjon ble splittet ut og knust i finknuser. Hver prøve og standardene ble så blannet med boraks i forholdet 1 : 10 og smeltet i grafitdigel ved 1050°C i ½ time. De oppsluttete prøvene ble så finknust igjen og støpt til piller.

Til analyse på FeO ble prøvene løst i H_2SO_4 og HF og titrert med kaliumkromat.

Analyseresultatene er vist i tabell 1 sammen med analyse av amfibolitt fra Rausand. Geis 1965. Til sammenligning er tatt med en del andre analyser av gabbroiske bergarter fra Nord-Vestlandet.

Hensikten med disse partielle analysene var først og fremst å undersøke forholdene $\text{TiO}_2 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ og $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ innen de forskjellige amfibolitttyper og mellom malm og amfibolitt.

Tabell 1

	7	8	15	22	23	39	a	b	c	d	e	f
SiO ₂	49.2	48.1	48.2	46.8	50.0	44.7	43.94	47.2	46.71	45.96	44.62	44.61
TiO ₂	1.1	0.9	0.8	0.7	1.2	1.2	1.40	2.1		0.5	1.00	0.82
Al ₂ O ₃	17.5	15.8	14.7	16.3	16.3	16.3	14.48	17.5	18.5	15.42	14.43	16.81
Fe ₂ O ₃	4.9	4.6	10.8	3.2	15.7	15.2	7.73	2.2	1.23	3.75	2.02	1.70
FeO	8.6	8.9		8.3			11.50	10.8	8.39	6.81	13.64	11.50
MgO							6.38	7.6	10.43	10.98	14.26	12.51
CaO	9.3	10.1	9.0	10.1	10.2	10.1	10.20	8.5	11.24	11.72	7.11	9.36
Na ₂ O							2.25	2.6	2.35	2.55	2.05	2.14
K ₂ O							0.70	0.8	0.35	0.42	0.49	0.31
P ₂ O ₅							0.034	0.3	0.02	0.02	0.16	0.18
MnO							0.18	0.2		0.04	0.21	0.22
CO ₂							0.62					
H ₂ O							0.12	0.4	1.63	1.75	0.40	0.10

x Total Fe som Fe₂O₃

7 Vanlig flassig amfibolitt.

8 Mørk amfibolitt?

15 Båndet flassig amfibolitt.

22 Mørk amfibolitt.

23 Grovflossig lys amfibolitt.

39 Flassig amfibolitt.

a Mørk amfibolitt (fra Geis 1965).

b Gjennomsnitt av doleritter fra Sunnmøre (Gjelsvik 1952).

c Amfibolitt)

d Uralitt) Botten-Skaugedal amfibolitter (H.Ramberg 1943)

e Troctolittisk dolerit. Nr. M 513 (Gjelsvik 1952)

f Troctolittisk gabbro (Nr. 422. H.Carstens 1957).

Amfibolittene ved Rausand har normal gabbroid sammensetning. Imidlertid gjør to anomale forhold seg gjeldende.

1. Amfibolittene ved Rausand har et høyere oksydasjonsforhold enn normale umetamorfiske gabbroide bergarter. Det kan skyldes metamorfosen og skal ikke diskuteres mer her.

2. Forholdet $TiO_2/FeO+Fe_2O_3$ er lavere i amfibolittene ved Rausand enn i de fleste andre gabbroide bergarter i Nord-Vestnorge.

Tabell 2.

	$TiO_2/FeO+Fe_2O_3 \cdot 100$
77	8.1
8	6.7
15 ca	8.0
22	6.1
23 ca	8.2
39 ca	8.3
Mørk amf. (Geis 1965)	7.3
Gjennomsnitt Amf. Rausand	7.5

Tabell 2 viser at forholdet $TiO_2/FeO+Fe_2O_3$ er meget jevnt for alle amfibolittene, selv om mørk amfibolitt ligger noe lavere enn flassig amfibolitt.

Tabell 3.

I Olivin Doleritt	14.4
II Metamorf "	13.9
III Olivin "	14.4
IV Trocto- littisk "	6.6
V Hyperstenføren- de olivinfri doleritt	16.4
VI Troctolittisk doleritt	6.4
VII Olivinfri doleritt	17.4
VIII Finkornet doleritt	13.8

Tabell 3 viser det samme forholdet utregnet for dolerittene fra Summøre, hentet fra Gjelsvik 1952, side 79. I tabell 4 er tallene hentet fra H. Carstens 1957, side 25.

En beregning av Ti-Fe forholdet i gjennomsnittet av 205 analyser fra 18 basaltiske provinser fra Norge og resten av verden, hentet fra Gjelsvik 1952 side 108 og 109 er gitt i tabell 5.

Tabell 4.

H23 Hypersten olivin gabbro	13.8
H22 Troctolittisk gabbro	6.2

Hva betyr
det?

Sammen
allerede
av minne p. 76

Tabell 5

Gjennomsnitt 206 analyser fra 18 basaltiske provinser	16.0
Høyeste verdi	24.1
Laveste verdi	9.5

En ser at amfibolittene ved Rausand har nær samme Ti-Fe forhold som de troctolittiske bergartene i Nord-Vestnorge.

Fe-Ti mineralisering i dolerittene på Sunnmøre er imidlertid vesentlig knyttet til de olivinfric eller olivinfattige doleritter. (Gjelsvik 1952). Altså til de doleritter med "normalt" Ti-Fe forhold.

Sammendrag.

Mineralparagenesen viser at amfibolittene ved Rausand foreligger i ~~epitet~~-amfibolittfacies.

Det vises til den store likhet i mineralsammensetning og mineralstruktur disse amfibolittene har med Botten-Skaugedal amfibolittene på Fosenhalvøya, beskrevet av H. Ramberg (1943).

Botten-Skaugedal-amfibolittene har imidlertid stor lateral utstrekking og uralittiske hornblendeblastofyrer. Her og der opptrer sentrale masseformige partier som synes å være meget lik de som opptrer i Rausandamfibolittene. H. Ramberg mener at disse masseformige amfibolitter var gabbroide intrusjoner i allerede avsatte vulkanske basiske bergarter, og at de representerer samme magma. De har meget lik sammensetning. (Tabell 11) 1.).

Hvorvidt en slik dannelsesmåte kan gjelde for de "pressede" og masseformige amfibolitter ved Rausand er ikke avgjort.

Dertil er det gjort alt for lite tektonisk og petrografisk detaljkartlegging.

Geis (1965) hevder muligheten av at amfibolittene kan være extrusjoner ut fra deres konforme stilling, og veksel-
 2 lagring med gneisen som kan sees enkelte steder. I så vidt tektoniserte og metamorfoserte områder som det her dreier seg om, kan neppe en slik opptreden kalles entydig, som også Geis mener.

Det skal imidlertid pekes på et par ting som kan tyde på at amfibolittene er intrusiver. (Amfibolittene betraktes her separat fra malmen). Det finnes ingen kalkstener, kvartsitter eller fylitter i nærheten som tyder på at det har vært et sedimentært miljø. Amfibolitlinsene er relativt små. I det minste et sentralt parti viser rester av en bergart som blandt en av mineralkomponentene hadde relativt store pyroksenkorn.

*kom på den
 høye metamor-
 fogen
 bare gnei-*

Eine Schwalbe macht noch keinen Sommer

Kapitel 3.

Malmen.

Generelt.

Et flertall av malmkroppenes beliggenhet fremgår av fig 1. De forskjellige malmkropper betegnes med bokstavene D, H, K, L, N, O, R, Z, Ø. I amfibolitten lengst mot nord kalles malmene henholdsvis Øvre- og Nedre Bergmester. K- og O-malmene går ikke opp til dagoverflaten.

Det har vært mer eller mindre drift på alle disse malmkroppene. Fra driftsanalyser er det ikke funnet vesentlig forskjell i kjemisk sammensetning mellom de forskjellige malmer, bortsett fra at noen jevnt over er rikere enn andre.

Det er heller ikke ved denne eller tidligere undersøkelser påvist mineralogiske eller strukturelle smertrekk ved noen av malmkroppene som gjør at de skiller seg ut fra andre. Det er riktig nok så at båndet malm (se senere), opptrer spesielt hyppig i enkelte kropper, men en finner båndet og ikke båndet malm i alle sammen.

Ordet malm brukes derfor generelt om all malm i Rødsand Gruber.

Malmkroppenes form og deres forhold til sidestenen.

Malmkroppene ligger som konkordante linser eller ganger i amfibolittene. Formen på malmlinsene eller gangene er noe uregelmessig, særlig langs feltheng og feltligg der malmen fingerer ut i amfibolitten. (Fig. 4).

Planstrukturer og lineasjoner i malmene er parallelle med planstrukturer og lineasjoner i amfibolittene.

Malmaksene ligger imidlertid ikke parallelt foldningsakse og lineasjoner i området. Malmaksene stryker ca Ø-V, men fallet varierer noe i de forskjellige linser. I Z-malmen faller akse 15° - 20° Ø, i D-malmen ca. 70° Ø og i K ca. 80° Ø.

En kjenner ikke til hvordan en eventuell amfibolitakse, tilsvarende malmakse forløper.

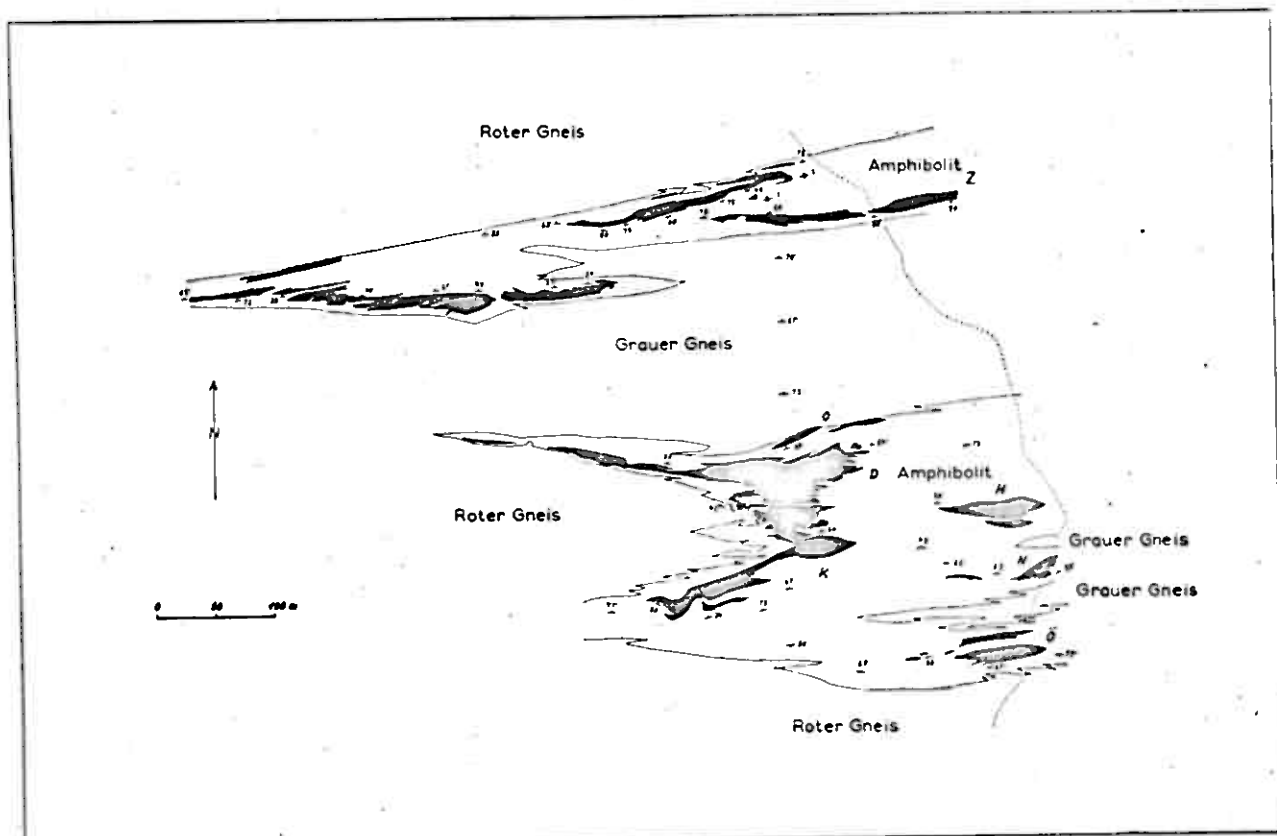


Fig. 4 viser beliggenhet av malm i forhold til amfibolitt. Horisontalsnitt fra - 150 m. nivået. Den prikkete linje viser projeksjonen av strandlinjen ned på dette nivå. Etter Geis 1965.

Det har ofte vært små tektoniske bevegelser langs grensen mellom malm og amfibolitt. Amfibolitten er da oftest intenst foldet og gnidd, mens malmen bare er svakt foldet eller noe oppsprukket. Man får inntrykk av at malmen har opptrått som stivere partier i forhold til amfibolitten. Fig. 5 viser hvordan en granittisk gang i malmen er blitt påvirket ca 1½ m fra grensen hvor amfibolitten er intenst foldet.

Solve malmlinsene er svakt foldet. Det er nevnt før hvordan malmen i Øvre Bergmester ligger i toppen av en antiklinal. Fig. 6 viser svakt foldet malm med typiske granittiske ganger. Malmen her er sterkere tektonisk presset enn vanlig og har fått et laminert utseende.

Fig. 5. D-malm, - 220 m.



Oppdelt granittisk gang i malm ca. 1 ½ m fra grense mot amfibolitt, hvor amfibolitten er intenst foldet.

1m.

Fig. 6. D-Malm, + 101 m.



Svakt foldet malm med typiske granittiske ganger. Malmen her er særlig sterkt presset og har fått et laminert preg. Bredden på den store granittiske gang til høyere på bildet er ca. 50-60 cm.

Hvor kontakten mellom malm og amfibolitt ikke er tektonisert, kan grensen være skarp, men oftest er det en jevn overgang over noen få centimeter.

I båndet malm er det noen steder observert at overgangen fra malm til amfibolitt skjer ved en økning i antall og størrelse av amfibolittbåndene og en tilsvarende avtagning i antall og størrelse av malmbåndene. Overgangssonen er ca. en halv meter bred.

Grensen mellom malm og amfibolitt synes på disse steder å være primær og den styrker en eventuell teori om et syngenetisk forhold mellom de to bergarter.

Malmtyper.

Malmen er her inndelt i to typer:

1. Båndet malm.
2. Ikke båndet malm.

I de forskjellige malmkropper opptrer både båndet og ikke båndet malm.

Det er ikke funnet noen regel for opptreden av de to typene. Dog er det slik at en malmkropp overveiende fører en av de to typer. For eksempel er 2-malmen og Øvre Bergmester meget pent båndet, mens D-malmen overveiende ikke er båndet.

Båndet malm består av alternerende bånd av malm o mørk amfibolitt. Malmbåndene er jevnt over tykkere enn amfibolittbåndene. Bredden på båndene varierer fra 1 cm og opp til 1 m. Amfibolittbåndene er sjelden over 20-30 cm brede.

Det er vanskelig å danne seg et tredimensjonalt bilde av båndene. Flere av de tykkere amfibolittbåndene kan være jevntykkede i minst 10-12 m. Når de stopper, fingerer de vanligvis ut, som det tydelig kan sees på fig. 4. De tynnere amfibolittbåndene er kortere og de tynner ut raskt.

Enkelte steder får en inntrykk av at det er en "bankning" i malmen ved at det er en bestemt avstand mellom de større amfibolittbåndene. Man kan her også legge merke til en viss forskjell mellom heng og ligg av amfibolittbåndene (heng og ligg refererer seg her til fotografiets orientering). I hengen har amfibolittbåndene en mere uregelmessig begrensnings enn i ligger.

På fig. 8 sees også tydelig en stripning i malmen som fremkommer ved at millimeter tynne og centimeter lange amfibolittlinser opptrer.



Fig. 7. Båndet malm.2.

Fig. 8.

Båndet malm 0.
 Merke partier
 av amfibolitt.
 Benkning og
 stripning i
 malmen mellom
 de større amfi-
 bolitbånd.



Enkelte steder finnes ikke slik stripning, men da opptrer i stedet ~~mer~~ mere eller mindre sferiske aggregater av amfibolitt, fra ganske små og opp til 1 $\frac{1}{2}$ cm i diameter. Makroskopisk og mikroskopisk har ~~en~~ inntrykk av at det er disse som ved tektonisk påvirkning er blitt til små linser i den stripete malm.

Den ikke båndete malm er jevnt over fattigere enn malm-båndene i båndet malm. Den kan også være stripet som den båndete malm og skiller seg ikke ut fra denne, bortsett fra at den mangler amfibolittbånd.

Glimmerrik malm forekommer flere steder, særlig langs grensen mot amfibolitt og langs små forkastninger og sleppesoner.

Røde, ekstremt granatrike partier opptrer som klumper eller lag. Noen steder tydelig i forbindelse med større granittiske ganger, men oftest uten at forbindelse med granittiske eller pegmatittiske ganger kan påvises.

Granatrik malm kunne utvilsomt være verdt en spesiell undersøkelse, men blir ikke behandlet videre i denne oppgave.

Mineralisert klev.

Foruten mindre forkastninger og slepper finnes en spesiell type sprekker som er fylt med svovelkis. Disse sprekkenes ser ikke ut til å ha noen foretrukket orientering. De er meget smale, under 0.5 mm, og kan være sammenhengende fylt med svovelkis over store flater, flere kvadratmetere. Svovelkislaget kan være så kontinuerlig at malmen kan se ut som kismalm når en slik sprekk er blottet.

Det kan tydelig sees i mikroskopet hvordan svovelkislaget går gjennom oksymineraler og silikatmineraler, men ellers uten å påvirke dem.

Har den
nå det?

Har den
nå det?
dekket?

Penomenet oppfattes som mineralisert kløv og må representere sulfidmineralisering under en aller siste tektonisk fase.

Mikroskopiske observasjoner.

Malmens strukturmenstre.

Ertsmineraler og gangmineraler er ikke jevnt fordelt i malmen. I malm med retningsløs struktur er gangmineralene ansamlet i uregelmessige, mer eller mindre sfæriske aggregater. Diameteren på disse aggregatene varierer fra 1 mm til 10 mm. I "presset" malm er disse aggregater avlange med lengder på 1 til 3-4 cm. Det er disse, som før nevnt, som utgjør stripningen i malmen.

Det finnes også gangmineraler fordelt blandt ertsmineral-kornene, men mengden av disse utgjør en meget liten del av den totale mengde gangmineraler.

Korund og delvis høgbohm opptre i den henseende som om de var erstmineraler.

Det er en svak tendens til at sulfidmineraler er anriket i gangmineralaggregatene.

Enkelte steder er de sfæriske gangmineral-aggregatene sonarbyggete. De har et sentralt parti som består av korn av aktinolittisk hornblende. Mellom dette parti og ertsmineralene ligger en tynnere sone av granat og plagioklas.

I fattig malm kan strukturmenstret være omvendt ved at ertsmineralene er ansamlet i uregelmessige, ofte avlange aggregater. Oftest er imidlertid dette ikke så tydelig, selv om ertsmineralene har en tendens til å opptre sammen.

Mineralogisk sammensetning.

22 prøver ble valgt ut for modalanalyse. 16 prøver er fra D-malmen, 3 fra H-malmen, 2 fra Z-malmen og en fra Øvre Bergmester.

Ingen av prøvene er fra biotitt - eller granatrike partier.

Både heng, ligg og sentralpartier i malmkroppene er representert, så vel som typisk båndet og ikke båndet malm.

For de aller fleste prøvers vedkommende er polerslip og tynnslip snitt i samme plan, og de er tatt så nær hverandre som mulig.

Analysen ble utført med Swift punktteller, med punkt-avstand 0.3 mm. Fra 3.5 til 6 cm² ble analysert, og antall punkter for hver prøve varierte fra 1000 til 2500.

Resultater.

Tabell 6 viser resultatet av modalanalysen.

I prøve nr. IV 1 og 17 er små mengder epidot talt sammen med plagioklas.

Biotitt og kloritt er talt sammen. I alle prøver unntatt numrene 133, 161 og 163 utgjør kloritt bare spormengder. I de nevnte prøver er det bare kloritt og ikke biotitt.

I prøve nr. III 2 er alle gangmineraler klorittisert, men konturer og rester av plagioklas, (i ganske stor mengde), hornblende og granat kan sees. Ertsmineralene i denne prøve gir et helt normalt mikroskopisk bilde.

En kan se at mengden av erts i tynnslipet ikke alltid tilsvarende mengden av gangmineraler i polerslipet fra samme prøve. Ideelt skulle jo summen av disse bli 100 %. Det er sannsynlig at hovedårsaken til dette skyldes to ting.

1. at gang- og ertsmaterialene ikke er jevnt fordelt i malmen, og 2. at det ofte kan være meget vanskelig å avgjøre hva slags mineral som har ligget i hull i polerslipet.

I tabellen er det også ført opp det modale forhold mellom magnetitt og hematit. Dette forholdet varierer nok så sterkt. Variasjonen er uavhengig av hvor i malmkroppen, ligg, heng eller sentralparti, prøven er tatt.

		I 1	I 2	I 3	I 4	II 1	II 3	II 4	II 5	III 2	III 4	17	19	55	64	109	117	120	130	133	141	161	163	
Tynnslip	Frt's	45.2	40.1	42.6	52.0	44.1	50.1	54.7	43.6		34.6	40.8	70.6	45.0	54.3	30.6	51.2	62.8	52.4	60.1	42.6	65.5	78.5	
	Hbl	8.7	17.5	9.5	5.8	13.9	10.1	6.6		Moll. sect	13.1		19.0	33.4	15.2		17.2	35.2	34.3	35.3	38.9	23.1	28	
	Granat	12.9	21.5	2.3	0.2	spor	9.7	9.9	9.6			3.2		8.1	8.5	9.7	19.7	6.5	6.4	spor	10.6	4.5	3.0	
	Pling		10.9	17.1	25.2	14.6	16.7	10.6	29.4		29.5	32.6		5.9	16.7	33.5	9.3	0.2	6.9					
	Brødt (elekt.)	33.2		18.5	16.2	17.4	13.4	18.2	17.4		22.8	22.8	9.5	6.1	4.7	26.2	3.6	2.8		0.5		4.2	7.6	
	Korund												spor					2.1		1.1	spor	1.9	2.1	
	Staurolit											1.9	1.5					0.4			1.9	0.8		
Poleerslip	Gnang	47.4	53.2	62.5	51.3	63.4	45.0	47.2	65.2	48.2	69.6	69.2	39.3	51.7	65.2	67.7	45.5	34.3	42.4	37.7	41.8	34.5	20.2	
	Mc	35.8	27.8	29.6	33.2	28.4	32.7	39.9	26.7	39.7	22.9	22.1	14.2	34.0	25.2	24.1	32.6	42.8	38.8	41.2	40.7	42.5	54.2	
	Hemim.	14.8	17.5	6.6	7.4	7.0	14.2	11.4	6.4	11.4	6.5	8.1	16.6	13.2	8.8	7.3	19.8	15.5	12.6	12.2	16.4	18.3	30.5	
	Sulfur	1.5	1.5	1.3	2.1	1.2	3.1	0.9	1.7	0.7	1.0	0.3	2.3	1.1	0.8	0.9	2.1	2.6	2.2	2.8	1.1	2.4	2.1	
	Korund											2.6						1.8		1.3		1.9	3.0	
	Mc Hemim.	2.42	1.60	4.48	4.50	4.05	2.66	3.50	4.18	3.42	3.53	2.77	2.96	2.58	2.86	3.30	1.65	2.33	2.08	3.79	2.47	2.35	2.65	2.71
																		same -6.6.		Mass 1%	Mass 1%	Mass 1%	Mass 1%	
Minimale		D	D	D	D	D	D	D	D	D	D	Z	Z	D	D	D	D	D	D	H	H	D	0.2m	
Hens Sensitivit		H	S	S	S	H	S	L	S	S	L	H	S	L	S	H	S	S	S	S	L	S	S	

Tabel 6 Resultater av mineralanalyse

of

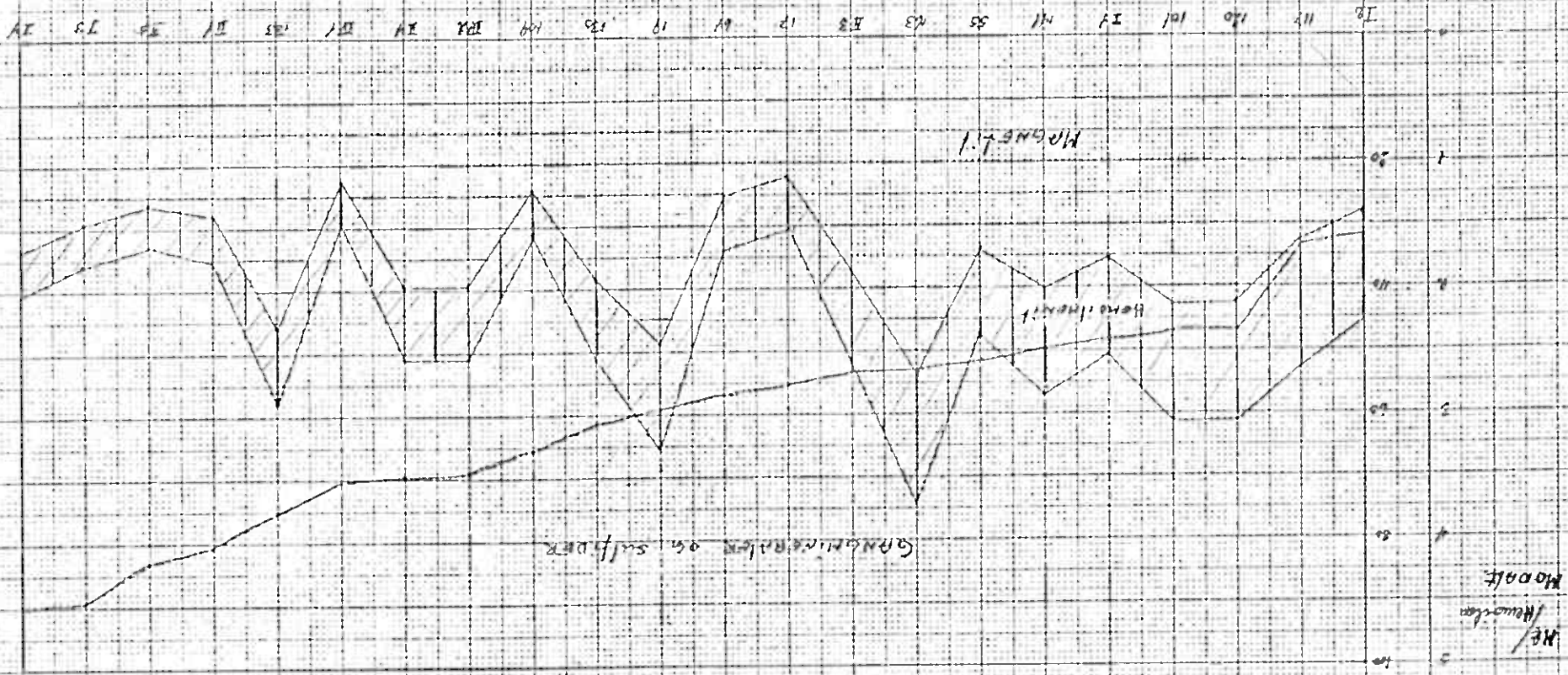
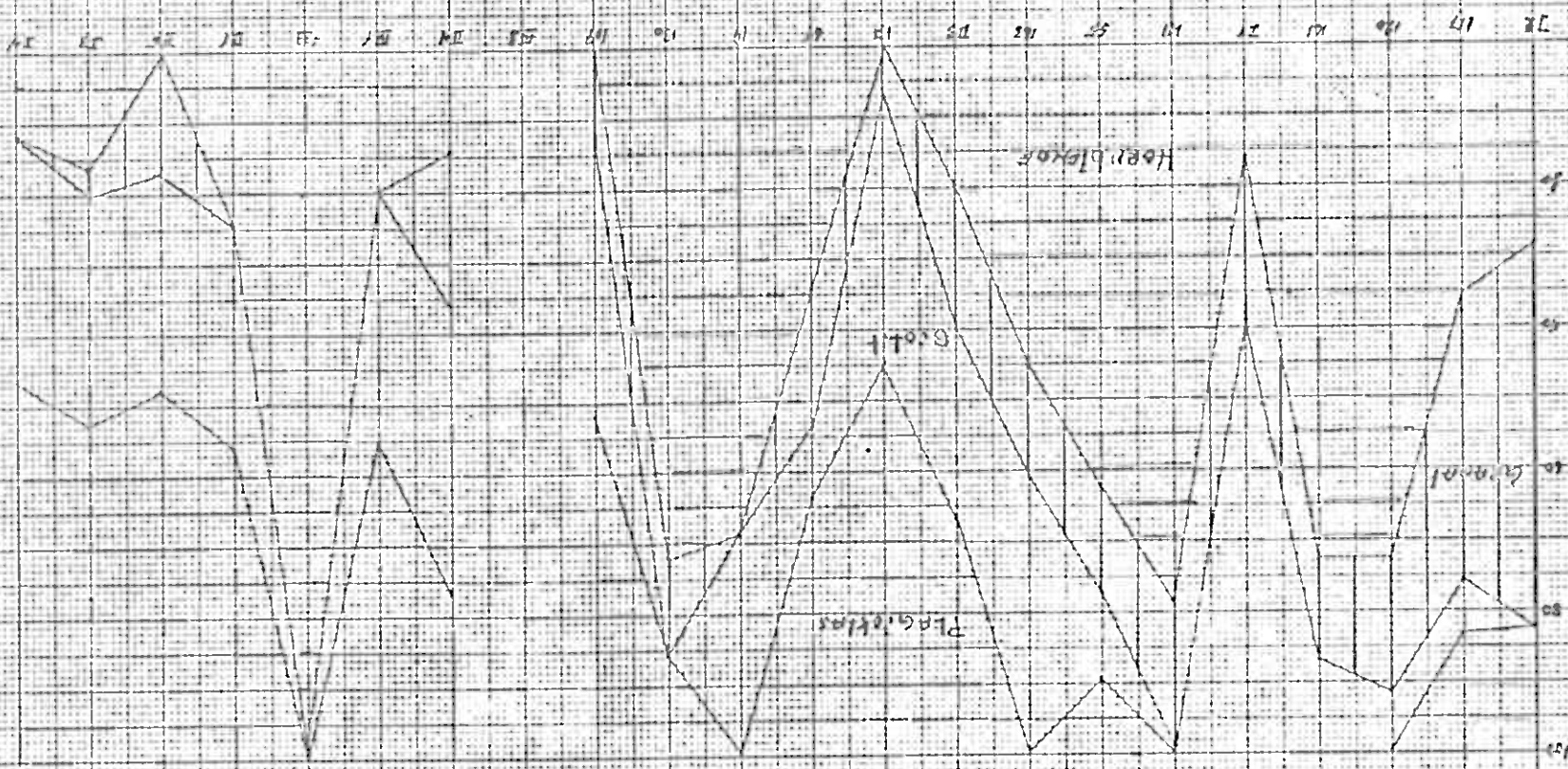


Fig. 4. Modellens test og i vertikalogram med stigende
modell mt.: hemoglobin, forhold mot høyre.

Fig. 10. Variations in the level of the sea over the period of the day. H₁ + 200m + 100m + 100m.



I fig. 9 er resultatene fra modalanalysen i polerslip ført opp i tabellform. Langs absisen er prøvene ført opp etter stigende magnetitt-hemoilmenitt forhold.

I fig. 10 er resultatene fra telling i tynnelip ført opp på samme måte. Bare gangmineraler (= korund og heggeomitt) er tatt med. Disse er omregnet til sum 100 %.

Figuren viser at det er stor variasjon i mengden av de forskjellige silikatmineraler fra prøve til prøve, men det kan ikke spores noen systematisk variasjon med hensyn til prøver fra heng, ligg, sentralpartier eller fra fattig, rik, båndet og ikke båndet malm.

En svak tendens kan spores ved at summen av plagioklas og biotitt øker i forhold til summen av hornblende og granat ved økende magnetitt-hemoilmenitt forhold.

Mineralogi.

I malmen er følgende mineraler bestemt:

Opakmineraler.

Magnetitt.

Hemoilmenitt.

Magnetkis.

Svovelkis

Kobberkis

Markasitt

Co-Ni-Fe sulfid

Gangmineraler.

Hornblende

Granat.

Plagioklas.

Biotitt.

Kloritt.

Apatitt.

Staurolitt.

Korund.

Heggomitt.

Hercynitt.

Epidot.

Zirkon.

Titanitt.

Kalkspat.

Rutil.

De understrekete mineraler er hovedmineraler.

Mineralstrukturen er granoblastisk eller mer eller mindre parallellorientert i presset malm. Malmen er finkornet, men kornene er jevnt over noe større i presset malm enn i malm med retningsløs struktur.

GANGMINERALER.Hornblende.

Både vanlig hornblende og aktinolittisk hornblende opptrer, men det er ikke så tydelig forskjell på dem som i amfibolittene. Antagelig forekommer overganger, men det er vanskelig å avgjøre når en ikke har kontroll på slipptykkelsen. ^{Kvarts} ~~Kvalitets~~inneslutninger finnes ikke, bare enkelte hemolimenitt- og sjeldnere granatinneslutninger. Aktinolittisk hornblende med de typiske ertsskyene kan forekomme i malm med retningsløs struktur. Ellers skiller aktinolittisk hornblende seg fra vanlig hornblende bare ved sin blekere farge og svakere pleokroisme.

I et slip opptrer noen få lange prismatiske korn med grålig egenfarge og rett utslukning - antagelig antofyllitt.

Plagioklas.

Plagioklasen i malmen er meget lik den i amfibolittene, men noe mer basisk. Sammensetningen varierer fra An_{45} til An_{55} .

Kornene er heterogene med undulerende utslukning og er ofte sonarbygget med det mest basiske parti ytterst. Gode albittvillinger er relativt sjeldne og mange korn er ikke fortvillinget i det hele tatt.

I enkelte partier av malm med retningsløs struktur opptrer små mengder plagioklas i meget finkornige aggregater i en tynn sone langs grensen mellom oksyderts og granat.

Granat.

Kornene er mest vanlig anhedrale, men små subhedrale korn kan forekomme, særlig som inneslutninger i hornblende. Fargen er svakt rødlig. ~~Ofte~~ ^{Langstrakte} inneslutninger av hemolimenitt er vanlig, men mengden kan variere sterkt. De er vanligvis tilfeldig fordelt, men i et par preparater er de fortrinnsvis konsentrert i sentrum eller ligger ordnet i en ring rundt sentrum halveis inn i granatkornet. I disse

tilfellene er granatenes svakt rødlig ^{for 260} ~~page~~ bleket rundt ertsinneslutningene.

¹
Som nevnt opptrer ofte retningsløs malm en tynn sone av plagioklas mellom granatkorn og oksyd erts. Dette er meget typisk, men ingen regel da det i det samme slip ofte også kan forekomme granater i kontakt med oksydiske ertsmineraler.

En partiell analyse av granater fra prøve I 2 utført på røntgen fluorescensspektrograf ga følgende resultat: ~~Tabell 2.~~

Analyse av ren granat →

	Vekt %
SiO ₂	38.1
Al ₂ O ₃	20.6
Total Fe som FeO	29.4
TiO ₂	0.4
CaO	6.5

Granatene var utseparert med Frantz isodynamic magnetseparator og tunge vesker. Fraksjonen var noe forurenset av små innesluttete hemoilmennittkorn. Analysen viser at granatene har en normal almandin sammensetning.

Biotitt.

Biotitt er en helt vanlig type og ikke å skille fra biotitt i amfibolittene. I enkelte særlig biotittrike partier er det tydelig at den har vokset på bekostning av hornblende.

Kloritt.

Tre typer kloritt forekommer.

En vanlig typisk svakt grønnlig kloritt i vifteformete aggregater med grå interferensfarger opptrer meget sparsomt sammen med biotitt.

En variant med anomale fiolette interferensfarger (Peyn-
nin) opptrer meget sparsomt i noen få preparater.

2 En tredje variant (antageligvis kloritt) forekommer i de aller rikeste malmpartier sammen med korund, hornblende og litt granat. "Kloritten" ligger ^{her} bare i listeformete "åpninger" mellom ertsmineralene.

Fargen er svakt grønnlig og noe pleokrittisk. Mineralet er enakset eller ^{h-n} ~~bare~~ $2V = 0$, optisk positiv og med muligens noe høye interferensfarger til kloritt å være. (Slipene er tykke på grunn av korund).

Apatitt forekommer i ^{MINERALISER} ~~sporelementer~~ i alle preparater, noe mer sparsomt i rik malm enn i fattig malm.

Epidot av samme type som i amfibolittene forekommer enkelte steder i fattig malm på grensen mot amfibolitt.

Zirkon forekommer sparsomt som meget små korn i hornblende og biotitt.

Titanitt og kalkspat opptrer på samme måte som i amfibolittene i noen av de aller fattigste malmpartier.

Hercynitt kan ikke sees i tynnslip og blir omhandlet sammen med magnetitt.

Staurolitt forekommer i malm med retningsløs struktur, oftest i de samme preparater som korund. Men mens korund ligger helt omsluttet av ertamineraler, finnes staurolitt blant silikatmineralene.

Mineralet opptrer i svakt rødlig ^{skjellede} gule prismatiske korn, enkelte ganger skjellede formige. Pleokroismen er tydelig, men svak. Interferensfargene går opp i rødt av 1. orden. Aksevinkelen er meget stor, og den optiske karakter er positiv. Kornene har rett utslukning, tvillinger forekommer, men kvartsinneslutninger mangler helt.

Denne staurolitt synes å ligne meget på den som er beskrevet av N.H.Kolderup (1936) fra anortositgabbro i Bergensfeltet. Der forekommer den også sammen med korund og høgbonitt.

Korund opptrer i euhedrale og subhedrale prismatiske korn i de rikeste malmpartier. Kornene er fra 0.1 til 1.5 mm store, fargeløse, og ligger helt omsluttet av ertsmineraler. De fleste korn har relativt store inneslutninger og innbuktninger særlig av hemoilmenitt, men i mindre grad også av magnetkis og magnetitt.

Korund må sies å forekomme sjelden i malmen. Av ca. 130 slip (polerslip og tynnslip) fra forskjellige steder er korund bare påvist i 8 slip fra meget rik malm. Grunnen til at J.H.L.Vogt (1910) fant korund i alle sine preparater må være at han tok sine prøver fra de aller rikeste partier som i den tiden var i drift.

Korund er tidligere beskrevet fra Fe-Ti mineraliseringer i Norge, fra Rausand (Vogt 1910) og fra Bergensfeltet (N.H.Kolderup 1936, C.F.Kolderup og N.H.Kolderup 1940).

I et preparat funnet i samlingen på Geologisk Institutt, NTH, av Fe-Ti malm fra Beverdalen forekomst vest for Surnadal (Foslie 1928 nr. 78) opptrer korund på samme måte som i Rausand. Denne forekomst ligger også i Rausandgruppen.

Hvorvidt korund finnes i andre av Rausandgruppens forekomster, vites ikke.

Høgbomitt $(\text{Fe,Mg})_6(\text{AlFe})_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{100}$ er funnet i fire av preparatene sammen med korund. Mineraliet kan delvis opptræ i relativt store subhedrale korn. Høgbomitt har sterk brun absorpsjonsfarge og svak pleokroisme. fra mørk gulbrun til mørk brun, er enakset og optisk negativ. Kornene ligger fortrinnsvis omgitt av ertsmineralene, men kan også i flere tilfeller grense mot silikater. Høgbomitt er tidligere beskrevet fra Rausand av J.Shetelig (1918), og fra Fe-Ti mineraliseringer i Bergensfeltet i de samme avhandlinger som nevnt under korund.

Gavelin (1916) og Watson (1925) har beskrevet hogbomitt som et primært magmatisk mineral, men de mener også at det kan dannes som replacement etter spinell. Senere undersøkelser (Friedman 1952) viser at mineralet er dannet "at the expense of spinel".

Ertzmineraler.

Sulfidmineraler finnes i små mengder i malmen. Enkelte steder kan kis være konsentrert i mindre klumper eller ganger. Disse er ikke nærmere undersøkt.

Det ble tidligere ved gruben fremstillet et kiskonsentrat med følgende sammensetning:

Vekt %.	
S	49.0
Fe	44.6
Co	0.95
Ni	0.27
Cu	0.88
"Gang"	4.10

Tabell 4. Sammensetning av kiskonsentratet etter Geis 1955.

Svovelkis er påvist i alle preparater og opptrer på tre forskjellige måter:

1. som frie korn både euhedrale og anhedrale, av og til med inneslutninger av kobberkis. Enkelte steder har kornene et randparti av magnetitt på samme måte som enkelte svovelkiskorn i amfibolittene.
2. som fyllinger i smale sprekker (0.5 mm) eller kløv som før nevnt.
3. i intim sammensetning med markasitt rundt magnetkiskorn, som omvandling fra dette.

Magnetkis finnes i nesten alle preparater som friske anhedrale korn. Kornene har hyppig inneslutninger av et ukjent mineral og, sjeldnere, inneslutninger av kobberkis. Begge



Fig. 6. Flammelignende inneslutninger av et Co, Ni, Fe-sulfid i magnetkis.

inneslutninger er flammelignende. De opptrer som oftest langs kanten av magnetkiskornet, hvor de er bredest og smalner av innover. De har alle samme orientering.

Størrelsen av inneslutningene varierer, men er oftest under 0.01 mm brede. Fig. 7 viser et mikrofotografi av et magnetkiskorn med meget store lameller av det ukjente mineral.

Slipehårdheten av dette ukjente mineral er meget lik den for magnetkis. Det er isotropt, så vidt det lar seg avgjøre, og har større reflektivitet enn sitt vertmineral. Det er i det hele meget lik pentlanditlamellene som ofte kan forekomme i magnetkis, men en svak, men tydelig rosa farge gjorde at mineralet ble analysert med elektronmikroanalysator. På grunn av tidsmangel og ikke hensiktsmessige standarder ble analysen meget omtrentlig.

Instrumentet ga utslag på metallene Co, Ni og Fe .

Anslått mengde:

Co	35-40 vekt %
Ni	15-20 " "
Fe	3-8 " "

De mikroskopiske trekk og den kjemiske sammensetning kan tyde på at det er et av linneitgruppens mineraler.

Flere steder er magnetkis delvis eller helt omvandlet til en sammenvokning av svovelkis og markasitt, men i de samme slip finnes også friske uomvandlede korn.

Kobberkis forekommer som frie korn, oftest i nær kontakt med andre sulfider, og som inneslutninger i svovelkis og magnetkis. Mineraliet utgjør anslagsvis 5 til 10 % av sulfidmineralene.

Oksyden mineraler.

Magnetitt viser meget liten variasjon i kornform og inneslutninger. Kornene er vanlig anhedrale, men enkelte steder forekommer pene ^{zonninformer} ~~regulære~~ krystaller. En mindre oppknusing av kornene har funnet sted, særlig langs grensen mot amfibolitt.

Inneslutninger: Alle korn har inneslutninger av ilmenitt og hercynitt, bortsett fra den magnetitt som ligger i en rand rundt magnetkis. Den er helt ren. Ilmenitt inneslutningene er meget små, i mange korn kan de ikke sees for ved meget store forsterrelse. To typer forekommer. Den ene, som finnes i alle magnetitt korn, er den velkjente typen i form av langstrakte lameller parallelt oktaederflaten. Den andre typen som bare forekommer sentralt i enkelte større korn, er uregelmessig kantet eller dråpeformet. Fig. 12 viser de to typene i et og samme korn.

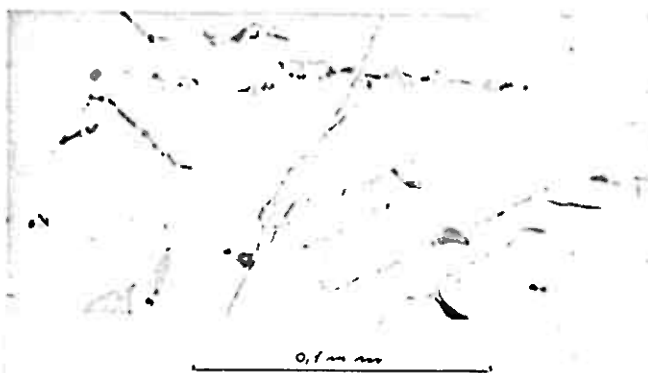


Fig. 12. To typer ilmenitt-inneslutninger i magnetitt. Lys grå er magnetitt, mørk grå er ilmenitt, sort er spinell. Prøve 163. 400 X olje.

Mengden av ilmenitt i magnetitt kan nok variere fra korn til korn, men det er ikke funnet at den gjennomsnittlig varierer fra prøve til prøve. Noen få steder, særlig i store magnetitt korn kan en se store, grove, opp til 0.1 mm brede ilmenitt lameller som kan tyde på at magnetitten tidligere har vært rikere på ilmenitt.

To typer spinell inneslutninger forekommer også. Den ene ligger som langstrakte lameller parallelt (001) i magnetitten. Størrelsen varierer fra de aller minste submikroskopiske til de ganske store, som ofte "buler ut" på midten og danner ^{korvinsfenoler} ~~kubiske~~ krystaller av den andre typen. Fig. 13 illustrerer dette tydelig.



Fig. 13. Spinell inneslutninger i magnetitt.

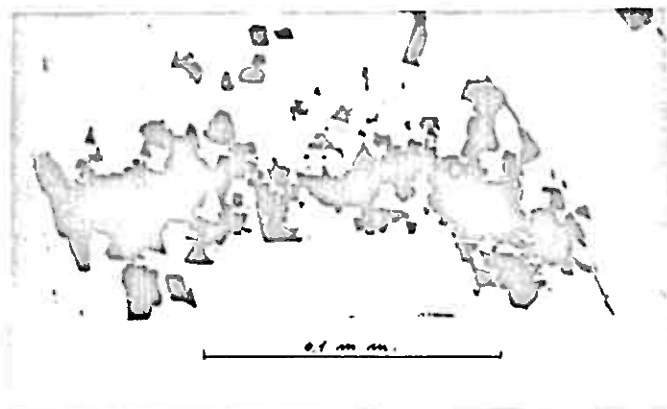


Fig. 14. Aggregat av spinellkrystaller i magnetitt. prøve 163 400 X olje.

magnetitten ytterst alltid er fri for inneslutninger.

Et par spinellinneslutninger ble analysert med Elektronmikroanalysator. Analysen ga bare utslag på elementene Fe og Al. Det antas derfor at spinellen er en hercynitt.

Hercynitt opptrer i langt større mengde i magnetitt enn i hemoilmenitt.

Som det mikroskopiske bilde tilsier og de kjemiske analyser viser (se senere), inneholder magnetittkornene meget lite Ti. Dette gjør at det her blir brukt ordet magnetitt, i stedet for ilmenomagnetitt, eventuelt titanomagnetitt. De to sistnevnte uttrykkene blir brukt på magnetitt med mye høyere innhold av Ti.

Slike kubiske spineller er ofte ansamlet rundt eller langs ilmenittinneslutningene eller langs korngrensene, særlig mellom magnetitt og hemoilmenitt. I enkelte magnetittkorn kan de danne ganske store aggregater, da alltid i sentrum av kornet. Fig. 14. Ilmenitt og spinellinneslutningene er mindre og forekommer sparsomt ut mot kanten av magnetittkornene. Dette er særlig tydelig der magnetitt grenser mot hemoilmenitt, hvor

Hemoilmenitt.

Navnet hemoilmenitt kommer av den intime sammenvoksningsen mellom ilmenittfase og hematittfase i kornene. Slike intime sammenvoksninger er beskrevet fra mange Fe-Ti malmer, men det er relativt sjelden at mengden av hematitt i ilmenitt er så stor som i malmen ved Rausand. Det er ~~det~~ dette som gjør at de ved gruben ikke kan fremstille et salgbar ilmenitkonsentrat, da disse to faser i slik sammenvoksnings ikke ved noen kjent oppredningsmetode kan skilles.

For å forenkle bruken av nomenklatur er det ^{her} ~~bare~~ brukt uttrykket hemolimenitt for alle korn som består av hematitt- og ilmenittfase. Som vi skal se senere, er ikke dette helt korrekt.

Hemoilmenitt er ikke jevnt fordelt i malmen, men langt den største prosent av kornene er ansamlet i mer eller mindre uregelmessige aggregater. Fig. 15 viser et hemoilmenittaggregat omgitt av magnetitt.

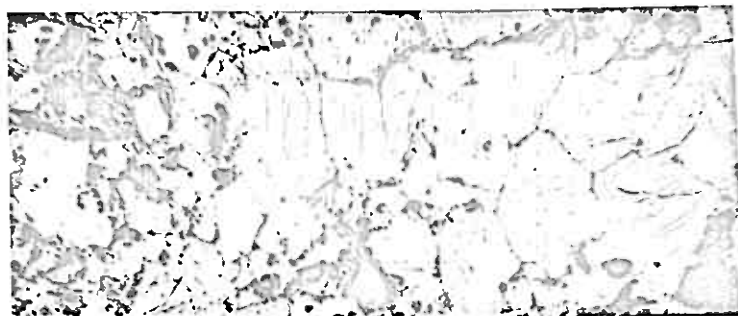


Fig. 15. Hemoilmenittaggregat.
Prøve 161 27 X

ilmenitt. Utenfor dette sentralpartiet kommer en randsone med små lameller av hematitt i ilmenitt.

Fig. 16 viser et bilde av et hemoilmenitkorn omgitt av magnetitt. Kornet er sonarbygget med hematitt konsentrert i sentrum i så stor grad at sentralpartiet i virkeligheten består av ilmenit-hematitt. Det vil se hematitt med lameller av

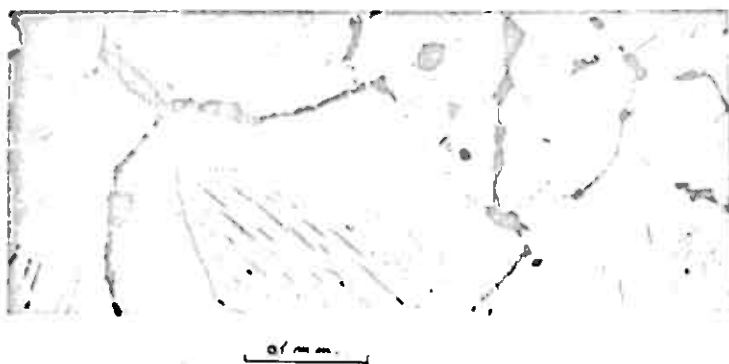


Fig. 16. Hemoilmenittkorn
hvit er hematitt, mørk grå
er ilmenitt, lys grå magne-
titt.

Prøve 13. 160 X olje

Som det fremgår av bildet, finnes ikke hematitlameller langs den ytterste kant av randsonen, heller ikke innerst mot sentralpartiet. Selv ikke med den aller største forstørrelse, (ca. 1200 X) kan det sees tegn til hematitlameller her.

De små hematitlamellene i randsonen er sterst i en

avstand av ca. $\frac{1}{3}$ av randsonens bredde fra sentralpartiet, og mindre i størrelse til begge sidene.

I sentralpartiet opptrer ilmenitlameller av forskjellig størrelse. De største ligger i sentrum av sentralpartiet, de mindre ut mot kanten. Ytterkanten av sentralpartiet består av sammenhengende hematitt.

Det er her innført begrepene ^{Parti} sentralsoner og randsoner. Disse begrepene refererer seg ikke bare til sonering i hemoilmenittkorn, men også til samme type sonering i aggregater av hemoilmenittkorn. Med hensyn til sonering opptrer et aggregat av hemoilmenitt på samme måte som et enkelt korn. Altså: hvor hemoilmenitt grenser mot hemoilmenitt finnes ingen randsoner. Randsonen er bare utviklet mot magnetitt, magnetkis og silikater. Fig. 15 viser tydelig dette.

Randsonen er bredest på grensen mot magnetitt og smalere mot magnetkis og silikater i samme prøve. Bredden kan variere fra prøve til prøve (se senere). På fig. 16 er randsonen ganske smal.

Den hematitrike sentral^{parti} ~~sentral~~ kan være avrundet og ha mer eller mindre form som hemoilmenitkornets eller aggregatets yttergrense, eller den kan være meget fliket og uregelmessig, fig. 17. Flere ilmenohematitpartier kan også forekomme i samme korn. Fig. 18.

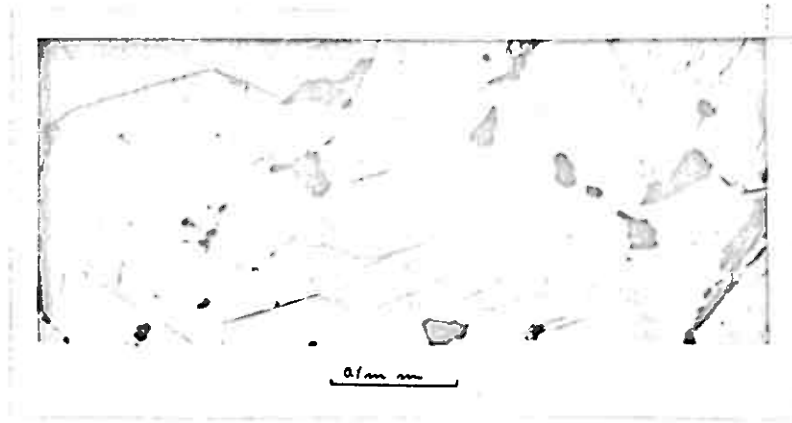


Fig. 17. Fliket uregelmessig ilmenohematitparti i hemoilmenit. Sort er hull i slipet. Mellom ~~part~~ ^{spalt} med små spineller er magnetitt. Legg merke til at spinell ikke opptrer langs grensen mot hemoilmenitt.

Prøve 163 160 X olje



Fig. 18. To hemoilmenittkorn det ene med to ilmenohematitpartier.

Prøve 163 160 X olje.

Ved forsøk har Carmichael (1961) vist at full blandbarhet eksisterer mellom hematitt og ilmenitt over ca. 950° . Under denne temperatur skjer det en avblanding i hematitt- og ilmenittfase.

Ramdohr (1960) mente at de store og små eller 1. og 2. generasjonslamellene var utskilt i to forskjellige temperaturintervall med en tilstandsforandring (Zustandsänderung) av Fe_2O_3 , FeTiO_3 eller begge mellom. Ved synkende temperatur ble først de store (1. generasjon) lamellene utskilt. Så, ved en bestemt temperatur skjedde en tilstandsforandring hvor løsligheten av Fe_2O_3 i FeTiO_3 og løsligheten av FeTiO_3 i Fe_2O_3 sank, hvorefter ved stadig synkende temperatur de små, 2. generasjonslamellene ble utskilt. Se fig. 16.

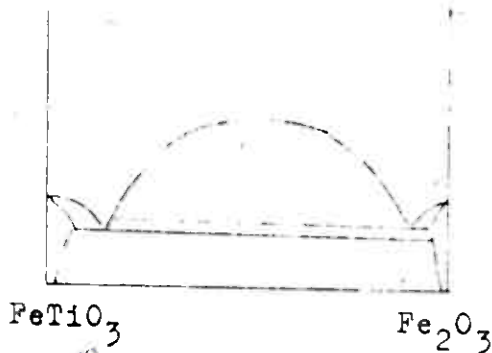


Fig. 16. Subsolidus forhold i systemet FeTiO_3 - Fe_2O_3 .

Etter Ramdohr 1960.

Dette er blitt sterkt kritisert. (Rao og Rao 1965, Roy 1955). Roy (1955) mener etter å ha utført flere homogeniseringsforsøk at størrelsen på lamellene bare er bestemt av temperaturen de utskilles ved og mengden av den oppløste

komponent. Altså at det ikke finnes noen plutselig tilstandsforandring av fasene noe sted mellom 400 og 650°C .

I homoilmenitt i malmen ved Rausand er tydelig alle størrelser av lameller representert, fra de aller minste til de største

som vokser sammen til hematittiske sentralpartier. Det er imidlertid en forskjell, bortsett fra størrelsen på store og små lameller. Det gjelder både hematitlameller i ilmenitt og ilmenittlameller i hematitt. Når lamellene er ganske små, det vil si: er smalere enn 3μ for hematitlameller og smalere enn ca. $5-6\mu$ for ilmenittlameller, inneholder de ikke lameller av den andre komponent.

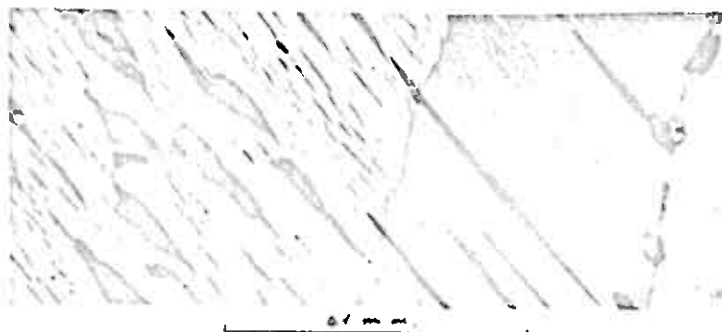
Da det ved mineralogisk beskrivelse av hemoilmenitt og ilmenohematitt og ved klassifisering av Fe-Ti og Ti malmer er praktisk å skille mellom store og små lameller, blir det her brukt betegnelsen 1. og 2. ordens lameller, som ikke er befengt med en genetisk betydning. De defineres på følgende måte:

1. ordens lameller har inneslutninger (lameller) av den andre komponent.

2. ordens lameller har ikke inneslutninger av den andre komponent. Det vil si: ikke synlige ved den aller største forsterrelse.

Spinell.

Langstrakte lameller av spinell parallelt (0001) i hemoilmenitt opptrer ganske ofte. Fortrinnsvis i randsonen, men også i sentralpartiet. De er alltid tynnere ute ved kanten av hemoilmenittkornet enn lenger inne. Fig. 10 viser et mikrofotografi av spinellameller i randsonen. Legg merke til at det er en hematitfri sone rundt lamellene og at de stikker litt inn i sentralpartiet, hvor de her (ved den aller største forsterrelse)



ser ut til å ligge i kontakt med hematitt. Dette er meget sjelden, vanligvis er det alltid en ren ilmenitsone rundt spinellamellene.

Fig. 10. Spinell i hemoilmenitt.

Fig. 103 X 400 obje.

Spinellen i hemoilmenitt ga heller ikke ved analyse med elektron mikroanalysator utslag på andre elementer enn Fe og Al. Disse antas derfor også å være hercynitt.

Dislokasjoner.

Dislokasjoner i hemoilmenittkornene forekommer ganske ofte både i randsonen og sentralpartiet. De er lette å få øye på, da sammenvoksningen ilmenitt-hematitt alltid stopper opp, eventuelt begynner ved dislokasjonssonene. Fig. 18 viser tre hemoilmenittkorn i kontakt med hverandre. I kornet til venstre går det en dislokasjonssone. Fig. 19 viser hvordan 2. ordens

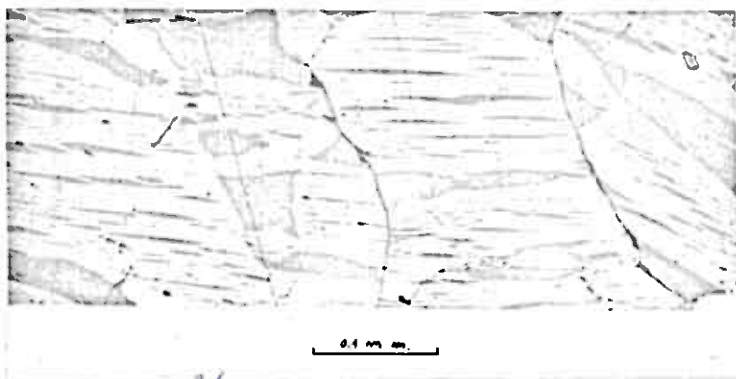


Fig. 18. Dislokasjonssone i kornet til venstre.

Prøve 163 X 160 olje



Fig. 19. Hematitt utskilt langs dislokasjonssoner. Prøve 130 X 150 olje.

hematittlameller er utskilt langs dislokasjonssoner i korn uten 1. ord. lameller.

En meget liten, men tydelig forandring av den optiske orientering på hver side av en dislokasjonssone, kommer frem ved kryssete nichols. Det er aldri oppdaget dislokasjonssoner på grensen mellom sentralparti og rand-sone.

Ramdohr (1950) har beskrevet den struktur som forekommer ved uregelmessige dislokasjonssoner og kaller den mosaikkstruktur.

Tvillinger.

Tvillingstriper i hemoilmenitt er sjelden, og de få som forekommer er meget smale, og alltid smalere i de ytterste partier av randsonen enn lenger inne i kornet. Tvillingene er like tydelige i hematitt som i ilmenitt og forandrer svakt retning ved dislokasjonssonene. Fig. 24.

Magnetitt i hemoilmenitt.

I bortimot halvparten av prøvene har enkelte hemoilmenittkorn også inneslutninger av magnetitt. To typer forekommer. Den ene typen og aller vanligste opptrer som lange lameller parallelt (0001) i sentralpartiet. Enkelte steder kan de gå litt ut i randsonen hvor så en spinellamell fortsetter ut til kanten av kornet. Disse lamellene ligger aldrig i kontakt med hematitt, men er alltid omgitt av en tynn sone ren ilmenitt.

Den andre typen, som forekommer langt sjeldnere, er pseudomorf etter hematitt. Fig. ²³~~20~~ viser et magneto-hemo-ilmenitkorn med disse to typer magnetitt. (Bildet er dessverre ikke så tydelig som en kunne ønske). Ved pilen ligger en magnetittlamell av

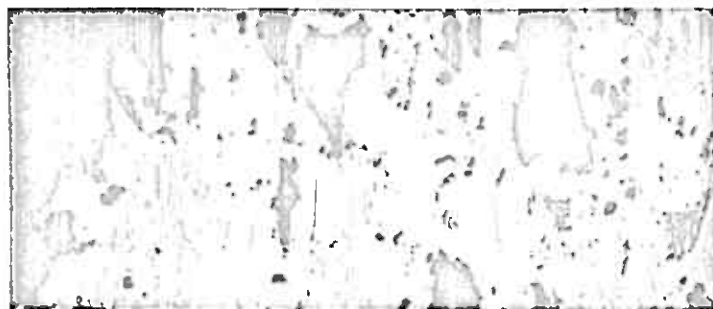


Fig. 23. To typer magnetitt-inneslutninger i hemoilmenitt. Sort er silikater, mørk grå er ilmenitt, mellomgrå er magnetitt, hvitt er hematitt. Prøve 128 X 160 olje.

den førstnevnte type, og flere andre steder ligger magnetitt som er pseudomorf etter hematitt.

Ved nærmere undersøkelse kan en se at det er en meget svak forskjell i refleksivitet på de to typer (kan også sees på fotografiet.)

Magnetitt som er pseudomorf etter hematitt er noe lysere enn forstnevnte type.

Denne lille forskjell i reflektivitet kan skyldes Ti-innhold i den pseudomorfe magnetitt. Som det fremgår i et senere kapittel er magnetittlamellene av den første type fri for TiO_2 , mens hematittlamellene har ca 10 vekt % TiO_2 . Hvis hematitt ved reduksjon går over til magnetitt uten at TiO_2 innholdet danner en egen rutilfase, som er det vanlige, vil en få en Ti-holdig magnetitt, titanomagnetitt. Denne kan ha noe forskjellig reflektivitet fra Ti fri magnetitt (Ramdohr 1960).



Fig. 24. Magnetisering av hematitt ved en dislokasjonsone. NB. Tvillinglameller som forandrer retning ved dislokasjonssonen. Prøve 128 X 400 olje.

Fig. 24 viser magnetisering av hematitt ved en dislokasjonsone. I mindre ertsansamlinger i de samme prøvene fra amfibolitt hvor pyroksester i hornblende opptrer, er det noen "hemoilmenitt"-korn hvor så og si hele sentralpartiet er omvandlet

til en intim sammenvoksning av magnetitt og rutil. I andre korn var det grovplamellære sammenvoksninger av magnetitt og rutil og bare små rester av 1. ord. hematitt igjen i det sentrale parti. Slike fenomener er imidlertid aldri iaktatt i malm.

Ilmenitskjeletter.

Enkelte steder kan 1. ordens hematittlameller være helt eller delvis utløst og erstattet av silikatmineraler eller i et par sjeldne tilfelle av svovelkis. Fig. 25 viser strukturen som fremkommer når 1. ordens hematitt delvis er erstattet av silikatmineraler, og fig. 26 viser det samme når all hematitt er erstattet av

mer jeg
lyst å se
primær-
menskj
a malmen

skrivelse!
hvor dan
den vite det

silikatmineraler. Legg merke til i fig. ²⁵ at også hemoilmenittkorn innesluttet i granat er blitt oppløst.



Fig. ²⁵ 25. Delvis utløst hematitt i tidligere hemoilmenittkorn uten randsoner. Prøve 128 X 160 olje.

Fig. ²⁶ 26. Skjellett som blir igjen når all hematitt er erstattet av silikatmineraler. Prøve 128 X 160 olje.

Alle overganger fra korn med bare små spor av at silikater har erstattet hematitt til korn, eller hele aggregater hvor all hematitt er forsvunnet forekommer. Magnetittlameller erstattes også av silikat, men ikke så lett som hematitt.

Hvilke silikatmineraler som erstatter hematitt er noe usikkert, men det er sannsynlig at det er en kloritt, og som nevnt i noen tilfeller, svovelkis.

Denne utløsning av hematitt og den tidligere beskrevne pseudomorfose av magnetitt eller hematitt forekommer bare enkelte steder og i de samme prøvene. Imidlertid kan det i de samme prøver opptre upåvirkete hemoilmenittkorn.

"Korrosjon" av hemoilmenitt.

Det er tidligere nevnt at randsonen alltid er bredest der hemoilmenitt grenser mot magnetitt. Den er smalere og uregelmessig der hemoilmenitt grenser mot silikat. Flere steder kan sogar silikatmineraler ligge helt inn til sentralpartiet og en

sjelden gang kan de også gå inn i dette. I enkelte prøver er bare små tynne og uregelmessige randsoner igjen i hemoilmenitter som helt er omgitt av silikater.

Det er tydelig at det er granat som har vært det mest



Fig. 17 Granat (mørk) i kontakt med
1. og 2. ordens hematitt.
Magnetitt til venstre.
Prøve 117 X 300 olje.

aktive "korroderende mineral. Da det er dette som alltid har "spist" seg lengst inn i hemoilmenitten.

Det er her snakket om at silikatmineraler (spesielt granat) har "korrodert" eller spist seg innover i hemoilmenitten. Dette behøver ikke å være korrekt, men forklarer best det inntrykket en får ved å betrakte denne struktur i mikroskopet.

Inneslutninger av hemoilmenitt i andre mineraler.

Små ovale, avlange eller plateformete hemoilmenittkorn er ofte innesluttet i silikatkorn, særlig granat og hornblende. I hornblende forekommer inneslutningene mest i de før nevnte ertsskyer, og består utelukkende av hemoilmenitt med 1. ordens lameller av hematitt.

I granat opptrer inneslutningene oftest som lange tynne nåler eller plater. Vanligvis utgjør hematitt av 1. orden langt over 50 % av inneslutninger. Bare meget sjelden forekommer inneslutninger med bare 2. ordens hematitt. Fig. ²⁸ 24 viser typiske inneslutninger i granat.

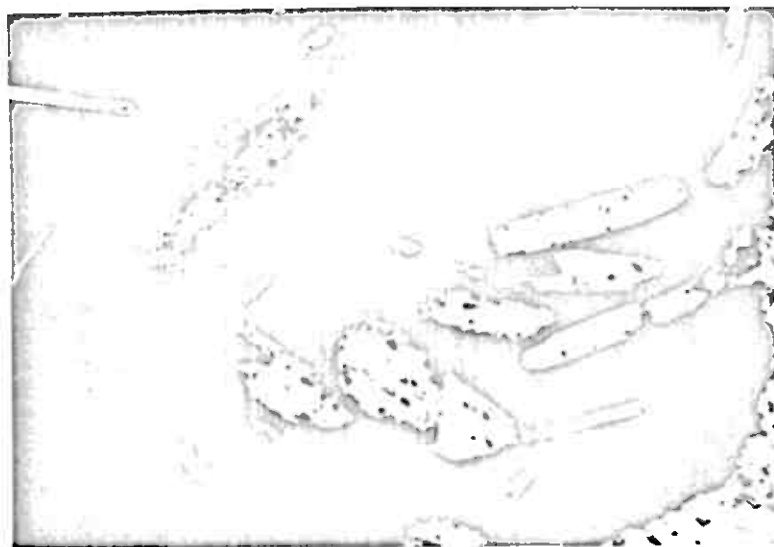


Fig. 24. Hemoilmenitt-inneslutninger i granat. Prøve 117. X 300 olje.

Granat i kontakt med hemoilmenitt har flere inneslutninger enn andre granater. Selv om granatkornet bare har "spist" en liten del av randsonen, har likevel alle inneslutningene lameller av 1. orden. Og i prøver hvor ingen frie hemoilmenittkorn har sentralparti og således ingen hematittlameller av 1. orden, har likevel

så å si alle innesluttete hemoilmenittkorn hematittlameller av 1. orden. Inneslutningene er aldri sonarbygde.

Disse fakta kan tyde på at hemoilmenitt i en tidligere periode ikke var sonarbygget, men hadde 1. ordens hematitt, (eller den tilsvarende mengde treverdige Fe i fast løsning), helt ut til korngrensen. I denne periode vokste så granatene og innesluttet hemoilmenitt. Senere ble så randsonen på en eller annen måte dannet, mens inneslutningene var beskyttet.

Det sees i denne forbindelse bort fra muligheten for at inneslutningene kan være utskilt fra granatene. Granatene måtte da på forhånd hatt et meget høyt innhold av treverdig jern. Dessuten skulle en da vente at alle granater hadde utskilt noenlunde like mengder hemoilmenitt. Mange har ikke inneslutninger i det hele tatt.

Grunnen til at inneslutningene har form av lange tynne plater eller er nåleformete, kan komme av at titan og toverdig jern løses lettere av granat enn treverdig jern. Inneslutningene vil da på grunn av den lamellære sammenvekning mellom hematitt og ilmenitt, få en langstrakt, linseaktig form. Dette forklarer også den uforholdsmessig store mengde av hematittfase i inneslutningene.

Erts-sky inneslutningene i borthulende antas å være dannet ved uralitiseringen. Denne foregikk ved p, T og Red-oksforhold hvor ferriilmenitt med den sammensetningen inneslutningene nå har, ^{VAR} ~~er~~ stabil.

Variasjon i mengden av hematittfase i forhold til hemoilmenitt i malmen.

Innen en og samme prøve er bredden av randsonen nok så konstant. De variasjoner som synes å forekomme er det god grunn til å tro for en stor del skyldes beliggenheten av slipets snittplan i kornene. Men bredden av randsonen kan forandre seg fra prøve til prøve.

Det finnes alle overganger fra malm hvor samtlige hemoilmenitkorn har atort sentralparti og smal randsoner, til malm hvor de aller fleste er fri for 1. ordens hematitlameller.

Selv om kornene ikke har sentralparti, er de allikevel sonarbyggete da 1. ordens lameller er konsentrert i sentrum.

I de prøver hvor flesteparten av hemoilmenitkornene er fri for 1. ordens hematitt, opptrer imidlertid enkelte særlig større korn med 1. ordens hematitt. (Bortsett fra de innesluttete hemoilmenitter). Det er særlig disse korn som viser de tidligere beskrevne ^{ne} strukturer av pseudomorfose av ^{okse} magnetitt eller hematitt og replacement av hematitt med silikater.

Det ligger nær å tenke seg at den variasjon i det modale forhold mellom magnetitt og hemoilmenitt som fremkom ved modalanalysen, skyldes at det volum 1. ordens hematitt utgjør, er mindre i noen prøver enn i andre. Altså at prøver med lavt magnetitt-hemoilmenittforhold har mye 1. ordens hematitt, og prøver med høyt magnetitt-hemoilmenittforhold har lite 1. ordens hematitt.

Dette ble undersøkt på følgende måte:

Det ble laget en skala på en til fire kryss. Fire kryss betyr at samtlige frikorn av hemoilmenitt har meget smale randsoner og ekstremt mye hematitt. Ett kryss betyr at de aller fleste hemoilmenittkorn ikke har 1. ordens hematitt i det hele tatt og dermed lite hematitt i forhold til ilmenitt. To og tre kryss angir graderinger mellom disse ytterverdier.

Slipene ble lagt under mikroskopet uten at nummeret ble notert. Den relative mengde av hematitt i frie hemoilmenittkorn ble anslått og hver prøve fikk sine kryss. Resultatet er vist i fig. ²⁹ 25.

Dette er selvsagt en meget subjektiv analyse. Men resultatene er utvilsomt signifikante når det gjelder ytterverdiene.

Resultatene viser at mengden av magnetitt øker i forhold til hemoilmenitt, når forholdet hematitt til hemoilmenitt synker.

Det er undersøkt meget nøye om det finnes en systematisk variasjon i magnetitt i de undersøkte prøver, men med negativt resultat.

Analysen av magnetitt og hemoilmenitt.

Magnetitt og hemoilmenitt fra prøvene I 2 og I 4 ble utseparert og analysert.

Prøvene I 2 og I 4 er de prøvene som har henholdsvis lavest og høyest modalt magnetitt-hemoilmenittforhold.

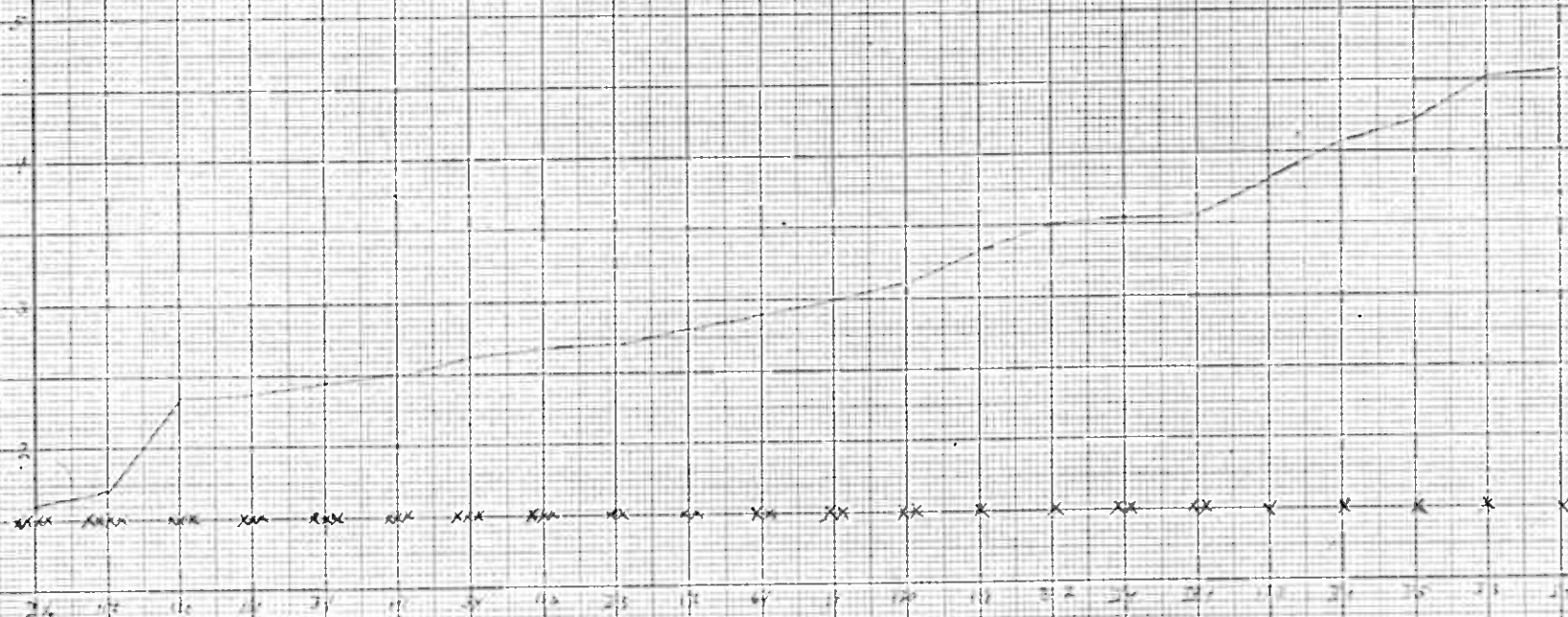


Fig 29 Anslått mengde hematitt i hemoilnenitt plottet i diagram med stigende modalt magnetitt-hemoilnenitt forhold.

xxxx mye hematitt - smal randzone.
x lite hematitt - bred randzone.

Magnetitt ble utseparert på følgende måte:

Proven ble knust og en magnetittrik fraksjon tatt ut med håndmagnet. Denne fraksjonen ble knust videre under vann i agatmørt. Den ble så flyttet med håndmagnet herfra over i en annen agatmørt med vann. Noe unmagnetisk blir da tilbake. Fraksjonen ble knust litt til og flyttet tilbake til den rengjorte agatmørt. Dette ble gjentatt 30-40 ganger. Til slutt ble magnetitten separert med tung veske, egenvekt 3.2. (Tyngre vesker var ikke tilgjengelig på det tidspunkt separasjonen ble utført).

Ilmenitt ble separert så godt det lot seg gjøre med Frantz isodynamic magnetic separator. Derpå ble fraksjonen knust noe mere og separert gjennom en tung veske med egenvekt 3.2.

Ideelle resultater ble ikke nådd med noen av konsentratene. Det er sannsynlig at magnetittkonsentratet var forurensset med noe hemoilmenitt.

Analysene ble utført av I. Rønne ved Geologisk Institutt, NTH.

Analyseresultatene er ført opp i tabell ⁸ X. Underst er de kalkulert til ^{MOL} noen % av ilmenitt, hematitt, magnetitt, hercynitt og overskudd av oksyden. For hemoilmenitt er også ^{MOL} noen % av $MgTiO_3$ tatt med.

Til sammenligning er ført opp analyser av magnetitt-superkonsentrat og ilmenittkonsentrat hentet fra GEIS (1965).

En ser at prøve I 2 har hele 24.2 mol % hematitt, mens prøve I 4 bare har 7.0 mol % hematitt. Dette er nok så godt i overensstemmelse med det bildet en får ved mikroskoperingen.

Tabell 4. Analyser av magnetitt og hemoilmenitt.

Vekt %	Magnetitt		Hemoilmenitt	
	I 2	I 4	I 2	I 4
SiO ₂	0.25	1.32	1.49	0.83
TiO ₂	1.16	0.89	31.54	46.82
Al ₂ O ₃	1.42	2.17	2.31	1.66
Fe ₂ O ₃	65.53	64.76	40.32	13.66
FeO	30.80	30.22	24.03	36.47
MgO	0.0	0.16	0.57	0.63
V ₂ O ₃	0.71	0.77	0.07	0.46
Ca ₂ O ₃	spor	spor	0.0	0.0
Sum	99.87	100.29	100.33	100.53
FeTiO ₃	3.3	2.5	64.1	82.7
Fe ₂ O ₃		2.2	24.2	7.0
Fe ₃ O ₄	93.4	90.9		
FeAl ₂ O ₄	0.6	1.1		
Al ₂ O ₃	1.4	1.8	2.2	1.3
SiO ₂	0.5	2.4	2.3	1.1
V ₂ O ₃	0.8	0.9	0.1	0.3
MgO		0.4	-	-
TiO ₂			4.4	5.1
MgTiO ₃			2.7	2.5

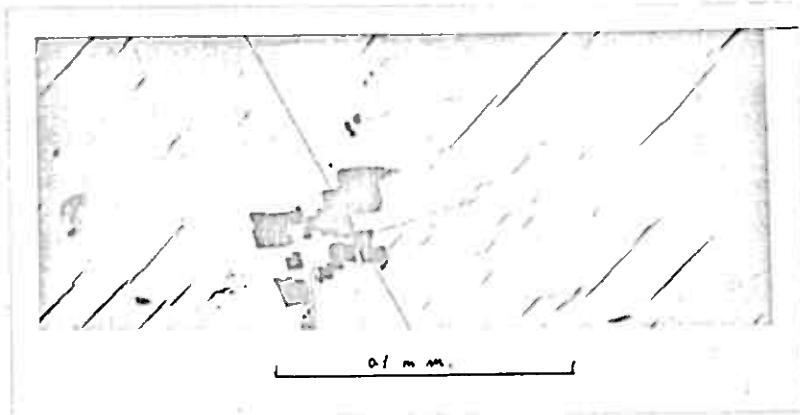
Analyse av magnetit-superkonsentrat. Etter GEIS (1955)

SiO ₂	0.32
TiO ₂	0.30
Fe	.30
V ₂ O ₃	0.76
S	0.062
Cu	0.002
Ni	0.013

Analyse av ilmenitt-konsentrat etter GEIS (1955).

SiO ₂	3.04
TiO ₂	39.05
Al ₂ O ₃	2.20
Fe ₂ O ₃	16.87
FeO	34.64
V ₂ O ₃	0.39
MnO	0.91
MgO	1.44
CaO	0.30
S	0.50

Ellers er det verdt å legge merke til den store mengde av Al_2O_3 i forhold til SiO_2 , både i magnetitt og hemoilmenitanalyse. Det er ikke observert korund i noen av prøvene. Men det bør nevnes at en ikke så sjelden kan se "slipeskygger" i magnetitt, som kan være dannet rundt meget små korundkorn. Ramdohr (1960) har beskrevet slipeskygger rundt korundlameller i ilmenitt. ³⁰Fig. 25 viser en magnetitt med lameller og idiomorfe krystaller av hercynitt, nederst en lamelle av ilmenitt og til venstre en "slipeskygge" rundt et mulig korundkorn.



³⁰Fig. 25. Mulig slipeskygge rundt lite korundkorn i magnetitt. Sort er spinell, mørk grå er ilmenitt.

Kapitel 4.

Mikroanalyse av hemoilmenitt.

For ytterligere undersøkelse av avblanding og sonering i hemoilmenitt ble det benyttet mikroanalysator. (Electron microprobe scanning analyser).

Mikroanalysatoren var tilgjengelig i Institutt for industriell forskning, og penger nok til tre dagers bruk av instrumentet ble velvilligst stilt til rådighet av Mineralogisk-Geologisk Museum ved professor dr. phil. H. Neumann.

Mikroanalysatoren ble betjent av siv.ing. Krudtå og cand. mag. Næss. Disse var også behjelpelig med utregning av korreksjoner, resultater og tolkning av kurvene.

Det henvises til Malissa, Hans 1966: Handbuch der Mikrochemischen Methoden, Band 4. Springer Verlag, wien, hvor apparatur og bruk av apparatur er beskrevet.

Det viste seg at standarden ved dette analyseprogram ikke ga tilstrekkelig nøyaktige verdier. Det ble derfor ikke foretatt noen nøyaktig punktanalyse av de forskjellige mineralfaser, selv om dette hadde vært meget ønskelig. Det ville tatt alt for lang tid å lage nye standarder.

Verdiene i vekt % som er angitt på skalaen må ikke betraktes som nøyaktige analyseresultater. De er gitt for å vise størrelsesorden av mengden av Fe og Ti.

Fire forskjellige prøver ble valgt ut og det ble analysert på flere hemoilmenitkorn og magnetitkorn i hver prøve.

Resultater.

En del av resultatene er gitt i kurvene på fig. 31, 32, 33, 34, 35.

Fig. 31a viser bilde av et hemoilmenitkorn i prøve 64. Kornet er ganske stort og har godt utviklete hematitlameller av 1. og 2. orden, og store magnetitlameller.

Den analyserte travers er vist med en tynn linje. Ved analysetraversen grenser kornet mot et silikat Korn, antagelig klorit, men et lite spinellkorn på grensen her tyder på at randsonen er fullt utviklet.

Kornet er noe oppsprukket.

Fig. er et elektronbilde (electron image) fra det analyserte område. Magnetittlamellen er her lysest, bortsett fra helt hvite partier langs sprekkene. Hematittlamellene er noe mørkere og ilmenitten er mørkest. Silikatene er sorte.

Det ble analysert langs tussjstreken.

Analysen startet i sprekkene som sees på bildene og stoppet et stykke inn i randsonen på hemoilmenitkornet på den andre siden av silikat Kornet.

Fig. 316 viser analysekurvene. Den lyseste kurven er for Ti, den mørkeste for Fe.

Det ble analysert på de to elementer langs nøyaktig samme travers. Men desverre er kurven for Fe forskjøvet noe til høyre i forhold til kurven for Ti.

Avstanden mellom diagrammets vertikale linjer tilsvarer 47 μ på mineralsk Kornet. Hele traversen er således ca. 268 μ lang. (0.268 mm).

Høyden på kurvene gir direkte mengden av Fe og Ti i vekt % sammenlignet med skalaen til høyre.

Skalaen er beregnet etter målinger av standarder med korreksjoner for bakgrunn, dødtid og absorpsjon.

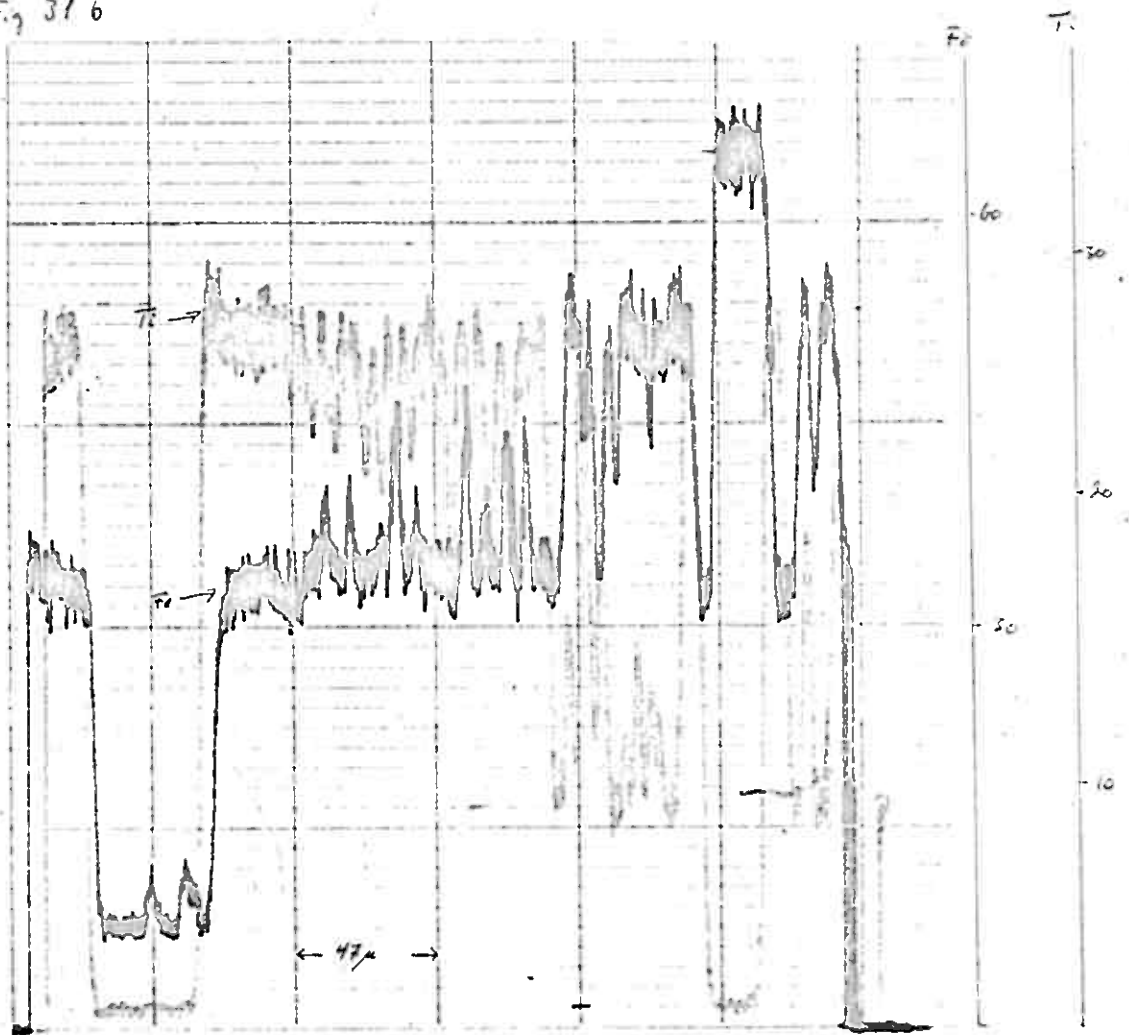
Analysen begynte inne i kornet og gikk mot kanten, på diagrammet fra høyre mot venstre.

En ser på kurvene og på bildene at analysen først passerte over hematit med ca. 54 % Fe og ca. 9 % Ti. Inne i dette hematitpartiet ligger en tynn ilmenitlamelle. Denne lamelle er imidlertid så smal at skriveren ikke har fått tid til å reagere på fullt

Fig 3/a



Fig 3/b



utslag. Utslaget indikerer bare en ilmenitlamelle, og en kan ikke si noe om dens kvantitative sammensetning.

På begge sider av magnetitlamellen ligger soner med ilmenitt som er tilstrekkelig brede til å gi fullt utslag. Ilmenitten holder her ca. 34 % Fe og 26 % Ti.

Magnetitlamellen holder ca. 69 % Fe og med denne metode ikke analyserbare mengder Ti.

Analysen passerer så et bredt parti ilmenohematitt. De mange små lameller av ilmenitt gjør at kurvene varierer mye.

I randsonen er kurvene først meget uregelmessig på grunn av 2. ordens hematitt. Kurvene blir imidlertid ^{jevne} ~~planere~~ og ^{jevne} ~~planere~~ ut mot kanten, og i en avstand fra korngrensen på ca. 30 μ ser en ikke spor av hematitt lenger. De siste 30 μ er en ren ilmenitfase.

Ca. 35 μ fra korngrensen begynner Ti-innholdet å stige avakt, samtidig som Fe-innholdet avtar i noenlunde tilsvarende grad. Anslagsvis kan en si at Ti-innholdet i den ytterste sone stiger fra 27 % til 29 %, mens Fe-innholdet avtar fra 34 % til 32 %.

Analysen passerer så silikatkornet og går inn i randsonen på et annet hemocilmenitkorn. En kan merke seg at det lille parti av den ytterste randsonen som er analysert på dette kornet, også viser samme tendens med stigning i Ti og synkning i Fe-innholdet ut mot kanten.

Diskusjon av de kvantitative resultater.

De kvantitative resultater kan ikke være riktige. Fe-innholdet i magnetitlamellen målt mot standarden er 69 %. Dette er utvilsomt for lavt da utslaget for Ti er identisk med bakgrunnsverdien for Ti i magnetitt. Det vil i praksis si at magnetitlamellen holder under 0.5 % Ti.

Analyser på andre elementer (Na, Al, Cr, Ni) ga heller ikke utslag høyere enn bakgrunnsutslaget for disse elementene.

Teoretisk er Fe-innholdet i ren magnetitt 72.4 vekt %. En kan dermed regne med at den funne verdi er ca. 3 % for lav.

Fe- og Ti-verdiene for ilmenitt i den ytterste og reneste sone er henholdsvis 32 og 29 %. Ren ilmenitt inneholder teoretisk 36.9 % Fe og 31.5 % Ti. Altså viser analyseresultatene et stort kation^{unders}overskudd. Og det er tydelig at det er verdien for Fe som er galest.

Hvis en imidlertid bruker magnetittlamellen som standard for Fe og antar at denne holder 72 % Fe, vil en finne at Fe-innholdet i hemoilmenitkornets ytterste randsoner er ca. 37 %.

Siv.ing. Krudtå mener dette er fullt forsvarlig. Spørsmålet blir da om en kan anta at magnetittlamellen holder 72 % Fe.

Som det senere skal vises, får en de samme verdier når en på den samme travers analyserer på hemoilmenitt og frie magnetitt korn.

Med magnetittlamellen som standard, blir hematittens sammensetning ca. 60 % Fe og 9 % Ti.

Fig. 3A viser analyseresultatene fra et annet hemoilmenitkorn i prøve 64. Lys kurve for Ti og mørk kurve for Fe.

Analysen startet i sentrum av et hemoilmenitkorn, passerte hjørnet av et tilgrensende magnetittkorn og gikk litt inn i randsonen av et nytt hemoilmenitkorn.

De samme fenomener som ved forrige analyse gjør seg også gjeldende her. En har en markant stigning i Ti-innholdet og synkning i Fe-innholdet i den ytterste randsonen.

Fe-verdiene på skalaen til høyre er beregnet ut fra Fe-innholdet i magnetittkornet som er satt til 72 %.

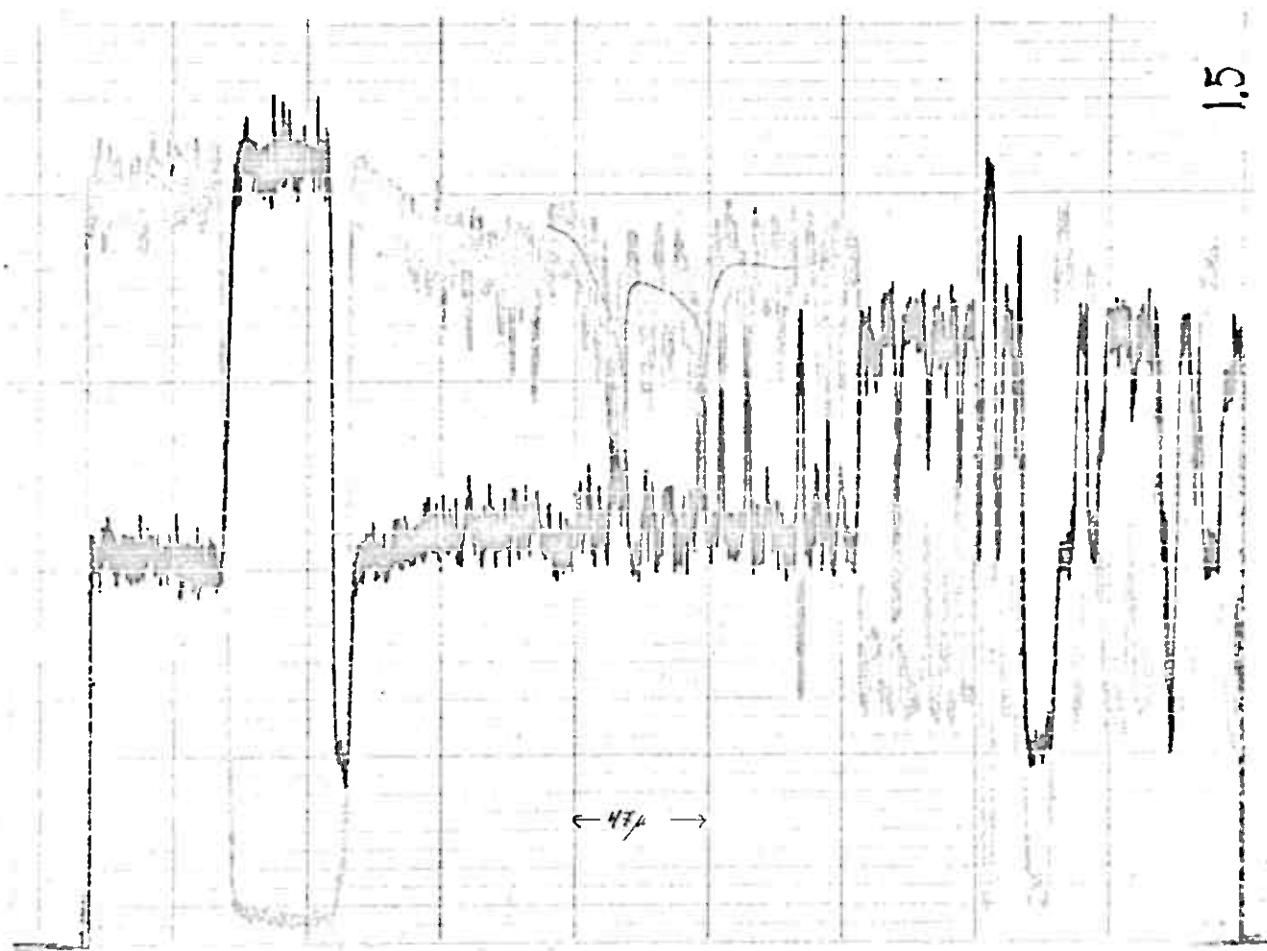


Fig 32.

Fig 33a



Fig 33b

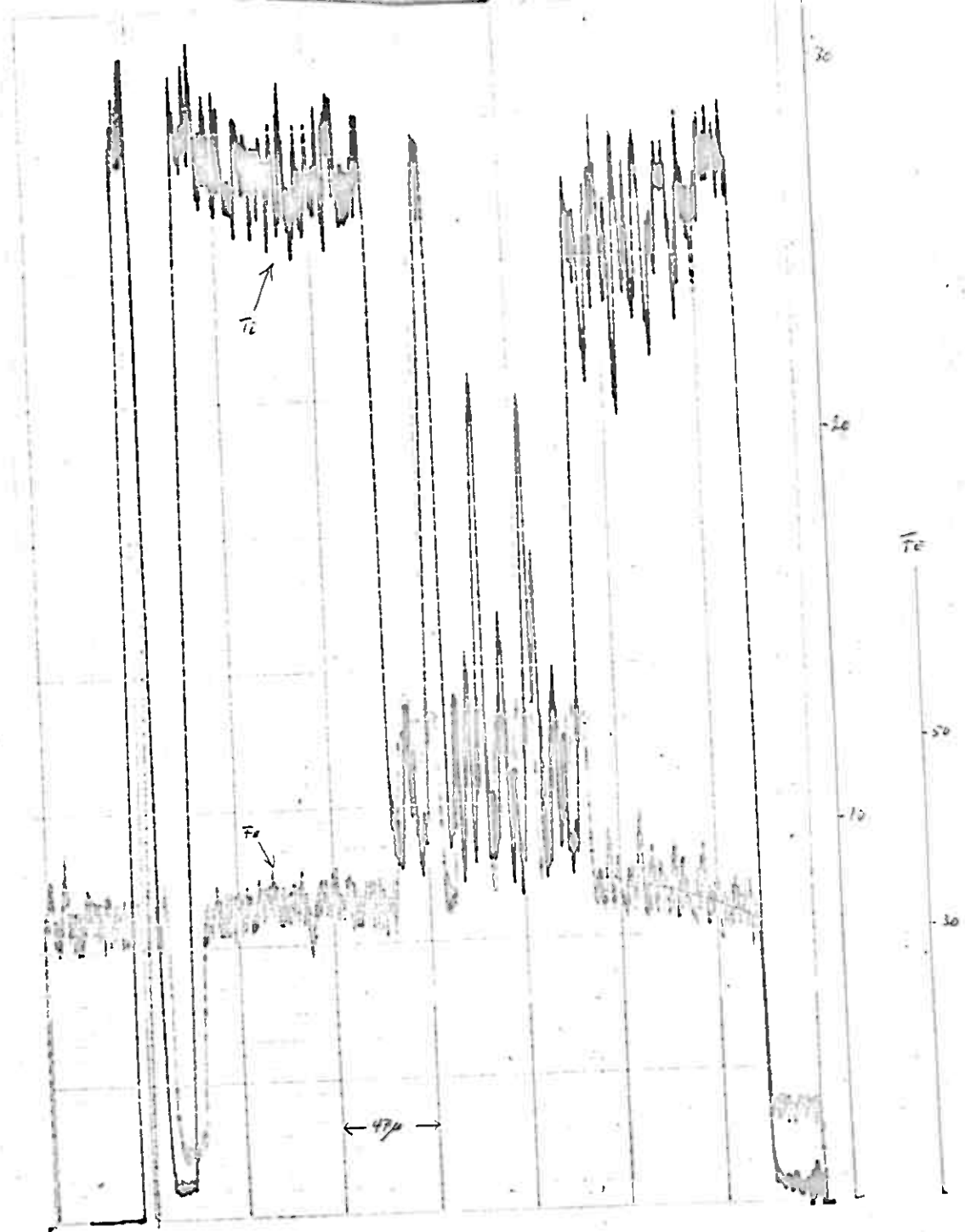


Fig 33a viser et hemoilmenitkorn i prøve 4. Kornet er helt omgitt av silikatmineraler som flere steder tydelig har korrodert randsonen.

Linjen på bildet viser langs hvilken travers det ble analysert.

Fig 33b viser analysekurvene. Sort kurve for Ti og lys kurve for Fe.

Skriveren var her innstilt på større utslag for Ti enn ved de andre analysene.

Skalaen til høyre er beregnet ut fra standarden. Det var dessverre ikke her anledning til å sammenligne med en samtidig analysert magnetitt.

En ser her igjen de samme tendensene at Fe-innholdet synker og Ti-innholdet øker ut mot kanten av kornet, men ikke så markant som ved de andre analysene. Dette kan skyldes at den ytterste, reneste ilmenitfase her ikke er utviklet, eller at den er fjernet ved korrosjon av silikater.

Fig. 34a viser et fotografi av et magnetitt og et hemoilmenitkorn i direkte kontakt med det analyserte område inntegnet. Fig.. 34 b, c, d, e viser analysekurver for henholdsvis Fe, Ti, Mn og Mn-bakgrunn.

Skriveren var her innstilt på mindre følsomhet, derfor jevnere kurver.

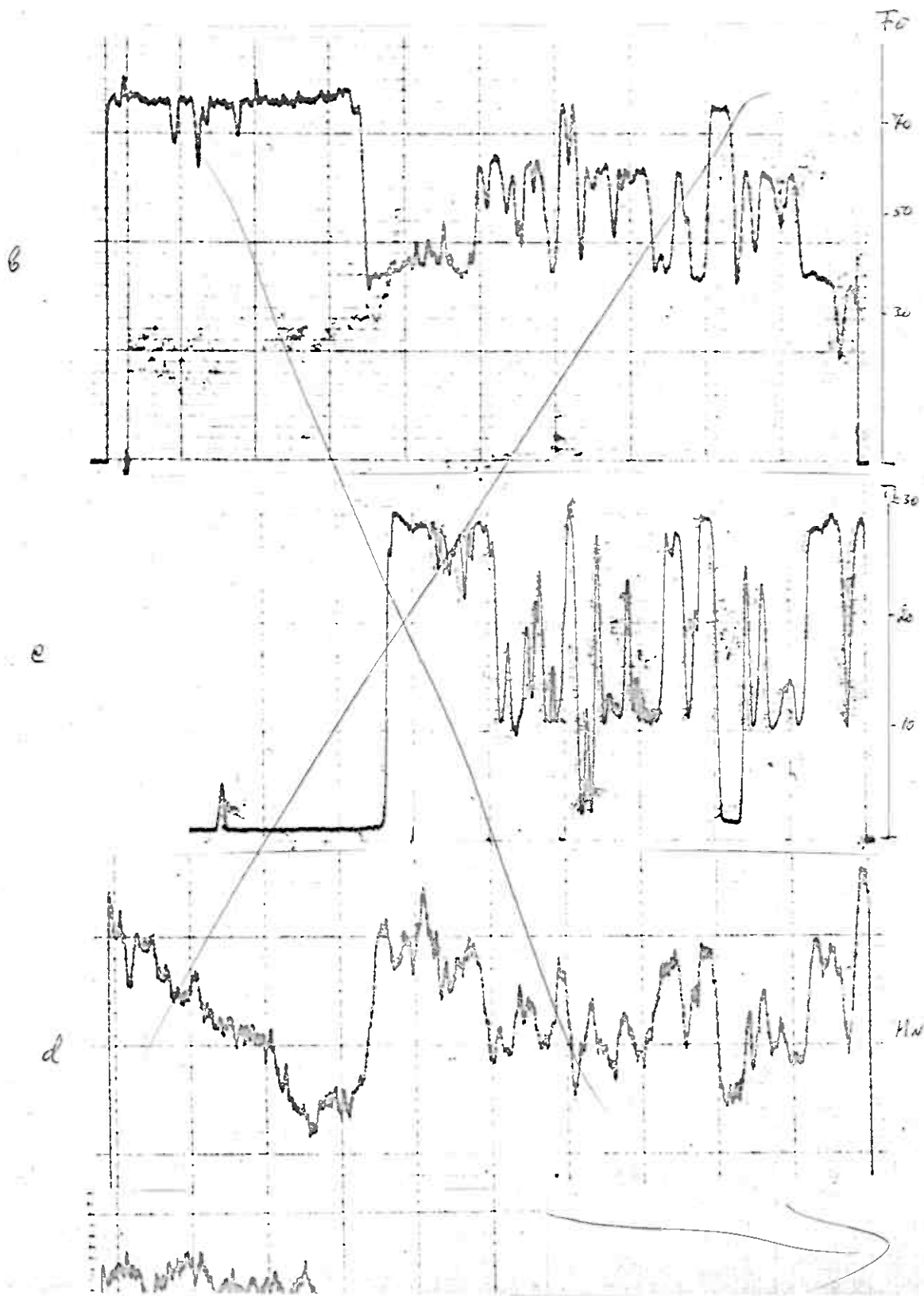
Skalaverdien for Fe er beregnet med magnetitten som standard.

En kan legge merke til at kurvene for Fe og Ti viser de samme forhold og variasjoner som vist før.

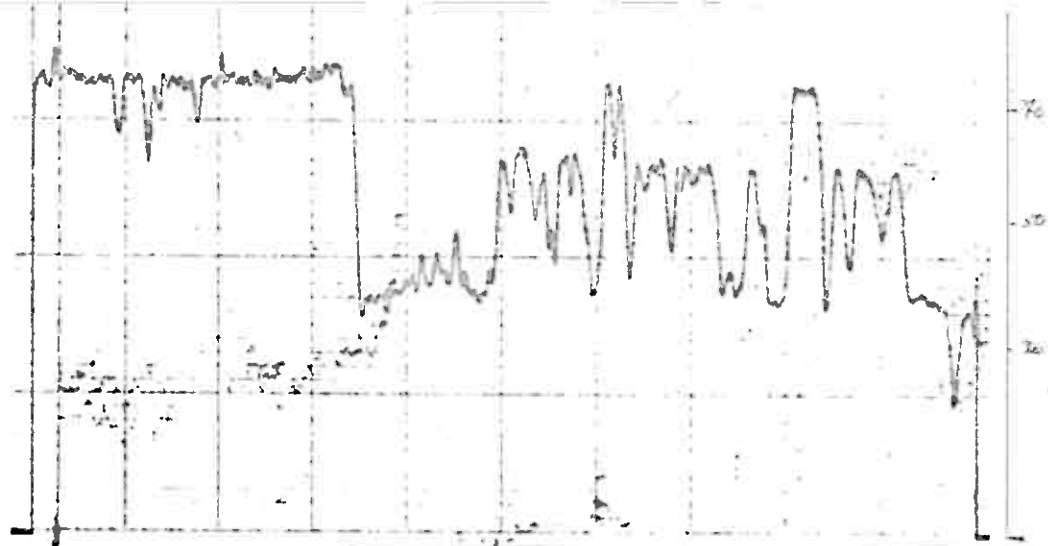


(Detta blir liksom til øverst på neste side.)

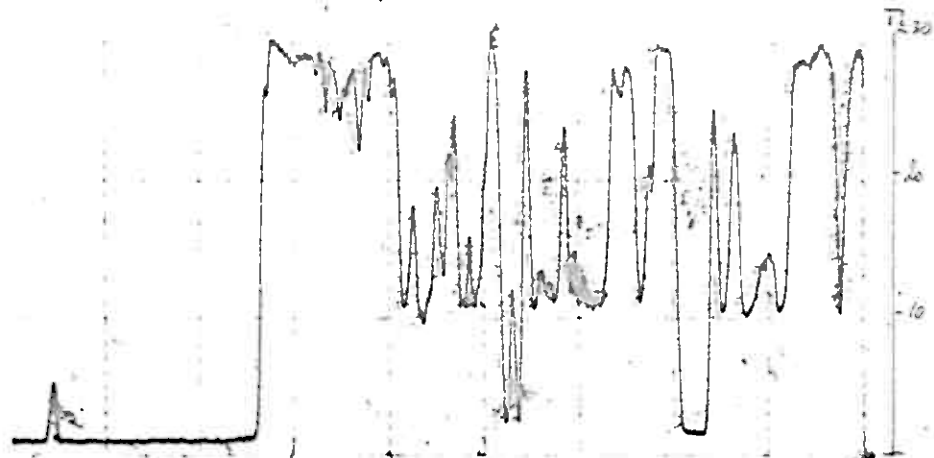
Fig 34 a.



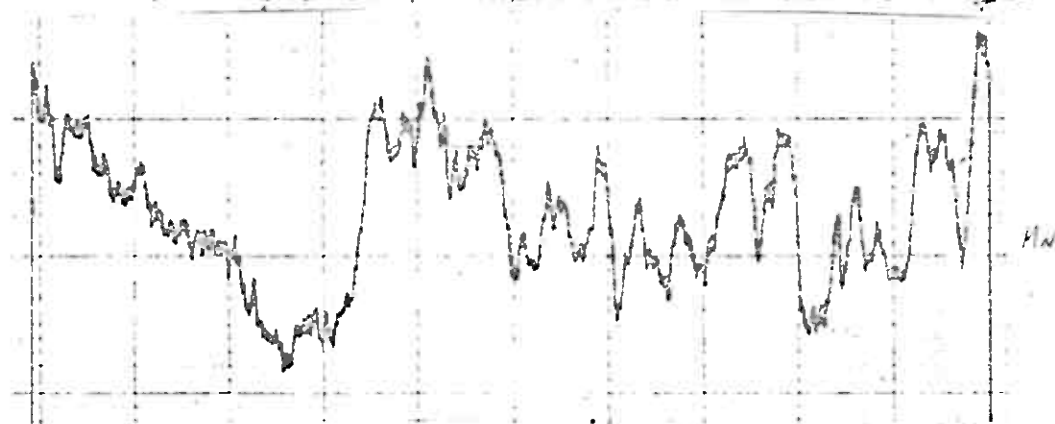
b



c



d



e

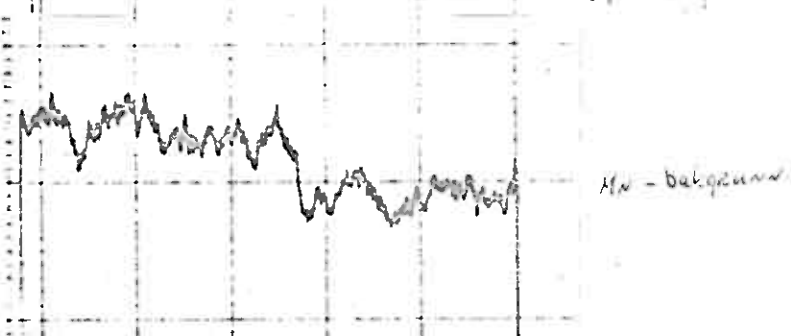


Fig 34 a, b, c, d, e

Sammenligner en kurven for Mn med kurvene for Fe og Ti, ser en at Mn-innholdet stiger og synker med Ti-innholdet, og omvendt i forhold til Fe. Mn-innholdet er høyest i ilmenitfasen, særlig i randsonen, og lavest i magnetitlamellene.

Magnetitkornet viser meget lave verdier for Mn ute ved grensen, men kurven stiger raskt og jevnt innover i kornet. Der analysen slutter, indikerer kurven et like høyt Mn-innhold som den høyeste verdi for Mn i ilmenitten.

Dette fenomen er interessant, men kan ikke kommenteres, da det ikke ble undersøkt nærmere. Neste analyse, fig. 35⁷ viser imidlertid ikke lignende resultat.

Fig. 34² viser bakgrunnsverdien for Mn mellom punktene 5 og 10. Kurven for Mn og Mn-bakgrunn er direkte sammenfallende.

Fig. 35⁷ viser Mn-analyse og Mn-bakgrunn over et magnetittkorn og et hemoilmenitkorn i kontakt med hverandre. Det er her tydelig at ilmenitt er anrikt på Mn. Kurven for Mn i magnetitt ligger i samme nivå som kurven for Mn-bakgrunn i magnetitt.

Det er ved de to siste analysene ikke gitt noen skalaverdi for Mn, da denne er meget usikker. De maksimale utslag som er oppnådd, indikerer imidlertid en Mn-gehalt på under 1 vekt %.

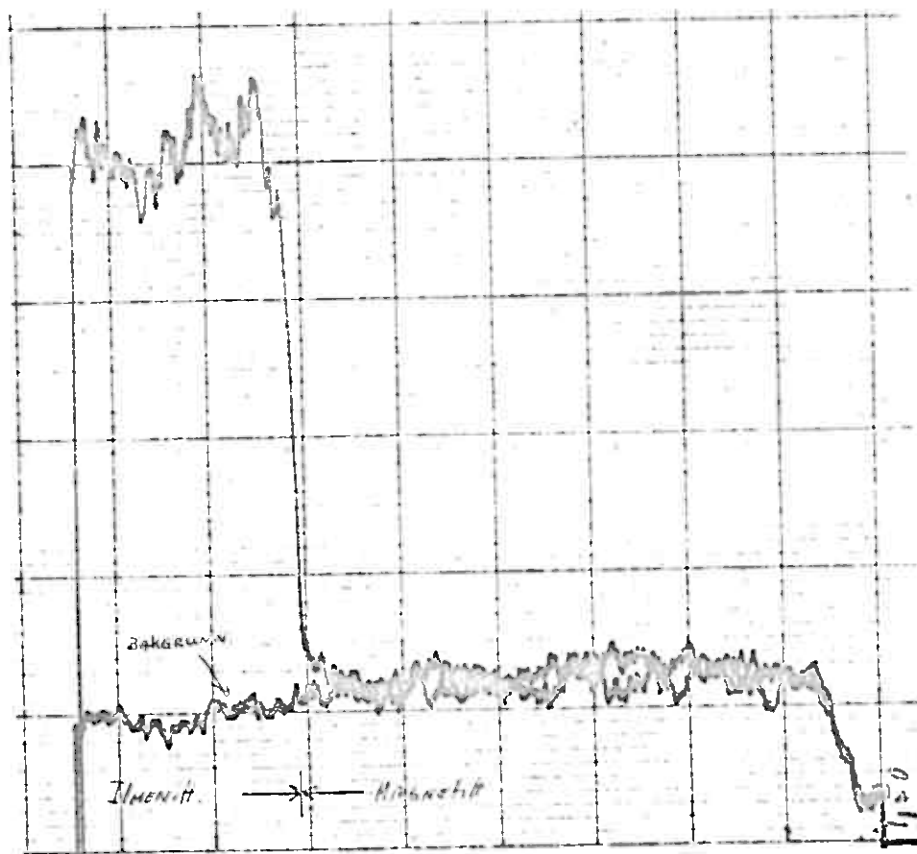


Fig 35 Mn-analyse over grense ilmenitt-magnetitt, og Mn-bakgrunn over samme travers.

Sammendrag av kapittel 4.

Når det gjelder de kvantitative kjemiske resultater, kan ikke analysene sies å være vellykket.

Hvis imidlertid frie korn av magnetitt er analysert på samme travers som hemoilmenitkorn, kan en ^{bruke} ~~tenke~~ magnetitten som standard for Fe, og anta, som det er god grunn til å gjøre, at magnetitten holder 72 % Fe. En får da resultater som skulle gi ganske god informasjon om størrelsesorden av konsentrasjonen av Fe i de forskjellige mincralfaser.

Verdiene for Ti er beregnet ut fra standard av metallisk Ti. Hvor gode disse verdiene er, kan det ikke sies noe om.

Summen av Fe og Ti er for lav og innholdet av sporelementer er neppe så stort at det utgjør 2-3 vekt %.

	Fe	Ti	Fe + Ti
Ytterste randsoner hemoilmenitt	37	28	65
Randsone og ilm.lameller	39	26	65
Hematitt lameller	59	9	68
FeTiO_3	36.8	31.6	68.4
Fe_2O_3	70.0		70.0

Tabell⁹ viser resultater fra mikroanalysen av hemoilmenitt. (Gjennomsnitt for alle analyser). vekt %.

Det er imidlertid grunn til å tro at kurvene gir et ganske korrekt bilde av den relative variasjon for hvert enkelt element. Det antas derfor at økningen av Ti-innholdet og synken av Fe-innholdet ut mot kanten av randsonen i hemoilmenittkornene er signifikant.

Det kunne tenkes at dette fenomen skyldes slipeeffekt. Det vil si at kornets overflate ikke var helt plan, men bøyet ned rundt kanten. Resultatene i seg selv taler mot dette. Konsentrasjonen av det ene elementet stiger, mens den for det andre elementet synker. Dessuten ble det kontrollert ved hjelp av mikroanalysatoren at hele overflaten var plan.

Konklusjon.

Hemoilmenitkornene er sonarbyggete, ikke bare hva den lamellære sammenvokningen ilmenitt-hematitt angår, men også ved at ilmenitfasen blir renere og renere ut mot korgrensen.

Ilmenitten i det meste av randsonen og i lamellene er en ferriilmenitt. Hematitlamellene er en ^{hematitt} ~~titanoilmenitt~~.

Det korrekte navn på sammenvekningen skulle dermed være "titanohemo-ferriilmenitt".

Mangan er anriket i ilmenitt i forhold til hematitt og magnetitt.

Kapitel 5.

Geokjemi.

Den største malmlinsen, D, ble valgt ut som objekt for en geokjemisk undersøkelse.

Hensikten med denne undersøkelse var å finne ut om det er noen spesiell fordeling av elementene i linsen, og om det er noen spesiell variasjon i forholdet mellom elementene. Det ble tatt ut 14 prøver i fire profiler (I til IV) på etage ± 100 m.

Prøvepunktene og profilenes beliggenhet er merket av i fig. 36.

Prøvene ble etter oppmåling forsøkt tatt så tilfeldig som mulig, men sleppesoner og spesielt oppsprukket partier ble bevisst unngått. Det ble heller ikke tatt prøve like inntill granittiske eller pegmatittiske ganger.

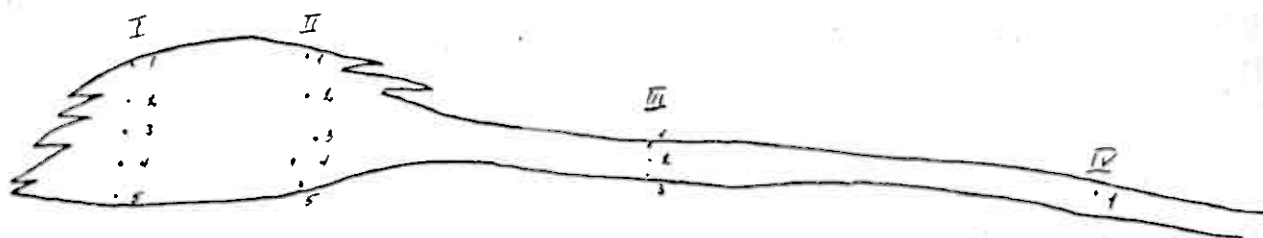


Fig. 36 viser horisontalsnitt av D-malmlinsen - 100 m. Profiler og prøvepunkter er avmerket.

Prøvene som var på 4-6 kg ble først knust i grovknusere. Deretter splittet og en mindre del finknust.

	I					II					III			IV
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	1
SiO ₂	18.6	20.0	22.6	21.0	14.8	24.5	21.9	24.0	16.5	14.8	24.3	16.3	21.2	27.8
TiO ₂	6.5	5.8	6.1	6.5	7.2	6.1	6.1	5.8	6.8	7.2	6.6	7.0	6.0	5.1
Al ₂ O ₃	11.2	12.0	12.3	12.1	10.1	13.5	11.6	12.0	9.7	9.2	14.9	9.9	10.6	13.9
Fe ₂ O ₃	28.2	28.4	27.1	28.5	32.6	25.8	25.6	25.6	30.8	32.6	23.2	32.6	26.1	23.1
FeO	23.9	22.1	21.4	21.8	25.5	21.2	23.0	21.1	24.4	25.8	21.8	24.8	23.0	18.8
CaO	3.6	3.9	3.5	3.2	3.0	4.1	3.8	3.1	3.2	2.7	2.2	2.7	3.0	4.6
MgO	5.2	3.5	3.3	3.3		3.2				3.2			4.3	3.7
Na ₂ O	0.4		1.4		0.6									
K ₂ O	1.2		1.3		0.4									
S	0.5		0.5											
MnO	0.8		0.3											
V ₂ O ₃	0.4		0.4											
	100.5		100.2											

Tabell 10 . Analyseresultater

S, MnO og V₂O₃ er hentet fra sporelementanalysene.

For analyse på hovedelementene Fe, Ti, Si, Al og Ca ble ca 0.3 g veiet ut og blandet i forholdet 1 : 10 med boraks. Blandingen ble så oppsluttet i grafitdigel ved 1100°C i 20 min. Den oppsluttete prøve ble finknust og støpt til piller for analyse med røntgen fluorescensspektrograf.

Det ble analysert paralleller av halvparten av prøvene.

Følgende standarder ble brukt: Diabas 100 1a, Amfibolitt standard, Sulphide ore 1 og jacupyrangit standard.

MgO ble analysert våtkjemisk og Na₂O og K₂O flammefotometrisk.

Resultatene er gitt i tabell 10

Sporelementene S, Ni, Mn, V og Cu ble også analysert med røntgen fluorescensspektrograf etter en metode med internal standard.

Prosedyren var som følger:

Det ble fra hver prøve veiet ut to eller tre paralleller. Til disse parallellene ble det tilsatt forskjellige mengder rene oksyder av de elementer det skulle analyseres på.

Parallellene som var tilsatt forskjellige mengder oksyder, ble kalt α , β og γ .

Tabell 11 viser mengden i gram av de forskjellige oksyder som ble tilblandet de tre paralleller.

Det var meningen også å analysere på krom og fosfor, men det viste seg desverre ved denne metode å være umulig.

Den rene, utilblandete prøve, og alle α , β , γ porsjonene ble knust og blandet meget godt under alkohol i agatmorter. De ble deretter støpt til piller og analysert.

Tabell 11

V ₂ O ₃	0.2000	0.4000	0.8000
S	0.2000	0.4000	0.8000
MnO	0.1000	0.2000	0.4000
CuO	0.0200	0.0400	0.0800
NiO	0.0200	0.0400	0.0800
Cr ₂ O ₃	0.0100	0.0200	0.0400
P ₂ O ₅	0.0100	0.0200	0.0400
Prøve	9.4400	8.8800	7.7600
	10.0000	10.0000	10.0000

Ved beregning får en ganske enkle formler til å regne ut innholdet av de respektive elementer i prøvene.

Ved å beregne den rene (utilblandete) prøve mot α får en

$$X_{\alpha} = \frac{a \cdot y}{Z - 0.9440 y}$$

mot β

$$X_{\beta} = \frac{2a \cdot y}{Z - 0.8880 y}$$

mot γ

$$X_{\gamma} = \frac{4a \cdot y}{Z - 0.7760 y}$$

X = innholdet av det aktuelle element i vekt %

a = % tilblandet element i α

y = counts/sek for ren (utilblandet) prøve.

Z = counts/sek. for pille tilblandet oksydet.

73

		S %		Cu ppm		N. ppm		Mn %		V %	
I1	α	0.49		810		380		0.63		0.28	
	β	0.42	0.45	920	870	370	380	0.60	0.63	0.27	0.28
	γ	0.43		870		380		0.63		0.28	
I2	α	0.57		500		530		0.19		0.25	
	β	0.55	0.56	510	500	530	530	0.20	0.19	0.25	0.25
I3	α	0.50		340		140		0.22		0.23	
	β	0.45	0.48	390	360	150	140	0.23	0.22	0.24	0.23
I4	α	0.52		410		280		0.17		0.18	
	β	0.49	0.49	420	420	280	280	0.18	0.18	0.19	0.18
	γ	0.45		420		260		0.18		0.18	
I5	α	0.47		520		500		0.30		0.30	
	β	0.44	0.45	530	560	490	500	0.31	0.31	0.31	0.31
	γ	0.45		600		500		0.33		0.33	
II1	α	0.40		330		130		0.26		0.22	
	β	0.36	0.38	340	330	130	130	0.27	0.26	0.22	0.21
II2	α	0.55		360		98		0.20		0.21	
	β	0.49	0.50	370	380	96	100	0.21	0.21	0.21	0.21
	γ	0.47		420		98		0.21		0.22	
II3	α	0.36		310		88		0.31		0.18	
	β	0.31	0.33	320	330	86	90	0.32	0.33	0.18	0.18
	γ	0.33		350		89		0.37		0.20	
II4	α	0.64		460		290		0.17		0.26	
	β	0.60	0.62	480	470	270	280	0.18	0.17	0.28	0.27
II5	α	0.45		470		730		0.20		0.33	
	β	0.41	0.43	460	470	740	730	0.21	0.20	0.34	0.33
III1	α	0.48		400		180		0.19		0.22	
	β	0.41	0.44	390	400	170	180	0.18	0.19	0.21	0.22
	γ	0.44		420		180		—		0.23	
III2	α	0.48		440		310		0.20		0.22	
	β	0.47	0.48	440	440	300	310	0.19	0.20	0.26	0.27
III3	α	0.26		370		540		0.18		0.24	
	β	0.25	0.26	370	370	530	540	0.19	0.18	0.25	0.24
IV1	α	0.39		440		140		0.19		0.18	
	β	0.37	0.38	430	440	140	140	0.21	0.20	0.18	0.18

Tabell 12

Resultatene er gitt i tabell¹² hvor verdiene for hver beregning og middelverdien for disse er ført opp.

Prøver for aktiveringsanalyse på kobolt er velvilligst mottatt av forskningsstipendiat A. Brunfeldt. Resultatene er imidlertid ikke kommet enda.

I fig. 37 er analysen satt opp i variasjonsdiagram. Forholdet $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}$ og TiO_2/Fe totalt som Fe_2O_3 er også tatt med.

Det kan trygt sies at resultatet ikke viser noen systematisk variasjon med hensyn til malmlinsens geometriske form.

Ellers kommer det frem at Fe, Ti og V følger hverandre ganske nøye. Det samme med Si og Al. De andre elementene synes å variere tilfeldig.

Hverken kurven for $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ eller $\text{TiO}_2/\text{totFe}_2\text{O}_3$ viser noen spesiell variasjon.

Forholdet TiO_2 - totalt Fe_2O_3 må sies å være temmelig konstant, og har ingen variasjon som tyder på at den modale variasjon i forholdet magnetitt-hemoilmenitt er kjemisk betinget.

Forholdet Fe-Ti.

Tabell 13 er gjengitt etter Geis (1965) og viser den karakteristiske forskjell i TiO_2 -Fe forholdet mellom 1. malm fra Rausand og nærliggende forekomster i Rausand-gruppen, som Geis kaller amfibolitmalmer og 2. gabbromalmer i Vest-Norge.

Rausandgruppens malmer skiller seg tydelig ut ved et mye lavere TiO_2 :Fe innhold.

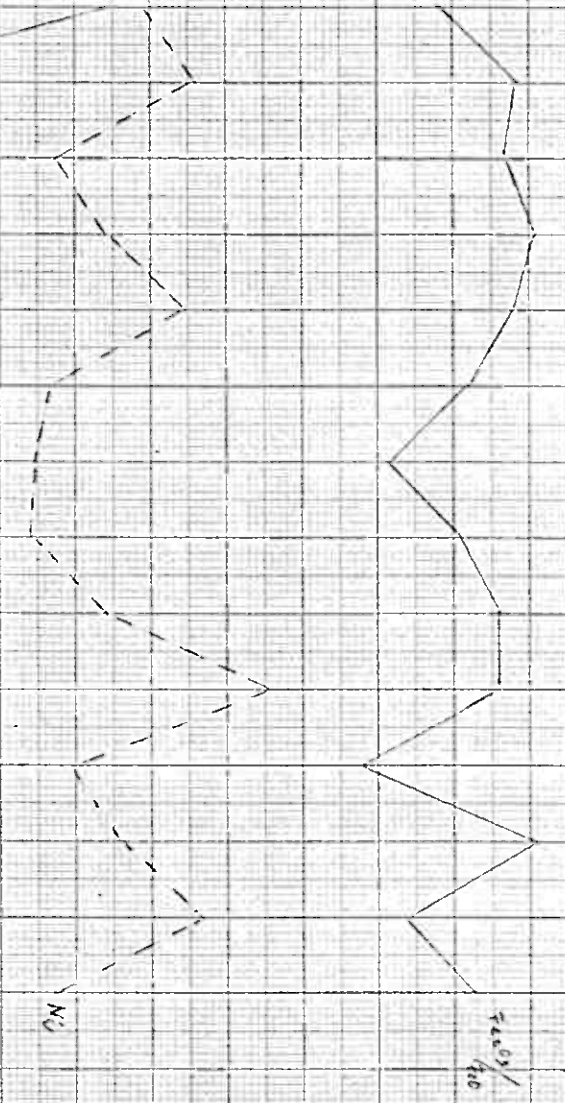
noe to or
uinteressant

oppgave for
Fe:Fe forlær
hansen med
for SiO_2 + Al_2O_3
i min samling
eng. St. H.
rel. Omrelasjon
 Fe_2O_3 - G

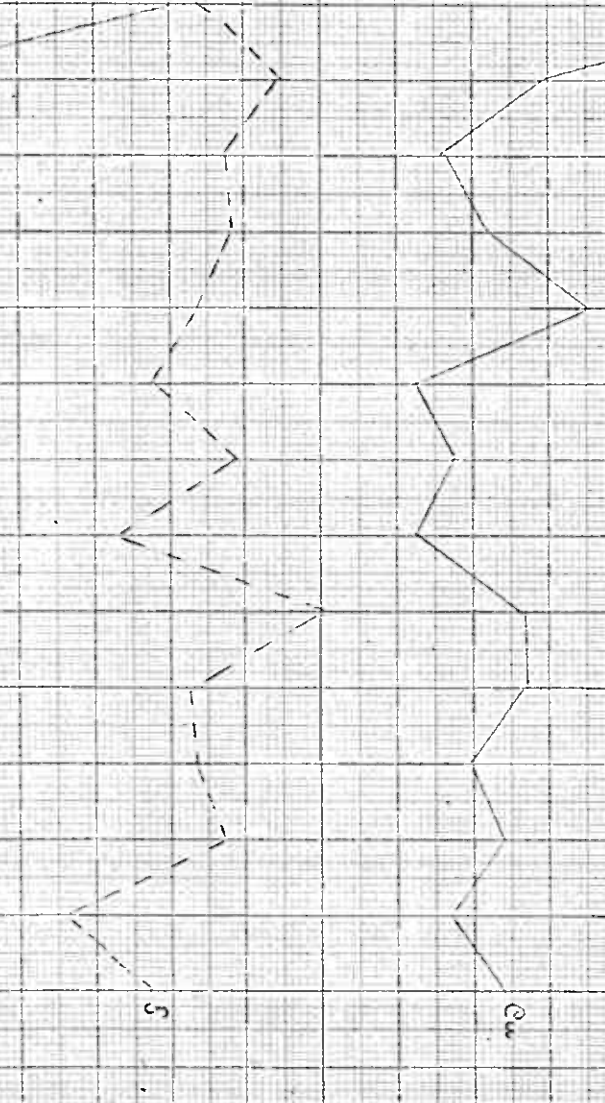
$\frac{20}{100} \times 100$
 $\frac{20}{100} \times 100$



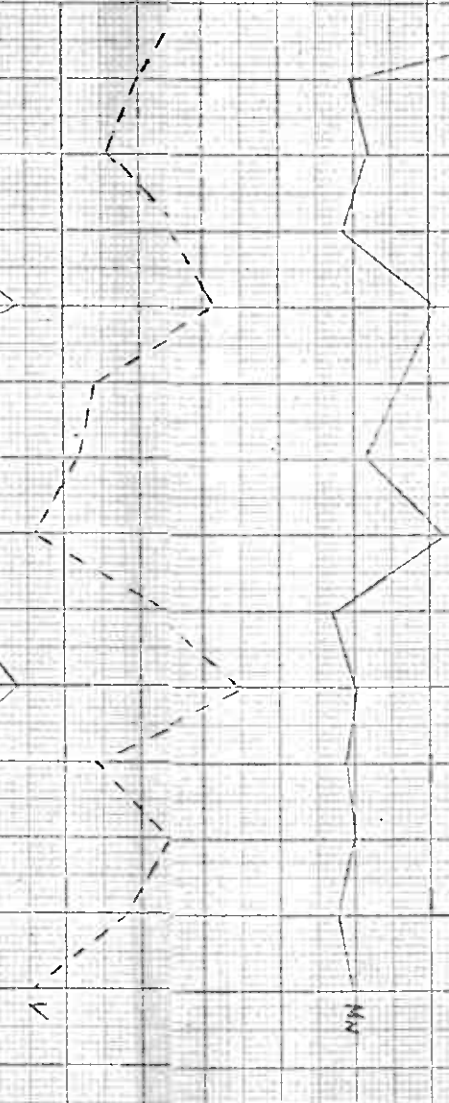
$\frac{20}{100} \times 100$
 $\frac{20}{100} \times 100$



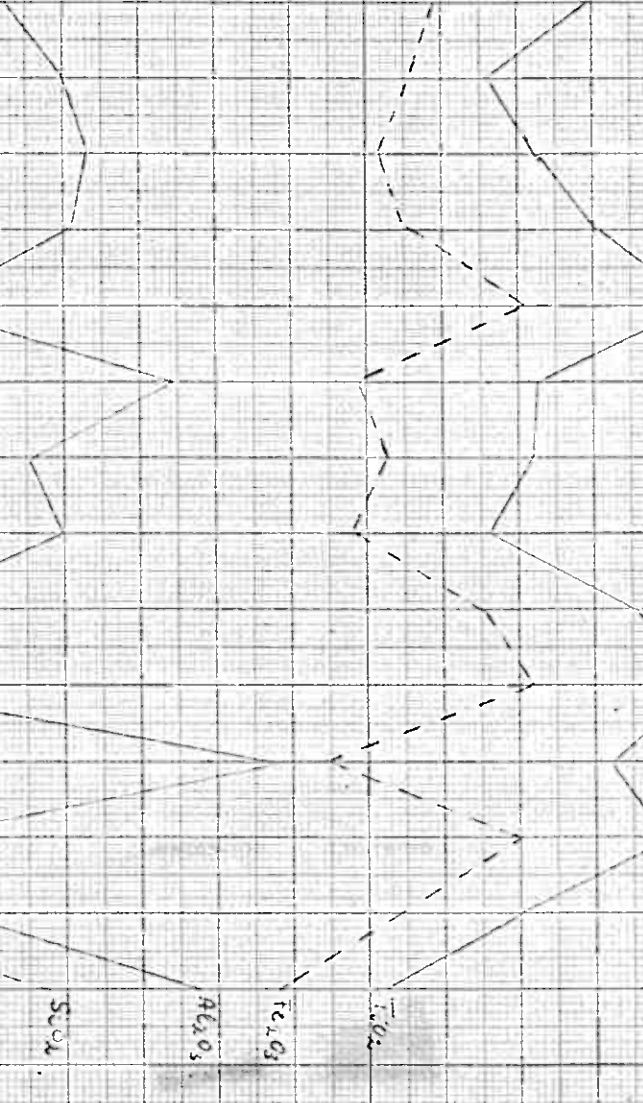
$\frac{20}{100} \times 100$
 $\frac{20}{100} \times 100$



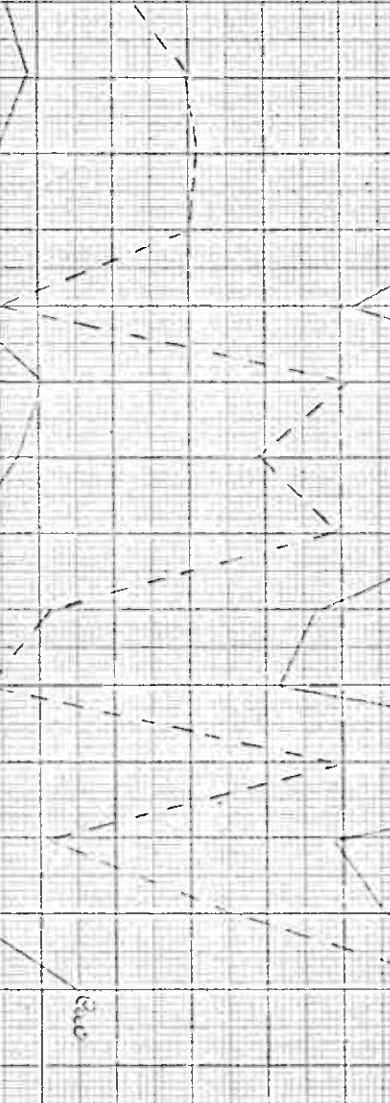
$\frac{20}{100} \times 100$
 $\frac{20}{100} \times 100$



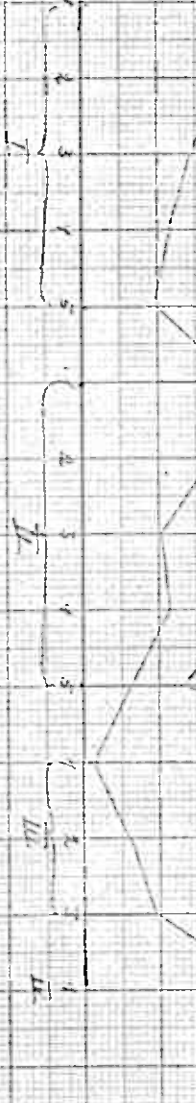
$\frac{20}{100} \times 100$
 $\frac{20}{100} \times 100$



$\frac{20}{100} \times 100$
 $\frac{20}{100} \times 100$



$\frac{20}{100} \times 100$
 $\frac{20}{100} \times 100$



F. 9 37

		Antall analyser	TiO ₂ :Fe
1. Amfibolitmalm.			
D-malm	Rausand	41	0.15
Z-malm	"	47	0.15
Bergmester	"	14	0.15
Heindalen		4	0.15
Gussiås		4	0.14
Horja		3	0.15
Vågseter		5	0.14
Nesjestrånd		2	0.15
2. Gabbromalm.			
Kvithammer	Tafjord	1	0.35
Kammen	"	1	0.35
Øyen	"	2	0.21
Glasøy		3	0.23
Lio		1	0.25
Solnør		30	0.25

Tabell 13. Viser forholdet TiO₂:Fe i en rekke malmer i Rausandgruppen sammenlignet med malmer fra andre steder i Nordvest-Norge. Etter Geis 1965.

I fig. 38 er mol-forholdet mellom FeO, Fe₂O₃ og TiO₂ for malm og amfibolitt fra Rausand og fra andre lokaliteter i Nordvest-Norge ført opp i et trekantdiagram, på samme måte som Evrard (1949) har gjort for Fe-Ti-mineraliseringer og tilhørende gabbroide bergarter i Adirondack.

J.A.W. Bugge (1953) har på samme diagram plottet inn analyser fra malm i Egersund-feltet.

Diagrammet viser tydelig hvordan både malm og amfibolitt fra Rausand skiller seg ut ved lavere TiO₂-innhold i forhold til Fe₂O₃ og FeO.

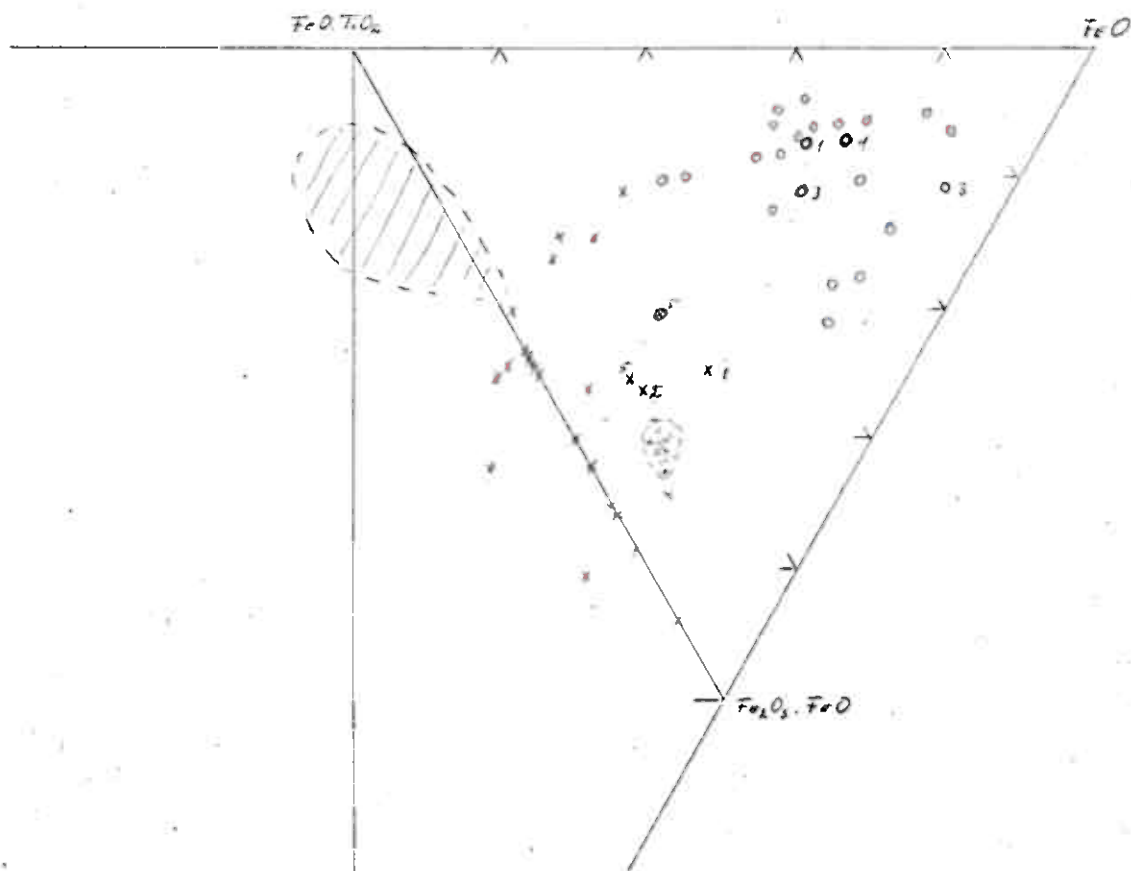


Fig 38 Mol-forholdet $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$ for malm og amfibolitt fra Rausand plottet i trekantdiagram.

Blå sirkler: amfibolitt Rausand.

Blå kryss: malm Rausand. Alle 14 analyser innenfor stiplet linje.

Røde sirkler: gabbroide bergarter Adirondack, Evrard, 1949.

Røde kryss: Fe-Ti malmer " " "

Sort skravert område: Fe-Ti malm Egersundfeltet, Bugge 1953.

1. x-o Verkshaugen Fe-Ti malm og eklogit linse, Gjelsvik 57.

2. x Øyen Fe-Ti malm " "

3. o-o Eklogit-amfibolitt, Moldehalvøya, Hernes 1953.

4. o Gjennomsnitt, doleritter, Sunnmøre, Gjelsvik 1952.

5. x-o D 18, Fe-Ti malm, og D 10, magnetitt olivin gabbro, Dopma Nordtrøndelag. Carstens 1957.

Rausand-amfibolittenes høye oksydasjonsforhold kommer også tydelig frem.

Forholdet Al_2O_3 - SiO_2 .

I fig. 39 er forholdet Al_2O_3 - SiO_2 plottet mot totalt Fe som Fe_2O_3 . Her er også plottet inn en analyse av J.H.L.Vogt (1910) over meget rik malm fra Rausand. Denne prøve og prøve I 5 inneholder korund.

Diagrammet viser, om ikke entydig, så i hvert fall generelt en økning i Al_2O_3 : SiO_2 forholdet med økende innhold av Fe i malmen.

Dette skyldes for en stor del Al-innholdet i form av hercynitt i magnetitt, og for de rikere malmprovne (I 5 og Vogts analyse) skyldes det også korund og høgbonitt.

Det har lenge vært kjent at Fe-Ti mineraliseringer knyttet til både anortosittiske og gabbroide bergarter meget ofte har et høyt Al_2O_3 - SiO_2 forhold. For flere rikere malmpartier kan det endog være en høyere vektprosent Al_2O_3 enn SiO_2 .

J.H.L.Vogt behandlet^{bl. a} dette forholdet inngående i en serie artikler (1900-1901). Han satte opp på grunnlag av en mengde analyser det differensiasjonsbilde som han mente førte fra gabbrobergarter til titanomagnetittutsondringer, og som viser at Al_2O_3 anrikes i forhold til SiO_2 utover i differensiasjons-serien.

Her er gjengitt (tabell 14) hans gjennomsnittsanalyser av SiO_2 og Al_2O_3 fra en mengde titanomagnetittrike utsondringer.

Under er det ført opp gjennomsnittet av de 14 analyser fra Rausandmalm pluss to analyser fra ekstra rik malm (I 5 og Vogts analyse 1910).

	SiO ₂ Vekt %	Al ₂ O ₃ vekt %
	32 - 15	7.65
	15 - 10	6.49
	10 - 5	5.59
	5 - 0	4.21
Gj.snitt 14 analyser Rausand	19.5	11.5
I 5	14.8	10.1
Rik Rausandmalm. Vogt 1910	7.30	6.93

Tabell 14 viser gjennomsnitsanalyser på SiO₂ og Al₂O₃ fra en rekke titanomagnetitutsondringer efter J.H.L.Vogt. 1901. Nederst analyser fra Rausandmalm.

Tabellen viser tydelig at i Rausand er malmen anriket på Al i forhold til Si enda mere enn Vogts gjennomsnittsanalyser viser.

Kapittel 6.

Diskusjon og konklusjon.

1. Metamorfosen.

Den mikroskopiske undersøkelse viser et bilde av en metamorf malm, med flere interessante mineralogiske strukturer, hvis tolkning delvis er meget problematisk.

Det er i den senere tid kommet flere publikasjoner som omhandler dannelses-temperatur og oksygentrykk ut fra kjemiske analyser av koeksisterende titan-magnetitt (titaniferous magnetite) og hemoilmenitt.

Alle disse kurver og tabeller som er oppnådd over dannelses-temperaturer og oksygentrykk forutsetter imidlertid likevekt mellom de to mineraler.

I malmen i Rausand må en anta at likevekt bare eksisterer mellom den ytterste kant av randsonen i hemoilmenitt og den ytterste kant av magnetittkornet, som er helt fri for ilmenitt- og hercynittlameller.

Det er grunn til å tro at de to mineraler nær korngrensen har nær stökiometrisk sammensetning. Dette skulle tilsi en meget lav temperatur under den siste metamorfe påvirkning (Buddington og Lindsley 1964).

Magnetitt.

Magnetitten i Rausand er meget ren. Det er ikke i litteraturen beskrevet magnetitt med lavere Ti-innhold, hverken fra antatt magmatiske Fe-Ti malmer eller fra basiske magmatiske bergarter.

Har så magnetitten tidligere vært en titan²magnetitt?

Det er kjent at titan²magnetitt forandrer sammensetning ved metamorfose. Magnetitt i høyere metamorfe bergarter har generelt høyere Ti-innhold enn magnetitt fra bergarter med lavere metamorfosegrad (Abdullah og Atherton 1964, Buddington, Fahey og Vlissidis 1955).

Da enkelte magnetittkorn i Rausand har ganske mye ilmenitt i form av granulære inneslutninger eller store ilmenittlameller, tyder dette på at magnetitten tidligere var rikere på Ti.

Magnetitten i Rausand er generelt ikke rikere på hercynitt enn vanlig for magnetitt fra Fe-Ti forekomster, men enkelte korn, særlig fra rik malm, kan inneholde svært mye hercynitt.

Hercynittinneslutningene er tydelig sonarfordelt; aggregater av store krystaller ligger i sentrum av magnetittkornet, mens mindre og færre lameller opptrer utover mot kanten. Ytterst finnes ingen inneslutninger av hercynitt.

Kan magnetitten tidligere ha vært rikere på hercynitt, som ved metamorfosen er blitt frigjort ved "external granual exsolution"? Tegn som kan tyde på dette, er hyppig opptreden av små hercynittkrystaller på grensen mellom magnetittkorn og mellom hemoilmenitt og magnetitt.

Over ca. 860°C eksisterer full blandbarhet mellom magnetitt og hercynitt (Turnock og Eugster 1962).

Hvis magnetitten tidligere har vært rik på aluminium, vil dette kunne forklare hvorfor korund og Al-rike silikater opptrer i rik malm. Korund vil dannes av Al fra magnetitt hvor ikke silisium kommer til. Korund opptrer som nevnt utelukkende

fullstendig omgitt av ertemineraler. Ellers vil h gbomitt og st krolitt kunne dannes hvor det er relativt lite silisium i malmen.

Hemoilmenitt.

Sonering i hemoilmenitt er beskrevet f r av Ramdohr (1960), Uyttenbogaardt (1953) og nevnt av andre, men noen grundig undersøkelse av dette fenomen er ikke gjort.

To fenomener tyder på at hemoilmenitten tidligere ikke var sonarbygget, men hadde hematittlameller, eller Fe^{3+} i fast løsning helt ut til korn grensen.

1. Inneslutninger i granat som har korrodert hemoilmenittkorn er utelukkende hemoilmenitt med lameller av 1. orden.
2. Bredden av randsonen varierer, ikke innen hver prøve, men fra parti til parti i malmen. En generell stigning i innholdet av plagioklas og biotitt parallelt økning i bredden av randsonen tyder på at denne er dannet ved retrograd metamorfose.

Randsonen oppfattes som en reaksjonssone dannet mellom Fe^{3+} -rik ilmenitt og magnetitt/silikat ved diffusjon av hematitt eller Fe^{3+} .

Diffusjonen synes   ha foregått i to retninger. 1. fra randsonen og ut av kornet hvor jernet ble redusert og en fikk dannet magnetitt. 2. fra de indre deler av randsonen og innover hvor hematitt ble dannet som en lukket rand rundt sentralpartiet.

Det er nærliggende   tenke seg at det er forskjell i oksydasjonspotensial mellom hemoilmenitt og omgivelsene under

metamorfosen som har vært drivkraft i diffusjonen.

Dette forklarer ikke en eventuell diffusjon innover. Imidlertid er ikke diffusjonsavstanden for hematitt som har diffundert innover stor, ikke større enn den som har vært aktuell ved dannelsen av de store 1. ordens lameller i sentralpartiet.

Et annet forhold kompliserer imidlertid tolkningen av sonarbyggingen i hemoilmenitt.

Hvis magnetitten tidligere var rikere på Ti, som er frigjort under metamorfosen, må jo dette titan danne ilmenitt. "External granular exsolution" av ilmenitt fra magnetitt er vel kjent, men det sees intet tegn til dette i Rausandmalmen.

Det er en mulighet for at denne ilmenitt er blitt avleiret rundt tidligere hemoilmenitt, og at en del av randsonen er dannet på denne måten.

Den metamorfe historie er neppe enkel, og muligheten foreligger for at magnetitten var fri for titan før soneringen i hemoilmenitt ble dannet. Hvis krystallisasjonen foregikk under høyt oksygentrykk, kunne neppe magnetitt ta opp mye Ti i fast løsning. (Foslie 1928).

De teoretiske betraktninger som her er gitt, er meget løselige, og bare i mindre grad knyttet til eksakt viten.

Mange flere observasjoner fra Fe-Ti oksyder i metamorfe bergarter, og eksperimentelle forsøk over disse mineralers sammensetning ved metamorfe temperaturer og trykk og ved varierende redoks forhold trenges for mer eksakt tolking kan påtenkes.

Skjelløttkrystaller av ilmenitt.

Det er nevnt hvordan det i enkelte hemoilmenittkorn er tydelig at hematittlamellene er blitt løst ut og erstattet med silikatmineraler. Resultatet blir skjelløttformet ilmenitt.

At ilmenitt ofte forekommer i skjelløttformete individer i mange bergarter, er velkjent.

Det er sannsynlig at denne struktur i mange tilfeller er dannet ved replacement av store hematittlameller med silikat.

2 Malmens genese.

Følgende momenter er viktige for tolking av malmens pre-metamorfe historie:

1. Malmlinsenes beliggenhet og form
2. Båndingen
3. Strukturmønster
4. Mengden av hematitt i ilmenitt
5. Geokjemi.

like ganger!
1. Malmen ligger som linser eller ganger i linseformete amfibolitter. Noen steder er kontakten mellom malm og amfibolitt slik at det tyder på et syngenetisk forhold mellom disse bergarter.

*Det kan i like
hva bestemme
det trenger seg
aktig kartlegging
strukturen*
Det er tidligere nevnt indikasjoner på at amfibolittene er intrusiver.

2. Båndingen antas å være primær. Båndene er meget skarpt avgrenset og mikroskopisk sett homogene.

Ved dynamometamorfi påvirkning er hemoilmenitt lett bevegelig, og vil krystallisere i små rene korn, mens store korn vil bli

fortvillinget og få sterk undulerende utslukking. (Ramdohr 1945, Vaasjoki 1947, Pääkkönen 1956).

Tegn til slike strukturer er i Rausandmalmen bare observert i forkastningssoner.

Heller intet annet fenomen som kunne tyde på at båndingen er dannet ved dynamometamorfose er observert.

Det er heller ingenting som tyder på at de ikke båndete partier av malmen tidligere har vært båndet.

3. Både hemoilmenittaggregatene og de mer eller mindre sfæriske silikataggregatene synes å gjenspeile et premetamorf magnetisk strukturmønster.

At disse aggregatene flere steder i malmen har bevart formen så godt, tyder heller ikke på at malmen har vært utsatt for større grad av tektonisk påvirkning.

Riktignok er de sfæriske silikataggregatene blitt flatklemt flere steder, men det er ingen tegn til durchbewegung.

4. Som nevnt, har Carmichael (1961) vist at full blandbarhet mellom hematitt og ilmenitt først eksisterer over ca. 950°C . Denne temperatur varierer utvilsomt noe med oksygentrykket, men den er i alle tilfeller høyere enn tidligere antatt (ca. 600°C).

Toppen på solvus ligger ved ca. 50 mol-% hematitt i ilmenitt, og solvus ligger over 900°C fra ca. 30 til ca. 70 mol-% hematitt i ilmenitt.

Ut fra visuelle betraktninger er det meget god grunn til å tro at sentralpartiet i hemoilmenitten fra Rausand i sammensetning ligger innenfor 40 - 60 mol-% hematitt i ilmenitt.

Dette skulle tilsi at den faste løsningen hvorfra hemoilmenitten er avblandet, var dannet ved magmatiske temperaturer.

5. Sporelementinnholdet i malmen varierer noe, men må, bortsett fra et noe høyt vanadiuminnhold, sies å være "normalt" for magmatiske Fe-Ti malmer.

Forholdet Fe:Ti er temmelig konstant, men her skiller Rausandmalmen seg fra mange andre Fe-Ti malmer ved at dette forhold er meget høyt.

Amfibolittene ved Rausand skiller seg også ut fra andre amfibolitter ved sitt høye Fe:Ti forhold.

Om dette tyder på genetisk samhörighet, er uvisst.

Al:Si forholdet varierer noe, men synes å stige med stigende innhold av Fe i malmen.

At dette er et generelt fenomen, er vist av J.H.L. Vogt (1900 - 1901).

Dette forklares enklest ved at magnetitt ved høy temperatur kan ta opp Al i fast løsning. En akkumulasjon av magnetitt med høyt Al-innhold vil selvsagt gi en malm med høyt Al:Si forhold.

Som nevnt, har Turnock og Bugster (1962) ved forsøk vist at det er full blandbarhet mellom magnetitt og hercynitt over ca. 860°C.

Flere av disse punkter som her er nevnt, tyder på at teorien om en submarin exhalativ sedimentær dannelse av malmen, som foreslått av Geis (1965), ikke kan opprettholdes.

*over en
plan
for
som ikke
på minne
grunnet og forsterket i motsetning til dem*

Malmen antas å være dannet ved magmatiske prosesser. Men mekanismen hvorved malmdannelsen er foregått, er uviss.

Båndingen, kontakten til amfibolitt og det konkordante forhold mellom malm og amfibolitt kan tyde på en akkumulasjon av Fe-Ti-rik løsning eller Fe-Ti oksyder in situ. At en altså har hatt injeksjon av et jern-titanrikt gabroisk magma hvorfra malmen er akkumulert.

Imidlertid vil enhver teori om mekanismen for dannelsen bli spekulasjoner. Dertil er altfor lite undersøkelser gjort på denne malmen, og på andre lignende mindre matamorfe malmer.

Litteraturreferanser.

- Abdullah og Atherton 1964, The thermometric significance of magnetite in low grade metamorphic rocks: Am. Jour. Sci. v. 262, p. 904 - 917.
- Buddington, A.F., Fahey, J. og Vlisidis, A. 1955, Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite: Am. Jour. Science v. 253, p. 497 - 532.
- Buddington, A.F. og Lindsley, D.H. 1964, Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents: Jour. Petrology, v. 5, p. 310 - 357.
- Bugge, J.A.W. 1953, Endel hovedtyper av jern- og titanmalmer i Norge, Kgl. Norske vid. selsk. forh., 26 p. 51 - 67.
- Carmichael, C.M. 1961, The magnetic properties of ilmenit-hematite crystals: Royal Soc. Lond., Proc. A, v. 263, p. 508 - 530.
- Carstens, H. 1957, Investigations of titaniferous iron ore deposits: Kgl. Norske vid. selsk. skrifter nr. 3, Trondheim 1958.
- Evrard, P. 1949, The differentiation of titaniferous magmas: Econ. Geol., v. 44, p. 210 - 232.
- Foslie, S. 1928, Gleichgewichtsverhältnisse bei einigen Titaneisenerzen: Fennia, v. 50, nr. 26.
- Friedman, G.M. 1952, Study of Högbomite: Amer. Miner., v. 37, p. 600 - 608.
- 1935, Geologisk rapport over A/S Rødsand Grubers jernmalmfelter. Ikke offentliggjort.
- Gavelin, A. 1916, Über Högbomit: Bull. Geol. Inst. Upsala, v. XV, p. 289 - 316.
- Geis, H.P. 1965, Eisen-Titanlagerstätten bei Rausand, Westnorwegen: N.G.U. nr. 234, p. 15 - 52.
- Gjelsvik, T. 1952, Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sunnmøre: N.G.T. 30, p. 33 - 135.
- 1957, Geochemical and mineralogical investigations of titaniferous iron ores, west coast of Norway: Econ. Geol. v. 52, p. 482 - 498.
- Hernes, I. 1953, Eclogite-amfibolite on the Molde peninsula, Southern Norway: N.G.T. 33, p. 163 - 184.

- 1956, Surnadalssynklinalen: N.G.T. 36, p. 25 - 39.
- 1965, Geologisk oversikt over Tingvollområdet, Tingvoll bygdebok.
- Hernes, I. 1965², Die Kaledonische Schichtenfolge in Mittel-Norwegen: N. Jb. Geol. Paleont. Mh. 2, p. 69 - 84.
- Kolderup, C.F. og Kolderup, N.H. 1940, Geology of the Bergen arc system: B.M.S. nr. 20.
- Kolderup, N.H. 1936, Korund, Högbonit, Stanrolith in den Anorthositgabbros des Bergengebietes: B.M.A. 1936.
- Malissa, H. 1966, Handbuch der Mikrochemischen Methoden, Band 4, Springer Verlag, Wien
- Pääkkönen, V. 1956, Otanmäki, The ilmenite-magnetite ore field in Finland: Bull. Comm. Geol. Finland, v. 28, nr. 171.
- Ramberg, H. 1943, En undersökelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter: N.G.T. 23, p. 1 - 174.
- Ramdohr, P. 1945, Die beziehungen von Fe-Ti-erzen aus Magmatischen Gesteinen: Bull. Comm. Geol. Finland, v. 28, nr. 173.
- 1960, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen: Akad. Verlag, Berlin 1960.
- Rao, H.K. og Rao, V.U. 1965, Intergrowths in ilmenite of the beach sands of Kerala: Min. Mag. v. 35, nr. 269, p. 118 - 130.
- Roy, S. 1955, Thermal experiments with the vanadium-bearing titaniferous magnetites of Mayurbhanj: Proc. National Inst. Sci. India, v. 21.
- Schetelig, J. 1918, Högbonit i norsk jernmalm: N.G.T. 4, p. 249 - 253.
- Turnock, A.C. og Eugster, H.P. 1962, Fe-Al oxides: Phase relationships below 1000°C: Jour. of Petr. v. 3, nr. 3, p. 533 - 565.
- Vaasjoki, O. 1947, On the mikrostructure of Titaniferous iron ore at Otanmäki: Bull. Comm. Geol. Finland, v. 20, nr. 140, p. 107 - 116.
- Vogt, J.H.L. 1900 - 1901, Untersuchungen über Ausscheidungen von Titaneisenerzen: Zeit prakt. Geologie. Artikler i årgangene 1900 og 1901.

---- 1910, Über die Rödsand-Titaneisen-Erzlagerstätten
in Norwegen: Zeits. prakt. Geologie XVIII årgang,
p. 59 - 67.

1 Watson, T.L. 1925, Högbonite from Virginia: Am. Mineral., v. 10,
p. 1 - 9.

1 Uytendogaardt, W., On the opaque mineral constituents in a
series of amphibolitic rocks from Norra Storfjället,
Västerbotten, Sweden: Arkiv för mineralogi och
geologi, Band 1, nr. 19, p. 527 - 543.