



Norges Geologiske
Undersökelse

Nr. 171

RANA GRUBER

GEOLOGISK BESKRIVELSE AV JERNMALMFELTENE
I DUUNDERLANDSALEN

AV
JENS A. W. BUGGE

MED 32 TEKSTFIGURER, 4 PLANSJER OG 3 KART I MAPPE
OG SUMMARY

—○—

OSLO 1948
I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 171

RANA GRUBER

**GEOLOGISK BESKRIVELSE AV JERNMALMFELTENE
I DUUNDERLANDSDALEN**

AV

JENS A. W. BUGGE

MED 32 TEKSTFIGURER, 4 PLANSJER OG 3 KART I MAPPE
OG SUMMARY

————— ◊ () ◊ ———

OSLO 1948

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

A. W. BROGGER S BOKTRYKKERI A/S

Innholdsfortegnelse.

	Side
Forord	V
Innledning	VII
Geologi	1
A. Generell geologisk oversikt	1
B. Beskrivelse av de enkelte områder i Dunderlandsdalen	3
1. Nævernes—Laskenområdet	4
a. Lasken kalkspatmarmor	5
b. Lasken dolomittmarmor	5
c. Nævernes glimmerskifer	8
Jernmalm i Nævernes glimmerskiferserie	9
2. Svanheimmuldens bergarter	12
a. Generell oversikt	12
b. Ørtvannfeltet	15
Undre Ørtvann dolomittmarmor	16
Undre Ørtvann kalkspatmarmor	16
Undre Ørtvann jernmalmhorisont	16
Undre Ørtvann glimmerskifer	18
Midtre Ørtvann jernmalmhorisont	19
Ovre Ørtvann glimmerskifer	25
Ovre Ørtvann dolomittmarmor	26
Stillvannserien	26
c. Vannforholdene ved Ørtvann Grube	27
3. Vesterfjellområdet	34
4. Bjørnhei jernmalmfelt	35
5. Langfjell-området	36
6. Området mellom Eiteråga og Nord-Dunderland	37
a. Ørtfjellmo jernmalmfelt	38
b. Ørtfjell jernmalmfelt	39
c. Nord-Dunderland jernmalmfelt	40
7. Bomfjell—Ørtfjell området	43
8. Tektonikken i Dunderlandsdalen	44
Petrologi	49
A. Jernmalmene	49
1. Malmanalyser	50
2. Mineralogi og petrografi	57
3. Mineralparagenesene i jernmalmene	65

	Side
4. Jernmalmenes genesis	67
a. Generelle betraktninger over dannelsen av sedimentære jernmalmer	67
b. Opprinnelsen av lagdelingen i Ortvannforekomsten	71
c. Opprinnelsen av sjiktstrukturen i Dunderlandsdalens jernmalmer	79
d. Sammenfattende oversikt over dannelsen av jernmalmen i Dunderlandsdalen	81
B. Glimmerskifrene	84
a. Petrografi	84
b. Glimmerskifrenes kjemiske karakter	90
C. Karbonatbergartene	95
a. Kalkspatmarmor	95
b. Dolomittmarmor	96
c. Om dannelsen av dolomittmarmor	98
D. Amfibolitter og hornblendeskifre	105
E. Granitter og granittisering	108
F. Sulfidforekomstene	112
G. Oversikt over mineralparagenesene og metamorfose av glimmerskifrene og amfibolittene	116
H. Beregning av malm mengdene i Dunderlandsdalens jernmalmforekomster	119
Fortegnelse over illustrasjoner, karter, plansjer og tabeller	126
Litteratur	129
Summary	131

Forord.

Rana Gruber A/S har utført omfattende undersøkelser av jernmalmforekomstene i Dunderlandsdalen. Lederen av undersøkelsene er bergingeniør Worm Lund jr. For øvrig har det deltatt fagfolk fra en rekke forskjellige arbeidsområder. Feltundersøkelsene faller i følgende hovedgrupper:

1. Geodetiske arbeider og kartframstillingen.
2. Geologiske undersøkelser.
3. Bergmessige undersøkelser av forekomstene.
4. Grunnundersøkelser.

Denne avhandling gir en oversikt over de geologiske undersøkelser.

Jeg vil takke for de gode arbeidsvilkår og den interesse selskapet har vist for det geologiske arbeid.

Feltarbeidet er utført i årene 1942—1945. Som geologisk inndarbeider under feltarbeidet har jeg hatt preparant Anker Iversen ved Geologisk Institutt, N. T. H., som jeg vil takke for verdifull bistand. Det er også ham som har laget alle tynnslip og planslip. Dessuten deltok magister Arne Færden i feltarbeidet i 1943.

De kjemiske bergartsanalyser er dels utført av ingeniør B. Bruun ved ingeniør Holwechs kjemiske laboratorium og dels av frk. Astrid Thorkildsen ved Mineralogisk Institutt, Universitetet, Oslo.

Utgivelsen av avhandlingen er bekostet av Norges Geologiske Undersøkelse med bidrag av Rana Gruber A/S.

Jeg vil få lov å takke dr. Carl Bugge og bergingeniør Worm Lund for kritisk gjennomlesning av avhandlingen.

Trondheim november 1947.

Geologisk Institutt, N. T. H.

Innledning.

Fig. 1 viser feltets beliggenhet og gir en oversikt over de viktigste malmforekomster.

Det geologiske feltarbeid omfatter oversøktskartlegging av det malmførende området og detaljkartlegging av de enkelte forekomster. Oversøktskartleggingen var nødvendig både fordi det var mange trekk ved detaljtektonikken, som ikke kunne forklares uten kjennskap til geologien over et større område, og spesielt fordi det dreier seg om leieformige, sedimentære forekomster. Et nøyne kjennskap til feltets stratigrafi er en nødvendig forutsetning for å forfølge de malmførende horisonter over større områder og for å bedømme muligheten av å finne ukjente malmer.

Den geologiske oversøktskartlegging av det malmførende område er utført i målestokk 1 : 20 000. Det er oppatt flyfotografier av hele området, og de geologiske observasjoner er tegnet direkte inn på fotografiene.

Det vedlagte konturkart (kart 2) hvor de geologiske observasjoner er overført, er kopiert etter et mosaikk-kart som er sammensatt av de enkelte fotografier. Et absolutt naturtro bilde kan ikke kartet gi, da de enkelte fotografier har litt forskjellig målestokk og derfor ikke uten videre kan sammenføyes til et korrekt kart. Fortegningen blir i alminnelighet forholdsvis liten og er delvis utjevnet på konturkartet.

Bergartsamlingen er ordnet etter flyfotonummer, og de enkelte prøver har korresponderende nummer i samlingen og på kartet. De felter som begrenses av de fargeide linjer på kartet angir hvilke flyfoto prøvene hører til. Når det i avhandlingen henvises til en bergartsprøve på kartet betegner det første tall i parenteser prøvens nummer og det annet tall flyfotonummer.

VIII

Utenfor Dunderlandsdalen er det bare utført mere spredte undersøkeleser, som har vært nødvendige for å få rede på bygningen i det malmførende område.

Hele malmfeltet er ved triangelmålinger knyttet til N. G. O.'s landsnett og alle karter har koordinater i dette nett.

Detaljkartene i målestokk 1 : 1000 med 1 meters høydekurver er opptegnet i tusj på alluminiumplater som er målsikre. Av disse plater kan det tas målsikre plastikktransparenter som man også kan tegne på med tusj. Plastikktransparenten kan man så ta vanlige lyskopier av. På denne måte kan geologen få så mange plastikkoriginaler han ønsker, og tegne inn sine geologiske data uavhengig av gruvens øvrige tekniske avdelinger som kan ha sine egne plastikkoriginaler. Det er opptatt topografiske detaljkart av Ørtvann-området, Bjørnhei-området, Ørtfjell-området, Ørtfjellmo-området og Nord-Dunderland-området. Alle polygonpunkter og triangelpunkter er merket med jernbolter, noe som har stor betydning for den senere innmåling av malm- og bergartsgrenser.

Det geologiske kart over Ørtvann-området er ferdig i målestokk 1 : 1000. Det er i det hele 7 kartblad. I denne avhandling er bare gjengitt området rundt Ørtvann Grube (Ørtvann blad A og B), og det er bare tatt med de viktigste konturer fra det topografiske kart.

For de øvrige felter, hvor det topografiske kart er ferdig, er malmgrensene inntegnet, men de er bare delvis geologisk kartlagt. Det er bare Nord-Dunderlandforekomsten som er gjengitt i forminsket størrelse i avhandlingen.

Endel av bergartsanalyseene er omregnet til metallatomprosent som er benyttet ved beregningen av norm, Niggliverdier og modal mineralsammensetning i analysene 2—8, 14—16.

Geologi.

A. Generell geologisk oversikt.

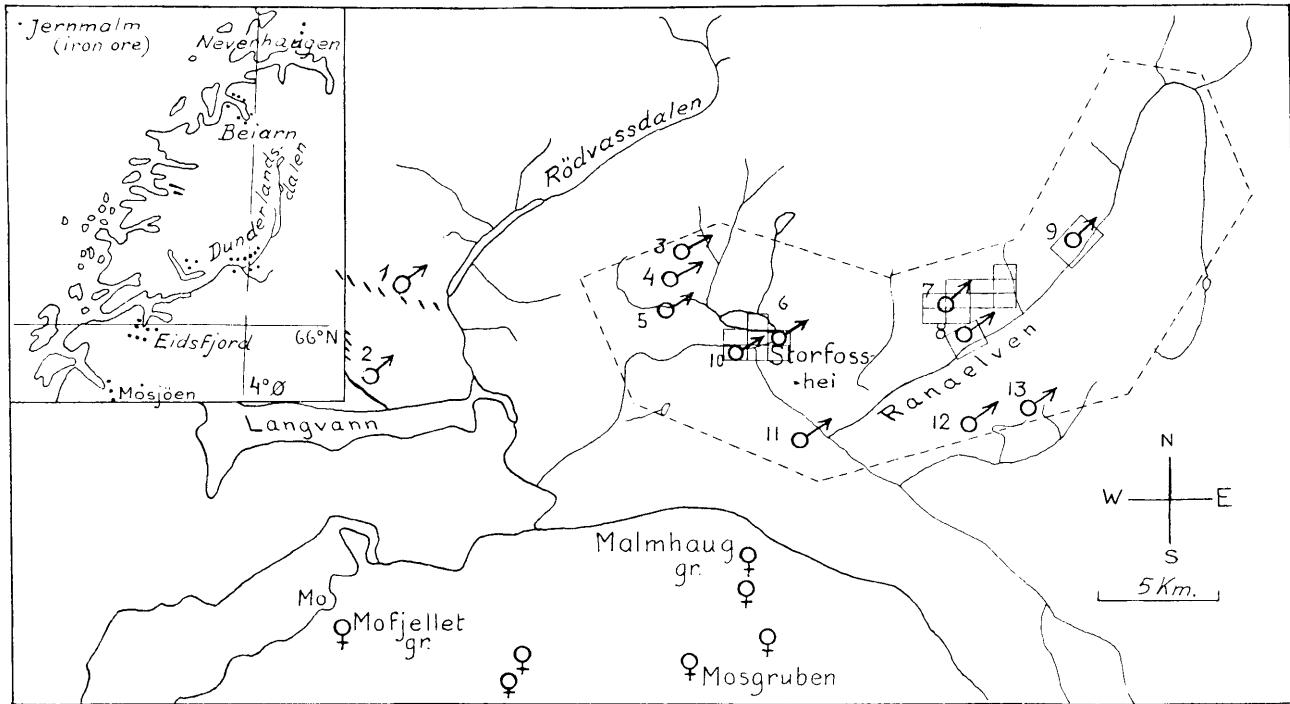
- Vargas Bedemar: Reise nach dem Hohen Norden durch Schweden, Norwegen und Lappland. Frankfurt 1819. B. II s. 58—63.
- H. S. Strøm: Techniske og geonostiske Bemerkninger under reiser i Trondheims og en del av Nordlands Amt. i 1824 og 1827. Magasin for Naturv. 9. 1829.
- J. H. L. Vogt: Salten og Ranen. N. G. U. 3. 1890.
— Dunderlandsdalens jernmalmfelt. N. G. U. 15. 1894.
— Norges Jernmalmforekomster. N. G. U. 51. 1910.
- John Oxaal: Dunderlandsdalen. N. G. U. 86. 1919.
- Gunnar Holmsen: Rana. N. G. U. 136. 1932.

Hovedtrekkene i Ranas geologi fremgår av det geologiske oversiktskart i målestokk 1 : 250 000, kartplansje 1). For det sentrale felt er det gjengitt etter egne undersøkelser, og for de øvrige deler vesentlig etter N. G. U.'s kart »Rana«. For de siste områder er det ikke skilt mellom dolomittmarmor og kalkspatmarmor.

De sedimentære lagrekker hører til fjellsedimentenes lavere deler. Sikker aldersbestemmelse har en ikke, da det ennå ikke er funnet fossiler, men etter Th. Vogts undersøkelser i Sulitjelmafeltet er en underordovicisk til overkambriske alder sannsynlig. Bergartene kan parallelliseres med den undre sedimentserie i Sulitjelmafeltet (Fauskekalk, Muorkiskifer etc.), som overleires av Sulitjelmaskifer hvor det er funnet mellomordoviciske fossiler.

Kartet viser at langs kystsonen og ved riksgrensen er granitter meget fremtredende, mens det mellom disse er en sone hvor fjellgrunnen hovedsaklig består av glimmerskifer og marmor. Det er i denne sone de viktigste jernmalmforekomster ligger.

Blant granittene må en skille mellom to hovedtyper: *Bungengranitter* hvis underside ikke er blottet, og *kaledoniske granitter*, som er intrudert mellom lagene i sedimentserien. Til den første



♂ Jermalmforekomster (iron ore deposits)
♀ Sulfidmalmforekomster (sulphide deposits)

Fig. 1. Nøkkelkart over Dunderlandsdalen.

(The area surrounded by the broken line is covered by aerial photos and is geological mapped in scale 1:20 000. The small rectangles are mapped in scale 1:1000.) Jernmalmsforekomster (iron ore deposits): 1. Bjørnå, 2. Fuglevik, 3. Vesteråli, 4. Finnkåtaenget, 5. Stensundtjern, 6. Ørtvann, 7. Ørtfjell, 8. Ørtfjellemo, 9. Nord-Dunderland, 10. Bjørnhei, 11. Nevernes, 12. Gløsen, 13. Lasken.

typen hører det store granittfelt som strekker seg sydover fra Saltdalen til Randallsvoll og i vest begrenses av Bjellådalen og mot nord og øst av Junkerdalen. Feltet underleirer sedimentserien og er muligens av prekambrisk alder (delvis migmatisert i kaledonsk tid). Alle de øvrige granitter er yngre enn sedimentene og er intrudert mellom lagene.

De felter som er merket »injeksjonsgneiser« har opprinnelig bestått av glimmerskifer, men under intrusjonen av granittene har det trengt fram granittiske oppløsninger langs porer og sprekker i skifrene, som har omvandlet dem til injeksjonsgneiser.

I det malmførende området opptrer det nesten bare sedimentære bergarter. Jernmalmforekomstene selv er alle metamorfe, sedimentære forekomster. For øvrig er det en veksel av kalkspatmarmor, dolomittmarmor, forskjellige typer av glimmerskifer og mer underordnet kvartsitter. Større granittiske intrusiver finnes bare ved Langfjell i den sydvestlige del av feltet. Granittintrusjonene opptrer vesentlig i form av små syntektoniske ganger og slirer i en lang, smal sone av injeksjonsgneis. Langfjellets injeksjonsgneis danner overskyvningsfront for bergartene på sydvestsiden idet disse er skjøvet mot øst og nordøst.

Dessuten finnes det spredt rundt i feltet en del mindre ganger og lag av amfibolitter som delvis er omvandlete intrusiver.

Grønnskifre er påvist i nærheten av Bjellånes. Det er antagelig basaltiske lavaer, svarende til Mesketserien på svensk side.

Bergartene blir altså forholdsvis få og er i alminnelighet lett å bestemme. Derimot er tektonikken komplisert, og aldersfølgen av bergartene er vanskelig å bestemme nøyaktig på grunn av de sterke sammenfoldinger og skyvninger som har funnet sted.

B. Beskrivelse av de enkelte områder i Dunderlandsdalen.

Det mest karakteristiske trekk ved tektonikken i den vestlige halvdel av feltet er de store folder med E—W gående foldingsakse. Aksene stuper overalt mot vest med en heldningsvinkel på 10—20 gr. Avvikelsen fra retningen E—W er neppe over 10°. En kan atskille to store antiklinaler (sadler) og en mellomliggende mulde.

Toppen av den nordligste antiklinal strekker seg over Tverrfjell og Bomfjell. De innegnede strukturtegn viser hvorledes strøket bøyer. Sydligst i skråningen av Bomfjell er strøket ca. E—W og fallet 30—60° S, høyere opp bøyer strøket mot nord med vestlig fall, og oppveg ved Kvannevann som Sagelven kommer fra, stryker skifrene mot NE med fall mot NW (Bomfjellets antiklinal).

Mot syd avløses antiklinalen av en synkinal som kan følges fra Ørtvann mot øst til henimot Eiterågårdene, hvor strøket igjen bøyer rundt mot syd og over til E—W, mens foldingsaksen stadig faller rett vest. Særlig marmorlagene er ypperlige ledelag for denne store mulde som åpner seg mot vest (Svanheimmulden).

Ved Trongen i Ranaelv bøyer lagene igjen over mot syd og sydøst, slik at en kommer over i den sydlige antiklinalen (Nævernes—Lasken antiklinalen). Det store felt av marmor som strekker seg fra Nævernes til Lasken utgjør det sentrale parti av denne antiklinalen og danner også det laveste stratigrafiske nivå.

Mens foldingsaksene i den vestlige halvdel av kartet stryker omrent E—W, dreier de oppover dalen etter hvert over mot NE—SW og NNE—SSW. Hellingsvinkelen varierer meget i østfeltet. Selv over forholdsvis korte strekninger kan aksene variere fra en helling mot NE over horisontal til SW.

Sammenpressingen av lagene i østfeltet er større enn i vestfeltet. Foldingsaksene ligger nærmere hverandre og inverteerde lagstillinger er alminnelig. Dette kommer også til syne i bygninga av jernmalmforekomstene. Deformasjonen og oppstykkingen øker fra Ørtvannforekomsten over Ørtfjell til Nord-Dunderlandforekomsten hvor den er størst.

1. Nævernes—Lasken området.

Lagfølgen er:

Glimmerskifer (yngst)

Dolomittmarmor

Kalkspatmarmor (eldst)

Den sentrale del av Nævernes—Lasken-antiklinalen består av marmor. Denne kjerne er ca. 12 km etter lengderetningen,

og største bredde er 2,9 km. Lagene faller hele vegen inn under den omgivende glimmerskifer og grensen er skarp. Det er en typisk domformet antiklinal. Ved Nævernes stuper foldingsaksen ca. 20° W. Ved Rundfjell og Henrikstjern er den nesten horisontal, og ved Lasktjern stuper den 15—20° NE.

a. *Lasken kalkspatmarmor* danner den sentrale kjerne i antiklinalen. Den er bituminøs og fører i underordnet mengde glimmer, kis og grafitt. Den er lett å skille fra dolomittmarmoren på grunn av sin grå farge og grovkornete struktur. I motsetning til dolomittmarmoren viser den gjerne en sterk indre foldestruktur, og det kan påvises folder ned til dimensjoner på noen få dm.

Den mekaniske deformasjon stiger mot NE. Særlig omkring Lasktjern er bergartene veldig sammenpresset og stengelaktig utdratt parallell foldingsakssen. Strekningsstrukturene er ofte så markert at de ser ut som glidestriper for en skyvning i retning langs foldeaksen, og det er sannsynlig at det har skjedd mindre skyvninger i denne retning. Jeg har ikke kunnet påvise noen skyvefase atskilt fra foldefasen. På grunn av den nøyne overensstemmelse det er mellom streknings- og foldingsakser er det sannsynlig at skyvningen er skjedd samtidig med foldingen. Bergartene har under sammenfoldingen utvidet seg i akserettingen hvor det har hersket minst trykk.

b. *Lasken dolomittmarmor* er hvit og finkornet. Den fører bare noen få prosent aksessoriske bestanddeler. Det er vesentlig kvarts og litt tremolitt. I dolomittmarmoren er det innleiret flere smale lag av glimmerskifer og hornblendeskifer på et par meters mektighet. De kiler hurtig ut og kan sjeldent følges større strekninger i strøkretningen. Fig. 2 viser et slikt lag på sydsiden av Ranaelv. Som følge av en sterk mekanisk deformasjon er det slitt av og har begynt å rottere. Deformasjonen står i forbindelse med overskyvningen ved Langfjell. Dolomittmarmoren selv bærer i alminnelighet ikke så sterkt preg av deformasjonen. Den virker forholdsvis massiv, men er en del oppsprukket og har en grov benkning. Den er ofte sterkere deformert i nærheten av de innleirete lag enn ellers, og kan her vise en plastisk deformasjon, som f. eks. i fig. 3, hvor en smal granittgang er forkastet etter parallelle, tversgående sprekker, mens dolomittmarmoren



Fig. 2. Flak av hornblendeskifer i dolomitt. Syd for Ranaelv,
ca. 500 m øst for Nævernes.

*Fragment of amphibole schist in dolomite marble. South of Rana river,
about 500 m east of Nevernes.*

har fylt ut mellomrommene mellom granittblokkene ved en plastisk deformasjon.

Det er påfallende hvor meget stivere dolomittmarmoren har vært mot bøyning under den mekaniske deformasjon enn kalkspatmarmoren og glimmerskiferen. Hvor de siste rynkes og foldes som en plastisk masse, er foldene i dolomittmarmoren videre og flatere. På grunn av sin stivhet har dolomittmarmoren evne til å bære et større spenn, og den formidler også bedre overføring av trykk og bevegelse i horisontalretningen enn de øvrige bergarter i feltet. Hvor det derfor opptrer en veksel av stivere (»competent layers«) og bløtere (»incompetent layers«)

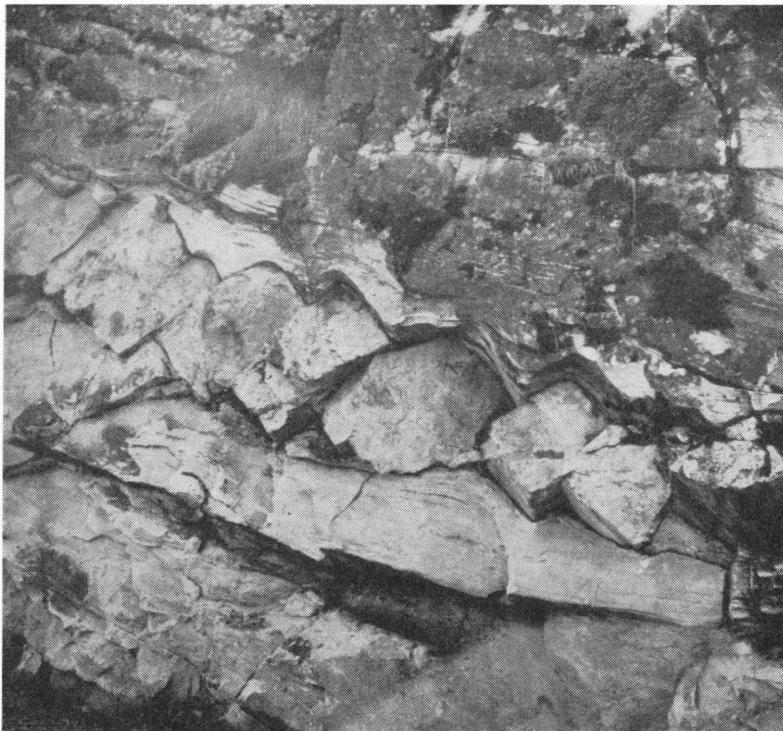


Fig. 3. Granittgang i dolomitt. Syd for Ranaely, 500 m øst for Næernes.
*Faulted dike of granite in dolomite marble. South of Rana river, about
500 m east of Nevernes.*

lag, vil de bløte lag foldes sammen slik at den indre foldestruktur (»dragfolds«) ikke svarer til den ytre begrensning av lagene.

De mektigere dolomittlag kan derimot ikke bøyes mer enn til en viss grense, og når grenseverdien overskrides vil de briste og flakene skyves over hverandre. De glir over de bløte lag som kan virke som plastisk underlag og minske friksjonen under skyvningen.

Overalt i feltet møter man eksempler på denne forskjellige karakter av bergartene under deformasjonen. Glimmerskifrene har temmelig varierende egenskaper, mens jernmalmlagene hører til de bløteste bergarter og har en indre foldestruktur som ikke gjenfinnes hverken i heng- eller liggbergartene.

c. *Nævernes glimmerskifer*. Over marmorserien i Lasken—Nævernes-området følger en glimmerskiferserie som omfatter skifre av varierende sammensetning, fra kalk- og magnesiarike mergelskifre til leirjordrike residualsedimenter. Serien er særlig karakterisert ved kalkglimmerskifre som utgjør den overveiende del av bergartene.

Kalkspatmengden varierer fra noen få prosent oppover til 15—20 % og opptrer ofte i form av små flatttrykte linser på noen cm lengde som ligger spredt rundt i bergarten. For øvrig fører bergartene gjerne kvarts, glimmer, plagioklas, epidot og hornblende og til dels granat. I mer metamorf form er kalkglimmerskifrene utviklet som garbenskifre eller normale hornblendeskifre.

Bergartene faller overalt utover fra antiklinalen og ligger over marmorserien. De er pent utviklet langs jernbanetracéen vest for Nævernes, og strekker seg oppover mot Grønnfjelldalen over gården Kvannlien, Grønnfjelldal og Myrås og videre mot Gløsen og Lasken. I skråningen fra Lasken ned mot Syd-Dunderland har jeg observert dem, men her er det svært overdekket og vanskelig å avgjøre hvor utbredt de er. Det samme er tilfelle mot NW i skråningen ned mot Ranaelv. Vestover langs denne skråningen helt til Stupforsmo i vest står det vesentlig grove granatglimmerskifre hvis stratigrafiske forhold til kalkglimmerskifrene er usikker. Det er grove, tunge bergarter som kan studeres godt i jernbanetracéen fra Stupforstunnelen til Almlitunnelen. I samme område er det observert disthenførende glimmerskifre.

Nord for Ranaelv er det kalkglimmerskifre i området fra Nævernes over Ømmervann til Eiterå og i området fra Vesterfjellet nord for Ørtvann og Svanheim-mulden til henimot Nord-Dunderland.

Det er utført en analyse av kalkglimmerskifer fra Vesterfjellet (tabell 4), og en analyse av disthenførende glimmerskifer fra Rastmyr ved Nævernes (tabell 9).

Jernmalm i Nævernes glimmerskiferserie.

Det er flere felter med magnetitt-jernmalm i Nævernes-skiferen. De opptrer på sydsiden av Ranaelven i fjellområdet mellom Gløsen og Lasken. Lengst vest ligger forekomstene *Lerholddalen* og *Gløsen*. De ligger på vesthellingen av Gløsen ca. 2 km NE for Grønnfjellgårdene og 2,5 km syd for Eiterå. Strøket er for begge ca. N 60° E og fallet ca. 50—60° SE. Gløsenforekomsten ligger ca. 50 m i heng av Lerholddalen. Etter den kortvarige befaring jeg foretok der var mitt inntrykk at det var flere malmførende soner på opptil 8—10 meter som vekslet med glimmerskifer.

Bergingeniør Worm Lund har i 1938 befart forekomstene sammen med stiger Törnquist (som var med på vegne av C. A. Knudtzon som har utmål på forekomstene) og har tatt gjennomsnittsanalyser fra 2 røsker som ble sprengt ned i 40 cm dyp i hver av de to forekomster.

Prøven fra Lerholddalen var på 75 kg og representerte et gjennomsnitt av tre malmlag på 7,2 og 5 meter og dessuten er mellomliggende skifersoner på 3 m tatt med.

Analysen viser: 30,8 % totaljern

26,0 » magnetisk jern
0,34 » fosfor.

Prøven fra Gløsen er gjennomsnitt av to malmlag på 3 og 8 m.

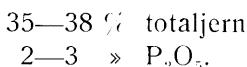
Analysen viser: 33,6 % totaljern
27,0 » magnetisk jern
0,41 » fosfor.

Hvor stort malmarealet av disse forekomster er, vet man ikke da det utgående ikke er tilstrekkelig undersøkt, men det kan påvises atskillige felter mellom Gløsen og Lasken, og det er sannsynlig at de alle tilhører samme stratigrafiske nivå. Hvor vidt de har samme jerngehalt som de analyserte prøver viser, ca. 26—27 % oksydisk jern, kan ikke avgjøres uten videre undersøkelser.

På kartet har jeg avmerket de steder hvo jeg selv har observert malm i dette område. Ca. 200 m vest for Svarttjern er det et mindre malmdrag som skal være fulgt til forbi Svarttjern. Det strekker seg langs toppen av åsen syd for en bueveg som går opp fra Grønnfjellgårdene og ligger på sydsiden av et langt, smalt dolomittdrag.

På nordsiden av dolomitten er det et nytt drag. Det ligger noenlunde i strøkretningen av *Laskenforekomstene* som ligger syd for Lasktjernene.

Fra Lasken-forekomstene har Bergmester Torgersen tatt prøver som viser:



Gehalten av totaljern sier lite da det i såpass høymetamorfe forekomster kan inngå svært meget jern i silikatene. Gehalten av fosfor er eksepsjonell høy og bør kontrolleres. Det er lite sannsynlig at den kan representere noen gjennomsnittgehalt.

Det er påvist en smal malmhorisont som strekker seg mot øst fra Rabben. Den står syd for Granheim og skal være funnet i jordene på Kvanndalen. Laget er svært smalt og fattig og må nærmest karakteriseres som en magnetittførende glimmerskifer.

Ved Ømmervann på nordsiden av Ranaelv er det en liten malmforekomst av fattig magnetitt-hematit-malm. Det er mulig at draket svarer til samme stratigrafiske horisont som Gløsen—Laskenforekomstene, men det kan ikke føres kontinuerlig over i dette. På kartskissen fig. 4 har jeg ved en stiplet linje antydet beliggenheten av horisonten. Fra Ømmervann dreier laget antagelig over mot nordvest forbi Fjellbakk hvor det skal være påvist jernmalm i fast fjell under jordene (etter opplysning av folk på Fjellbakk).

Anrikingen av de oksydiske jernmineraler har ikke vært jevn overalt innen laget, men er bundet til atskillige felter med uholdbare partier i mellom. Utkilingen av lagene i strøkretningene skyldes delvis en utpressing under sammenfoldingen, men det må også ha vært en primær horisontal faciesveksel i sedimenta-

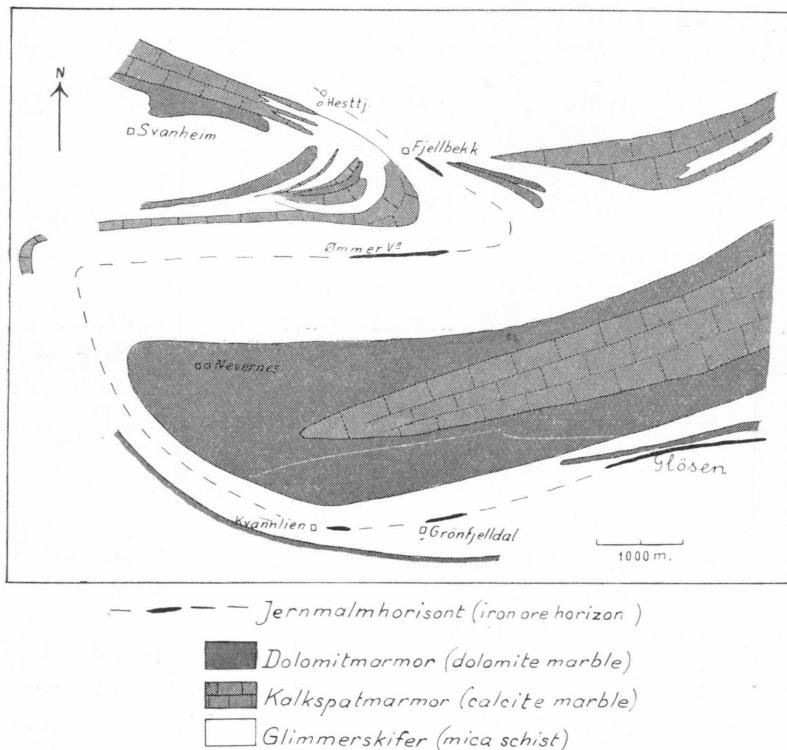


Fig. 4. Kartskisse over området Lasken — Svanheim.

sjonen idet dybdeforholdene i havbekkenet som dekket området da jernet ble sedimentert, har variert.

I den norlige fløy av kalkglimmerskiferen, fra Vesterfjellet til Strandjordåga, er det enkelte jernmalmhorisonter. Nord for Tørbekmo strekker det seg en smal jernmalmhorisont med fattig, ikke drivverdig magnetitt—hematittmalm mot øst forbi Kvannevann i retning av Ørtfjellforekomsten. Dragene ser ut til å være temmelig smale og fattige, men er ikke tilstrekkelig oppfart enda.

Både Ørtfjellmo- og Ørtfjellforekomstene opptrer i nær tilknytning til kalkglimmerskifre og er muligens dannet i noenlunde samme tid. Da deres stratigrafi er såpass usikker, behandles de i et eget kapitel senere.

2. Svanheimmuldens bergarter.

a. Generell oversikt.

Lagfølgen over Nævernesserien kan best studeres i den store Svanheimmulde. Ørtvann jernmalmforekomst hører til denne, og hovedmulden i Ørtvannforekomsten svarer til en 2. ordens fold i forhold til Svanheimmulden.

Lagfølgen er:

8. Stillvannserien. Glimmerskifer og dolomittmarmor (yngst).
Kalkspatmarmor.
Jernmalmforekomst (Stillvannforekomsten).
7. Øvre Ørtvann dolomittmarmor.
6. — glimmerskifer.
5. Ørtvann jernmalmhorisont (Ørtvann—Bjørnhei-forekomstene).
4. Undre Ørtvann glimmerskifer m/smal jernmalmhorisont i liggen.
3. — kalkspatmarmor.
2. — dolomittmarmor.
1. Veksel av glimmerskifer, kalk- og dolomittmarmor (eldst).

Den fingerformige utkiling av marmorlagene i den østlige del av mulden skyldes den intense sammenfoldning av lagene i forbindelse med den skråttstilte foldingsakse som overalt stuper ca. 20° rett vest. Lagene er ofte isoklinalfoldet og overfoldet mot nord. Grensen mot den underliggende glimmerskifer er alltid skarp. Sydgrensen følger en markert lengdedal med kalk på nordsiden og glimmerskifer på sydsiden. Forskifringssoner viser at det har foregått bevegelser langs grensesonen. Også i nordfløyen er det markerte lengdedaler med forskifringssoner som viser at dalene har vært svakhetsssoner hvor det er skjedd skyvninger mellom lagene.

På samme måte som jeg omtalte for Nævernes—Lasken-marmorene er kalkspatmarmoren intenst foldet og viser en plastisk foldestruktur, mens dolomittmarmoren har vært stivere. En ser det tydelig ved den brede dolomitt som strekker seg forbi Svanevann oppover mot Fjellbakk. Det er en forholdsvis massiv

marmor som står med en steil glintrand mot SE. Den ligger over kalkspatmarmor, og grensesonen mellom dem er sterkt forskifret. Dolomittmarmoren er skjøvet som et fast massiv over kalkspatmarmoren. I den nordlige fløy av det samme dolomittlag er det tilsvarende forskifringssoner på undersiden.

Av kartet fremgår det at lagene i den østlige del av mulden er slitt fra hverandre, og at den sydligste fløy er skjøvet østover og oppover. Det er særlig fremtredende for det største dolomittlag hvor den sydligste fløy er skjøvet vel 200 m øst i forhold til nordfløyen. Det er sannsynlig at det går en forkastnings- eller overskyvningssone i retning fra Fjellbakk mot Stillvann. Undersøkelsene omkring Stillvannet taler også for dette. Det er en markert oppknusings- og deformasjonssone øst for Stillvannet. Langs skinnegangen øst for Ørtvannforekomsten er den meget fremtredende. Antagelig fortsetter bruddsonen langs Stillvannet, men her er det på sydsiden fullstendig overdekket og umulig å følge den. På vestsiden av Stillvannet fortsetter forskifringssonen igjen kort syd for Stillvann jernmalmdrag. Grenselinjen er inntegnet på fig. 5 som gir en oversikt over den geologiske bygging i området mellom Ørtvann og Bjørnhei. Tallene korresponderer med de tilsvarende i tabellen over lagfølgen.

Nord for forskifringssoneren er stratigrafien helt klar. På sydsiden kan det ikke med sikkerhet avgjøres om det nordligste dolomittlag svarer til den undre dolomitthorisont (2) eller til den øvre horisont (7), da det er så overdekket langs Stillvannet, og det i petrografisk henseende ikke kan påvises noen forskjell mellom de to horisonter. Det er mulig at draget svarer til undre horisont slik som jeg har angitt på kartet.

Nederst på kartskissen er det tegnet et profil loddrett på strøket i retning A—B. Bjørnhei malmforekomst og Ørtvann jernmalmforekomst svarer stratigrafisk til hverandre, mens Stillvannforekomsten hører til en høyere horisont. Gjennom hele profilet er bergartenes fall tydelig, og dette skyldes at de overalt er overfoldet mot nord, slik som en også kan påvise overalt ellers i Svanheimmulden. Særlig den undre glimmerskifer (1) er sterkt forskifret, og det er tydelig at det må være skjedd glidninger parallelle forskifringsflatene i den serien også, foruten

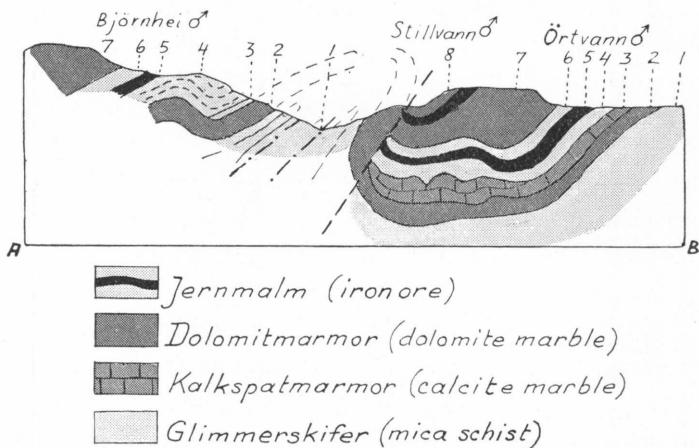
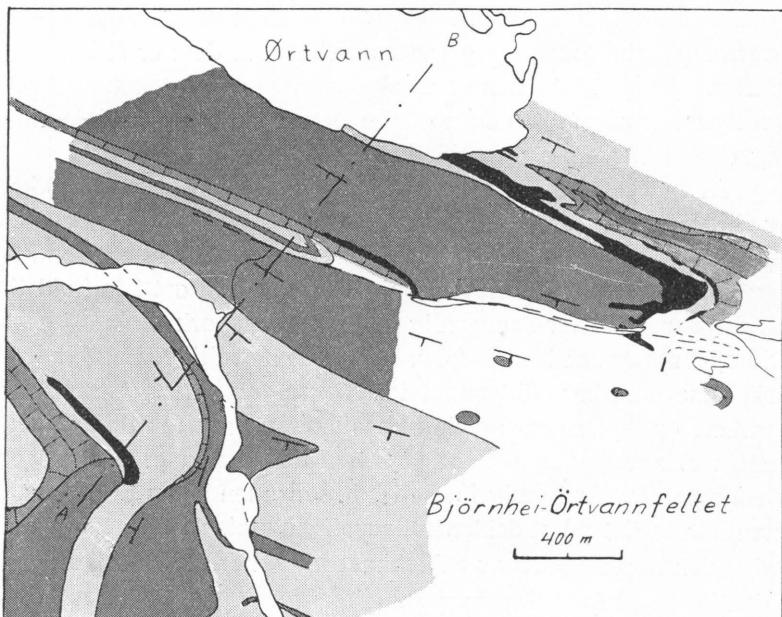


Fig. 5. Kartskisse over området Ørtvann-Bjørnhei.

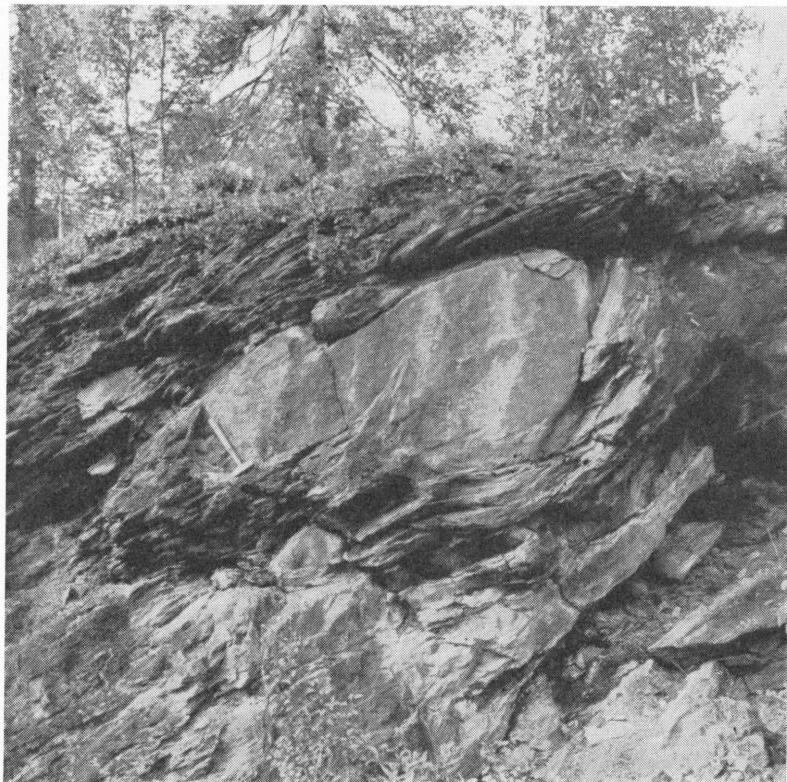


Fig. 6. Flak av gneis i glimmerskifer. Veiskjæring ved Kviteng.
(*Rotated fragment of gneiss in micaschist, Kviteng.*)

langs den antatte hovedforskyvningsslinsje. Det fremgår bl. a. av at man hyppig finner roterte granater i glimmerskiferen. I større målestokk kan man se det i en veiskjæring kort vest for Kviteng, hvor et gneislag i glimmerskiferen er slitt av under deformasjonen og er begynt å rotere (fig. 6).

b. Ørtvannfeltet.

Området omkring Ørtvann og Bjørnhei jernmalmforekomster er geologisk kartlagt i målestokk 1 : 1000. Det svarer omtrent til det området som er fremstilt på fig. 5. Det er i alt 6 kartblad: Ørtvann A, Ørtvann B, Kviteng, Swamp Town, Storfosshei og Bjørnhei. Kart 3 er et forminsket berggrunnskart av

bladene Ørtvann A og B som er de mest interessante. Originalkartene oppbevares av A/S Rana Gruber.

Undre Ørtvann dolomittmarmor er en hvit, finkrystallisk bergart. Som underordnede bestanddeler inngår kvarts og tremolitt. Kvartskornene er ofte samlet i små linseformete aggregater som står fram som pigger på forvitret overflate. Bergartene er forholdsvis massive, og marmordragene står gjerne opp som rygger i forhold til de omgivende bergarter. Dolomittmarmor er pent blottet langs veien på nordsiden av Ørtvannforekomsten. Den viser alltid skarp grense mot *Undre Ørtvann kalkspatmarmor* som overleirer den. *Kalkspatmarmoren* er en bituminøs, grovkrystallisk bergart som opptrer i området nord og øst for Ørtvannforekomsten.

Det fremgår av kartet hvor voldsomt sammenfoldet bergartene er i dette området. De forskjellige drag av dolomittmarmor tilhører alle samme lag. Foldingsaksene stuper ca. 20° mot W 3—5° N og foldene svarer til 2. og 3. ordens folder i forhold til den store fold som Svanheimmulden danner. Nord for forekomsten kiler marmorserien ut mot vest. Den går ca. 100 m øst for Ørtvannet over i en smal stripe på 0,5—1 m bredde som fortsetter mot WNW til Ørtvannet. Langs denne stripe går det en forkastnings- eller overskyvningsfront hvor sydsiden er skjøvet oppover i forhold til nordsiden. Overskyvningen er bare noen få meter. Det er ikke utført noen analyse av denne kalkspatmarmor. Av dolomittmarmoren er det derimot utført en analyse (tabell 15).

Undre Ørtvann jernmalmhorisont.

På grensen mellom kalkspatmarmoren og de overliggende glimmerskifre opptrer det en smal horisont av jernmalm. Bredden går maksimalt ikke over 2—3 m, og laget har liten økonomisk betydning, men er av særlig interesse som ledenivå. Øst og sydøst for hovedforekomsten kan en følge laget i en rekke folder sydover mot Swamp Town. Jeg har på kartet stiplet de strekninger hvor draget ikke er påvist, men hvor det antagelig går. Nord for hovedforekomsten kan laget ikke følges lenger enn et par hundre meter mot vest. Det er sannsynligvis samme lag som står vestligst i Moradsdalen (der hvor elven fra Ørtvann

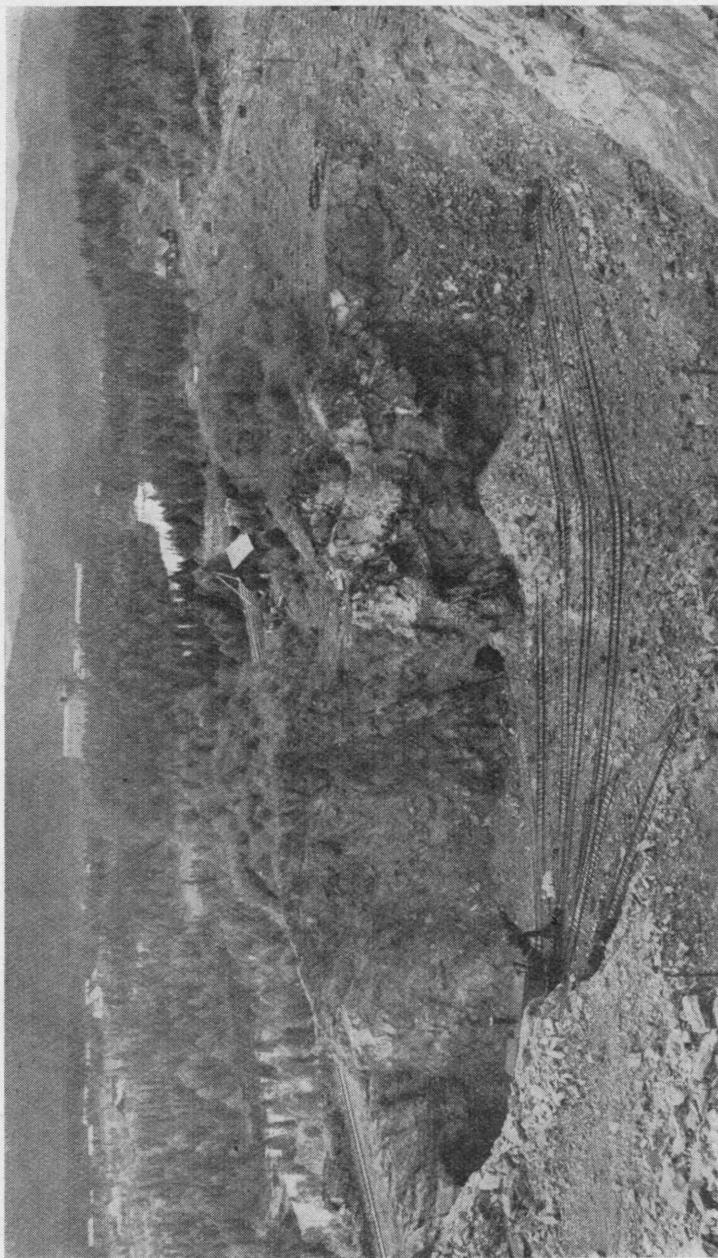


Fig. 7. Ørvann Grube, fotografert fra øst.
Ørvann Mine; photo taken from east.

løper under jorden), og som kan følges som en smal stripe øst-over langs den omtalte forkastning.

Den undre malmhorisont er påvist i en rekke av diamantborhullene i hovedforekomsten. (F. eks. borhull 126, 128, 131, 136, 137, 138, 139, 145, 151, 152, 163).

Ertsmineralene er magnetitt og hematitt, og gangmineralene er kvarts, biotitt, kalkspatt, epidot og plagioklas. Magnetitt er det overveiende ertsmineral, og jerngehalten varierer omkring 30—33 %. Mikrofotografiet Pl. II, fig. 2 b viser sammensetningen og kornstørrelsen av en prøve fra denne horisont.

Det er utført flere totalanalyser av borkjerner fra den undre malmhorisont (malmanalyse 121 III, 131 II, 136 IV, tabell 1). Etter analysene er malmens jerngehalt meget nær den samme som i hovedforekomsten, og sammensetningen forøvrig stemmer også overens med magnetittmalmen i hovedforekomsten.

Undre Ørtvann glimmerskifer.

Den undre jernmalmhorisont går oppad over i en kvartsrik granatglimmerskifer. Overgangssonen er i alminnelighet temmelig smal men kan i enkelte tilfelle strekke seg over 5—6 m, hvor det opptrer malmførende glimmerskifer (f. eks. i borhull 121). Den totale mektighet av skiferen varierer fra 20 til 50 m i Ørtvannområdet.

Glimmerskiferen er karakteristisk utviklet syd for skjæringen inn til den østre pall i Ørtvannforekomsten. Den er massiv og gneisaktig. Det er utført en analyse av denne bergart (tabell 7). Bergarter av liknende utseende gjenfinnes også i mange av borhullene i forekomsten.

Langs sydøstsiden av Ørtvann er det et drag av kalkglimmerskifer. Det sees i Moradsdalen og skjærer mot vest ut i Ørtvann. Laget er påvist i borhull 124 og det er utført en analyse av borkjernen fra 99 meters dyp. (Tabell 5).

Av og til fører glimmerskiferen hornblende. Det er bl. a. enkelte smale lag langs sydsiden av Ørtvann. En prøve fra borhull 124, dyp 116,7 m fører som hovedmineraler: kvarts, plagioklas, biotitt, grønn hornblende. I underordnet mengde opptrer granat, epidot, kloritt og aksessorisk, litt turmalin og erts.

Midtre Ørtvann jernmalmhorisont, Ørtvann gruve.

Geologisk oversikt. Ørtvann jernmalmforekomst danner en stor mulde (2. ordens fold) hvis foldingsakse stuper ca. $18-20^\circ$ mot W 4° N. Aksens retning og heldning kunne anslåes på et par graders nøyaktighet ved geologiske observasjoner i dagen og ble verifisert ved diamantboringer.

Formen av laget framgår av kotekartet over heng og ligg av malmen (fig. 8) og av blokdiagrammet fig. 9.

Det originale kotekart er konstruert av ing. Andreas Eriksen på grunnlag av diamantboringene og den geologiske kartering og angir malmkotene for heng og ligg for hver 10 meter.

Det er i alt diamantboret 9352,0 m i forekomsten fordelt på 60 borhull (Bh. nr. 101—163). Kjernediameteren er 22 mm. Borhullene ble i størst mulig utstrekning påsatt slik at de skulle passe inn i profiler loddrett foldingsaksen og langs foldingsaksen (lengdeaksen av forekomsten). På grunn av de store borhullavvikelsene som ble funnet, viste det seg hensiktsmessig først å tegne kotekart og så tegne profiler på grunnlag av dette. I profilene er geologien inntegnet på grunnlag av observasjonene i dagen og i borhullene. Blokdiagrammet er tegnet på grunnlag av dagkartet og profilene. Vest for profil v 11500 er det ikke tegnet profiler da det ikke er boret tilstrekkelig. Men det er foretatt en del orienterende borer. Særlig er Bh. 130 interessant. Det viser at malmlegemet i allfall strekker seg forbi profil y 11 200 i stor mektighet.

Alle viktigere borhull ble boret helt ned i undre kalkspat-marmor, slik at en hadde sikkerhet for at hele den malmførende sone var gjennomboret. Kjerneobservasjonene er utført meget nøyaktige, og alle variasjoner i kjemisk og mineralogisk sammensetning notert.¹ Det er tatt prøver av alle bergarts- og malmtyper. De er etikettert etter borhullnummer og dyp og oppbevart i steinsamlingen.

Bergingeniør Worm Lund har gjort elektriske potentialmålinger.

¹ Observasjonene er samlet i en egen bok som oppbevares av Rana Gruber A/S.

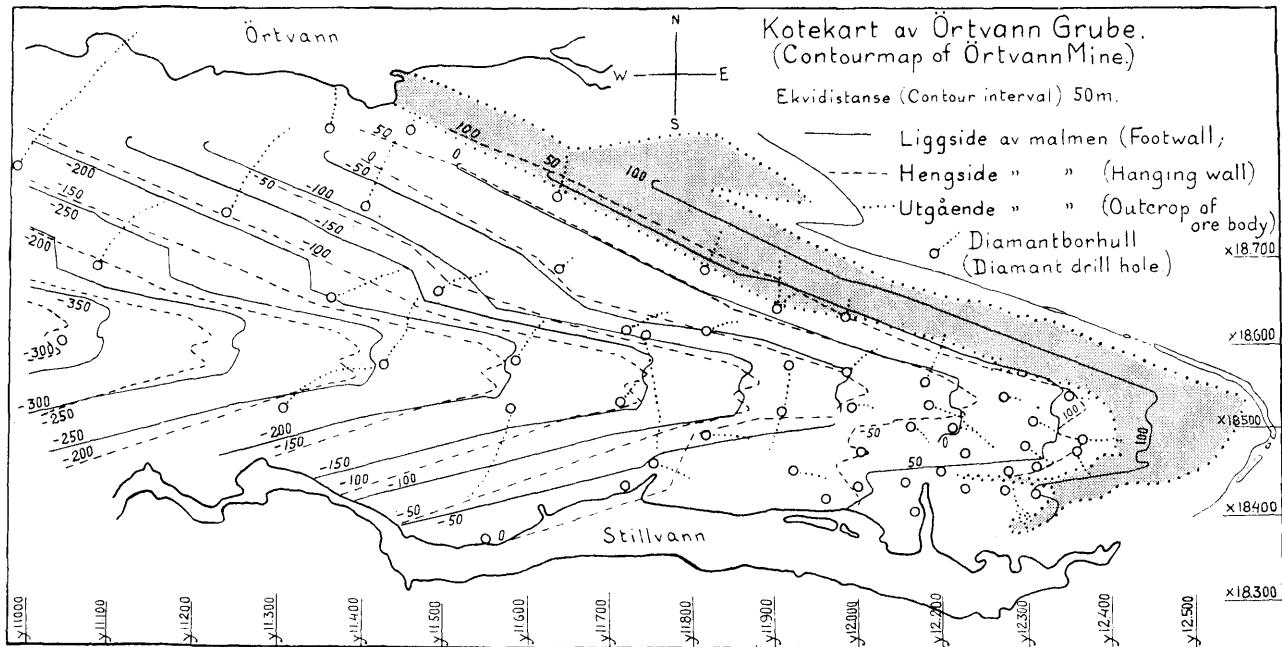


Fig. 8. Kotekart over Örtvann Grube.

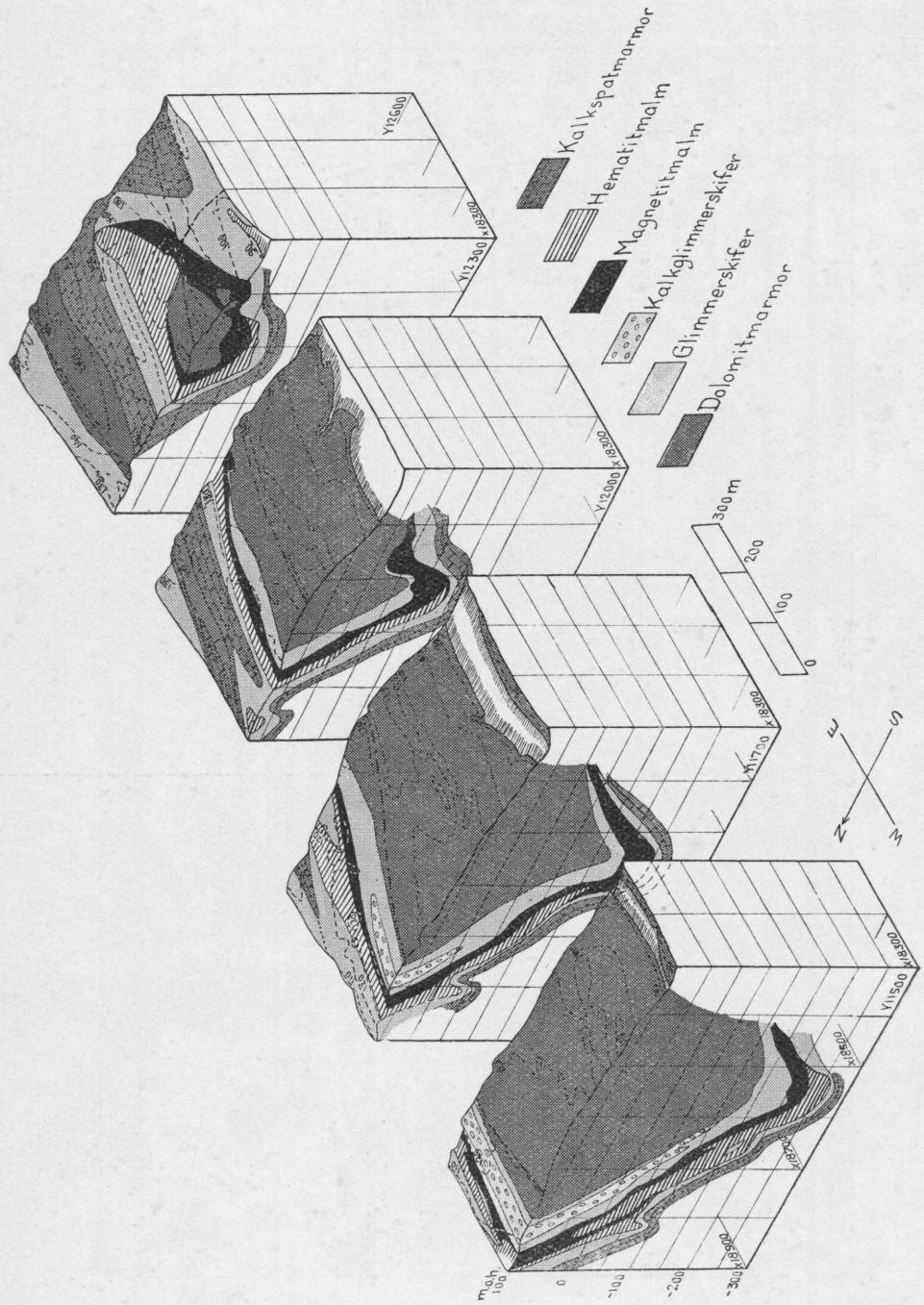


Fig. 9. Blokkdiagram av Ørtvann Grube.

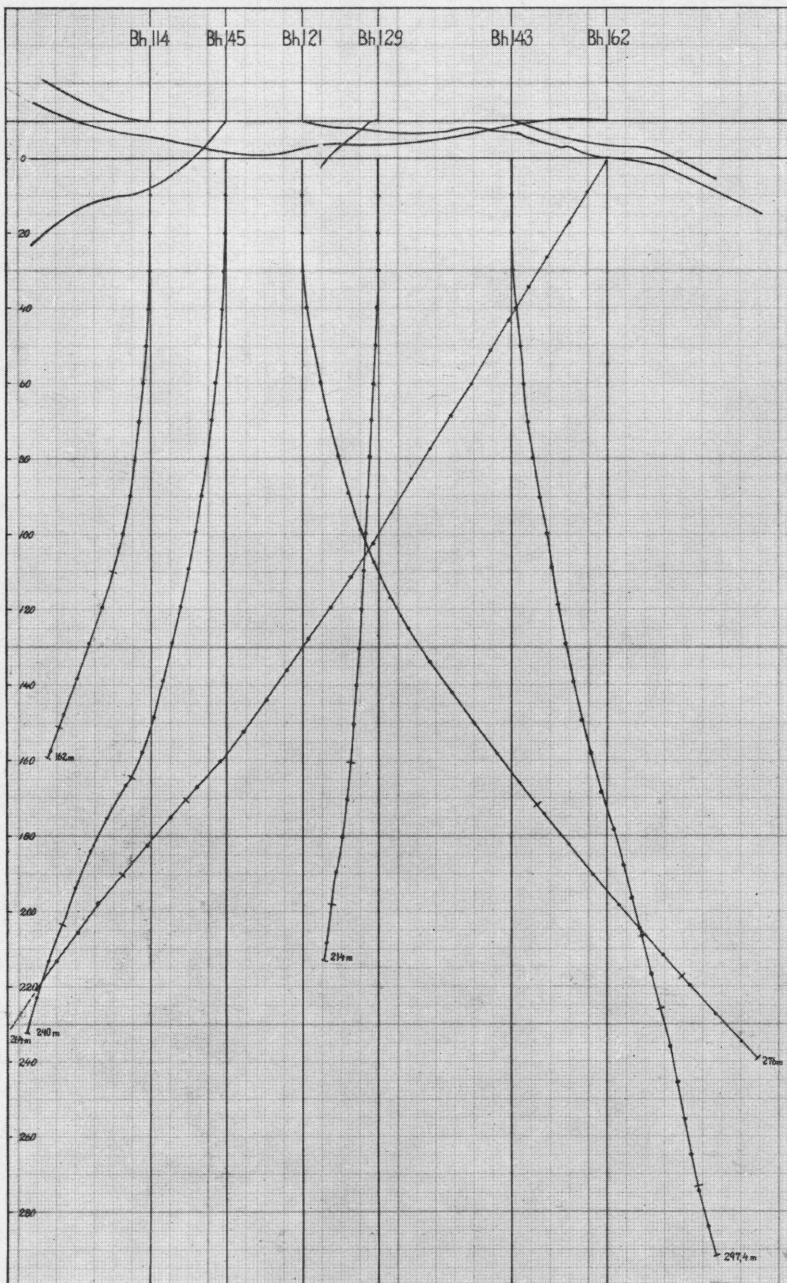


Fig. 10. Eksempler på dimantborhull — avvikeler.
Horizontal- and vertical projection of some diamond drill holes, Ørtvann Mine.

Bergingeniør Andreas Eriksen har ledet arbeidet med å måle avvikelsen av diamantborhullene. Det ble benytte glass med fortynnet flussyre, som ble satt inn i lukket stålrør og senket ned i borhullene innkoblet i borrhørene. Borhullene var sammenføyet ved Kirunakobling. Hullene ble målt for hver 25. meter nedover. Cand. real. Jan Garwich har foretatt alle matematiske beregninger for å bestemme hullenes koordinater under dagoverflaten på grunnlag av de flussyretsete glass.

Det ble ofret et stort arbeid på å komme fram til en brukbar målmetode, da det viste seg å være absolutt påkrevet å måle hullene for å få rede på forekomstens form. Det bilde man hadde av forekomsten før og etter målingen avvek ganske meget fra hverandre.

Avvikelsene var små de første 100 meter; men tiltok ganske sterkt fra 100 m. For et 300 m langt borhull kunde den horisontale avvikelse i bunden av hullet være 70—80 m.

Fig. 10 viser en del eksempler på avvikelse av borhullene. Bortsett fra Bh. 162 er de alle påsatt vertikalt. Hullene viste en tendens til å bøye loddrett på foldingsaksen og skifrigheten av bergartene. Det framgår av fig. 7, som viser horisontalprojeksjonen av borhullene. Man kunde minske avvikelsene ved å påsette hullene mest mulig loddrett disse retninger.

Grensen mellom malmen og den underliggende glimmerskifer er i almindelighet skarp. På grensen opptrer det et tynt lag av granatfels (mineraler: granat, kvarts. Tabell 3). Mektigheten av granatfelsen varierer fra 20—25 cm oppover til 1 m. På grunn av sin rødbrune farge som avviker fra omgivelsene danner det et godt ledennivå til bestemmelse av malmliggjen. I den vestlige del av forekomsten er granatfelsen av og til erstattet av epidotfels.

Grensen mellom granatfelsen og malmen er ingen jevn flate, men er sterkt foldet etter høyere ordens folder, slik som fig. 11 viser. Granatfelslaget er plastisk foldet og overfoldet mot nord. I ombøyningen av foldene er lagene av og til sprukket og foldingsforkastet slik at sydfløyen er skjøvet opp mot nord. Fig. 12 viser den samme plastiske overfolding mot nord av en epidotfels fra liggen av forekomsten.

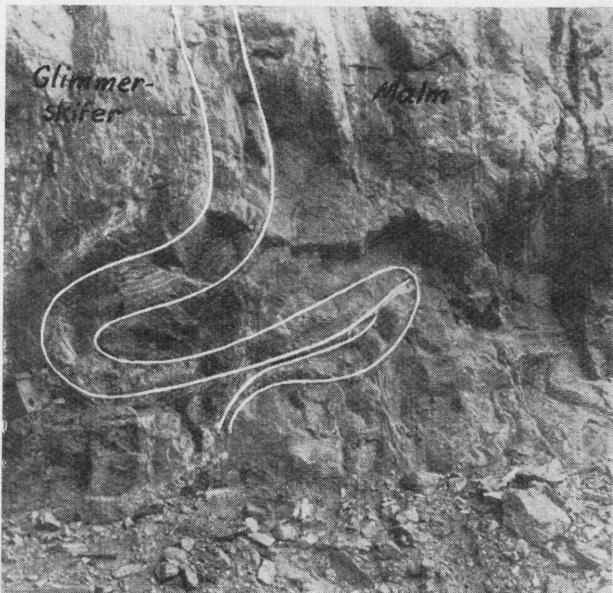


Fig. 11. Foldet lag av granatfels; ved skjæring inn til østre pall,
Ørtvann Grube.

*Folded layer of garnet-quartz rock on the border between the ore body and
the micaschist beneath. Eastern part of Ørtvann Mine.*

Malmen har selv en indre foldestruktur av høyere ordens folder (»dragfolds»). Den er meget tydelig fordi malmen i almindelighet er båndet og har en veksel av smale mørke og lyse bånd. Jernmalmlagene er i tektonisk henseende blant de »bløteste» bergarter i området og en gjenfinner ikke den plastiske småfolding hverken i heng- eller liggbergartene. De bergarter som ligger over malmen er blitt forskjøvet i forhold til de som ligger under malmen. De har glidd over jernmalmlaget som har virket som et plastisk underlag. Dette forhold bevirker at mektigheten av malmen ikke svarer til den primære lagtykkelse, men at det er skjedd sekundære mektighetsvariasjoner i snitt loddrett på foldingsaksen.

3. ordens folder er så vidt mulig tegnet inn på kotekartene både for heng og ligg. De er hovedsakelig tegnet på grunnlag av kjennskapet til sekundærfoldene i det utgående av østpartiet. Forlengelsen av disse sekundærfoldingene over større strekninger mot vest er usikker. Det er sannsynlig at de enkelte folders

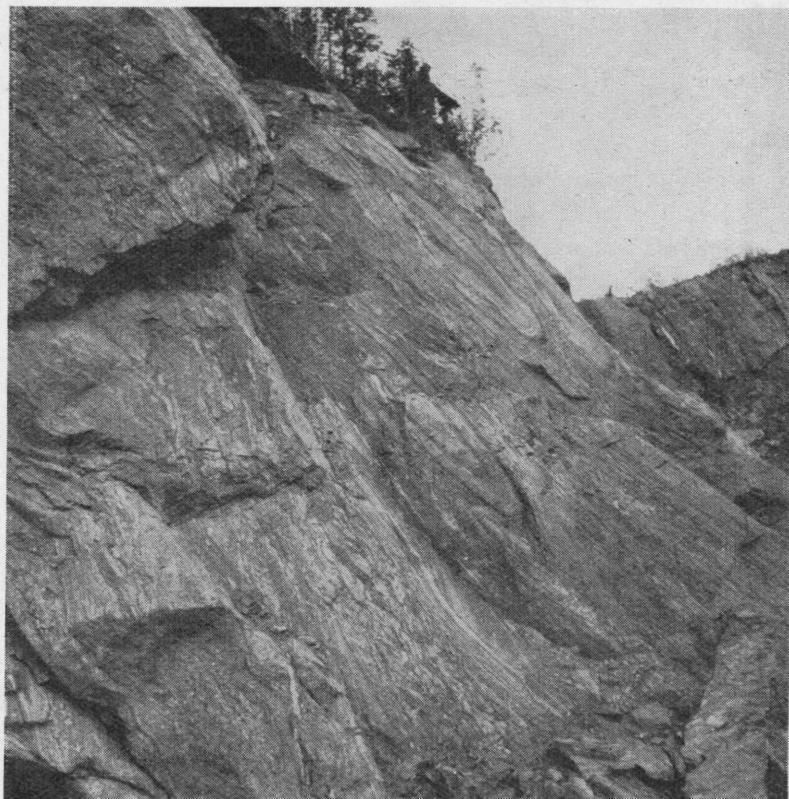


Fig. 12. Epidotfels fra liggen av midtre pall, Ørtvann Grube.
Folded layer of epidote rock from the footwall of the orebody, Ørtvann Mine.

kulminasjonslinjer etter hvert parallelforskyves, slik at korresponderende folder ligger kulisseformet bak hverandre.

Den utfingring det utgående av malmen viser nord for den midtre pall er fremkommet ved en overfolding av malmlaget mot nord i forbindelse med en mindre foldingsforkastning. Den må nærmest karakteriseres som en stor »dragfold«.

Øvre Ørtvann glimmerskifer.

Over Ørtvann jernmalmforekomst ligger Øvre Ørtvann glimmerskifer, som omfatter bergarter av noe varierende sammensetning. Typene varierer mellom granatglimmerskifre, granat-hornblendeskifre og kalkglimmerskifre.

Det er utført en analyse av en vanlig type tatt i det utgående av skiferen like ved borhull 124 på sydsiden av Ørtvann (tab. 6). Det er en kalkglimmerskifer med hornblende og granat.

Paragenesen svarer til den øvre del av epidot-amfibolitt-facies. Den høye prosent av oligoklas er interessant. Oligoklas opptrer som poikiloblaster og er nydannet under metamorfosen.

Mektigheten er størst i den vestlige del av feltet, men skiferen kiler helt ut mot øst. I de vestlige borhull som f. eks. Bh 130, er mektigheten over 40 m mens den i de østlige går helt ned til null. Denne utkiling skyldes neppe noen primær faciesvariasjon i sedimentasjonsfølgen; men må skyldes at skiferen er presset ut under feltets deformasjon, idet den overliggende dolomittmarmor er skjøvet som en fast plate henover den.

Øvre Ørtvann dolomittmarmor.

Som øverste ledd i lagserien ved Ørtvann kommer en mektig dolomittmarmor. Det er en finkornet hvit bergart av samme utseende og sammensetning som undre dolomittmarmor. Som underordnede bestanddeler inngår vekslende mengder kvarts, tremolitt, grafitt. Det er utført en analyse av en prøve tatt like ved Bh 132 nord for Stillvann (tabell 16).

Bergarten er helt massiv og det kan ikke påvises spor etter den primære lagning. Strøket er meget konstant Ø—V over hele feltet og fallet er over alt sydlig. Det sekundære forskifringsplan som strøk og fall er målt etter, er dannet under regionalmetamorfosen og er i alminnelighet meget markert. Bergarten viser en strekningssstruktur parallel foldingsaksen. Strekningen sees tydeligst hvor det er silikatmineraer eller grafitt til stede idet disse viser planstruktur parallel forskifringsplanet og en linearstruktur parallel strekningssaksen. Marmordraget strekker seg mot vest fra ombøyningen av Ørtvannforekomsten helt til vestsiden av Stensundtjernforekomsten. Mektigheten i dagen er gjennomsnittlig 400—500 m.

Stillvannserien

Over dolomittmoren følger på vestsiden av Stillvannet Stillvannets jernmalmforekomst. Det er et lite og smalt malmlag som neppe har noen økonomisk interesse, men det er interessant

ved at det inntar nøyaktig samme stratigrafiske nivå som Stensundtjernforekomsten lenger vest.

Malmlaget kiler ut mot vest etter noen hundre meter, men overleires av uren kalkspatmarmor som kan følges flere km vestover og ligger nøyaktig i samme stilling i forhold til Stensundtjernforekomsten som til Stillvannsforekomsten.

Over kalkspatmarmoren følger en veksel av glimmerskifer og dolomittmarmor som også kan følges langt vestover. Lagfølgen blir:

- Veksel av dolomittmarmor og glimmerskifer (yngst)
- Kalkspatmarmor
- Jernmalmhorisont (eldst)

Langs sydsiden av Stillvannsserien går som tidligere nevnt en overskyvningsfront. Dolomittmarmoren på sydsiden er skjøvet over Stillvannsserien, som langs hele sydvestgrensen viser invertert lagstilling idet lagene er overfoldet mot nord.

Man kunde tenke seg at Stillvannets jernmalmforekomst og Stensundtjernforekomsten svarte til Ørtvannforekomsten, men det er neppe tilfellet for lagfølgen i Ørtvannsforekomsten er helt forskjellig, og kotekartet viser at Ørtvannsforekomsten sannsynligvis fortsetter i stort dyp under Stillvannsforekomsten.

c. *Vannforholdene ved Ørtvann gruve.*

Ørtvannet danner en stor gryteformig forsenkning i landskapet. Det har ingen avløp i dagoverflaten og har så vidt man vet kun et underjordisk avløp ved Moradsdalen på sydøstsiden av vannet. Den underjordiske elv kommer igjen ut i dagen på østsiden av Stillvannet som videre renner ut i Ranaelven (fig. 13 og 14). Vannføringen er normalt omkring 10—15 m³/sek., men kan ved sterkt regnsvall gå opp i over det dobbelte.

Vannstanden i Ørtvann varierer meget sterkt med nedbøren, idet dimensjonene av det underjordiske avløp begrenser den mengde vann som kan fjernes pr. tidsenhet. Nedslagsområdet for Ørtvannet er forholdsvis stort og ved sterk nedbør vil det derfor høpes opp mer vann enn det kan fjernes. Vannstanden varierer fra under 100 m o. h. til 108—109 m o. h. Flateinnholdet av vannet synker i tørre perioder nesten til det halve av flate-

innholdet ved maksimal vannstand. Ved lav vannstand forsvinner vannet i en kløft rett vest for Moradsdalen. Kløften er så bred at en kan krype flere meter ned i den, og vannet renner iallfall med en gang ned til et dyp av 95 m o. h. eller lavere.

Ved høyere vannstand trenger vannet innover i Moradsdalen og rekker ved maksimal vannstand ca. 100 m innover. Hele strekningen finner vannet avløp etter underjordiske sprekker i glimmerskiferen. Det er sannsynlig at denne sprekkesone også fortsetter vestover ut i Ørtvann; men hvor langt er ukjent.

Moradsdalen er anlagt etter en svakhetssone hvor det har skjedd glidninger mellom lagene. Det er her den undre kalkspatmarmor kiler ut. I Moradsdalen sees den bare som en smal stripe på 0,5—1 m.

Glimmerskiferen i skaret er for øvrig temmelig oppsprukket i store blokker etter steiltstående diaklaser. Det er mulig at oppsprekningen kan være fremkalt av underjordiske hulrom, idet spenningene i taket er blitt for store slik at det er sprukket og sunket ned.

Elveløpet kommer ut i dagn helt på østssiden av Stillvann i en høyde av 90 m o. h. Ved liten vannføring kommer vannet fram gjennom sprekker lengst vest mens det ved stor vannføring trenger fram gjennom en 30—40 m lang sone. Det kommer fram gjennom flattliggende sprekker i den undre glimmerskiferen, men av det geologiske kart framgår at det ikke er så svært mange meter ned til kalkspatmarmor.

Glimmerskifrene som vannet kommer fram i har enkelte smale kalkstriper og er forholdsvis sterkt oppsprukket.

Man vet intet sikkert om hvorledes det underjordiske elveløp går mellom det sted det forsvinner og der det kommer til syne igjen. Ved analogislutning med andre underjordiske elveløp fra samme trakt er det rimelig å tro at elveløpet er erodert ut i den undre kalkspatmarmor, nær grensen mot den overliggende glimmerskifer. Karsthuler av samme type er nemlig meget alminnelige i hele Dunderlandsdalen og opptrer overalt i kalkspatmarmor. De fleste er gravet ut under glacialforhold av breelver ved en kjemisk opplosning av kalkspatmarmoren. Svært ofte er de gravet ut i hengen av marmordragene slik at glimmerskifer danner taket av hulene.



Fig. 13. Underjordisk avløp av elv fra Ørtvann.
Underground outlet from Ørtvann. The river disappears below the surface at this place.



Fig. 14. Utløp av underjordisk elveløp i Stillvannet.
The underground river from Ørtvann appears again on the earth surface at this place on the eastern most side of Stillvann.

Det at elven kommer opp i dagen ved Stillvannet så langt øst for Ørtvannet gjør det også sannsynlig at den har fulgt den undre kalkspatmarmoren. Kalkspatmarmoren stryker, som det framgår av det geologiske kart, i samme retning.

Hvis vannet i noen særlig grad hadde kunnet trenge fram gjennom sprekker i glimmerskifer og malm er det påfallende at det skal komme fram så langt øst og ikke trenge mere rett gjennom lagene.

Vi har da følgende tre muligheter for hvordan den underjordiske elv kan gå:

1. Elven følger kalklaget ned under bunnen av forekomsten og kommer opp igjen på sydsiden av mulden.
2. Elven følger kalklaget, men ligger ingen steder lavere enn Stillvannets nivå.
3. Elven følger til å begynne med kalklaget østover, men er så bøyet av og trengt gjennom forekomsten fordi den har truffet på tilstrekkelig store åpne sprekker i glimmerskifer og malm.

Ad 1. Man kjenner ikke et slikt forløp fra noen andre steder i Dunderlandsdalen, men det skulle teoretisk sett ikke være umulig. Den viktigste innvendig er at elven går dypere ned enn den nåværende grunnvannstand, altså i nivå hvor alle porer tenkes fylt med vann og hvor vannet er stagnerende. Denne innvending er dog ikke holdbar. For det første er det uvisst hvor grunnvannstanden lå da elveløpet ble gravet. Stillvannet ble først fylt med vann fra Ørtvannet etter at elveløpet var gravet, og det er Ranaelven som danner det naturlige avløp for alt vann fra høyereleggende områder. For det annet må forholdene i hullrommet i alle tilfelle ha minnet om forholdet under grunnvannsnivået. Vannet har fylt hele hullrommet og stått under trykk. Vannbevegelsen har vært langsom og utgravingen har vesentlig skjedd ved en kjemisk oppløsning og ikke ved en mekanisk erosjon.¹

¹ Gunnar Horn: Om dannelsen av de nordlandske karsthuler. N. G. T. 25. 1945, p. 180.

Under slike forhold er det mulig at elven kan følge kalkstenslaget under forekomsten.

Ad 2. På kotekartet for malmliggen må elveløpet overalt ligge nord og nordost for 90 m koten. Det er mulig at elven kan gå slik, men som omtalt under 1 er det teoretisk sett ikke noen avgjørende grunn for det.

Ad 3. Hvis elven trenger gjennom skifer- og malmlagene må vannet følge eksisterende åpne sprekker. Det er nemlig ikke sannsynlig at vannet har hatt så stor oppløsende evne på mine-ralene hverken i skifer eller i malm at det har vært dannet tilstrekkelig store åpninger på den måten.

For å få nærmere rede på utbredelsen av kommuniserende sprekker i forekomsten er grunnvannstanden blitt målt i alle borhull (fig. 15). Hvis slike sprekker er alminnelig skulle en vente å finne omtrent samme vannstand i alle borhull og i en høyde som i allfall ligger under Ørtvannets nivå. På kartet er avmerket vannstanden i hullene og dybden fra jordrøret til grunnvannsoverflaten. Tallene gir holdepunkt for hvor hurtig vannet renner vekk og det naturlige grunnvannsnivå innstilles.

Tallene er temmelig varierende, og det framgår tydelig at ved de fleste borhull er det ikke tilstrekkelig store sprekker til å transportere en vannmengde på flere $m^3/sek.$, slik som de måtte hvis elven gikk der. Ved diamantboringene kom derimot sjeldent borvannet opp så en vet at mindre vannmengder siver vekk langs sprekkenene.

Med + er avmerket de borhull som rekker ned i kalkspatmarmor, slik at en kan se om vannstanden gjennomsnittlig ligger dypere i disse tilfelle; men på grunnlag av målingene kan en ikke trekke noen sikker slutning i denne retning. I den østlige del av forekomsten er f. eks. vannstanden i Bh. 152, som rekker ned i kalkspatmarmor, 109 m o. h., mens den i Bh 150 som er avsluttet i glimmerskifer, er 96,8 m o. h. Det er dog sannsynlig at kalkspatmarmoren bare ligger noen meter under bunnen av hullet.

De borhull som etter grunnvannstanden å dømme kan stå i åpen kommuniserende forbindelse med den underjordiske elv er Bh 112, 135, 136, 150, 151, 157, 160. Ved disse er det så

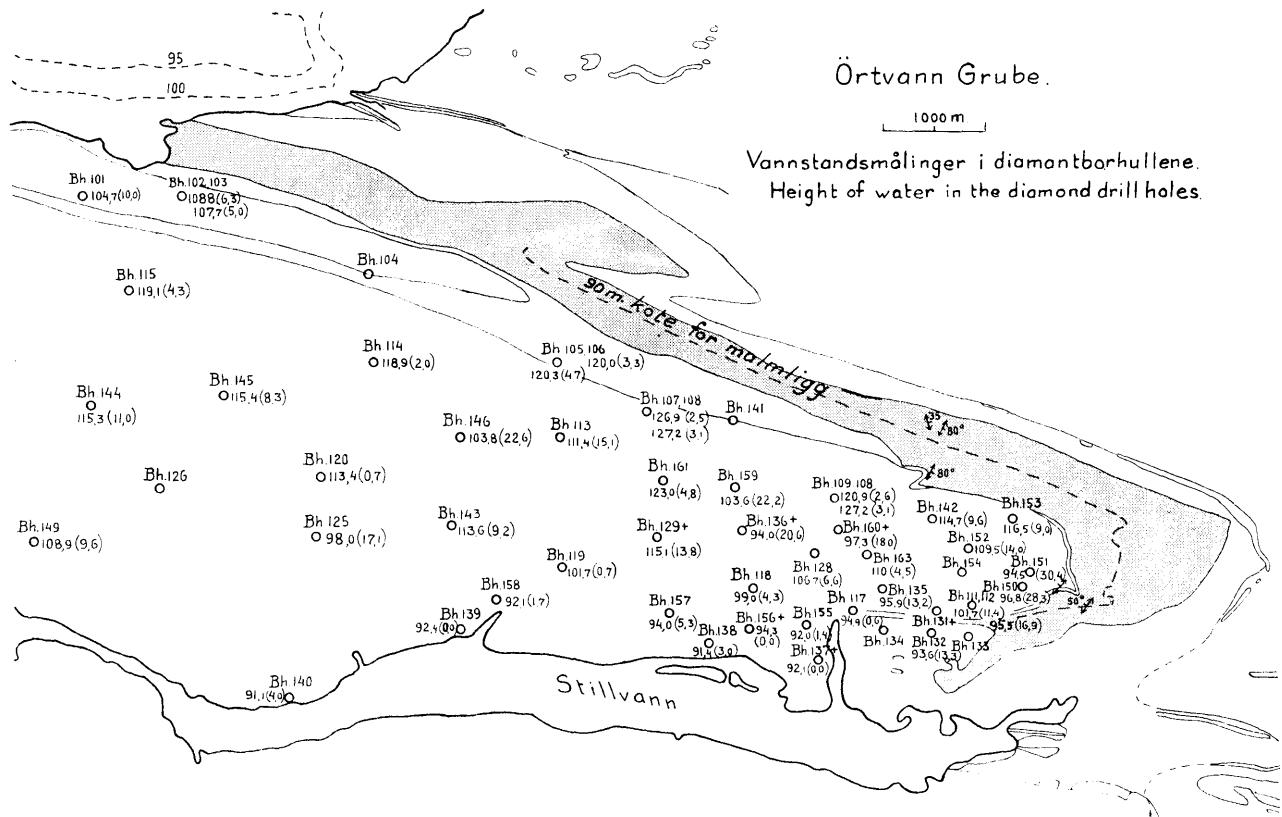


Fig. 15. Vannstandmålinger i diamantborhullene, Ørtvann Grube.

The first number after the borehole number gives the height of water above the sea level. The numbers in the brackets are the depth of groundwater below the earth surface.

store sprekker at vannet hurtig siver vekk og det naturlige grunnvannsnivå innstilles.

Det ble også utført flere forsøk med det sterke fargestoff fluorescein. Overløpet fra vannreservoaret på høyden nord for Bh 152 renner rett ned gjennom et naturlig hull i dolomittmarmoren. Det ble helt ned en konsentrert oppløsning av fluorescein gjennom hullet og samtidig kontinuerlig tatt vannprøver fra utløpet av elven i Stillvann for å se om det kunne påvises noen farvereaksjon. Det kunne ikke med sikkerhet påvises fluorescein i ellevannet. Derimot ble vannet grønnfarget i en liten bekk som renner ut i en vik av Stillvannet rett S for Bh 117. Den samme reaksjon såes også i en liten synk rett S for Bh 142 og i flere små vanndammer nede i bunnen av østre pall. Bergartene omkring vannreservoaret må derfor være forholdsvis sterkt oppsprukket, men forsøket gir ikke sikkerhet for om sprekken står i kommuniserende forbindelse med elveløpet.

Konklusjon. Det underjordiske elveløp er hovedsakelig uterodert i kalkspatmarmor, på grensen mot den overliggende glimmerskifer. Vannet har til å begynne med sirkulert på sprekker og spalter i glimmerskiferen ved Moradsdalen, og der hvor sprekken skjærer den underliggende kalkspatmarmor har vannet funnet angrepsspunkter for den videre utgravning av hullrommene ved opplosning av kalkspaten.

Det er mulig at den underjordiske elv kan bøye under den østligste del av forekomsten slik at elven her ligger lavere enn utløpet i Stillvann, men en har ingen sikre holdepunkter for å fastslå nøyere hvor langt øst det krysser bunnen av mulden. Muligens kan det være omtrent under Bh 150, 151 eller litt østenfor.

Grunnvannsundersøkelsene i borhullene tyder på at sprekken i forekomsten for største delen har for små dimensjoner til at hovedmengden av vannet fra Ørvann kan transporteres på sprekker gjennom forekomsten.

Oppsprekkingen er størst i den østligste delen av forekomsten, og det er her flere forholdsvis store sprekker som kan tenkes å stå i kommuniserende forbindelse med den under-

jordiske elv. Enkelte strekninger er det mulig at vannet hovedsakelig transporteres på slike sprekker.

Uavhengig av om hovedvannløpet går gjennom forekomsten eller om det i gunstigste tilfelle hovedsakelig går i den underliggende kalkspatmarmor må det på grunn av disse kommuniserende sprekker absoutt tilrådes at Ørtvannet skaffes et annet avløp før man går til avbygging av forekomsten. Sannsynligvis vil det være nødvendig å gå til fullstendig uttapping av vannet.

3. Vesterfjellområdet.

I dette området ligger forekomstene:

1. Vesteråli
2. Finnkåtaenget
3. Stensundtjern.

Dessuten er det et lite malmdrag øst for midtre Vesteråli gård.

Stensundtjern-forekomsten svarer stratigrafisk til samme nivå som Stillvannsforekomsten. Draget er fulgt ca. 2600 m etter strøkretningen vestover fra Stensundtjern. Det går nesten rettlinjet hele veien unntagen de siste 200—300 m før det kiler ut mot vest. Det bøyer her av nordvestover og er sammenfoldet etter akser som stryker øst—vest og stuper mot vest. Draget står ned ca. 50° fall mot syd, og ligger hele strekningen på grensen mellom dolomittmarmor i nord og kalkspatmarmor i syd.

Malmdraget hører antagelig til samme stratigrafiske nivå som Finnkåtaenget, men kan ikke følges kontinuerlig over i dette. Den vestligste del av området mellom de to forekomstene er svært overdekket, men så vidt jeg har brakt på det rene står det dolomitt i hele området. Fra den vestlige utkilingen av Stensundtjern-forekomsten går det en forskifret sone av dolomitt med nordvestlig fall i retning mot vestenden av Finnkåtaenget malmforekomst. Det er sannsynlig at forskifringen er en følge av skyvninger, og at dolomittmarmoren på nordvestsiden av forskifringssonen er skjøvet utover dolomittmarmoren på sydøstsiden. Dette vil gi en forklaring på at malmdragene ikke kan følges kontinuerlig over i hverandre, men for å få sikker rede på forholdet må det foretaes en mer detaljert kartlegging i stor målestokk.

Det samme gjelder for Vesteråliforekomsten hvis stratigrafiske stilling er usikker. Etter oversiktskartleggingen å dømme kan den svare til samme nivå som Ørtvannforekomsten.

Den stratigrafiske stilling av dolomittmarmoren syd for Stillvann- og Stensundtjernforekomstene er usikker. Det er lite sannsynlig at den svarer til Øvre Ørtvann dolomittmarmor. Stensundtjernet og Finkåtaenget jernmalmforekomster vilde da få dolomittmarmor av samme alder både på over og undersiden. Dette er lite rimelig, selv om en slik mulighet ikke kan utelukkes i dette området hvor det har vært så sterke foldingar og skyvninger. For å få sikker rede på lagfølgen må området detaljkartlegges.

4. Bjørnhei jernmalmfelt.

I stratigrafisk henseende svarer Bjørnheiforekomsten til Ørtvannforekomsten. Lagserien er svært lik ved begge forekomster. Dolomittlaget som stryker forbi Storfosshei jernbanestasjon svarer til undre Ørtvann dolomittmarmor. Over dolomittmarmoren følger en 4—6 m bred kalkspatmarmor som er best blottet i jernbaneskjæringen sydøst for Bjørnehei-tunnelen. Den er bare utviklet i dette området og kiler ut mot vest.

Over kalkspatmarmoren følger en glimmerskifer som svarer til undre Ørtvann glimmerskifer, men er betydelig mektigere.

Det er to malmhorisonter ved Bjørnheiforekomsten. Den undre horisont er temmelig smal og ligger høyere opp i glimmerskiferserien enn den tilsvarende ved Ørtvann. Strøket er for begge malmlagene NV—SØ og fallet ca. 40° SV, mens strekkningsaksen stuper ca. 15—20° V. Grensene for det utgående er i hovedtrekkene kjent etter de røskningsarbeider som ble utført sommeren 1944.

For å få rede på den geologiske bygging er det nødvendig å fullføre det topografiske kart over et større område omkring forekomsten. Særlig gjelder dette syd og sydvestsiden hvor det kommer inn marmor ca. 30—40 m i heng for forekomsten. Dolomittmarmoren i hengen svarer til Øvre Ørtvann dolomittmarmor, og strekker seg i stor mektighet langs nordskråningen av Langfjell.

Ca. 1100 m SV for Nævernes ligger *Nævernes jernmalmforekomst* som intar samme geologiske posisjon i forhold til den øvre dolomittmarmor som Bjørnheiforekomsten. Det malmførende lag er bare 3—4 m bredt og kan følges i et par hundre meters lengde. Ertsmineralene er en blanding av hematitt og magnetitt.

Jeg har prøvd å følge den malmførende horisont mellom de to forekomster, men det er ikke lyktes. Enten har det skjedd en utpressing av laget under en mekanisk deformasjon, eller det har primært ikke vært sedimentert jern i det mellomliggende område.

5. Langfjellområdet.

Granitter spiller liten rolle i det jernmalmførende området av Dunderlandsdalen. De er mest fremtredende i kyststrøket og ved riksgrensen, og for nærmere beskrivelse av dem henvises det til de tidligere nevnte kartbladbeskrivelser av Oxaal og Holmsen.

Det eneste felt som skal omtales nærmere er Langfjellets injeksjonsgneiser og trondhjemitter. De opptrer i en lang smal sone på 20—25 km lengde. Bredden er 1.5 km på det bredeste syd for Bjørnhei jernmalmforekomst. Mot sydøst avtar mektigheten i dagen til 200—300 m.

Sammensetningen er trondhjemittisk til granodiorittisk og det dreier seg for det meste om smale ganger som gjennomvever glimmerskifrene. Gangene er fra noen cm til flere meter brede og er hovedsakelig trengt frem parallell foliasjonsflatene i glimmerskifrene. Injeksjonssonnen som helhet strekker seg parallell strøket i de omgivende gneiser.

Man kan skille mellom en smal nordre og en bredere sydlig sone av injeksjonsgneiser i Langfjell. Den sydligste er sterkest trondhjemittgjennomvevet. Sonene er skilt fra hverandre ved et drag av granat-glimmerskifer som er nesten fri for intrusjoner. I glimmerskifrene er det også en smal horisont av kalkspat-marmor som kan følges atskillige kilometer i strøkretningen.

I nordskråningen av Langfjell mot Dunderlandsdalen er det atskillig større og mindre trondhjemittganger, men de opptrer mere spredt og enkeltvis enn i Langfjellets injeksjonssone. Det er flere ganger i området syd for jernbanetraceen ved Trongen. På det høyeste punkt på hovedveien mellom Storfosshei og

Nævernes er det et par granodiorittganger. Ved tunnellen inn til østligste pall i Ørtvann gruve skjærer det en smal granittgang på skrå over lagningen.

Foldene i Langfjellets injeksjonssone har en plastisk karakter. Det gjelder både for de minste foldene på noen cm og for de større folder på flere hundre meter.

Foldingsaksene stuper i vestlig til sydvestlig retning og stupningsvinkelen er 20—25°. Retningen er ikke konstant. I den nordvestlige del av Langfjell peker aksene rett vest, mens de lenger sydøst på Langfjell er dreiet over til sydvest (kfr. Th. Vogt¹). Akseretningene faller sammen med strekningsretningene som man ofte ser som en rifling på foliasjonsflatene i gneisene. Mineralkornene viser en planstruktur parallel foliasjonsflatene og en linearstruktur i strekningsretningen. Det må utvilsomt ha foregått differentialbevegelser i denne retning. Eksistensen av slike bevegelser framgår blant annet av at granatene i sonen viser tegn på å ha rotert. Skyvningene er ikke begrenset til et bestemt skyvesone, men til en skyvesone på flere hundre meters maktighet.

Skyvninger av denne art er en forutsetning for at det kan dannes en slik sone av injeksjonsgneiser som man har i Langfjell. Ved den mekaniske deformasjon åpnes det mere eller mindre uregelmessige sprekker og spalter som kan tjene som intrusjonsbaner for magmaet.

Eruptivene er syntektoniske. Magmaet er trengt frem under deformasjonen og hovedsakelig parallel lagflatene i skifrene. Etter sterkningen er gangene foldet og deformert.

6. Området mellom Eiteråga og Nord-Dunderland.

I området øst for Svanheim-mulden står det typiske kalkglimmerskifre med spredte små linser av kalkspat. Eiteråga som kommer opp fra Ørtfjell forsvinner under jorden ved Almlihullet og kommer ut i dagen igjen kort nordvest for Eiterågårdene. Mellom det sted elven forsvinner og det sted den kommer frem igjen strekker det seg et marmordrag, og det underjordiske elveløp er utgravet ved grensen mellom dette og glimmer-

¹ Vogt Th. Fjellkjedens flytestrukturer og malmforekomstene. Det Kgl. Norske Vid. Seisk. Forh. Bd. XVII nr. 30

skifrene. Ved Almlihullet er marmordraget smalt og sammenklemt. Det står med steilt sydlig fall og er ca. 1,5 m bredt. Det grenser til et sterkt forskifret lag av glimmerskifer både i heng og ligg. Marmordraget utvider seg hurtig til ca. 80 meters bredde. Den nordlige og undre del består av ren, hvit dolomittmarmor og den sydlige del av kalkspatmarmor. Kalkspatmarmoren er i alminnelighet sterkt forskifret på hengsiden. Dolomittmarmoren kiler ut mot øst og har en steil styrting på denne siden. Man kan følge glimmerskifrene helt rundt østsiden av marmordraget. Det står glimmerskifer mellom de to marmorlag, men skiferen kiler etter hvert ut mot vest slik at marmorlagene forener seg.

Der hvor Eiteråga kommer frem i dagen igjen står det en uren, sterkt forskifret kalkspatmarmor som mot syd grenser til kalkglimmerskifer. Kort sønnenfor er det et smalt, magnetittførende lag i skiferen. Nord for disse marmorlag er det svært overdekket, men man finner glimmerskifer i enkelte blotninger.

Ca. 500 m øst for Almlihullet begynner det et drag med kalkspatmarmor som i ganske stor mektighet strekker seg østover (Ørtfjellmo kalkspatmarmor). Det er flere tynne benker av dolomittmarmor i kalken og et lag av glimmerskifer som er ganske smalt i vest, men tiltar i mektighet østover.

Glimmerskifrene deler Ørtfjellmo kalkspattmarmor i to grener. Den ene gren stryker på nordsiden av elven, mens den andre gren skjærer over elven ved Alqli, og kan følges i en stor bue frem til Syd-Dunderland. Marmordraget forsvinner i det overdekkte terrenget og kan ikke finnes igjen østenfor.

Ørtfjellmo kalkspatmarmor danner et isolert drag og aldersforholdet til Durmålshøgdas marmor er usikker. Durmåls-høgdas marmor kan følges over i marmorserien som overleirer Bjørnheiforekomsten.

a. *Ørtfjellmo jernmalmfelt* ligger like nord for Ørtfjellmo gård. Den er røsket og diamantboret under ledelse av bergingeniør Worm Lund.

Forekomsten er ca. 1800 m lang og består av tre delvis adskilte drag hvorav de to ligger i strøkretningen av hverandre,

mens det tredje grener seg ut til siden fra det østlige hoveddrag. Strøket er NØ—SV og fallet middels til steilt NW. Det utgående ligger mellom 210 og 319 m o. h.

Gjennomsnittsanalysene fra røskene viser ca. 4 proc. høyere jerngehalt enn borkjernene. Anrikningen skyldes at en del av gangmineralene og da særlig kalkspat nær dagoverflaten er blitt utluttet av det rinnende vann.

Den malmførende horisont grenser både i heng og ligg til glimmerskifer. På sydsiden er glimmerskifrene fra 5—50 m bred og grenser mot syd til den mektige Ørtfjellmo kalkspatmarmor.

På nordsiden av forekomsten står glimmerskifrene i stor mektighet helt opp til Ørtfjell jernmalmforekomst. Det er en 100—150 m bred sone av granat-glimmerskifer som strekker seg langs nordsiden av Ørtfjellmoforekomsten og videre langs grensen av Ørtfjellmo kalkspatmarmor til Nord-Dunderland. For øvrig er det typiske kalkglimmerskifre i området fra Loftmyrene over Ørtfjelltjern til Ørtfjellforekomsten og østover forbi vestre og østre Stortjern til sydsiden av Nord-Dunderlandforekomsten.

b. *Ørtfjell jernmalmfelt* består av en rekke adskilte malmdrag. Enkelte av dragene er bare noen hundre meter lange, mens andre kan følges flere kilometer i strøkretningen. Mektigheten av dragene er høyst varierende. Grensen for det utgående av malmen ble i store trekk fastlagt ved røsking sommeren 1944. Det er ennå noen av de minste dragene som ikke er røsket, men de spiller en underordnet rolle. Grensene er nøyaktig inntegnet på gruvekartet i målestokk 1 : 1000, mens de i denne avhandlingen bare er gjengitt i forminsket målestokk 1 : 20 000 på det geologiske oversiktsskart.

Lagstillingen er steil i hele feltet og varierer mellom nordlig og sydlig. Retningen av foldingsaksene varierer meget. I den vestlige del har jeg observert steil aksestasjon mot NØ, ved Lilleåga flatt SV og andre steder nesten svevende. Dette forhold taler for at malmarealet vil variere svært meget mot dypet og at det malmarealet man måler i dagen ikke gir noe sikkert grunnlag

for beregning av malmkvantitetene. Et nøyaktig geologisk kart med innegnede strekningsstrukturer vil gi viktige holdepunkter for hvorledes eventuelle diamantborhull bør påsettes. Fallet vest for Lilleåga er ennå ikke geologisk kartlagt da det topografiske kart ikke var ferdig mens undersøkelsene pågikk. Øst for Lilleåga var kartene delvis ferdige og hovedtrekken i geologien er inntegnet på oversiktskartet.

Det ser ut til at de forskjellige malmdrag meget nær svarer til samme stratigrafiske horisont, og at det dreier seg om en sterkt sammenfoldet lagserie. Utflikingen mot vest av den mektige dolomittmarmor øst for gruvefeltet tyder på det. De nordøstlige malmdrag inntar samme stilling i forhold til denne som de sydøstlige ved østre Stortjern.

Malmdragene som opprinnelig har hengt sammen, er skilt fra hverandre under den kraftige deformasjon og er foldet og forkastet på en meget kompleks måte. Dragene bøyer rundt mot vest (ca. 700 m vest for Kvannevann), og på nordsiden av forekomsten er det kalk-glimmerskifer av samme type som på sydsiden. De stryker videre langs nordsiden av dolomittmarmoren og kiler ut syd for Spruttjern. Kalk-glimmerskifrene er skilt fra Ørtfjellets og Bomfjellets granat-glimmerskifre ved en 50 m bred sone av kalkspatmarmor som er fulgt sammenhengende helt fra Vesterfjellet til øst for Spruttjern.

c. *Nord-Dunderland jernmalmfelt* danner en direkte fortsettelse av Ørtfjellforekomsten mot øst. Det vestligste malmdrag i Nord-Dunderlandforekomsten begynner 500 m øst for Strandjordåga på sydsiden av et smalt marmordrag. Malmen inntar samme geologiske posisjon som malmen nord for østre Stortjern.

Marmordraget består av dolomittmarmor med en 40 til 50 m bred sone av kalkspatmarmor ved grensen av malmen. Dolomittmarmoren forener seg mot øst med det store dolomittdrag nordøst for Lilleåga.

Forekomsten er 3000 m lang og er oppstykket i en rekke linser av varierende dimensjoner. De største ligger i den vestlige del av feltet (fig. 16). Malmgrensene er fastlagt i 1939 og

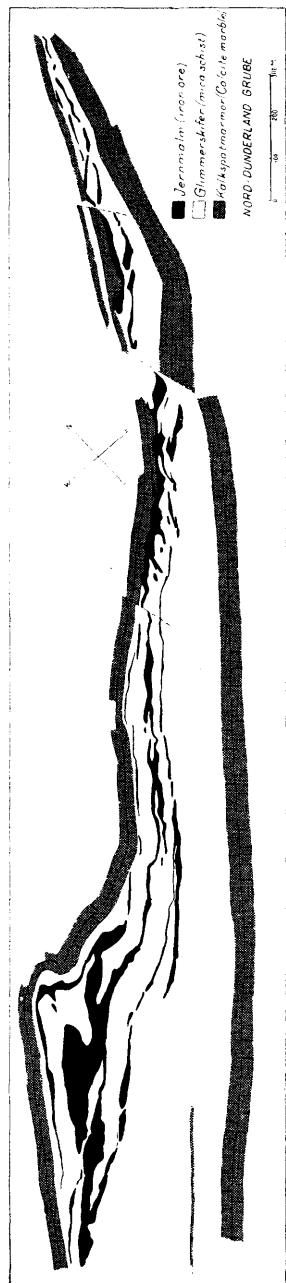


Fig. 16. Nord-Dunderlands malmen.

malmen er overskåret med 73 røskegraver. Det totale malmareal, alle malmlinser medregnet, er etter bergingeniør Worm Lunds beregninger ca. 90 000m². Forholdet magnetisk jern til hematitjern er etter analysene 1 : 9. Analysene fra røskegravene er noe varierende, men har gjennomsnittlig 41—42 % total Fe og 0,22 % P. Det er sannsynlig at det i likhet med Ørtfjellmo og Ørtfjellmalmene er skjedd en anriking på jern i dagoverflaten slik at gjennomsnittsgehalten i virkeligheten er 37—38 % t. Fe.

Oppdelingen av Dunderlandforekomsten i flere parallele drag står i forbindelse med en sterk sammenpressing og isoklinal folding. Dessuten er malmen oppdelt i linser etter tverrgående forkastninger. De viktigste peker i retning N 20—25° Ø, med østsiden forskjøvet mot nord.

Strekningsstrukturene stuper i hele feltet 10—15° V unntagen i nærheten av forkastningene hvor det er avvikeler.

Malmen er overalt knyttet til glimmerskifer. Det er ikke funnet noen marmordrag mellom de malmførende soner. På nordsiden av forekomsten er malmen ved en smal glimmerskifer skilt fra kalkspatmarmor som i den sydvestlige del stuper mot syd og sydøst inn under malmen. I den nordøstre del er fallet steilt til nordlig. Det virker som om kalklaget har vært utsatt for en torsjon, og at det i den nordøstre del er overfoldet mot sydøst. Etter et smalt skiferlag kommer så på nordsiden av malmen den mektige dolomittmarmor.

På sydøstsiden av den malmførende sonen er glimmerskiferen meget bredere enn på nordvestsiden, men smaler av mot nordøst, og lengst øst er avstanden fra malmen til det sydøstlige drag av kalkspatmarmor ikke mer enn 10—15 meter. Det er det samme drag av kalkspatmarmor som stryker på sydsiden av Ørtfjellmoforekomsten.

Den mektige dolomittmarmor på nordsiden av Dunderlandforekomsten er for den overveiende del ren og hvit med et svakt blåskjær. Enkelte partier er fulle av små kvarts-kjørtler og det er også enkelte grafittførende soner.

7. Bomfjell—Ørtfjellområdet.

Nord for det jernmalmførende området i Dunderlandsdalen strekker det seg en smal sone av kalkspatmarmor som er fulgt sammenhengende fra Laskbekken i vest til forbi Spruttjern i øst. Sonen er over 20 km lang, mens bredden i dagen er under 50 m. Det er en grå, grovkornet kalkspatmarmor av vanlig type. Den grenser mot syd til den jernmalmførende kalk-glimmerskifer som er omtalt tidligere. Det nordligste jernmalmilag opptrer omtrent i kontakt med kalkspatmarmoren. Det er et forholdsvis smalt lag som er observert atskillige steder mellom Tørbekken og Kvannevann (ca. 1 km vest for Eiteråga).

I den vestlige del faller kalkspatmarmoren mot syd. Mot øst blir lagstillingen steilere og ved Spruttjern heller lagene mot nord. Opp for Ørtfjellforekomsten står de loddrett.

Ved Laskbekken bøyer lagene mot nord mens de faller mot vest. Ved L. Eiterå er marmorlaget forkastet i det østsiden er forskjøvet mot nord. I skifrene nordenfor er det flere små forkastninger som peker i samme retning N 10° Ø—S 10° V. Ved disse er også østsiden forskjøvet mot nord.

I fjellmassivet mellom dette marmordraget og Stormdalens står det vesentlig granat-glimmerskifre. De viktigste strøklinjer i feltet er tegnet inn på oversiktskartet over Nord-Rana. Toppen av Ørtfjell og Bomfjell danner en antiklinal og nord for denne kommer en synklinal. Synklinalen blir dypere og mere sammenpresset jo lengere nordøst man kommer. J. Oxaal som tidligere har beskrevet dette området har omtalt denne sterkt sammenpressede synklinalen. Den fortsetter i retning av det pressede granittmassiv ved Steinfjell hvor bergartene er helt isoklinal-foldet, overfoldet og overskjøvet mot øst.

Det er flere smale marmorhorisonter i Bomfjell—Ørtfjellområdet som danner gode ledenvåper. Den eneste av dem som kommer inn på flykartet over Dunderlandsdalen stryker nord for Ørtfjellforekomsten. Det stryker på skrå ned fra toppen av Bomfjell og videre langs sydsiden av Svarttjern og støter mot vestsiden av Spruttjern. Det skjærer ned mot det smale marmor-drag sønnenfor og mot Ørtfjell dolomittmarmor under en temmelig spiss vinkel. Dette er en følge av deformasjonen, idet skifrene er delvis utpresset langs sydøstskjenkelen av Ørtfjell-

sadelen, mens de har svulmet opp til større mektighet ved omboyningen. Grensen mot dolomittmarmoren er en tektonisk grense hvor det har foregått skyvninger. Det er flere kvartsittrike lag i glimmerskifrene, blant annet ved Lilleåga nord for Ørtfjell-forekomsten, nær toppen av Ørtfjellet, NV for Bomfjell, N for Svartisfjell m. m.

De er tidligere beskrevet av Oxaal som også omtaler lignende kvartsittlag vest for Kuhaugfjell og i Jarfjell og Grønfjell sydøst for Dunderlandsdalen. Oxaal har vist at kvartsittdragene flere steder står i forbindelse med gjennomskjærende kvartsganger og diskuterer muligheten av at kvartsittdragene er av eruptiv opprinnelse. I alminnelighet er grensene mot de omgivende glimmerskifre konform, men enkelte steder er det også grenseforhold som minner om intrusiv kontakter. Ofte viser kvartsittene antydning av lagdeling, men hvor de antar et eruptivt utseende er de helt ulaget.

Selv er jeg av den oppfatning at det dreier seg om opprinnelige sedimentære lag som er omkrystallisert under medvirkning av vandige oppløsninger som har sirkulert på spalter og porer. Dels er kvartsen også avsatt igjen på gjennomskjærende sprekker. At det har sirkulert kiselsyreførende vandige oppløsninger i området framgår også av at glimmerskifrene i Bomfjell—Ørtfjellområdet mange steder er fulle av små forvredne slirer og linser av kvarts. Det ligger nær å tro at det meste av kvartsen er uthulet av kvartsrike sedimenter i området. Oxaal kaller disse bergarter kvartslinsegneiser og nevner hvorledes de av utseende ligner meget på injeksjonsgneisene i feltet.

8. Tektonikken i Dunderlandsdalen.

For å få rede på tektonikken i det malmførende område i Dunderlandsdalen er det nødvendig å studere et større felt. På oversiktskartet over Rana er hovedtrekkene i geologien inntegnet.

I fjellmassivet mellom Dunderlandsdalen og Stormdalen er strøklinjene angitt. Den samme sterke folding etter øst—vestgående foldingsaksjer, som var alminnelig i det vestre Storfosshei-området, fortsetter her.

I fig. 17 er de viktigste tektoniske linjer i det sentrale Dunderland-felt inntegnet. I den vestre del av feltet stryker foldingsaksene E—W, men bøyer jevnt av til NNE i den øvre

del av dalen. Aksene ligger lengst fra hverandre i den midtre del av feltet, mens de særlig i NE er presset meget sterkt sammen. Samtidig er det en foldestruktur loddrett på den første, bestemt ved foldingsaksenes varierende stupning. På kartet er angitt deres depresjons- og kulminasjonsområder. Mellom Vesterfjellet og Grønlien er det en aksedepresjon. Vest for Grønlien, ved Langvann og Mo, er hellingen mot øst mens den i Vesterfjellet er vestlig.

Derpå følger en aksekulminasjon mellom Gløsen og Lasken og igjen en aksedepresjon nordøst for Durmålshøgda.

I den vestlige halvdel av feltet er bergartene overfoldet mot nord og sammenpresset etter krefter som har virket i N—S-retning, mens bergartene i østfeltet er overfoldet mot SE og sammenfoldet etter krefter som har virket i NW—SE retning. Dette bevirker at bergartene blir utsatt for en torsjon. Det er f. eks. tydelig å se i det lange smale kalklag som strekker seg nord for Ørtvann helt fra Vesterfjellet til langt forbi Ørtfjell-forekomsten og som begrenser den malmførende serie fra Bomfjellskifrene. I den vestre del faller kalken mot syd og sydvest. I den midtre del er lagstillingen steil og i den østre del faller kalken mot NW inn under Bomfjellskifrene. Det er den samme torsjonsvirkning man har i Nord-Dunderlands-forekomsten. Marmordragene øverst i nordskråningen av Langfjell viser det samme, med sydvestlig fall langs Langfjell, steilt fall ved omøyningen mot NE av lagene og NW fall i Jarfjellområdet.

Granittmassivet i Raufjell og Bolna har karakter av en bunngranitt. Det stuper overalt under de omgivende skifre og grenser mot grafittskifre og fyllitter (Oxaal 1919, p. 16). Det er muligens en grunnfjellsgranitt som delvis er palingent oppsmeltet i kaledonsk tid. Men i alle tilfelle har den virket som et fast massiv under deformasjonen, slik at bergartene vestenfor er blitt foldet trekspillaktig sammen under det veldige trykk fra NW eller W. Denne trykkretning faller sammen med den normale trykkretning i denne del av kaledonidene.

Granittmassivet i Kjerringfjell er en kaledonsk palingen granitt som er intrudert som en fakolitt mellom fjellkjedesedimentene. Den må også under utformingen av tektonikken i Dunderlandsdalen ha virket som et fast massiv som har øvet et

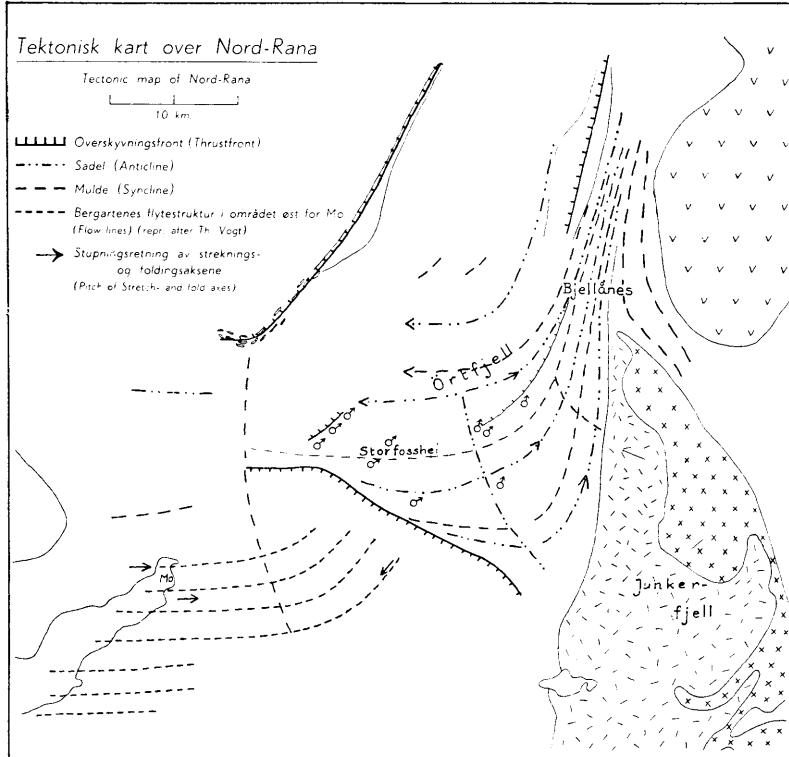


Fig. 17. Tektonisk kart over Dunderlandsdalen i Nord-Rana.

visst mottrykk under foldingen. Den er til dels sterkt presset og oppknust.

Den langstrakte granittintrusiv vest for Stormdalsfjell som strekker seg videre sydover som en injeksjonsgneissone representerer en overskyvningssone for bergarter som er skjøvet fram fra vest. Trykkretningen ser ut til å ha vært noenlunde loddrett på intrusivens lengderetning.

Intrusjons- og injeksjonsgneissonen som strekker seg i NW—SE retning langs Langfjell er overskyvningssone for bergartene på sydvestsiden. Det er ikke skyvninger av samme karakter som i randområdene av fjellkjeden vi har for oss. Bergartene er ikke overskjøvet etter et bestemt skyveplan, men etter en skyvesone som kan være flere hundre meter bred. Lagene har glidd over et plastisk underlag. De granittiske oppløsninger

har trengt fram gjennom sprekker og svakhetssoner som er dannet under den mekaniske deformasjon og har virket til å minske friksjonen under skyvningen (se side 37).

Både den plastiske deformasjonstil og karakteren av de granittiske injeksjonssoner viser at deformasjonen er skjedd i et dypt nivå av fjellkjeden, like over grensen mot migmatittfronten. Det store felt av injeksjonsgneis i området SW for Langfjell viser endog en bygning som svarer til en deformasjon i migmatittsonen, og det samme er tilfelle flere steder ved Mo og særlig i kyststrøket enda lenger vest.

Th. Vogt (23) har nylig i et arbeid omtalt bergartenes strekningsstrukturer i området mellom Langfjell og Mo, og jeg har på det tektoniske kart inntegnet strekningsretningene etter hans arbeid. Ved Mo stryker de øst—vest og stuper mot øst. (Lengdeaksen for Mofjellet gruve peker i denne retning og stuper mot øst. Nærmore Langfjell dreier aksene over mot nord—øst. (Malmhaug gruve stuper etter Vogt mot SW). Det stemmer også med mine egne observasjoner fra Langfjell idet strekningsstrukturene i det vestlige området peker E—W med fall mot vest, mens de lenger sydøst på Langfjell er dreiet over til SW.

Årsaken til dreiningen av strekningsaksene er ukjent, men må henge sammen med den plastiske deformasjon av underlaget.

Strekningsaksene sydvest for Langfjell stryker diskordant i forhold til de på nordøstsiden, i overensstemmelse med at det her er en overskyvningsfront. Det er mulig at strekningsaksene på sydvestsiden faller sammen med skyveretningen, men det er ikke sikkert avgjort. Hvis det er tilfelle vil skyveretningen variere mellom de østlige og vestlige områder, slik som en kan vente ved en plastisk skyvning.

I de områder jeg selv særlig har studert faller alltid strekningsaksene og foldingsaksene sammen, men det er ikke alltid tilfelle i det område Th. Vogt har studert (23).

For å gi et forenklet bilde av tektonikken kan vi tenke oss at vi har et fast massiv i øst (Raufjell- og Kjerringfjell-massivene) og et fast massiv i SW langs Langfjell. Tilsammen danner disse massivene en kjeve som åpner seg mot NW. Kjeven er fylt med fjellkjedesedimenter som er foldet under innvirkning av et trykk fra NW.

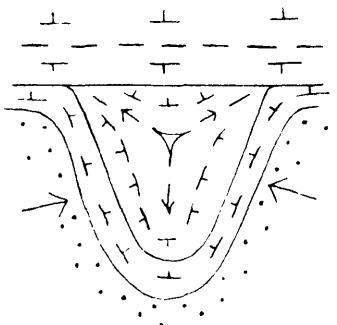


Fig. 18. Skisse gjengitt etter Th. Vogt.
(Simplified drawing to illustrate how the
folds in Dunderlandsdalen were formed.)

Et slikt tilfelle har Th. Vogt beskrevet fra Sulitjelmafeltet. Den måte bergartene er foldet på minner meget om Dunderlandsdalen, og vi skal derfor se nærmere på hans betrakninger:

En kan tenke seg et fast massiv som åpner seg kjeveaktig til den ene side hvor det grenser mot mer mobile bergarter. Hvis det utøves et trykk loddrett inn mot kjevens åpning vil bergartene foldes slik som angitt på fig. 18. Man får en mulde langs randen av kjeven og tre sadler som blir ordnet radialt ut fra et kulminasjonspunkt i midten av kjeven. Stupningen av aksene er angitt på tegningen.

Utseende blir svært likt det man har i det sentrale Dunderlandsfelt og viser at man kan benytte lignende synspunkter der for å forklare tektonikken (se f. eks. Nævernes—Lasken antiklinalen). Bygningen blir i virkeligheten betydelig mer komplisert enn i det hypotetiske eksempl. Blant annet danner ikke Langfjell noe fast massiv, men er aktivt overskjøvet mot nordøst. Det er den relative bevegelse man observerer, og bergartene på nordøstsiden er antagelig også aktivt underskjøvet mot SW. Dette bevirker visse forandringer fra forsøksbetingelsene i eksemplet, men i grov tilnærming vil det virke som det lå et fast massiv her.

Den tektoniske bygning i Dunderlandsdalen har tidligere vært lite kjent, og man har ikke hatt rede på årsaken til de øst—vestgående strøkretninger, som stikker så påfallende av fra områdene lengre nord og syd. Både foldingsaksenes avbøyning, deres varierende stupning og den i øvrigt meget komplekse folding kan i vesentlige trekk forklares ved det kjennskap man under detaljkartleggingen har fått til fordelingen av kreftene og til beliggenheten av de resistente massiver i Dunderlandsdalen.

Petrologi.

A. Jernmalmene.

1. *Malmanalyser.* Det er utført kjemiske analyser av alle malmkjernene fra borhullene i Ørtvann Grube (tabell 1). I borhull hvor det var flere malmtyper ble disse analysert hver for seg. Etter å ha tatt ut prøver til malmsamlingen ble kjernene knust i sin helhet til under 5 mm og det ble omhyggelig splittet ut analyseprøver på 100 g nedknust til under 1 mm.

Det er viktig at splittingen av prøvene foretas meget omhyggelig. Ved en malm av denne type hvor det er så stor forskjell i sp. vekt mellom malmineralene og gangmineralene vil det meget lett skje en sortering av mineralene etter tyngden. Kjerneprosenten ved boringene var ca. 95 %.

Prøvene ble analysert på jern av flere forskjellige firmaer, og det viste seg at bestemmelsene kunne avvike med flere prosent når de ikke foretok splittingen tilstrekkelig nøyaktig; mens variasjonen iallfall lå omkring 0,5 prosent etter at de begynte å foreta nøyaktig splitting.

Prøvene ble alle analysert på totaljern, magnetisk jern, mikroskopisk bestemt jern, fosfor og svovl. I alminnelighet er også syreløst jern bestemt. Dessuten er det foretatt 58 totalanalyser. Magnetisk jern er bestemt på A/S Sydvarangers laboratorium.

Mikroskopisk jern er bestemt av Odd Eidsmo i Rana Gruber A/S.

Foruten i malmineralene inngår det også en del jern i enkelte silikater som granat, hornblende og biotit og ved bestemmelsen av totaljern blir også dette tatt med. Det jern man særlig er interessert i å kjenne er det oksydisk bundne jern. Det bestemmes ved saltsyreløst Fe og mikroFe. Det er vanskelig å få en helt korrekt bestemmelse av oksydisk jern ved kjemisk

Tabell 1.

Ortvann Grube.

Borhull Nr.	Meter		Total-Fe			HCL-løslig Fe			Magn. Fe	Mikro. Fe	Berg-			
	Fra	Til	Ver. St	Heiden- reich	A/S	Ver. St	Heiden- reich	A/S			S	FeO	Fe ₂ O ₃	
101	49,9	74,0	35,62		35,77				32,44	34,6	0,220	0,14	14,32	35,06
102/I	20,75	32,5	35,92		35,77				28,27	32,3	0,195	0,06	11,71	38,38
/II	40,32	55,0	35,92		46,28				19,61	39,7	0,224	0,14	9,11	41,27
103	28,9	51,6	36,84		37,08				21,10	33,2	0,181	0,24	10,02	43,00
104	31,3	59,5	34,31		34,42				30,77	31,9	0,185	0,52	14,06	33,48
105	32,5	56,1	34,10		32,66				24,09	28,1	0,175	0,19	10,67	36,94
106	48,51	85,0	30,98		29,88				21,14	25,4	0,183	1,70	10,28	32,90
107	42,83	66,0	30,88		30,68				19,60	18,1	0,168	0,16	8,47	34,78
108/I	59,6	83,0	33,20		33,03				26,44	33,9	0,176	0,07	14,34	31,57
/II	83,0	99,5	32,09		32,44				5,45	30,6	0,187	0,08	3,77	41,69
109/I	38,65	62,55	31,18		30,62				24,41	30,5	0,152	0,50	13,81	29,27
/II	62,55	79,3	42,29		42,00				4,38	40,7	0,210	0,40	3,36	57,30
110/I	85,0	116,5	38,20		33,01				14,05	34,0	0,219	0,70	15,91	36,99
/II	116,5	133,9	33,85		38,23				31,29	32,9	0,235	0,47	7,24	40,38
111/I	29,4	75,0	35,96		35,74				29,99	34,8	0,207	0,47	14,59	35,25
/II	75,0	90,0	33,06		32,97				9,02	33,4	0,222	0,05	5,02	41,71
112/I	13,0	31,0	37,90		37,61				30,90	34,2	0,238	0,76	18,38	33,71
/II	31,0	36,45	39,30		38,39				6,88	35,8	0,246	0,03	3,73	52,01
113/I	110,6	129,0	30,52		29,62				24,97	27,2	0,140	0,39	13,04	29,19
/II	129,0	153,6	40,42		40,35				2,57	36,8	0,194	0,32	1,95	55,63
114/I	110,85	136,5	30,01		29,61				23,15	26,8	0,171	0,52	11,60	30,06
/II	136,5	154,15	32,42		32,27				15,18	31,4	0,204	0,11	7,17	38,41
115/I	133,8	174,0	33,59	34,8	34,43	33,13	34,3		9,78		0,160	0,14	5,07	52,4
/II	184,0	195,0	36,16	36,6	31,42	35,70	36,4		31,10		0,165	0,04	1,17	50,41
117/I	2,2	11,0	31,15		30,59				20,70	24,4	0,214	1,92	16,20	26,57
/II	19,0	25,0	37,40		38,22				33,06	31,8	0,234	0,22	17,36	34,15
/III	27,95	30,8	42,50		34,11				41,30	37,4	0,307	0,22	19,67	39,30
/IV	32,8	37,2	40,00		39,95				37,73	37,8	0,315	0,21	18,38	36,72
118	54,5	82,5	37,67		27,67				33,97	39,2	0,230	0,18	17,08	34,93
119/I	77,0	91,7	38,00		27,60				20,44	27,9	0,218	0,76	11,83	41,15
/II	97,5	169,0	37,29		26,93				32,75	35,6	0,215	0,42	16,81	34,68
120	202,0	242,3	31,12		31,73				23,05	30,6	0,155	0,41	11,24	32,07
121/I	187,5	206,0	29,80		30,51	29,29	29,4		23,41	33,9	0,160	0,14	11,04	30,33
/II	206,0	222,5	37,11		35,93	36,76	36,5		8,60	38,2	0,140	0,05	4,72	47,86
/III	247,5	264,6	35,70		35,03	35,05	34,3		25,57	34,4	0,196	0,33	11,86	37,91
122/I	216,5	226,4	33,80	31,8	33,39	32,93	31,1		27,59	34,5	0,171		13,54	33,32
/II	263,5	266,5	30,79	47,0	30,83	30,27	46,5		24,62	28,8	0,151	0,50	14,45	28,01
/III	274,4	283,4	32,22	32,0	31,44	32,02	31,9		2,84	37,0	0,142	0,19	2,35	43,47
/IV	268,8	290,75	39,54	39,4	39,34	39,09	39,3		25,67	37,9	0,210	0,51	11,98	43,26
123	256,5	265,5	35,80	35,6	35,33	35,15	34,9		30,29	34,0	0,141	0,23	14,99	34,46
124	71,6	80,5	33,93	33,3	34,48	33,13	33,1		18,69	35,2	0,168	0,03	9,22	38,37
125	194,0	207,0	31,31	31,6	32,5	29,63	29,9		25,12	28,0	0,210	0,67	12,63	30,77
126 I	263,6	279,0	33,03	31,7	32,85	31,61	31,0		27,29	33,4	0,185	0,14	13,40	32,38
/II	279,0	303,5	38,05	37,1	37,68	37,47	36,5		4,80	39,0	0,200	0,37	3,25	10,81
128/I	49,75	101,7	35,76	36,4	35,80	32,93	36,1		29,80	34,4	0,210	0,47	16,55	32,76
/II	101,7	121,8	39,66	37,4	36,60	36,06	36,9		4,88	39,3	0,232	0,07	3,12	48,91
129.I	160,3	174,5	26,46	25,5	26,44	24,67	24,0		17,38	17,5	0,119	0,72	15,25	20,91
/II	174,5	281,4	35,11	36,11	35,99	34,13	36,2		28,42	33,8	0,219	0,04	13,03	35,73
130 I	281,4	321,0			30,89				30,75	10,44	30,2	0,143	6,54	38,48
/II	321,0	361,0			30,54				30,50	4,51	31,4	0,148	3,75	39,20
131/I	17,75	25,25	38,58	39,7	38,97	37,67	29,4		35,65	36,3	0,251	0,21	17,6	35,66
/II	71,80	74,30	34,39	33,5	34,22	33,68	32,0		30,01		0,149	0,08	14,84	32,73
132	6,7	16,5	38,38	38,1	38,23	37,34	37,3		35,39	36,8	0,236	0,37	17,33	35,68
133	7,0	14,7	38,08	38,3	37,72	35,40	35,4		33,39	39,0	0,255	0,15	16,33	36,35
134	9,2	20,3	38,78	40,3	38,67	37,74	38,5		35,44	37,3	0,229	0,45	17,98	35,52
			Holw.											
135/I	35,1	55,0	36,3		35,91				35,24	31,20	31,9	0,235	18,86	34,01
/II	55,0	78,1			27,53				27,32	19,52	28,2	0,202	14,68	24,92

Tabel 1. (Forts.)

Analyser av borhull.

artsanalyse	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O	P ₂ O ₅	Sum	Magnetit	Hematitt	Fe magn. Fe hæm.	Fe total P
37,97	0,30	4,14	0,35	2,92	2,73								46	3,4	14,74	163
35,57	0,33	4,61	0,32	2,72	3,54								37	13,1	7,07	188
34,63	0,30	3,38	0,31	2,48	3,54								29	21,4	0,98	206
32,50	0,32	3,63	0,35	2,18	3,64								32	21,0	1,74	205
38,02	0,38	4,46	0,24	2,33	3,24								45	2,5	28,00	186
37,10	0,28	4,64	0,27	2,42	3,44								34	13,6	6,03	186
38,13	0,30	5,19	0,73	2,41	3,95								33	10,2	4,91	164
40,23	0,32	5,02	0,39	2,92	3,80								27	16,2	2,31	182
35,95	0,34	3,31	0,23	8,23	5,11								46	0	3,52	188
36,40	0,38	3,59	0,27	2,29	3,69								12	33,5	0,22	174
38,76	0,34	3,58	0,31	3,00	5,07								44	-0,9	4,00	202
25,88	0,22	1,50	0,31	1,55	5,48								11	49,6	0,12	200
31,81	0,29	2,34	0,46	2,36	5,87								51	1,9	0,70	151
31,53	0,26	2,74	1,01	2,75	5,27								23	24,9	19,44	162
34,82	0,29	3,03	0,54	2,86	4,21								47	2,8	6,25	173
35,08	0,37	3,87	1,01	2,68	4,72								15	30,0	0,36	149
30,30													57	-5,0	9,36	158
29,00													12	43,7	0,23	156
40,81	0,32	5,36	0,31	2,64	3,75								42	0,2	11,36	122
27,83	0,24	2,30	0,46	1,89	4,86								6	51,6	0,76	108
41,86	0,36	5,72	0,31	2,80	3,85								37	4,6	6,44	174
38,60	0,32	3,18	0,66	1,87	3,85								23	22,6	0,94	158
36,62	0,28	4,14	0,75	2,26	4,25	1,1		2,6	0,45	0,41			16	31,5		215
34,35	0,23	3,73	0,39	0,20	3,85	1,1		2,9	0,50	0,46			3	48,6		221
37,26													52	-9,3	5,59	143
32,00													56	-4,5	>12	164
27,25													63	-4,1	"	144
26,24													58	-2,9	"	127
33,64	0,27	3,01	0,46	1,93	4,06								55	-3,0	"	164
33,00													38	15	?	173
32,70	0,20	3,06	0,54	0,87	5,02								54	-2,5	10,93	172
38,83	0,47	4,47	0,36	3,26	4,87								36	7,3	3,02	204
41,52	0,34	5,11	0,31	2,73	4,05	1,2		1,74	0,50	0,47			36	5,5	3,90	191
33,61	0,24	3,59	0,54	1,78	3,85	1,2		2,14	0,35	0,41			15	37,6	0,32	256
33,00	0,25	3,25	0,39	2,22	5,00	1,9		3,38	0,1	0,55			38	11,7	2,69	179
37,60	0,32	4,51	0,54	2,61	3,66	1,5		1,26	0,1	0,46			43	3,9	5,20	196
39,50	0,35	4,13	0,27	2,44	3,85	2,5		1,96	1,15	0,46			46	3,5	4,31	204
36,32	0,32	4,58	0,35	2,66	4,25	1,7		2,8	0,64	0,55			7	38,8	0,10	221
30,00	0,24	2,80	0,46	2,01	4,56	1,0		2,5	0,31	0,73			38	17,2	1,17	182
35,94	0,32	4,49	0,31	3,04	3,55	1,6		1,12	0,3	0,55			48	1,5	0,18	250
37,30	0,40	4,00	0,23	2,60	3,60	1,5		1,92	0,42	0,46			30	11,5	1,30	205
36,00	0,28	4,78	0,86	2,37	6,07	1,1		4,2	0,37	0,87			40	3,4	6,22	155
39,00	0,42	4,48	0,27	2,8	3,9	1,3		1,1	0,40	0,50			43	2,8		177
30,40	0,28	2,42	0,40	2,09	4,35	0,9		4,0	0,37	0,69			10	44,0		188
32,5	0,38	3,8	0,46	2,9	5,4	1,0		3,4	0,1	0,53			53	-3,7		170
32,3	0,36	3,3	0,46	1,2	5,2	1,0		3,26	0,34	0,53			10	32,0		158
44,5	0,40	4,9	0,23	3,82	4,68	1,7		0,76	0,9	0,55			49	13,0	2,6	222
34,9	0,33	2,9	0,46	2,1	5,3	1,2		2,94	0,56	0,55			42	6,7	5,0	165
37,61	0,58	4,43	0,08	2,45	4,35	0,51	0,95	3,18	0,64	0,43			21	24	0,52	216
39,07	0,58	5,85	0,19	1,76	3,94	0,14	1,50	1,95	0,88	0,45			12	31	0,17	182
31,0	0,28	3,4	0,7	1,5	4,5	0,9		2,9	0,39	0,73			56	-2,7	17,8	154
35,6	0,38	4,76	0,26	2,17	4,84	1,2		1,86	0,50	0,44			47	0,6	8,1	299
32,0	0,3	2,5	0,62	1,81	4,66	0,8		3,0	0,1	0,78			55	-2,0	17,7	162
30,42	0,22	3,2	0,50	2,4	5,42	0,9		3,2	0,3	0,69			52	-0,7	16,7	148
30,00	0,3	3,2	0,52	2,0	4,96	0,7		3,3	0,2	0,71			58	-4,5	15,4	168
33,06	0,40	2,84	0,46	2,80	5,01	0,34	0,96	2,99	0,1 ^{1,2} _{0,5} ⁺	0,59			61	-8,1	7,8	153
37,77	0,30	5,89	1,73	2,72	6,26	0,58	1,03	3,31	0,1 ^{1,2} _{0,6} ²⁺	0,33	100,36		47	-7,4	2,5	136

Tabell 1. (Forts.)

Ørtvann Grube.

Borhull Nr.	Meter		Total-Fe		HCL-løslig-Fe			Mikro. Fe	P.	Berg-		
	Fra	Til	Hol- vech	Heiden- reich	A/S	S	Magn. Fe			S	FeO	Fe ₂ O ₃
					S							
136/I ...	109,3	122,0	29,78		29,05		27,63	21,23	26,2	0,166	17,48	23,18
/II ...	122,0	141,5	38,24		38,17		37,62	34,00	34,2	0,214	17,21	35,57
/III ...	141,5	158,3	34,21		35,11		34,88	2,57	36,0	0,209	2,53	46,11
/IV ...	169,3	176,5	30,45		31,34		30,54	26,18	28,4	0,165	13,90	28,14
137 ...	20,5	27,85										
138/I ...	43,0	46,6	34,09		33,72		31,29	27,02	30,4	0,200	20,18	25,56
/II ...	56,2	62,1	32,34		33,86		33,69	25,79	30,0	0,216	14,58	30,16
139 ...	110,7	130,0			36,74		35,51	33,13	30,9	0,238		
140 ...	104,8	109,1	45,51		45,71		43,90	41,81	39,4	0,294	23,51	38,98
141/I ...	27,0	52,5	35,61		36,40		34,85	30,80	28,8	0,154	18,80	30,07
/II ...	52,5	62,0			24,25		23,46	19,29	19,9	0,189		
/III ...	62,0	80,0			33,15		32,97	9,73	34,0	0,164		
142/I ...	59,0	78,0			37,75		36,50	32,41	35,4	0,176		
/II ...	78,0	100,0			35,66		35,64	5,06	38,8	0,210		
/III ...	124,5	128,5			33,24		32,73	17,86	35,0	0,168		
143 ...	230,0	279,3			36,29		35,22	31,55	35,6	0,172		
144/I ...	226,3	240,7			32,39		30,79	26,93	30,3	0,163		
/II ...	240,7	277,4			32,74		32,28	7,65	33,0	0,177		
/III ...	277,4	300,7			37,88		37,05	2,94	38,2	0,232		
145/I ...	168,0	206,8			32,90		32,24	25,39	33,4	0,167		
/II ...	206,8	211,3			39,64		39,34	5,41	40,0	0,220		
146/I ...	131,3	153,7			29,26		28,10	22,80	27,2	0,132		
/II ...	153,7	161,6			34,46		34,02	2,65	32,2	0,180		
149/I ...	332,0	361,8			36,93							
/II ...	361,8	391,0			44,15							
150/I ...	14,9	21,7			33,2							
/II ...	21,7	30,5			38,5							
/III ...	30,5	44,8			40,5							
151/I ...					38,8							
/II ...					37,7							
/III ...					31,2							
152/I ...					29,4							
/II ...					31,1							
/III ...					33,7							
153/I ...					38,4							
/II ...					36,6							
154/I ...					32,1							
/II ...					29,5							
155/I ...	20,5	26,0			33,7							
/II ...	26,0	37,0			38,5							
156 ...	36,0	36,0			35,0							
157 ...	64,0	81,3			38,4							
158/I ...	94,5	105,2			30,2							
/II ...	108,3	114,2			41,7							
159/I ...	87,9	107,4			33,2							
/II ...	107,4	115,0			34,8							
160/I ...	76,7	86,8			27,7							
/II ...	88,0	107,9			36,7							
/III ...	107,9	121,3			34,8							
/IV ...	130,0	135,0			32,5							
161/I ...	113,6	128,5			33,0							
/II ...	134,1	145,4			36,5							
/III ...	148,8	163,6			40,1							
162/I ...	209,5	217,8			27,5							
/II ...	217,8	230,0			33,0							
163/I ...	50,6	68,3			30,1							
/II ...	68,3	86,5			39,0							
/III ...	86,5	100,4			34,8							

T a b e l l 1. (Forts.)

Analyser av borhull.

artsanalyse													Magnetitt	Hematitt	Fe magn. Fe hæm.	Fe total P
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	GaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O	P ₂ O ₅	Sum					
32,69	0,44	5,75	0,14	3,52	5,77	0,57	1,20	1,88 0,08 0,22	0,44	100,29	56	- 15,4	3,3	175		
34,53	0,45	3,28	0,23	2,57	2,79	0,50	1,02	1,10 0,04 0,38	0,30	99,97	45	- 7,8	9,4	178		
35,05	0,45	3,28	0,31	2,00	5,06	0,50	1,00	3,19 0,10 0,18	0,56	100,19	8	40,6	0,08	168		
38,87	0,50	5,31	0,27	2,23	5,44	0,90	1,19	2,50 0,13 0,29	0,52	100,19	45	- 3,0	6,1	190		
34,45	0,50	3,80	0,46	2,71	6,12	0,46	0,83	3,53 0,05 0,17	0,48	99,93	65	- 19,3	6,4	69		
36,36	0,44	4,91	0,68	1,79	5,39	0,31	1,70	3,22 0,10 0,08	0,57	100,19	46	- 1,4	3,3	157		
23,89	0,09	0,98	0,46	0,91	6,20	0,31	0,28	3,22 0,05 0,11	0,66	100,03	76	- 13,5	20,0	156		
34,37	0,44	4,61	0,05	2,95	4,70	0,70	0,62	0,83 0,14 1,10	0,55	99,93	61	- 12,1	7,7	236		

analyse. En del av jernet i silikatene vil utlutes når analysesubstansen kokes i fortynnet syre. Særlig i magnetittalmene hvor det ofte inngår jernrike silikater som almandin, alminnelig hornblende og til dels grünerit har man ingen sikkerhet for hvor meget jern det kan være utluted av disse. Som en kontrol på hvor meget oksydisk jern det er til stede er det utført mikroskopiske analyser av alle prøver. De er utført uten kjennskap til de kjemiske analyser. De viser i alminnelighet god overensstemmelse med saltsyreløst Fe. I de fleste tilfeller ligger mikroFe litt lavere enn saltsyreløst, hvilket svarer til at det er utluted noe jern fra silikatene.

Analysemetoden består i en kombinert sikteanalyse og korntelling. Analyseprøven ble knust til alt passerte sikt med maskeåpning på 0,6 mm. Den ble videre delt i 6 fraksjoner etter kornstørrelse ved å benytte sikt med maskeåpning på 0,4, 0,2, 0,1, 0,07, 0,05 mm. De enkelte analysefraksjoner ble veiet og undersøkt hver for seg. Korntellingen ble utført under binokularmikroskop og det ble skilt mellom rene malmkorn, halvkorn og rene bergartskorn. Mengden av malm i halvkornene ble anslått for hver prøve. Nedenstående figur gjengir en slik analyse utført av Odd Eidsmo.

T a b e l l 2.

Bestemmelse av mikrojern i Bh 136¹ (dyp 109,3 m—122,0 m)

Sikt i mm	Vekt %	Volum — %			
		Malm	Mellom- produkt	Berg	Sum malm
0,4	13,3	10,6	26,8	62,6	17,3
0,2	24,6	18,8	14,7	66,5	22,5
0,1	26,7	25,3	4,9	69,8	26,5
0,07	10,4	27,5	0	72,5	27,5
0,05	8,3	26,7	0	73,3	26,7
0,05	16,7	26,0	0	74,0	26,0
	100,0	22,19	8,48	69,33	24,31

$$\begin{aligned} 24,31 \text{ vol. \%} &= 36,4 \text{ vekt \%} \\ &= 26,2 \% \text{ Fe} \end{aligned}$$

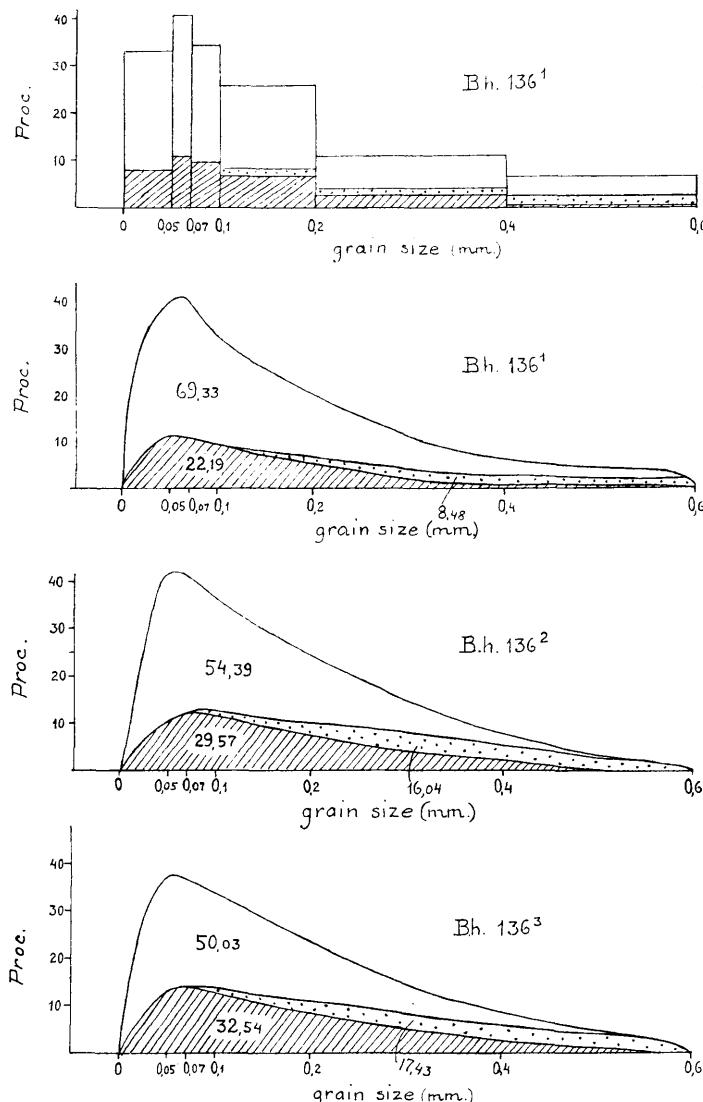


Fig. 19. Grafisk framstilling av mikroskopisk analyse.
Microscopical analysis of diamond drill hole 136, ore zones 1–3, Ørtvann Mine. White — rockgrains; dots — ore and rockgrains intergrown; parallel lines — ore grains.

Man kan framstille en slik analyse grafisk ved å avsette kornstørrelse langs abcissen og mengde langs ordinaten slik at de enkelte kornstørrelsefraksjoner framstilles ved rektangler hvis flateinnhold angir volumprosent av vedkommende fraksjon. Øverste tegning på fig. 19 viser dette for den anførte prøve fra Bh 136 I.

På grunnlag av dette diagram kan man så tegne kornfordelingskurvene for malm, halvkorn og bergart slik som fig. 19 viser for tre av de fire analyseprøver i Bh 136. Fordelingskurven viser at kornfraksjonene under 0,2 mm er sterkest representert i analyseprøven, og har et maksimum omkring 0,07 mm. Malmen er finknust ved 0,1 mm; men mengden av halvkorn er så liten under 0,2 mm at det i alminnelighet er tilstrekkelig å knuse malmen til 0,2 mm. Ved hjelp av de mikroskopiske analyser og sammenlignende oppredningsforsøk er den nødvendige nedknusningsgrad for det oppborede malmkvantum bestemt.

Fordelingen av magnetitt og hematitt kan anslåes ved forholdet: $\frac{\text{Syreløst Fe} - \text{Magn.Fe}}{\text{Mikro.Fe} - \text{Magn.Fe}}$ eller $\frac{\text{Magn.Fe}}{\text{Mikro.Fe} - \text{Magn.Fe}}$

Dette forhold er gjengitt i nest siste kolonne i tabell 1.

For å undersøke fordelingen av magnetitt og hematitt kan man også omregne alt FeO og Fe_2O_3 i analysene til magnetit og hematitt (3. og 4. siste kolonne i tabell 1). Beregningen blir ikke helt korrekt på grunn av at det bindes en del jern i silikatene. Særlig merkbar blir feilen i de rene magnetittmalmer, hvor det i mange tilfeller er mere FeO enn det som bindes i magnetitt (merket med — i tabellen). Det maksimale overskudd som er observert er Bh 136 I, hvor totalanalysen viser 17,48 % FeO og 23,18 % Fe_2O_3 . Når alt Fe_2O_3 forutsettes å inngå i magnetitt (33,6 % Fe) blir det et overskudd på 7,1 % FeO (= 5,5 % Fe), som må være bundet i silikatene. Inngår det også litt Fe_2O_3 i silikatene blir overskuddet av FeO tilsvarende større. Kjerneobservasjonene viser da også at malmen er rik på granat og hornblende. Derimot ligger syreløst jern bare 1,4 % lavere og mikrojern 2,8 % lavere enn totaljern. Dette kan vanskelig forklares uten ved at FeO er bestemt for høyt i

analysen, idet man vanskelig kan tenke seg at 80 % av jernet i silikatene er utslutet i fortynnet saltsyre.

Disse beregninger viser at man må være meget forsiktig med FeO bestemmelsene når det dreier seg om så store jerngehalter. Ved de vanlige analysemетодер er det utvilsomt en feil på flere prosent. Som nevnt avviker også verdien av totaljern, bestemt av forskjellige analytikere, fra hverandre med opp til 1 prosent. Dette viser betydningen av at man også bestemmer syreløst Fe, mikroFe og magn.Fe. Hver for seg er bestemmelsene befeftet med feil, men de utfyller hverandre og gir tilsammen en god karakteristikk av malmens.

Spektrografiske analyser. For å få en oversikt over malmens gehalt av Co, Ni, Cr, V, Cu, Pt, Au, Ag, Ba, As, er det utført en kvalitativ optisk spektrografisk analyse av en rekke malmprøver. Analysene er utført av mag. scient. Lars Lund. Edelmetaller kan ikke påvises i målbar mengde (< 0,001 %). (Men det er ennå ikke utført spesiell edelmetallbestemmelse). Co og Ni kan bare påvises i liten mengde i meget kisrike malmsoner. I en prøve fra hengkisen er påvist ~ 0,003 % Ni, 0,005—0,01 % Co. I selve malmen kan de ikke påvises. Cr er til stede i hengkisen i en mengde < 0,1 %; men kan ikke sikkert påvises i malmen. Cu er til stede i alle malmprøver i meget liten mengde (antagelig < 0,01 %). V, Ba og As kan ikke påvises i målbar mengde.

2. Mineralogi og petrografi.

Man skiller ved Ørtvann Grube mellom tre typer av jernmalm:

1. Magnetittmalm, med magnetitt som det overveiende ertsmineral.
2. Hematittmalm, med hematitt som det overveiende malmmineral.
3. Blandingsmalmer som inntar en mellomstilling mellom 1 og 2.

Fordelingen mellom magnetitt- og hematittmalmen framgår av profilene. Magnetittmalmene opptrer hovedsakelig iden øvre malmzone og hematittmalmen i den undre zone. Hematittmalmen er også vesentlig bundet til den nordre og midtre del

av mulden og kiler ut mot syd, slik at det i sydfløyen er overveiende magnetittmalm.

Alt etter kornstørrelse og struktur kan det skilles mellom en rekke forskjellige typer. Særlig blandt magnetitt- og blandingsmalmene er det ganske sterkt veksel mellom grovkornige og mørke finkornige malmtyper, uten at det kan påvises noen bestemt lov-messighet i fordelingen. I enkelte borhull er de laveste malmhorisonter grovest og i andre en midlere eller øvre sone. Pl. 1, fig. 1 viser tre planslip av magnetittmalm fra forskjellige dyp i borhull 128. I fig. 1 a er malmkornene under 0,2 mm i diameter, i fig. 1 b går enkelte opp i 0,5 mm og i fig. c er kornstørrelsen i alminnelighet 2—3 mm. I de siste tilfelle framgår det av bildet at magnetittporfyroblastene ikke er rene, men at de inne-slutter en mengde små silikatkorn. Denne malmen vil derfor kreve like sterkt nedknusning som malmen i fig. b.

Pl. II fig. 2 viser forskjellige karakteristiske typer av blandingsmalmer. I fig. a opptrer magnetitt som store uregelmessige porfyroblaster på opp til 5 mm sammen med jernglans som danner smale lameller på 0,1—0,4 mm. Det er meget vanlig i blandingsmalmene at *magnetitt* danner større eller mindre porfyroblaster. Det samme er tilfelle i fig. b hvor det også er markert forskjell i kornstørrelse på magnetitt og hematitt. En litt avvikende type danner fig. c, hvor magnetitt er tydelig langstrakt parallell foliasjonsplanet. Det er en kvartsblandet jern-malm som sees i tynnslip i Pl. III fig. 3 b. Malmstripene er 2—3 mm tykke og veksler med kvartsrike striper som også er et par mm brede. Slike kvartsbåndete jernmalmer er alminnelige både i dette feltet og i de øvrige felter i Dunderlandsdalen slik som bl. a. fig. 3 a fra Ørtfjell Grube viser. Det er en ren hematittmalm.

Pl. III fig. 4 viser karakteristiske typer av hematittmalmer. De er fra undre malmsone i borhull 126 og 128.

Jernglans-kornene danner alltid tynne små lameller som er avplattet etter basisflaten (0001). Lengden av listene er i alminnelighet 0,1—0,4 mm. Den er lett å kjenne i mikroskopet på sin rent hvite farge i forhold til magnetitt, som er svakt rødbrun. Under krysset nicos viser jernglans en sterkt anisotropi effekt og har en matt gråblå farge i diagonalstillingene.

Polysyntetisk tvillingdannelse etter (1010) er alminnelig og sees meget tydelig ved kryssede nicols. Det er sannsynligvis glide-tvillinger som er framkommet under deformasjonen. I enkelte tilfelle opptrer det tvillinger etter flere av romboeder-flatene slik at det framkommer kryssede tvillingskarer; men i alminnelighet er bare et system utviklet slik som det sees i Pl. IV fig. 5 a.

I enkelte av jernglanskornene er det orientert innleiret små lameller eller spindler som bare sees når man bruker stor forstørrelse og immersjonsoptikk (fig. 5 b). De sees best nær utsluksstillingen ved nicoler som ikke er fullstendig krysset. De er for små til å kunne bestemmes nøyaktig; men minner meget om de små spindlene som Ramdohr¹ har beskrevet, bl. a. fra Norberg og Grängesberg i Sverige. Det er sannsynlig at de består av rutil eller ilmenit som er utsikt fra opprinnelig homogene blandkrystaller.

Magnetitt viser som regel krystallbegrensning mot jernglans og opptrer ofte som større eller mindre porfyrobaster. Når de er utviklet med krystallflater danner de oktaedre. Av og til finner man jernglanskorn innesluttet i magnetitt (Pl. IV fig. 6). Jernglansen viser i fig. 6 a korroderte flater mot magnetitt og er i ferd med å fortrenge av denne. Derimot har jeg aldri funnet tegn på at jernglans fortrenger magnetitt.

Fosfor opptrer i en mengde på 0,14—0,25 % og inngår i små korn av apatitt som kan sees i de fleste tynnslip fra forekomsten. Det er en viss lovmessighet i fordelingen av jern og fosfor, idet fosforgehalten gjennomsnittlig stiger svakt med stigende jerngehalt. Forholdet er framstilt i fig. 20, som viser at de fleste analysepunkter faller innenfor den stiplete kurven hvis lengdeakse stiger svakt med jerngehalten.

I siste kolonne i tabell 1 er gjengitt fosforindeksen $\frac{\text{Fe total}}{\text{P}}$

som i alminnelighet ligger mellom 150 og 220. I mange tilfelle kan det påvises en større fosforgehalt i nedre halvdel av malmsonen enn i øverste, men noen sikker forskjell i fordelingen av fosfor mellom magnetitt- og hematit-malm kan ikke påvises.

¹ Ramdohr, Schneiderhöhn: Lehrbuch der Erzmikroskopie p. 527.

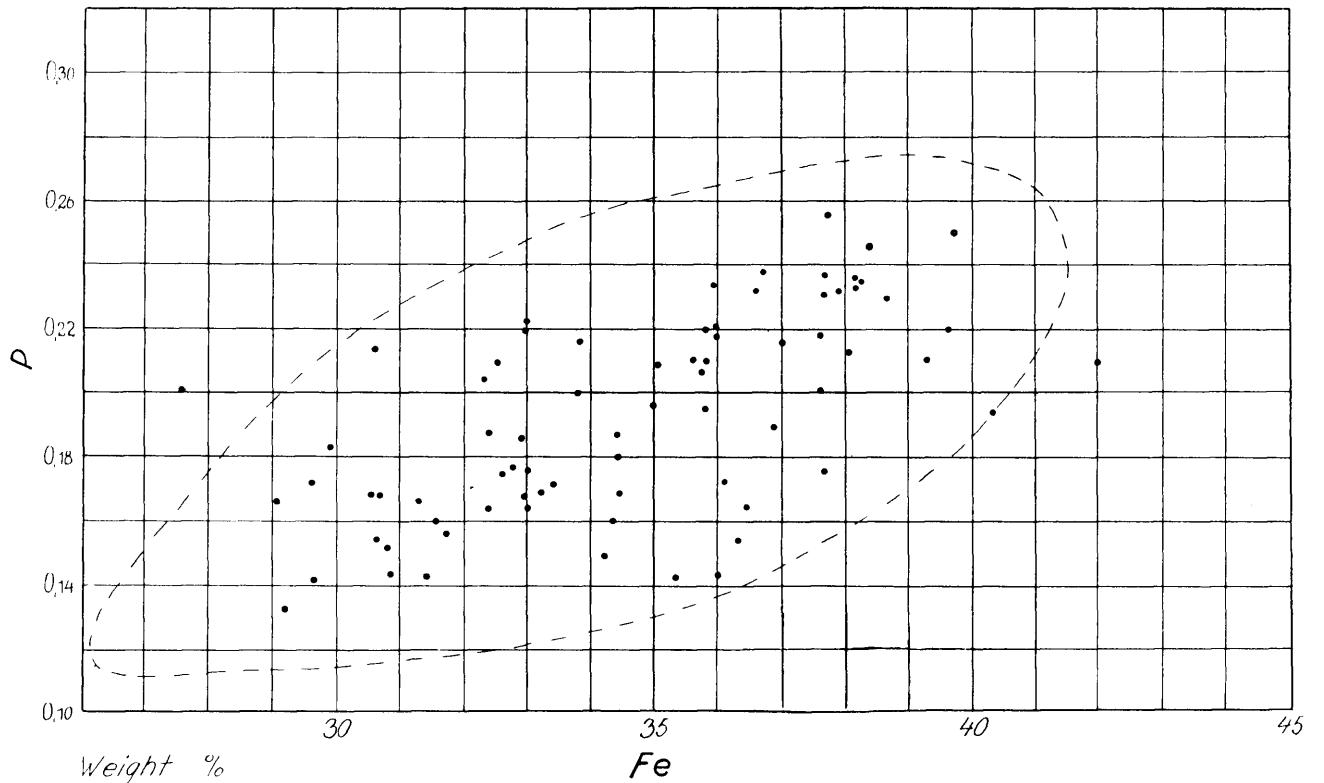


Fig. 20. Variasjonldiagram for P:Fe, Ørtvann Grube.

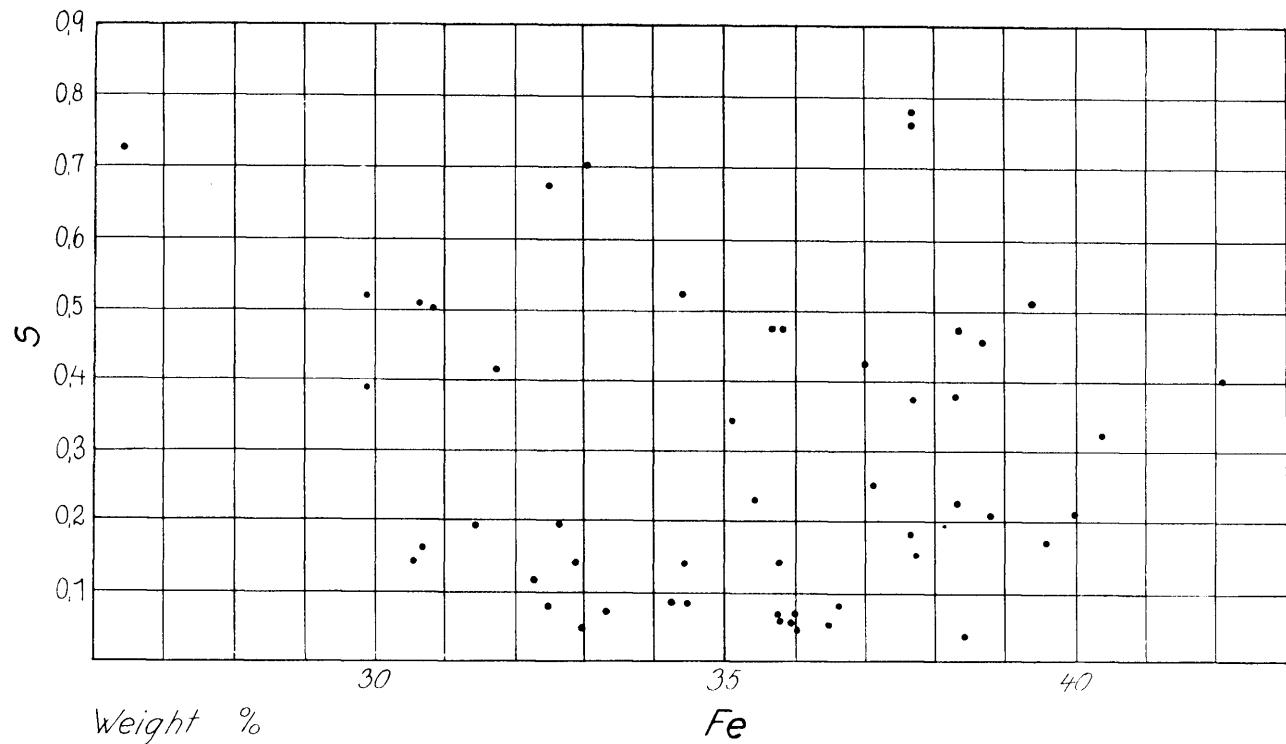


Fig. 21. Variasjons-diagram for S:Fe., Ørtvann Grube.

S v o v e l opptrer i en mengde på 0,1—0,7 %. Det framgår av fig. 21 at det ikke er noen bestemt lovmessighet mellom svovel- og jerngehalten. Svovel inngår hovedsakelig i små korn av magnetkis, i sjeldne tilfelle i svovelkis. Særlig i hengsonen av malmen er det ofte en sterk magnetkisanriking. Det framgår tydelig av alle kjerneobservasjonene. I sjeldnere tilfelle kan det her være over en meter ren magnetkis. Det meste av magnetkisen er antagelig av sedimentær opprinnelse.

Derimot er svovelkisen i alminnelighet av hydrotermal opprinnelse og avsatt av sirkulerende oppløsninger. Man finner den gjerne i kvartsfylte sprekker og i form av små korn på veggen i tversgående avløsningsflater. Den ledsages av og til av en liten mengde kobberkis. Det er bl. a. en slik kvartsfylt sprek i østligste pall. Den stryker omtrent parallell forekomstens lengdeakse og markerer en forkastning på noen meters høyde.

M a n g a n opptrer i alminnelighet i en mengde på 0,2—0,6 %; i sjeldnere tilfelle er det opp til 1 %. Den er vesentlig bunnet til silikatene og er særlig anriket i granat. De analyser hvor mangangehalten er eksepsjonelt høy omfatter derfor gjerne granatfelsførende soner.

G. Zuloaga¹ har undersøkt en rekke sedimentære malmer og mener å ha påvist et påfallende konstant forhold mellom mangan og kiselsyre. Dette er ikke tilfelle for Ørtvannmalmene. Som det framgår av fig. 22 er det ikke noen lovmessig variasjon mellom mangan og kiselsyre. Heller ikke i forholdet mellom mangan og jern har jeg funnet noen bestemt lovmessighet.

De viktigste bergartsminaler i malmen er kvarts, kalkspat, plagioklas, biotitt, hornblende, granat, epidot. I accessorisk mengde opptrer litt turmalin.

K v a r t s opptrer i en mengde på 20—30 vektprosent og danner uregelmessige, subisometriske korn. De har undulerende utslukning og er ofte pigmentert.

¹ Zuloaga, Cuillermo: The Geology of the Iron Deposits of the Sierra Imataca, Venezuela. Trans. Am. Inst. Min. and Met. Eng., vol. 115, 1935, p. 336—338.

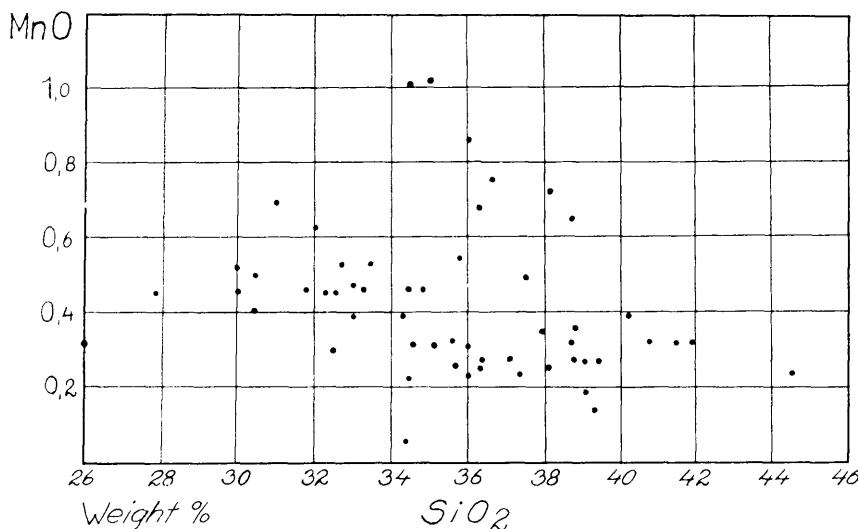


Fig. 22. Variasjonsdiagram for $MnO : SiO_2$, Ørtvann Grube.

Kalspat utgjør 4—10 vektprosent og er jevnt fordelt gjennom hele malmlaget. Den danner små uregelmessige korn og har en meget markert tvillinglamellering.

Plagioklas er til stede i liten mengde i flere av tynnslipene. Den danner i alminnelighet små poikiloblaster som tydelig er nydannet under metamorfosen. Det er en albitt eller sur oligoklas. Det er gjort flere bestemmelser hvorav gjengis følgende:

Bestemt loddrett PM ved α : $010 = -14$, \circ : $Ab_{91}An_9$

Bestemt loddrett α ved γ : $010 = -7^\circ$, \circ : $Ab_{ss}An_{12}$

Plagioklasen ser gjennomsnittlig ut til å være litt mere basisk i magnetittmalmene enn i hematittmalmene.

Biotitt er det alminneligste mørke bergartsmineral. Det opptrer i en brun og en grønn varietet. Den brune er karakteristisk for magnetittmalmene og er også den vanlige glimmer i kisrike soner. Pleokroismen er $\gamma = \beta$ — rødbrun, α — lys gul-brun, $-2V = 0—3^\circ$. Lysbrytningsindeks er bestemt på spaltebladene $n_{Na} = 1,630$.

Den grønne varietet er karakteristisk for hematittmalmene og delvis for blandingsmalmene. Pleokroisme: $\gamma = \beta$ — sterkt

grønn, α — svak gul til fargeløs, — $2V$ ca. 0° . Lysbrytningsindeks er bestemt på spaltebladene $n_{Na} = 1,610$.

Det er sannsynlig at begge glimmertyper er mettet på treverdig jern, og at forskjellen i egenskaper vesentlig skyldes at den brune varietet også er mettet på toverdig jern, mens det i den grønne varietet er lite toverdig jern.

Alminnelig hornblende er et vanlig bergartsmineral. Den er i alminnelighet sterkt pleokroitisk: γ — grønn til blågrønn, β — brunlig grønn, α — gulbrun, absorbsjon: dispersjon: $\varrho > \nu$, — $2V : 60—80^\circ$ $c : \gamma = 13—15^\circ$. Lysbrytningsindeks, bestemt i en prøve fra borhull 128: $\alpha = 1,685$, $\gamma = 1,705$, $c : \gamma = 13,5^\circ$.

Egenskapene svarer til en jernrik hornblende:



Grüneritt. I enkelte preparater er det påvist en fargelös hornblende med aksevinkel $2V$ ca. 90° og $c : \gamma = 14—15^\circ$. Den samme fargelose hornblende opptrer også i et drag av magnetittmalm ved skinnegangen rett øst for Stillvann. Den danner små silkeglinsende nåler. Lysbrytningsindeks er bestemt til $\alpha_{Na} = 1,675$, $\beta_{Na} = 1,695$, $\gamma_{Na} = 1,710$ og svarer til den kalkfri jernoksydulhornblende grüneritt $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Både alminnelig hornblende og grüneritt er særlig karakteristisk for magnetittmalmene og trer sterkt tilbake i hematittmalmene. Grüneritt er ikke observert når det er jernglans til stede.

Granater også karakteristisk for magnetittmalmene. Det er normalt en almandin med $n_{Na} = 1,803$. Den fører enkelte steder flere prosent mangan. Kornstørrelsen er $0,2—5$ mm og den er gjerne poikiloblastisk gjennomsatt av små kvartskorn.

At det er en granat av almandin—pyropserien og ikke av andradit—grossularserien framgår av malmanalysene. Granaten opptrer bare i magnetittmalmene og i størst mengde i malmer med høy magnetittindeks.

Pidot er svært karakteristisk for hematittmalmene og er lett kjennelig i mikroskopet på grunn av det høye relief og de anormale interferensfarger.

Turmalin er funnet i aksesorisk mengde i mange av tynnslipene. Den opptrer i små prismatiske korn med sterk pleokroisme. Bor anrikes i leirsedimentene i det sedimentære kretsløp og er en primær bestanddel i jernglimmerskifrene.

Granatfels. Mellom malmen og den underliggende glimmerskifer opptrer i den østlige del av forekomsten et tynt lag av granatkvartfels. Det er utført en analyse av denne bergart.

Tabel 3.
Granatfels Skjæring inn til østre pall. Ørtvann Grube.

	Vekt %	Apatit	Kalkspat	Spessartin	Almandin	Pyrop	Gross. Andr.	Biotitt Musk.	Rutil	Limonit	Kvarts
SiO ₂ ...	61.52	-	-	0.78	6.97	9.40	3.30	2.70	-	-	38.37
TiO ₂ ...	0.91	-	-	-	-	-	-	-	0.91	-	-
Al ₂ O ₃ ...	13.74	-	0.40	0.42	3.95	5.33	1.86	2.18	-	-	-
Fe ₂ O ₃ ...	0.86	-	-	-	-	-	-	0.46	-	0.40	-
FeO ...	8.34	-	-	-	8.34	-	-	-	-	-	-
MnO ...	0.91	-	-	0.91	-	-	-	-	-	-	-
MgO ...	6.60	-	-	-	-	6.31	-	0.29	-	-	-
CaO ...	4.16	0.56	0.52	-	-	-	3.08	-	-	-	-
Na ₂ O ...	0.45	-	-	-	-	-	-	0.45	-	-	-
K ₂ O ...	0.36	-	-	-	-	-	-	0.36	-	-	-
P ₂ O ₅ ...	0.43	0.43	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂ ...	0.41	-	0.41	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺ ...	1.22	-	-	-	-	-	-	0.29	-	-	-
H ₂ O ⁻ ...	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sum ...	99.77	0.99	0.93	2.09	19.25	21.03	8.23	6.55	0.91	0.40	38.37

Anal. ing. B. Bruun 1943.

Granaten får følgende sammensetning:

Spessartin	4.14 vekt%	3.80 mol. %
Almandin	38.04 "	34.10 "
Pyrop	41.56 "	45.98 "
Gross, andradit	16.26 "	16.12 "

3. Mineralparagenesene i jernmalmene.

Den vanligste sammensetning av hematittmalmene er: hematitt, kvarts, kalkspat, grønn glimmer, epidot.

I blandingsmalmene kommer ofte grønn hornblende og litt sur plagioklas i tillegg til disse mineraler. Dessuten er glimmen mere skittengrønn enn i hematittmalmene.

I magnetittmalmene opptrer følgende mineralkombinasjoner:

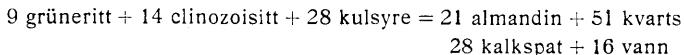
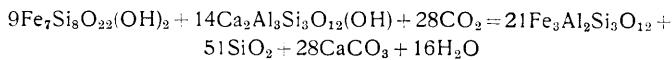
magnetitt kvarts kalkspat brun glimmer ± epidot og plag.	magnetitt kvarts kalkspat brun glimmer ± epidot og plag. alm. hornblende.	magnetitt kvarts kalkspat brun glimmer almandin (alm. hornblende)	magnetitt (kvarts) kalkspat grüneritt almandin
--	--	--	--

Alle de oppførte mineralkombinasjoner er stabile. Det er interessant at kalkspat og biotitt opptrer selv når det er hornblende til stede. Det kan derfor se ut som det er flere faser til stede enn det er tillatt etter faseregelen. Det er dog ikke nødvendig å betrakte noen av fasene som instabile reliker.

Biotitt er det eneste kaliummineral som er stabil sammen med hornblende og kalkspat, og mengden av biotitt er derfor bestemt ved K_2O -mengden. Kalifeltpat er ikke stabil i det foreliggende kjemiske miljø. (Omtales nærmere side 116). Oligoklas og epidot er stabile ved siden av hverandre. Omvandlingen av epidot til anoritt er ikke bundet til et bestemt omvandlingspunkt, men til et intervall. Epidot vil derfor innen bestemte trykk-temperaturområder være stabil ved siden av plagioklas hvis anortittgehalt er avhengig av P-T-betingelsene.¹

Almandin opptrer i malmer hvor gangarten er rik på FeO i forhold til MgO. Som Harker har vist er det vanlig at granaten i kalkholdige glimmerskifre som metamorfoseres under stress, er almandin og ikke grossular-andradit.

Mineralene kalkspat-grüneritt-almandin opptrer sammen hvor det er spesiell høy FeO gehalt. Kalkholdig hornblende er ikke stabil under slike betingelser. Man kan sette opp følgende likevektsligning:



hvor likevekten er forskjøvet til høyre. Paragenesen kan framstilles i et ACF-diagram som vist i fig. 23.

¹ J. A. W. Bugge: Geological and Petrographical Investigations in the Kongsberg — Bamble Formation. N. G. U. 169. 1943 p. 134.

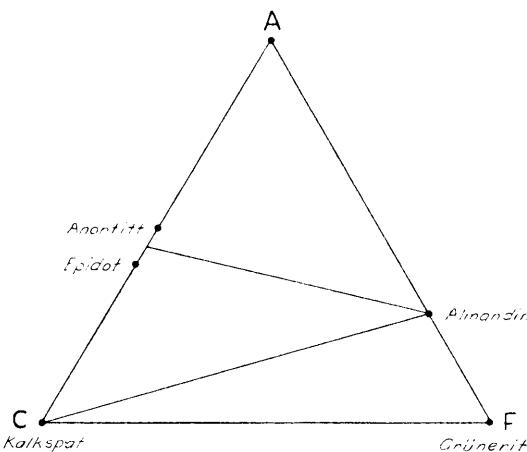


Fig. 23. ACF-diagram av grünerit-førende malm, Ørtvann Grube.
A C F-diagram of grünerite bearing ore.

Den forskjellige mineralsammensetningen av gangarten i magnetitt- og hematittmalmene beror delvis på forskjellen i forholdet $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$. I epidot inngår alt jernet som treverdig, mens det i almandin og grüneritt er toverdig. I den jernrike alminnelige hornblende inngår det meste av jernet som toverdig. Forskjellen mellom den grønne og brune biotitt skyldes også vesentlig forskjellen i FeO-gehalt. Alminnelig hornblende, grüneritt, almandin, brun biotitt kan derfor ikke dannes i hematittmalmene. Mg/Fe forholdet blir for stort i hematittmalmene til at de kan dannes.

Som det framgår av fig. 26 er det en forskjell i forholdet $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ hos hematitt- og magnetittlamene som stemmer overens med forskyvningen i mineralinnholdet. Det forskjellige kjemiske miljø spiller således en stor rolle, men magnetittalmene svarer antagelig også til en litt sterkere metamorfose enn hematittalmene.

4. Jernmalmens genesis.

a. Generelle betraktninger over dannelsen av sedimentære jernmalmer

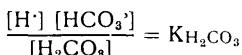
De sedimentære jernmalmer er for den overveiende del kjemiske eller biokjemiske sedimenter hvor jernet er transportert større eller mindre strekning i vandig opplosning. De faktorer

som i første rekke er bestemmende for jernets oppløselighet under forvitringen er vannstoffionekoncentrasjonen og oksydasjons-reduksjonspotentialet i vannet.

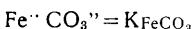
Alt etter surstoffgehalten i vannet vil jernet være til stede i toverdig eller treverdig form. I treverdig form er oppløseligheten meget liten i de oppløsninger det normalt dreier seg om på jordoverflaten og jernet vil hurtig felles ut, men kan under spesielle forhold gå over i jernhydroksydsol som har ganske stor bevegelighet. Som toverdig er oppløseligheten betydelig større, så jernet kan transporteres i oppløst tilstand med vannet.

Gehalten i vannet av humussyrer og kullsyrer spiller en stor rolle for oppløseligheten. Tilstedeværelsen av humussyrer i vannet vil medføre at surstoffgehalten blir lav og jernet derfor er til stede i oppløst tilstand som Fe^{++} . Dessuten vil humussyren virke som beskyttelseskolloid for ferrihydroksydsol.

Kullsyre er den bestanddel i vannet som spiller størst rolle for transporten av jernet.¹ Toverdig jern vil bringes i opplosning i kullsyreholdig vann på samme måte som kalcium. Oppløseligheten av FeCO_3 avhenger av konsentrasjonen av den fri kullsyre ($\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2$) i vannet. Det er bare ca. 1 % av den mengde CO_2 som er oppløst i vannet som er hydratisert til H_2CO_3 . Dette er en forholdsvis sterk syre som er dissociert etter ligningen:



Oppløseligheten av jernet er gitt ved ligningen



$\text{CO}_3^{''}$ ionene vil i utstrakt grad forene seg med H^+ ionene fra kullsyreren til HCO_3^- som er meget svakt dissociert. Likevekten blir derved forstyrret, og det vil løses så meget FeCO_3 at oppløselighetsproduktet igjen nåes.

Kullsyrens oppløselighet er meget temperaturavhengig, og avtar sterkt med økende temperatur. Fra 0—20° avtar den til det halve (etter Correns). Kaldt kullsyreholdig vann har derfor en større oppløsende evne enn varmt. Trykkforhøyelse virker både til å øke dissociasjonsgraden av kullsyre og til å øke opp-

¹ For nærmere behandling henvises til C. Correns 1.

løseligheten av CO_2 . Dette vil vesentlig ha betydning for den opplösende evne av kildevann som tilføres fra store dyp. Det vann som har størst interesse for det problem vi diskuterer er overflatevannet hvor gehalten av fri kullsyre kan variere ved at det avgir eller opptar CO_2 fra atmosfæren. Konsentrasjonen avhenger derfor av kullsyrrens partialtrykk i atmosfæren. Det er av betydning at konsentrasjonen av kullsyre i den luft som er løst i regnvann i alminnelighet er ca. 100 ganger så stor som i vanlig luft.

For slikt overflatevann kommer det imidlertid også inn det forhold at vannet kan opppta surstoff fra atmosfæren slik at toverdig jern oksyderes opp til treverdig hvis det ikke er andre bestanddeler til stede som binder surstoffet.

For at jernet derfor skal kunne transporteres vekk i oppløst form fra forvitningsstedet og felles ut som karbonat i toverdig form må det være et meget surstoffattig miljø. Man finner derfor i dag jernkarbonat vesentlig utfelt i stagnerende vann, myrvann o. l. hvor det er forråtnende organisk materiale til stede. Det dannes også i nærheten av kulleier. Karbonatet vil felles ut når den fri kullsyre unnviker eller bindes på annen måte, f. eks. ved den fotosyntetiske virksomhet av planter, ved forskylling i oppløsningenes alkalinitet, ved temperaturforandring etc.

Når slikt surstoffattig og jernrikt vann blir blandet med surstoffrikt sjøvann eller kommer i direkte kontakt med luften vil jernet meget hurtig oksyderes opp og felles ut som ferrihydroksyd. Det er på den måten en stor del av myr- og sjømalmene dannes. Sjømalmene er mest alminnelig i moreneterreng, hvor de dannes ved at humus- og kullsyrerikt grunnvann siver gjennom morenematerialet og luter ut jernet som så felles ut når grunnvannet kommer i kontakt med overflatevannet.

Ferrihydroksyd vil dog lett gå over i soltilstand og kan som sådant transporteres lange strekninger med det rinnende vann før det bunnfelles. Det vil særlig være tilfelle i elektrolyttfattig humusholdig vann, idet man mener at humussyren virker som beskyttelseskolloid.

Det vil altså avhenge av tilstedeværelsen av beskytteseskolloider og av elektrolytmengden hvor hurtig utfellingen vil skje. Jernet felles ved økende elektrolyttilsats (anion tilsats).

Også jernbakterier spiller en meget stor rolle for utfellingen av jernet. Zapfe har vis at tilstedevarelsen av forskjellige metalloksyder, i hans forsøk særlig manganoksyd, påskynner utfellingen katlyttisk. Når utfellingen derfor først begynner vil den foregå meget hurtig.

De absolutt største og mest verdifulle av de sedimentære jernmalmer er marine dannelser. Både deres store utbredelse og veksellagring med andre marine sedimenter tyder på det. Men det er meget vanskelig å forklare hvorledes sedimentasjonen er foregått. Jerngehalten i havvannet er uhyre liten, og de typiske havsedimenter inneholder mindre jern enn gjennomsnittet i lithosfæren. Forekomstene er også til en viss grad eksepsjonelle dannelser, idet man ikke kjänner til at det noen steder foregår en sedimentasjon i dag som kan gi anledning til dannelse av større marine forekomster.

Mengden av opplost jern i havvannet er etter Cooper¹ ca. 2 mg/m³, mens den totale mengde går opp i 20—30 mg/m³. Det meste jern er altså til stede i kolloid form. Man kan neppe tenke seg at det kan dannes større jernmalmforekomster på grunnlag av den normale jerngehalt i havvannet. Man må forutsette at det har skjedd en tilførsel av jern til sedimentasjonsbekkenet. Det kan enten skje ved en undersjøisk vulkansk virksomhet og stå i forbindelse med vulkanske ekshalasjoner slik som van Hise og Leith² viste var tilfelle for en rekke av Lake Superior forekomstene. Eller jernet kan være tilført fra et nærliggende landområde med det rinnende vann. Setter man den gjennomsnittlige jerngehalt i lithosfæren til 5 %, vil 1 milliard tonn malm à 33 % Fe svare til jernet i 6,6 milliard tonn bergart. Et område på 1 kvadratmil med en mektighet på 24 meter vil derfor være tilstrekkelig å til få dannet forekomster på størrelse med den i Dunderlandsdalen, under forutsetning av at alt jernet ble utluttet under forvitringen og tilført sedimentasjonsbekkenet.

¹ Zapfe, C.: Catalysis and its bearing on origin of Lake Superior iron-bearing formations. Econ. Geology 28, 1933 p. 751.

² Cooper, L. H. N.: Iron in the sea and in marine plankton. Proc. Roy. Soc. London, ser. B, Bd. 1935, nr. 810.

³ van. Hise and Leith: The Geology of the Lake Superior Region. U. S. G. Survey Monographs 52. 1911.

I alminnelighet vil det medgå betydelig større bergartmengde da det også inngår mere eller mindre jern i de øvrige sedimenter som dannes ved forvitringen; men de store dimensjoner av jernmalmforekomstene skulle ikke hindre at de kan dannes på denne måten.

I elvevann er jernmengden etter C. Zapfe i alminnelighet 10—15 gr/m³ (og Mn mengden 5—6 gr/m³) og kan i sjeldnere tilfelle gå opp i over 100 gr/m³. Ved undersøkelse av Oder i anledning vanntilførselen til Breslau ble det lokalt målt opp til 372 g Fe/m³. Antar man en jerngehalt på 10 g/m³ vil det transporteres 10 t. jern pr. 1 million m³ vann. Et sedimentasjonsbekken med en vanntilførsel på 1000 m³/sek. vil under disse betingelser i løpet av 1000 år tilføres 315 mill. tonn jern dvs. ca. 1 milliard tonn malm à 33 % Fe (tilsvarende Dunderlandsdalen). Det kan nevnes at J. W. Gruner¹ har beregnet at Amazonfloden i dag fører tilstrekkelig mengde jern og kiselsyre til å få dannet en jernformasjon på størrelse med Biwabik formasjonen (1 940 000 mill. tonn) i løpet av 176 000 år. Det vil bero på konsentrasjonen av jern i det rinnende vann om forekomstene kan dannes innen overskuelig tidsrom. Landområdene jernet skriver seg fra må ha vært utsatt for meget intens forvitring, og det ligger nær å tenke seg at det fortrinsvis må ha vært temmelig myrlendte områder, idet opploseligheten av jern som nevnt er størst i surstoffattig vann rikt på kullsyre og humusstoffer.

b. *Opprinnelsen av lagdelingen i Ørtvannforekomsten.*

Det er et påfallende trekk ved Ørtvannforekomsten at magnetitt- og hematittmalmen opptrer i så skarpt adskilte lag. Teoretisk sett er det flere måter å forklare dette på:

1. Forekomsten har opprinnelig bestått av magnetittmalm (ev. ferro-ferrihydroxyder) og hematittmalmen er dannet ved senere oksydasjon.
2. Forekomsten har bestått av hematittmalm og magnetittmalmen er dannet ved reduksjon under en senere metamorfose.

¹ Gruner, John W.: Organic Matter and the Origin of the Biwabik Iron-bearing Formation. Econ. Geology 17, 1922, p. 407--460.

3. Magnetittmalmene er primært sedimentert under mere reducerende betingelser enn hematittmalmene.

1. Det er ingen tegn som tyder på en slik dannelse. Oksydasjonen må i tilfelle være skjedd før metamorfosen i feltet da jernglimmeren alltid er helt frisk og har fått sin karakteristiske form under deformasjonen. Hvor det kan påvises noen aldersforskjell mellom malmminalene er magnetitt alltid det yngste og opptrer ofte som porfyroblaster (svarer til sjostjärnemalmene i Sverige). Det er også naturlig å tro at en oksydasjon av jernmineralene måtte skyldes descendente opplosninger, og at den hadde vært sterkest i de øvre malmsoner; men ved Ørtvannforekomsten opptrer hematittmalmen i de lavere horisonter.

2. En slik dannelse kan meget godt tenkes. Det er særlig tilfelle for sørfløyen av forekomsten hvor det bare opptrer magnetittmalm og hvor malmen gjennomsnittlig er rikere enn normalt.

Den mekaniske deformasjon har her vært sterkere enn ellers i mulden. Foruten den intense indre foldestruktur som man gjentinner i hele forekomsten er selve laget sterkere foldet, og lagstillingen er til dels helt steil. Antagelig på grunn av utpressing under foldingen er også malmmektigheten mindre enn forørig i forekomsten. Det er derfor mange grunner som kan tale for at det har vært en sterkere varmeutvikling her enn normalt som har bevirket reduksjonen.

Derimot er det vanskelig å forklare den typiske lagdeling i nordfløyen av mulden med magnetittmalm i den øvrige malmhorisont. Den kan stå i forbindelse med at det har foregått skyvninger mellom malmlaget og de ovenforliggende bergarter, slik at det direkte er friksjonsvarmen som har gitt anledning til en sterkere metamorfose av de øvre malmlag. Mineralsammensetningen av magnetittmalmen svarer til litt høyere metamorfose grad enn hematittmalmene og er i overensstemmelse med at de kan være dannet ved metamorfose av hematittmalm.

I de kvartsrandige jernmalmer i Sverige som genetisk sett svarer til de nordlandske opptrer magnetittmalmene fortrinsvis nær grensen mot den omgivende leptitt og på steder hvor malmmektigheten er minsket ved en foldningsdeformasjon. Ofte

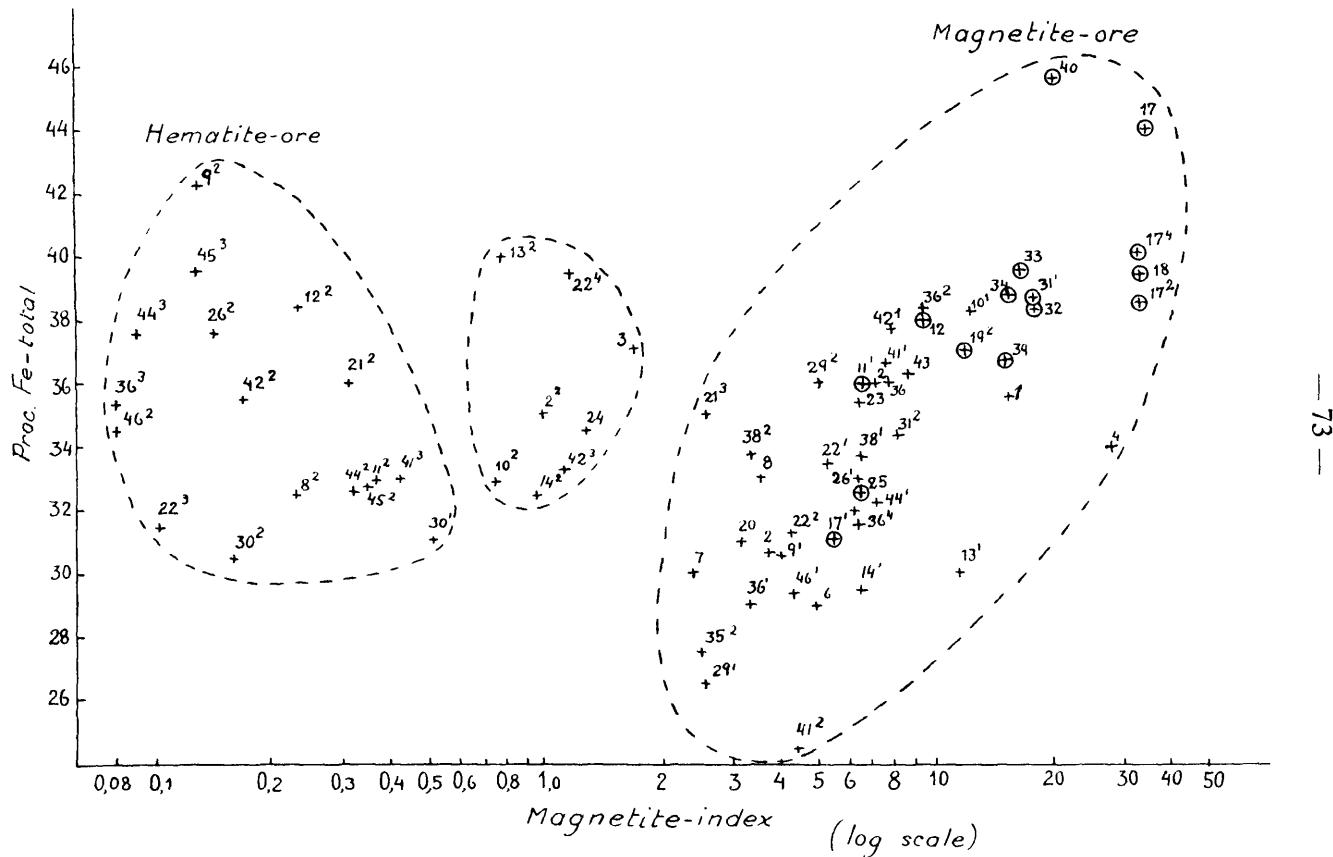


Fig. 24. Diagram som viser forholdet magnetittindex: total jern, Ørtvann Grube.
Cross surrounded by rings are ore analyses from the southern part of the syncline.

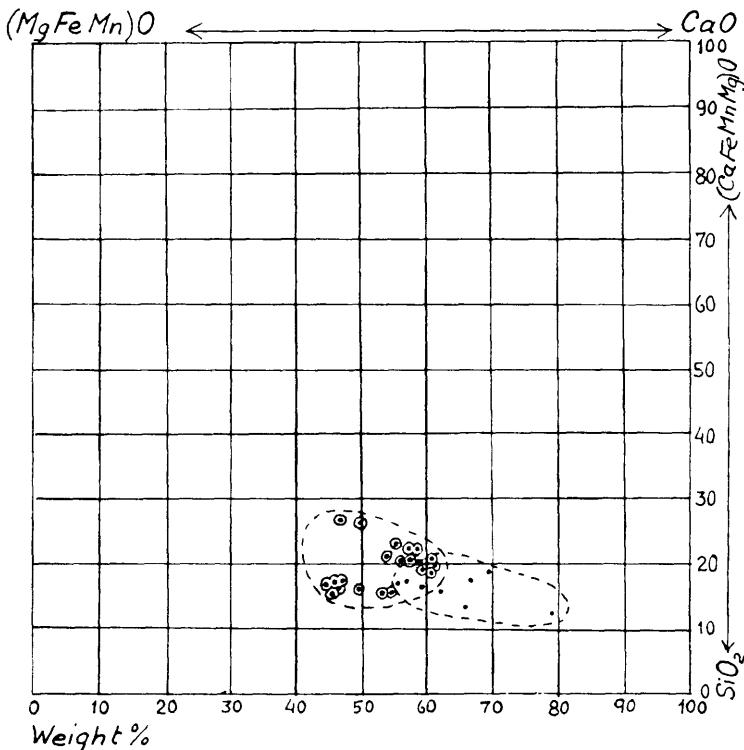


Fig. 25. Diagram som viser forholdet $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O}$: CaO og $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O}:\text{SiO}_2$ i gangarten, Ørtvann Grube.

Variation diagram for the gangue, Ørtvann Mine. Hematite ore is marked with black spots; magnetite ore is marked with black spots surrounded by open rings.

danner de nesten et hylle om hematittmalmene som er den opprinnelige malm.¹

3. En variasjon i sedimentasjonebetingelsene, slik at magnetittmalmene er sedimentert under mer reduserende betingelser enn hematittmalmene kan også tenkes. En støtte for dette er at det i hengen av magnetittmalmene ofte kommer en mer eller mindre bred sone som er anriket på magnetkis. Kisen er etter all sannsynlighet sedimentær og utfelt under sterkt reduserende betingelser.

For om mulig å avgjøre hvilken av de to siste dannelsesmåter som spiller størst rolle er det nødvendig å sammenligne malmanalysene.

¹ (Geijer och Magnussen, S. G. U. Ser. Ca no. 35, 1944 p. 124).

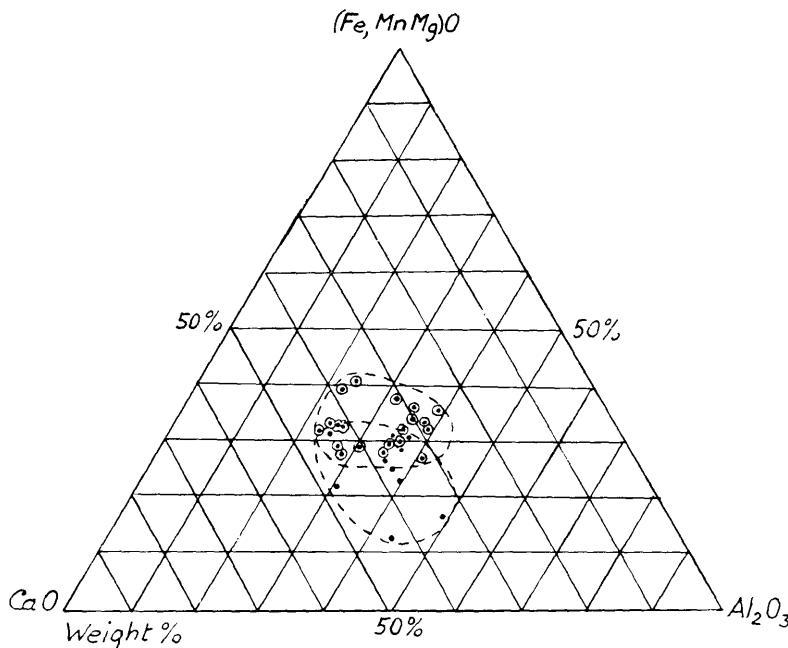


Fig. 26. Diagram som viser forholdet $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O} : \text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3$, i gangarten
Ørtvann Grube.

Variation diagram for the gangue, Ørtvann Mine.

Fig. 24 viser hvorledes den totale jernmengde varierer i forhold til magnetittindeksen. Analysepunktene faller i tre grupper: 1) hematittmalm, 2) blandingsmalm, 3) magnetittmalm. I gruppen for blandingsmalm og hematittmalm er det ingen lovmessig variasjon. For magnetittmalmene derimot stiger jerngehalten med magnetittindeksen. Malm fra sydfløyen av forekomsten har gjennomsnittlig både den høyeste jerngehalt og den høyeste magnetittindeks.

Også de fattigste malmer i Ørtvannforekomsten hører til magnetittmalmene. Ser man bort fra analysene fra sørfløyen er stigningen i jerngehalt med magnetittindeks lite tydelig, og den gjennomsnittlige jerngehalt er ikke større enn i hematitt- og blandingsmalmene.

Fig. 25 og 26 er konstruert for å vise gangartens sammensetning. Fig. 25 viser forholdet $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O} : \text{CaO}$ på den

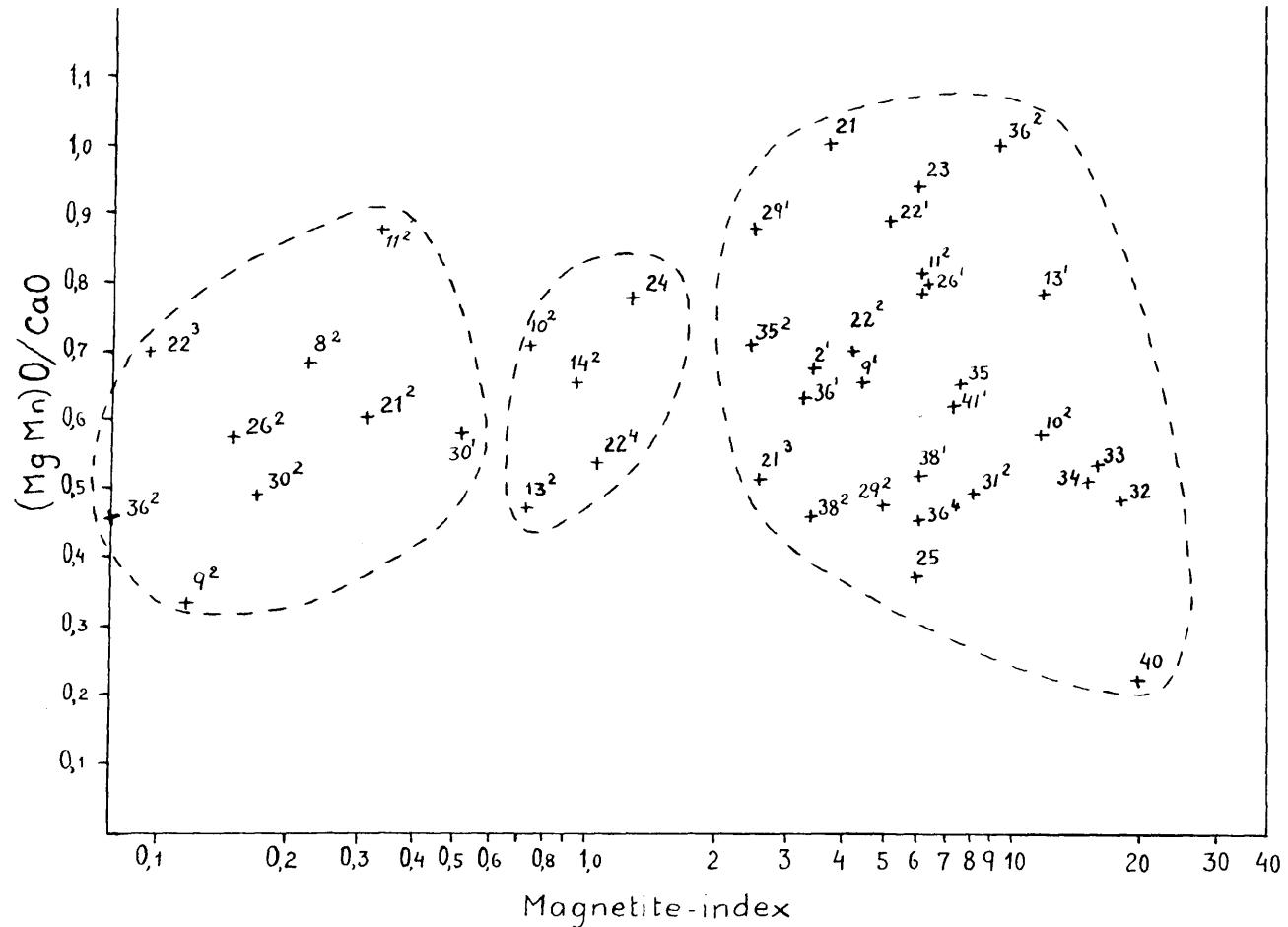


Fig. 27. Variasjonsdiagram ($\text{Mn}, \text{Mg}\text{O}/\text{CaO}$: magnetittinndex, Ørtvann Grube.

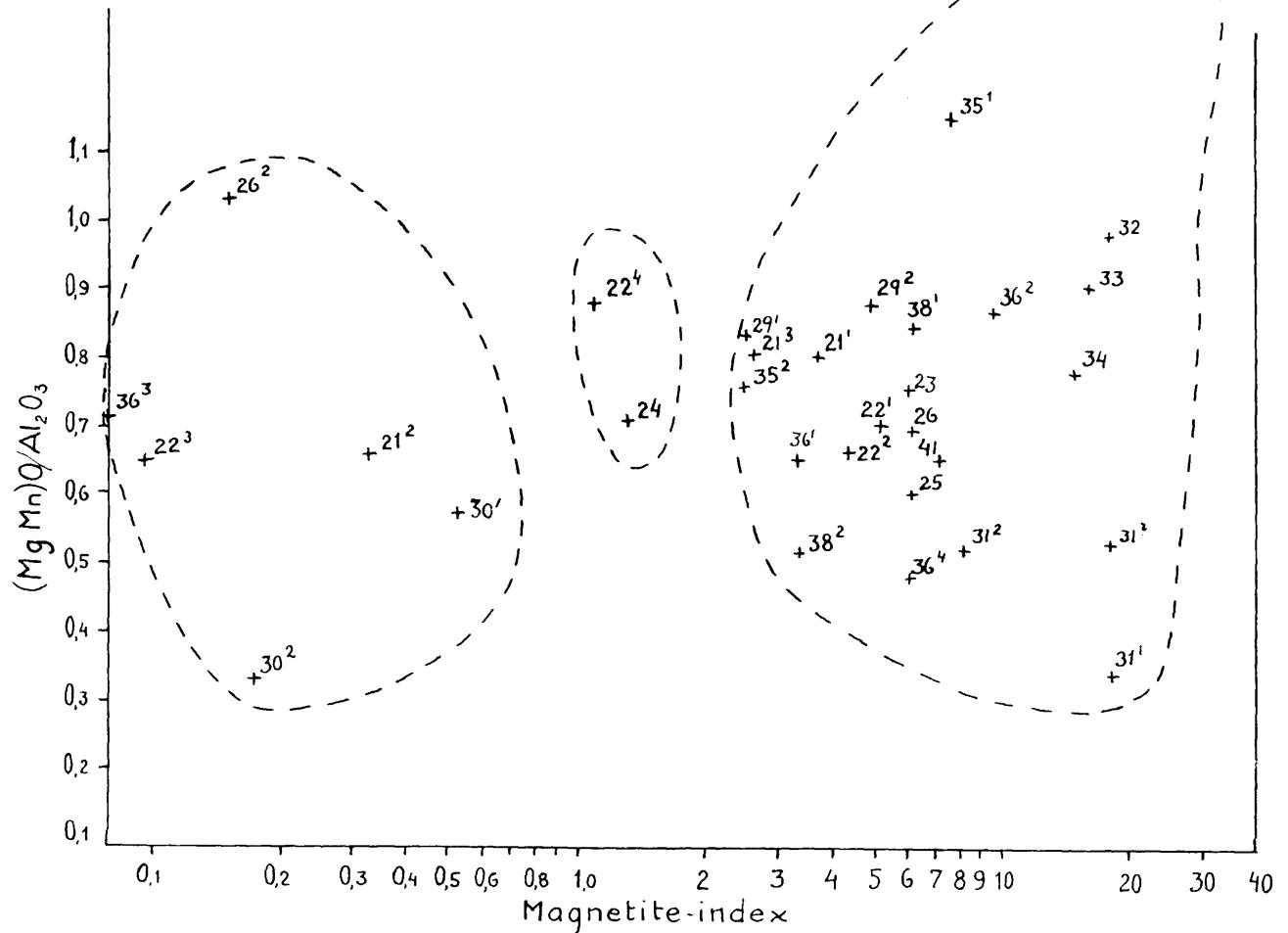


Fig. 28. Variasjonsdiagram for $(\text{Mn}, \text{Mg})\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$: magnetittindex, Ørvann Grube.

ene side og $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O}$ — SiO_2 på den annen side. Disse bestanddeler utgjør tilsammen 38—50 vektprosent. Fig. 26 viser forholdet $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O} : \text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3$ som tilsammen utgjør ca. 10—15 vektprosent. Det er bare tatt hensyn til den mengde jern som ikke inngår i ertsmineralene.

I begge diagrammene ligger analysene samlet i et vel begrenset felt. Magnetitt- og hematittmalmen er merket forskjellig, og det framgår at det er en viss forskjell på gangartenes sammensetning i de to malmtyper idet både CaO , Al_2O_3 og SiO_2 gjennomsnittlig er litt lavere i forhold til $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O}$ i magnetittmalmen enn i hematittmalmen.

Denne forskyvning skyldes hovedsakelig at det inngår mere jern i silikatene i magnetittmalmen. For å avgjøre om det også er en forskyvning i forholdstallene $\frac{(\text{Mg}, \text{Mn})\text{O}}{\text{CaO}}$ og $\frac{(\text{Mg}, \text{Mn})\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ er disse forholdstall avsatt langs ordinatene i henholdsvis fig. 27 og 28, mens magnetittindeksene for de tilstede værende analyser er avsatt langs abcissen etter en logaritmisk skala. Analysepunktene kan deles i tre grupper: 1) hematittmalm, 2) blandingsmalm og 3) magnetittmalm. Det framgår at stigningen er ubetydelig i forhold til variasjonsbredden i de enkelte grupper. Fig. 22 viser at forholdet $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ også er noenlunde like stor for magnetitt- og hematittmalmen.

Man skulle ha ventet at en sedimentasjon i reduserende miljø hvor jernet f. eks. opprinnelig var utfelt som jernspat og greenalit ville ha bevirket en større forskyvning i gangartens sammensetning i forhold til hematittmalmen, enn tilfellet er. Overensstemmelsen er derimot naturlig hvis magnetittmalmen var dannet ved en metamorfose av hematittmalm. Jeg antar derfor at jernet hovedsakelig ble bunnfelt som ferrihydroxyd. Om en mindre mengde samtidig kan være utfelt i 2verdig form i enkelte horisonter er mulig, men kan ikke sikkert avgjøres.

Det har i alm. ikke vært noen stoffforandring under metamorfosen av hematittmalmen, unntagen i sørfløyen hvor det har skjedd en svak anrikning av jern.

c. *Opprinnelsen av sjiktstrukturen i de nordlandske jernmalmer.*

Jermalmene i Dunderlandsdalen har ofte en sjiktstruktur som består i en veksel av kvartsrike bånd og magnetitt-hematitt-bånd på noen mm til over en cm bredde.

Slike kvartsbåndete jernmalmer danner en meget karakteristisk type som man gjenfinner over hele verden. I Sverige har man dem i Stripa, Stråssa, Norberg m. m.; i Ukraine i Krivoi Rog forekomsten; i Nord-Amerika i Lake Superior forekomstene; i Syd-Amerika i de veldige itabirittforekomster med malmreserver på flere hundre milliarder tonn; i Syd-Afrika, Australia og India kjenner man også tilsvarende malmforekomster.

Det er et karakteristisk trekk at de fleste malmer av denne typen er av prekambrisisk alder. De nordlandske forekomster er blant de få som man antar er yngre (kambro-silur). De fleste av de postarkeiske marine jernmalmforekomster forøvrig er oolittiske malmer uten båndstruktur, slik som Clinton-malmene i Arkansas, Wabana-malmen på New-Foundland og de jurassiske minettemalmer i Tyskland og Frankrike.

Sjiktstrukturen i de nordlandske malmer kan være dannet på to måter:

1. Ved rytmisk utfelling under sedimentasjonen.
1. Ved metamorf differentiasjon under en mekanisk deformasjon.

En båndstruktur som er fremkommet under sedimentasjonen er sannsynlig for mange forekomster. Det er særlig tydelig ved Lake Superior hvor man finner alle overganger fra svakt metamorfe malmer. Man har tenkt seg at båndingen muligens kan stå i forbindelse med fravær av vegetasjon på den tid malmen ble dannet, slik at det ikke var humussyrer til stede i vannet som virket stabilisering på jernhydroxydsolene som derfor hurtig ville utfelles av elektrolytter i havannet mens kiselsyresolen først føltes senere. Det forutsettes en varierende tilførsel av stoff med årstidene og blir på en måte å sammenligne med de varlige lerer.

Som Geijer og Magnusson¹ slutter på grunnlag av den uregelmessige randning dreier det seg dog neppe om årsvarv.

¹ Geijer och Magnusson op. cit. s. 130—133.

Moore og Maynard¹ har vist eksperimentelt hvorledes man under forhold som kan svare til dem som har hersket da kvartsrandmalmene ble dannet, først får en bunnfelling av ferrihydroxyd og så av gelaktig kiselsyre fra de vandige opplosninger. I Lake Superior har man sikkert bevis for at kvartsen opprinnelig er utfelt av kolloidale opplosninger, og det samme mener man å ha sikkerhet for i de svenske malmer av denne type. Moore og Maynard forklarer båndingen ved en rytmisk tilførsel, mens Geijer og Magnusson peker på at man for helt å forklare den komplekse bånding også må ta hensyn til temperatursvingninger, avdunstning, innflytelse av andre stoffer i opplosningene etc.

Når det gjelder forekomstene i Dunderlandsdalen opptrer de overalt i sterkt metamorf facies, og man har ingen sikre holdepunkter for å avgjøre om båndingen er fremkommet under sedimentasjonen.

Derimot er det ikke tvil om at denne struktur meget vel kan være dannet ved en metamorf differentiasjon.

På grunn av mineralenes forskjellige fysiske og kjemiske egenskaper vil de forholde seg forskjellig under mekanisk deformasjon. En båndstruktur vil alltid dannes i en bergart som i lengere tid er utsatt for differentialbevegelser parallelle et sett skjærflater.² Mineralene vil sorteres etter sine translasjons-egenskaper (eller evne til plastisk deformasjon). Spesielt i en bergart som hovedsakelig består av mineraler med så forskjellige egenskaper som jernmalmene i Dunderlandsdalen med magnetitt og hematitt på den ene side og kvarts på den annen er det helt naturlig at de får denne båndstruktur når de utsettes for en lamellær glidning slik som det har vært tilfelle her.

Jeg mener derfor det er sannsynlig at båndstrukturen er dannet i forbindelse med en mekanisk deformasjon. Hvorvidt det har foreligget en primær sedimentær bånding som er blitt ytterligere framhevet under deformasjonen har jeg ikke kunnet avgjøre, da bergartene er for metamorfe. Båndstrukturen er på langt nær så markert som f. eks. ved Sydvaranger, Stripa og

¹ Moore, E. S. and Maynard, E. E.: Solution, transport and precipitation of iron and silica. Econ. Geol. 24, 1929.

² Bugge, J. A. W.: 1943 p. 27—28.

Stråssa i Sverige og ved flere av Lake Superior-forekomstene. I Dunderlandsdalen er det mer en sjiktstruktur. Dette stemmer overens med at den utpregde båndstruktur er særlig karakteristisk for jernmalmer som opptrer i forbindelse med vulkanske bergarter.

d. *Sammenfattende oversikt over dannelsen av jernmalm-forekomstene i Dunderlandsdalen.*

Jernmalmforekomstene i Dunderlandsdalen er syngenetiske sedimentære malmer. Jernet er tilført de marine sedimentasjonsbekkener fra de tilgrensende landområder med det rinnende vann, i kolloid eller oppløst form.

Det er intet som taler for at malmkonsentrasjonen står i forbindelse med en tilførsel av jernrike oppløsninger som skriver seg fra en submarin basaltisk vulkanisme. Det er atskillige smale lag eller ganger av amfibolitter spredt rundt i feltet, men de er alle svært små og kan neppe tenkes å danne noen moderbergart for jernet. Sikre grønnstenslavaer har jeg først observert øverst i dalen ved Bjellånes. De blir mektige mot øst over på svensk side (Mesketgrønnstenen). En kjenner ikke til at de noen steder har forårsaket noen større jernmalmdannelse.

Jernet ble hovedsakelig utfelt som ferrihydroxyd eller limonitt, og er senere omvandlet til jernglans.

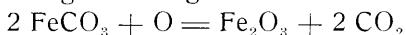
Hvorvidt en mindre del også ble bunnfelt i 2verdig form, som jernspat, greenalitt etc., kan ikke sikkert avgjøres da det ikke er funnet relikter av disse mineraler. Malmineralene er kun jernglans og magnetitt. Det meste av magnetitten er sannsynligvis dannet ved metamorfose av jernglans.

Jermalmene opptrer i et kalkbetonet område. Malmen fører gjennomsnittlig 8—10 % kalkspat. Mergelskifre og karbonatbergarter er blant de mest utbredte bergarter i området. Det er derfor høyst sannsynlig at kullsyre har vært et av de viktigste oppløsende agencier for jernet under forvitringen og transporten, og at malmen er bunnfelt ved en oksyderende utfelling slik som diskutert tidligere. Dette er i overensstemmelse med hva J. H. L. Vogt¹ kom til allerede i 1890 og har diskutert

¹ J. H. L. Vogt: Salten og Ranen, N. G. U. 1890.

— » — Dunderlandsdalen, N. G. U. 1894.

i flere avhandlinger. Etter Vogt ble jernet transportert i oppløst form i kullsyrerikt ellevann og bunnfelt i havvannet ved en oksyderende utfelling etter følgende formel:



Ved denne prosess lyktes det ham også å forklare vesentlige trekk ved den kjemiske sammensetning av malmene. Den kullsyre som frigjøres ved oksydasjonen vil fremkalte utfelling av kiselsyre av opplosningen, mens den motvirker bunnfelling av kalk og magnesiakarbonat. Det siste er dog bare til en viss grad tilfelle da malmen som nevnt fører 8—10 % kalkspat. Det viser at vannet har vært meget rikt på kullsur kalk.

Den relativt høye fosforgehalt forklares ved at fosfor feltes samtidig med jernhydroxyd slik som tilfelle også er i den kvalitative analyse. Ved bortdunstning av kullsyre og utfelling av karbonat anser Vogt det for sannsynlig at fosfor vil forbli i opplosning slik at den resulterende malm blir fosforfattig.

Mangan forholder seg i mange henseender på samme måte som jern i det sedimentære kretsløp. Mangan står lavere enn jern i spenningsrekken, og av en opplosning som fører jern- og inmanganoksydul vil alt jernet oksyderes før manganel oksyderes. Dessuten vil jernet felles i svakt sur til nøytral opplosning, mens mangan felles i alkalisk opplosning. Dette forklarer til en viss grad den lave manganhalt i Dunderlandsmalmen. Man har tenkt seg at denne type malmer er mer grunnthavsdannelser, bunnfelt forholdsvis nær utløpet av elvene, mens manganimalmene først vil bunnfelles lengre vekk fra kysten hvor vannet reagerer mer alkalisk. I Dunderlandsdalen er det meste av manganel bundet i silikatene (særlig granat) i 2verdig form. Det tyder på at manganel ikke ble oksydert opp fordi det ennå var 2verdig jern til stede i opplosningen og kan taes som et indisium på at noe jern også ble utfelt i 2verdig form. Den relativt lave mangangehalt tyder dog på at det bare dreier seg om en liten mengde. Karbonat av jern og mangan felles omtrent samtidig, og slike malmer er derfor karakterisert ved høyere mangangehalter.

Den kjemiske sammensetning av magnetitt- og hematitt-malmene er i det hele så ens at det er rimelig å tenke seg at de må være sedimentert under meget nært samme betingelser.

I hvilken grad humussyrer og organismer har vært virksomme ved transporten og utfellingen av jernet er vanskelig å uttale noe sikkert om. Det er ikke funnet grafitt i malmen. Derimot inngår det grafitt både i den underliggende kalkspatmarmor og i den overliggende dolomittmarmor ved Ørtvannforekomsten. I et enkelt håndstykke kan gehalten gå opp i et par prosent, men i en større gjennomsnittsprøve er den neppe over 0,3—0,5 %. Kalkspatmarmoren er til dels utviklet som stinkkalk og har små dråpeformige inneslutninger av svovelvannstoff. Enkelte skiferhorisonter er også sterkt bituminøse, og i hengen av malmen er det enkelte steder en sterk magnetkisanrikning. Både kullsyre og humusstoffer har derfor sannsynligvis vært medvirkende ved transporten. Som diskutert side 71 må landområdene hvor jernet er hentet fra være utsatt for en meget sterk forvitring, og det er nærliggende å tro at det har vært myrlendte, nedbørrike områder.

Når man diskuterer prekambriske og paleozoiske jernmalminforekomster må man også være oppmerksom på at det har skjedd en forskyvning i atmosfærrens sammensetning. I de eldste tider var kullsyre dominerende i forhold til surstoff. Det nåværende surstoffoverskudd skyldes vesentlig at en stor del av atmosfærrens kullstoff er blitt bundet i organisk materiale på grunn av plantenes fotosyntetiske virksomhet.

Det er nå sannsynligvis inntrått likevekt i atmosfærrens tilførsel og bortførsel av kullsyre. Når i den geologiske historie likevekten inntrådte vet man ikke, men det er ialtfall rimelig å tro at kullsyregehalten var noe større da Dunderlandsdalens jernmalmer ble dannet enn den er i dag. Dette vil utvilsomt medføre en økning av oppløseligheten av jern ved forvitringen slik at konsentrasjonen av jern i det rinnende vann kan ha vært større dengang enn man normalt regner med nå. Dette forhold gir en mulig forklaring på den dominerende rolle de sedimentære jernmalmer spiller i prekambrium og eldre paleozoikum i forhold til yngre perioder, og forklarer også deres eksepsjonelle karakter. Den fremtredende rolle jernkarbonater spiller i en rekke forekomster i Prekambrium må også sees i denne forbindelse.

B. Glimmerskifrene.

a. Petrografi.

Bergartene er beskrevet i rekkefølge etter avtagende gehalt av kalkspat. Denne rekkefølge faller sammen med sedimentets residualkarakter.

I de kalkrikeste glimmerskifre inngår det meste av kalkspaten i små flatttrykte linser på noen centimeters lengde som ligger jevnt spredt i bergarten. Det er utført to analyser av slike bergarter (tabell 4, 5). Det er begge karakteristiske prøver, og analysene gir et godt inntrykk av disse bergarter. I de øvrige bergarter er kalkspatkornene jevnt fordelt.

T a b e l l 4.

Analyse 2 (tabell 4). Kalkglimmerskifer ved broen 150 m SV for Ø. Vesteråli (11, 227).

	Vekt %	Molprop.	Mode	%
SiO ₂	42,87	7138	Kvarts	20,1
TiO ₂	0,89	139	Ab ₇₀ An ₃₀	17,0
Al ₂ O ₃	7,83	768	Epidot	7,5
Fe ₂ O ₃	2,75	171	Biotitt	14,4
FeO	6,12	852	Muskovitt ...	2,1
MnO	0,26	37	Kloritt	3,0
MgO	5,12	1270	Kalkspat	34,2
CaO	15,67	2794	Ap. turm.	0,1
Na ₂ O	1,33	215	Erts	1,6
K ₂ O	1,79	190		
P ₂ O ₅	0,03	2	Sum	100,0
CO ₂	13,74	3123	Anal. ing. B. Bruun.	
H ₂ O ⁻	0,05	28		
H ₂ O ⁺	1,52	844		
S	0,22	64		
Sum	100,19			

Bergarten er lys grå og har en planskifrig gneisstruktur. Den er full av små kalkspatlinser på 3—4 cm lengde og 0,5—1 cm bredde.

Kalkspat er det viktigste mineral. Foruten i linsene opptrer den også jevnt fordelt i bergarten i korn på 0,2—0,8 mm.

Biotitt er det alminneligste mørke mineral. Den opptrer i tynne blad med uskarp begrensning. Pleochroisme: $\gamma \sim \beta$ — skitten brun, α — lys gulbrun. Den er en del klorittisert.

Plagioklas er bestemt loddrett PM ved utslukning $\gamma' : 010 = + 13^\circ \circ : Ab_{70} An_{30}$. De er utviklet som poikiloblaster og inneslutter små kvartskorn. Av og til er sammenvoksingen nesten myrmekittisk.

Epidot danner vel begrensede små prisma med sterk utslukningsdispersjon.

Apatitt og turmalin opptrer i accessorisk mengde. Innesluttet i biotitt er enkelte korn av zirkon.

T a b e l l 5.

*Analyse 3 (tabell 5). Kalkglimmerskifer.
Bh 124, dyp 98,5 m Ørtv. Gr.*

	Vekt %	Molprop.	Mode	%
SiO ₂	44,43	7398	Kvarts	15,6
TiO ₂	1,10	172	Ab ₇₃ An ₂₇	22,5
Al ₂ O ₃	10,74	1054	Biotitt, kloritt	22,0
Fe ₂ O ₃	1,74	109	Epidot	18,0
FeO	6,55	912	Kalkspat	14,0
MnO	0,09	13	Dolomitt	6,5
MgO	5,04	1250	Erts, kis	1,4
CaO	13,50	2407	Sum	100,0
Na ₂ O	1,86	300		
K ₂ O	2,15	228	Anal. ing. B. Bruun.	
H ₂ O -	0,02	11		
H ₂ O ⁺	1,81	1005		
P ₂ O ₅	0,07	5		
CO ₂	10,82	2459		
S	0,16	50		
Sum	100,08			

Det er en lys grå bergart med gneisaktig struktur. Den har en mengde små, flatttrykte kalkspatlinser som ligger med de to lengste akser parallelle forskiringsplanet. Kalkspat opptrer dessuten jevnt fordelt i bergarten.

Kvarts opptrer i subisometriske korn på 0,2—1 mm. De har undulerende utslukning.

Plagioklas danner poikiloblaster på opptil 1 mm størrelse og inneslutter små kvartskorn. Sammensetningen er bestemt loddrett PM ved utslukning $\gamma' : 010 = + 10^\circ \circ : Ab_{73} An_{27}$.

Biotitt danner vel begrensede tynne lister på 0,2—1 mm lengde. Pleokroisme: α — lys gul $\beta \sim \gamma$ — mørk brun.

T a b e l l 6.

Analyse 4 (tabell 6). Oligoklas-almandin-hornblende-glimmerskifer, syd for Ørtvann, 600 m fra østsiden (33, 276).

	Vekt %	Molprop.	Mode	%
SiO ₂	46,39	7724	Kvarts	13,7
TiO ₂	1,50	255	Ab ₇₅ An ₂₅	25,5
Al ₂ O ₃	15,94	1564	Biotitt, musk. ...	24,7 (17,7, 7,0)
Fe ₂ O ₃	2,06	129	Hornblende	7,7
FeO	5,05	703	Granat	8,0
MnO	0,03	4	Epidot	2,1
MgO	4,74	1176	Kalkspat	17,0
CaO	11,10	979	Apatitt	0,3
Na ₂ O	2,03	328	Erts. turmalin ..	1,0
K ₂ O	2,51	267		
P ₂ O ₅	0,11	8	Sum	100,0
CO ₂	6,51	1480		
H ₂ O + -	2,21	1227		
S	0,05	16	Anal. A. Thorkildsen	
Sum	100,23			

Epidot opptrer i ganske stor mengde og danner vel utviklede små prismaer på 0,1—0,5 mm lengde.

Kvarts opptrer i subisometriske korn på opptil 12 mm diameter og viser undulerende utslukning.

Biotitt er det viktigste glimmermineral og danner smale listeformige korn på opptil 1 mm lengde. Pleokroisme: α — lys gul, $\beta \sim \gamma$ — brun; abs. $\gamma \sim \beta > \alpha$ — 2 V ca. 0°. Den har små inneslutninger av zirkon som er omgitt av pleokroistiske ringer.

Granat danner poikiloblaster på 3—4 mm diameter og inneholder kvarts, kalkspat, glimmer.

Grønn hornblende opptrer i små korn på 0,1—0,2 mm lengde. Pleokroisme: γ — dyp grønn; α — svakt gul til fargeløs.

Kalkspat utgjør 17 % og er jevnt fordelt i bergarten.

Plagioklas er bestemt loddrett α ved $\beta : 010 = + 12^\circ$
 β : Ab₇₅An₂₅.

Både granat og biotitt opptrer i kontakt med kalkspat uten at det er dannet hornblende på grensen.

Bergarten har gneisstruktur.

Kvarts danner subisometriske korn på 0,2—0,6 mm og har undulerende utslukning.

T a b e l l 7.

*Analyse 5 (tabell 7). Albitt-epidot-glimmerskifer.
S. for kisførende sleppe i østre pall, Ørtvann (32 fl.k 276).*

	Vekt %	Molprop.	Mode	%
SiO ₂	64,68	10769	Kvarts	32,8
TiO ₂	0,63	99	Albitt	25,0
Al ₂ O ₃	15,20	1491	Biotitt, musk.	23,8
Fe ₂ O ₃	1,82	114	Granat	6,2
FeO	2,33	324	Epidot	4,0
MnO	0,06	9	Kalkspat	6,0
MgO	24,9	618	Apatitt	0,3
CaO	3,64	649	Erts	1,9
Na ₂ O	3,10	500		
K ₂ O	2,12	225	Sum	100,0
H ₂ O ±	0,55	305		
CO ₂	2,74	623	Anal. A. Thorkildsen	
P ₂ O ₅	0,13	9		
S	0,09	28		
Sum	99,58			

Biotitt opptrer i tynne blad på under 1 mm lengde. De ligger uregelmessig ordnet i foliasjonsplanet, men viser tendens til linearstruktur. Pleokroisme: α — svakt gul, $\beta \sim \gamma$ — skitten brun, — 2 V ca. 0°. Enkelte av kornene er korrodert og omgitt av en rand med utskilte ertsmineraler.

Muskovitt utgjør bare et par prosent. Den opptrer i små lister og er av og til parallellsammenvokset med biotitt.

Granat danner isometriske korn på 0,1—0,6 mm og er ofte idiomorf utviklet.

Epidot opptrer i liten mengde i korn på ca. 0,2 mm lengde.

Kalkspat er jevnt fordelt i bergarten.

Albitt opptrer i stor mengde og er utviklet som porfyroblaster på et par mm i diameter. De inneslutter ofte små korn av kvarts, av og til også glimmer og epidot. Enkelte korn har en finlamellær albitstriping, men som regel sees ingen tvillingdannelse. Lysbrytningsindex β er litt lavere enn for canadabalsam, +2V meget stor. Feltspaten har derfor under 10 % An.

Turmalin fins i accessorisk mengde.

T a b e l l 8.

Analyse 6 (tabell 8). Disthen-glimmerskifer, Svanevann
(23 b, fl. k. 274).

	Vekt %	Molprop.	Mode	%
SiO ₂	64,90	10763	Kvarts	45,3
TiO ₂	1,25	156	Biotitt	24,0
Al ₂ O ₃	14,53	2844	Muskovitt ...	19,6
Fe ₂ O ₃	3,04	380	Disthen	3,8
FeO	4,98	693	Kalkspat	4,0
MnO	0,04	6	Apatitt	0,3
MgO	2,65	657	Erts	3,0
CaO	1,82	324	Sum	100,0
Na ₂ O	0,85	274		
K ₂ O	3,35	712	Anal. A. Thorkildsen.	
P ₂ O ₅	0,12	16		
CO ₂	1,47	334		
H ₂ O±	0,54			
Sum	99,54			

Bergartens struktur er gneisaktig. Både glimmer og disthen har en planorientering i forskiringsplanet.

Kvarts har også en tydelig orientering i forskiringsplanet (påvist ved hjelp av gipsbladet) og danner linseformige aggregerater uttrukket i denne retning. Den er sterkt undulerende. Kornstørrelsen er 0,3—1 mm.

Biotitt og muskovitt er ofte parallellsammenvokset og opptrer i omrent like stor mengde. Kornstørrelsen varierer fra 0,2—2 mm. Pleokroisme for biotitt: α svak gulbrun, $\beta \sim \gamma$ skitten brun, $-2V$ ca. 0° .

Disthen opptrer sammen med glimmer i langprismatiske korn på 0,2—1 mm.

Kalkspat kan ikke sees i preparatet og det er lite sannsynlig at den er en primær bestandel i bergarten. Kalkspat og disthen ville i tilfellet ha reagert og dannet zoisitt. Det er rimelig å tro at kalkspaten er avsatt av oppløsninger som har sirkulert under metamorfosen.

Bortsett fra kalkspat er mineralparagenesen stabil.

T a b e l l 9.

Analyse 7 (tabell 9). *Disthen glimmerskifer, Rastmyr nord—øst for Nævernes (2, fl. k. 250).*

	Vekt %	Molprop.	Mode	%
SiO ₂	56,00	9287	Kvarts	23,2
TiO ₃	0,94	117	Albitt	15,0
Al ₂ O ₃	21,83	2136	Biotitt	14,4
Fe ₂ O ₃	1,12	70	Muskovitt ..	12,6
FeO	7,95	1106	Disthen	13,2
MnO	0,14	20	Granat	13,3
MgO	3,56	883	Karbonater ..	6,0
CaO	1,02	182	Rutil	0,7
Na ₂ O	1,66	268	Erts	1,6
K ₂ O	3,00	318		
P ₂ O ₅	0,01	1	Sum	100,0
CO ₂	2,34	532		
H ₂ O [±]	0,92	511		
Sum	100,49			

Anal. A. Thorkildsen.

Granat opptrer i poikiloblaster på ca. 10 mm diameter. Den inneslutter ofte en mengde orienterte kvartskorn på 0,1—0,5 mm størrelse og i mindre mengde korn av disthen og glimmer.

Disthen danner prismatiske korn av høyst varierende størrelse, fra 0,2—3 mm. Kornene er ofte bøyet og viser uregelmessig utslukning. De har en utpreget spaltbarhet etter 010. Utslukning bestemt loddrett α ved $\gamma : 010 = 28^\circ$.

Biotitt og muskovitt opptrer i omrent like stor mengde. Kornstørrelsen varierer fra 0,1—1 mm og kornene er ofte bøyet. Biotitt har pleokroisme: α — svak gul til fargeløs, $\beta \sim \gamma$ — gyllen grun, — 2V ca. 0° .

Kvarts danner subisometriske korn på opptil 1 mm i diameter.

Sannsynligvis er kullsyre bestemt for høy idet karbonat ikke kan sees i preparatet. Dette vil medføre at det blir mer granat og mindre disthen i prøven slik som det ser ut etter mikroskopiske undersøkelser.

T a b e l l 10.

Analyse 8 (tabell 10). *Disthen-glimmerskifer, 100 m nord-vest for Svanevann.*

	Vekt %	Molprop.	Mode	%
SiO ₂	72,20	12021	Kvarts	56,3
TiO ₂	2,50	391	Muskovitt	28,0
Al ₂ O ₃	16,73	1641	Biotitt	4,7
Fe ₂ O ₃	1,13	71	Epidot	2,3
FeO	0,55	77	Disthen	6,0
MnO	0,03	4	Rutil	2,1
MgO	0,47	117	Apatitt, erts . . .	0,6
CaO	0,58	103	Sum	100,0
Na ₂ O	0,31	50		
K ₂ O	3,20	340		
P ₂ O ₅	0,02	3		
CO ₂	-	-		
H ₂ O -	0,03	17		
H ₂ O +	2,08	1155		
S	0,32	100		
Sum	100,15			

Anal. ing. B. Bruun.

Bergarten har en utpreget planskifrig foliasjonsstruktur.

Kvarts danner subisometriske korn på 0,1—0,5 mm størrelse og har en svak undulerende utslukning.

Muskovitt danner tynne lister på 0,2—0,7 mm størrelse og er det overveiende glimmermineral.

Biotitt er svak brunfarget og utgjør bare noen få prosent.

Disthen danner langprismatiske korn på opptil 2 mm størrelse. De ligger ordnet parallelle planstrukturen.

Erts og rutil opptrer i underordnet mengde.

b. *Glimmerskifrenes kjemiske karakter.*

Tabell 11 a gir en oversikt over de syv analyser som er utført av glimmerskifre. Den modale mineralsammensetning er gjengitt nederst i samme tabell. Beregningen er gjort på grunnlag av metallatomprosentene som er ført opp i tabell 11 b. Beregningsmåten er foreslått av P. Niggli.

Til nærmere karakteristikk er det hensiktsmessig å klassifisere dem på tilsvarende måte som Th. Vogt¹ har benyttet i

¹ Vogt, Th.: Sulitelmafeltets geologi. N. G. U. nr. 121, side 229.

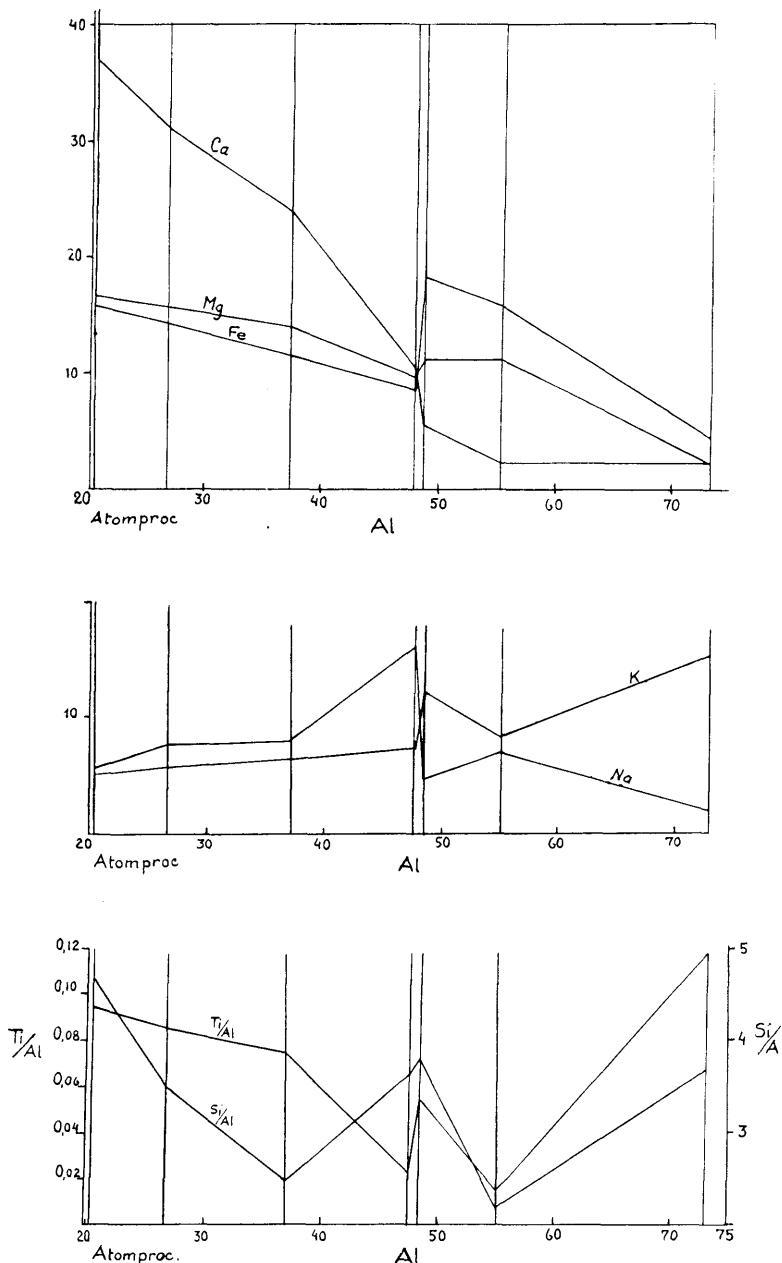


Fig. 29. Variasjonsdiagram for elementene i glimmerskiferene i forhold til Al.
(The elements of the micaschists plotted against Al.)

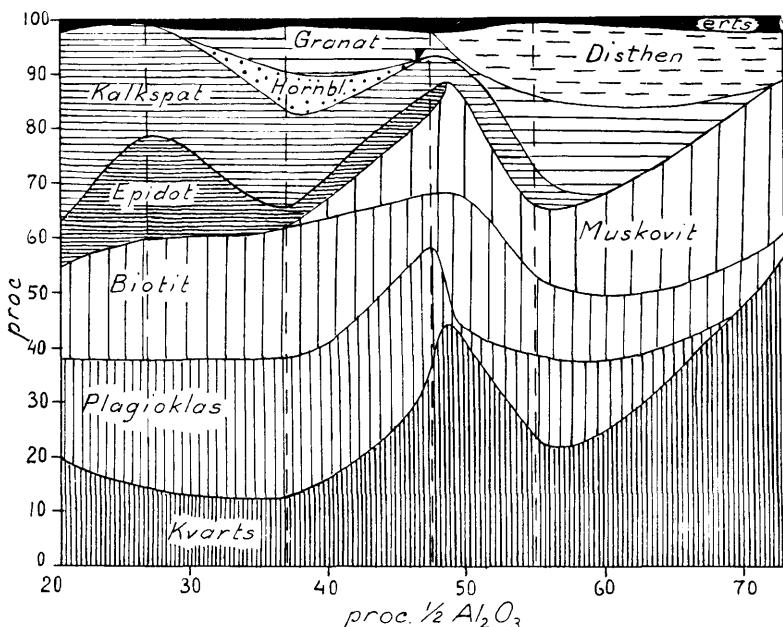


Fig. 30. Variasjonsdiagram for mineralene i glimmerskiferene i forhold til Al.
*(Variation diagram for the minerals of the micaschists in proportion to Al
 (Al in atom percent of the basic elements).)*

Sulitjelmaffeltet. Th. Vogt skriver: »Lersedimenter er slemmede residualprodukter fra en forvitring, og det ligger nær å klassifisere dem etter graden av deres residual-karakter. Det utslag-givende kjemiske kriterium for lersedimenter av forskjellig residual-karakter er innholdet av lerjord. Lerjorden er det minst opløselige av dekomposisjons-produktenes basiske oksyder, og vil derfor som kjent anrikedes i de mest utpregdede residuale dannelser. Det er imidlertid ikke hensiktsmessig å benytte analyse-tallene eller molekylarprosentene uten videre, uten som en fore-løbig orientering. Erfaringen viser nemlig at lersedimentenes kiselsyregehalt kan veksle innen forholdsvis vide grenser, og da kiselsyren alltid er det i størst mengde optredende oksyd, vil dens vekslinger alltid virke stekt tilbake på procentinnholdet av de øvrige oksyder, deriblant også på lerjordgehalten.«

I tabell 11 b er metallatomverdiene Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, omregnet til 100 %. Resultatet er fremstillet grafisk i figur 29 hvor verdien av Al er avsatt langs absissen og de øvrige ele-

T a b e l l 11 a.

Anal.	2	3	4	5	6	7	8		
SiO ₂	42,87	44,43	46,39	64,68	64,90	56,00	72,20		
TiO ₂	0,89	1,10	1,50	0,63	1,25	0,94	2,50		
Al ₂ O ₃	7,83	10,74	15,94	15,20	14,53	21,83	16,73		
Fe ₂ O ₃	2,75	1,74	2,06	1,82	3,04	1,12	1,13		
FeO	6,12	6,55	5,05	2,33	4,98	7,95	0,55		
MnO	0,26	0,09	0,03	0,06	1,04	0,14	0,03		
MgO	5,12	5,04	4,74	2,49	2,65	3,56	0,47		
CaO	15,67	13,50	11,10	3,64	1,82	1,02	0,58		
Na ₂ O	1,33	1,86	2,03	3,10	0,85	1,66	0,31		
K ₂ O	1,79	2,15	2,51	2,12	3,35	3,00	3,20		
H ₂ O ⁻	0,05	0,02					0,03		
H ₂ O ⁺	1,52	1,81	2,21	0,55	0,54	0,92	2,08		
CO ₂	13,74	10,87	6,51	2,74	1,47	2,34			
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,11	0,13	0,12	0,01	0,02		
S	0,22	0,16	0,05	0,09			0,32		
Sum	100,19	100,08	100,23	99,58	99,54	100,49	100,15		
Mode	Kv. plag. bi. musk. epid. kl. ksp. ap. + turm. erts.	20,2 17,0 14,4 2,1 7,5 3,0 34,2 erts. 0,1 1,6	Kv. plag. bi. + musk. epid. ksp. dol. erts. ap. ap. erts.	15,6 22,5 bi. 22,0 18,0 14,0 6,5 1,4 7,7 2,1 18,0 8,0 6,0 0,3 1,9	Kv. plag. bi. musk. epid. hbl. gran. ksp. ap. ap. erts. 13,7 25,5 17,7 7,0 2,1 7,7 6,2 0,3 0,3 18,0 8,0 6,0 0,3 1,9	32,7 25,0 9,6 14,0 4,0 6,2 6,0 0,3 3,8 14,0 3,0 1,9	Kv. bi. musk. disth. (ksp. epid. disth. ap. ap. erts. 45,3 24,0 19,6 3,8 4,0 0,3 3,0 0,7 13,3 14,4 12,6 13,2 13,3 6,0 1,6	23,2 albit bi. musk. epid. disth. gran. rutil erts. 56,3 15,0 14,4 28,0 2,3 6,0 2,1 0,6	Kv. bi. musk. epid. disth. gran. rutil erts. 56,3 4,7 28,0 2,3 6,0 2,1 0,6
Sum		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0		

T a b e l l 11 b.
Metallatomprosent.

	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39,5	41,0	43,2	60,5	62,7	52,4	71,0
TiO ₂	0,8	1,0	1,3	0,5	9,9	0,7	2,3
$\frac{1}{2}$ Al ₂ O ₃	8,4	11,7	17,5	16,8	16,6	24,1	19,4
$\frac{1}{2}$ Fe ₂ O ₃	1,9	1,2	1,4	1,3	2,2	0,8	0,8
FeO	4,7	5,0	3,9	1,8	4,0	6,3	0,5
MnO	0,2	0,1	-	0,1	-	0,1	-
MgO	7,0	6,9	6,6	3,5	3,8	5,0	0,7
CaO	15,4	13,3	11,0	3,7	1,9	1,0	0,6
$\frac{1}{2}$ Na ₂ O	2,4	3,3	3,7	5,6	1,6	3,0	0,6
$\frac{1}{2}$ K ₂ O	2,1	2,5	3,0	2,6	4,2	3,6	4,0
CO ₂	17,2	13,6	8,3	3,5	2,0	3,0	-
$\frac{1}{2}$ P ₂ O ₅	-	0,1	0,1	0,1	0,1	-	-
S	0,4	0,3	-	-	-	-	-

Metallatomprosent av de basiske oksyder.

Al	20,1	56,5	37,1	47,7	48,4	55,0	72,9
Fe ³⁺	4,5	2,7	3,2	3,6	6,4	1,8	3,2
Fe ²⁺	11,2	11,4	8,3	5,1	11,7	14,2	1,7
Mn	0,4	0,2	-	0,1	-	-	-
Mg	16,6	15,7	13,9	9,9	11,1	11,3	2,6
Ca	36,6	30,3	23,5	10,4	5,5	2,3	2,3
Na	5,6	7,5	7,7	16,0	4,7	6,9	2,2
K	5,0	5,7	6,3	7,2	12,2	8,2	15,1
Ti/Al	0,095	0,085	0,074	0,022	0,054	0,016	0,118
Si/Al	4,7	3,5	2,46	3,6	3,77	2,17	3,66
$\frac{\text{Al} + \text{K}}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na}}$..	0,41	0,60	0,96	1,52	2,84	3,08	12,25

menter langs ordinaten. Det fremgår at Ca, Mg og Fe avtar med Al-gehalten. For Na er forholdet mer uklart, men i de mest utpregede residualsedimenter er det også her en minsking. Derimot tiltar K med Al-gehalten, i overensstemmelse med det normale for slike bergarter.

For Ti og Si kan det ikke påvises noen lovmessig forskjelling i forhold til Al.

Det kan nevnes at Th. Vogt (21, p. 492) etter sine undersøkelser over den horisontale faciesvariasjon mener at — — — »a land area of intensive degradation was situated in NW in the present ocean. The largest and least decomposed part of the material was deposited near the land, while the smaller and more decomposed part (the finer matereal) was carried farther away.«

Variasjonen av den mineralogiske sammensetning med residualkarakteren er fremstilt i fig. 30. Det viser at kalk-, magnesia- og jernrike mineraler avtar, mens aluminium- og kalkrike mineraler tiltar i retning mot de mest utpregede residualprodukter.

Det vil være interessant å få utført flere analyser fra forskjellige steder innen en og samme sedimenthorisont, idet et mer inngående kjennskap til den horisontale faciesveksel muligens vil gi holdepunkter for hvilken retning materialet er transportert. I et slikt variasjonsdiagram vil kurvene utvilsomt få et mer regelmessig forløp enn tilfellet er i figur 29 hvor det er sammenlignet sedimenter fra forskjellige horisonter.

C. Karbonatbergarter.

a. Kalkspatmarmor.

Kalkspatmorene er grovkristallinske grå bergarter med en kornstørrelse på opptil 5—10 mm i diameter. Det er temmelig rene kalkspatbergarter. Dolomittgehalten er sjeldent over noen få prosent. Den grå farge skyldes finfordelt grafitt, som i de mørkeste typer kan gå opp i 1 %. Marmoren er flere steder utviklet som stinkkalk. På friskt brudd lukter det svovelvannstoff som antagelig skyldes dråpeformige inneslutninger av H_2S . Av underordnede bestanddeler inngår litt glimmer, kvarts, kis, og grafitt, men summen av disse utgjør sjeldent mer enn 1,0—1,5 %.

Det er utført to kjemiske analyser av stuffprøver:

T a b e l l 12.

Analyse 9 (tabell 12). Kalkspatmarmor 50 m nord for Vesterålimalmen (10, 277).

	Vekt %	Mode	%
H_2O —	0,04	Kalkspat	99,07
Uopl. i varm 10 % HCl ...	1,08	Talk, kloritt ..	0,28
Herav grafitt	0,8	Grafitt	0,8
Sum av syreløselig sesquioksyd	0,19	H_2O —	0,04
CaO, syreløselig	55,52	Sum	100,19
MgO, syreløselig	ikke veibar		
Glødetap	43,59		
Total S	ikke veibar		
Sum	100,42		
			Anal. ing. B. Bruun 1943.

T a b e l l 13.

Analyse 10 (tabell 13). Kalkspatmarmor syd for Bjørnhei
Grube (22, 248).

	Vekt %	CaMg(CO ₃) ₂	CaCO ₃	Oppløst fra silikatene	Mode	%
Uoppl. i varm 10% HCl	0,45				Kalkspat .	95,2
Heraf grafitt	0,3				Dolomitt .	4,3
Sum av syreløselig sesquioksyd	0,20				Silikater .	0,5
CaO, syreløselig	54,76	1,26	53,34	0,16	Grafitt ...	0,3
MgO,	0,91	0,91			Sum	100,3
Glødetap	43,94	1,99	41,9			
Total S	0,02					
Sum	100,28	4,26	95,2		Anal. ing. B. Bruun	

T a b e l l 14.

Analyse 11 (tabell 14). Dolomittmarmor nord for Ørtvann
Grube (26, 276).

	Vekt %	Mol. prop.	CaCO ₂	MgCO ₃	Oppløst fra silicatene	Mode	%
H ₂ O—	0,08					Kalkspat ..	5,6
Uoppl. i varm 10 % HCl	6,18					Dolomitt ..	87,7
Total S	sp.					Silikater, grafitt mm.	7,3
Sum av syreløselig sesquioksyd	0,27					Sum	100,6
CaO, syreløselig ...	30,34	5405	5320		85 (0,48 v.%)		
MgO, syreløselig ..	19,55	4849		4764	85 (0,34 v.%)		
Glødetap	44,37	10084	5320	4764			
Sum	100,76					Anal. ing. B. Bruun.	

b. Dolomittmarmor.

Det er finkrystallinske, hvite bergarter. På forvitret overflate er de ofte svakt brunfarget på grunn av et lite innhold av jernoksyder. Forholdet mellom dolomitt og kalkspat varierer litt, men dolomitt er alltid helt overveiende. Som underordnede bestanddeler inngår kvarts, tremolitt og litt kis. Summen av dem går sjeldent over 6—7 prosent.

Det er meget vanlig at dolomittmarmorene fører en del kvarts enten som spredte korn eller i form av små linseformige

T a b e l l 15.

Analyse 12 (tabell 15). Dolomittmarmor, øst for arbeiderbrakken, Swamp town (21, 275).

	Vekt %	Mol. prop.	CaCO ₃	MgCO ³	Oppløst fra silikatene	Mode	%
Uopp. i varm 10 % HCl	0,27					Kalkspat .	9,2
Total	sp.					Dolomitt .	89,1
Sum av syreløselig sesquioksyd	0,19					Silikat, grafitt ..	7,3
CaO, syreløselig ..	33,14	5909	5752		157 (0,88 v. %)	Sum	100,3
MgO, syreløselig ..	20,13	4993		4836	157 (0,63 v. %)		
Glødetap	46,59	10588	5752	4836			
Sum	100,32					Anal. ing. B. Bruun	

T a b e l l 16.

Analyse 13 (tabell 16). Dolomittmarmor ved Bh, 132, nord for
Stillvannet (27, 276).

	Vekt %	Mol. prop.	CaMg(CO ₃) ₂	CaCO ₃	Oppløst fra silikatene	Mode	%
Uoppl. i varm 10 % HCl	6,78					Kalkspat	6,7
Herav grafitt	0,3					Dolomitt	85,7
Total S	sp.					Silikater	7,4
Sum av syreløselig sesquioksyd	0,49					Grafitt ..	0,3
CaO, syreløselig ..	30,13	5371	4656	668	47 (0,26 v. %)	Sum	100,1
MgO, syreløselig ..	18,96	4702	4656		47 (0,18 v. %)		
Glødetap	43,93	9980	9312	668			
Sum	100,29					Anal. ing. B. Bruun.	

aggregater. På forvitret flate stikker linsene frem som små pigger. Tremolitten er dannet under metamorfosen: $5 \text{ CaCO}_3 + \text{Mg CO}_3 + 8 \text{ SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2 + 3 \text{ CaCO}_3 + 7 \text{ CO}_2$. Ofte er tremolitten omvandlet til kalk under den senere diaftorese.

Det er utført tre analyser av stuffprøver. Glødetapet i analysene er beregnet som CO₂, men det blir allikevel et lite overskudd av CaO og MgO som må være lutet ut av de tilstede-værende silikater.

c. *Om dannelsen av dolomittmarmor.*

Dannelsen av dolomittmarmor har vært meget diskutert. Man har ikke ved eksperimenter kunnet fremstille dolomitt primært under betingelser, som helt svarer til naturlige sedimentasjonsforhold. G. Linck, som har gjort et stort arbeid for å forklare dannelsen av dolomitt, har sammenfattet hva man i dag vet om dolomittdannelse:

- »1. Im offenen Meere sind Dolomitbildungen nicht möglich, auch nie beobachtet worden.
- 2. Primärer Entstehung d. h. unmittelbarer Abscheidung aus Bikarbonatlösungen sind mit ziemlicher Sicherheit nur Gang-, Spalten-, Hohlraumsfüllungen, auch vielleicht in gewissem Grade die Torfdolomite in paralischen Ablagerungen in Gelform.
- 3. Alle übrigen Dolomitgesteine sind metasomatisch aus aus Kalken entstanden.
- 4. Es scheint zwei Arten von Metasomatose zu geben:
 - a. Metasomatose vor der Diagenese (Festwerdung).
 - b. Metasomatose nach der Diagenese.

Diese beiden Arten lassen sich höchst wahrscheinlich durch die Gefügeregelung unterschieden.

- 5. Metasomatose vor der Diagenese findet wahrscheinlich in (litoralen) kalkigen Faulschlammern, in Lagunen-Salzpfannen und ähnlichen statt und ist vielleicht die verbreiteste Art.
- 6. Metasomatose nach der Diagenese in Kalksteinen jeglicher Art.

Das Auftreten dolomitischer Kalksteine ist flächenhaft, wolkenförmig, riffartig, oolitisch je nach der Art der Zuführung der Mg-Lösungen und der primären texturellen Beschaffenheit.

- 7. Die Modifikation des umgewandelten kohlensauren Kalkes ist gleichgültig, nur werden metastabilere Phasen leichter und schneller dolomitisiert als stabilere. Der Weg geht durch die Lösung. Wenn Lösungsmittel vorhanden sind, sind Magnesit und Kalkspat (Aragonit, Vaterit) nicht nebeneinander beständig, wohl aber Dolo-

nit und Magnesit oder Dolomit und Kalkspat (Aragonit, Vaterit). Die Mischbarkeit von Magnesiumkarbonat mit Kalzit ist sehr gering, mit Aragonit und Vaterit noch geringer, stark dagegen die Gele (Adsorption). Größere Mengen von Magnesiumkarbonat im Kalkspat sind wohl immer durch im Kalkspat gesetzmäßig eingelagerte Dolomitkristalle zu erklären.

8. Für die Dolomitisierung von Kalkablagerungen scheinen folgende Bedingungen zu bestehen:
 - a. Entweder zufuhr von Magnesiumbikarbonatlösungen.
 - b. Oder Vorhandensein bzw. Zufuhr von anderen Magnesiumlösungen ($Mg Cl_2$, $Mg SO_4$).
 - c. Im Falle b. Geringer Überdruck von Kohlensäure und Anwesenheit geringer Mengen von Ammoniumsalzen ($(NH_4 Cl)$, $(NH_4)_2 SO_4$), überhaupt Anwesenheit von Inkohlungsprodukten von Tier- und Pflanzenleichen.
9. Die Magnetisierung der Kalke ist entweder ein unter Umständen bis zur Erschöpfung an Calciumkarbonat fortgesetzter Vorgang der Dolomitisierung oder unter hohen Drucken ein direkter, wo das gebildete Magnesiumkarbonat unmittelbar in Magnesit übergeht.«¹

Eksperimenter viser at hydrostatisk trykk på 10—20 atm. i forbindelse med et forholdsvis lite kullsyretrykk gir de gunstigste betingelser for dolomittdannelse.

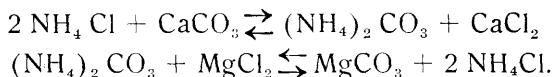
Ved de første forsøk på å fremstille dolomitt ble det benyttet kullsyretrykk på ca. 15 atm. Det ble også da dannet dolomitt, men samtidig måtte foskstemperaturen heves for å minske kullsyretrykket i oppløsningen.

Ved forsøk hvor det ble benyttet vateritt og magnesiumsulfat fikk man bare dannet dolomitt, når oppløsningen ble tilsatt en liten mengde ammoniumsulfat (ev. klorid). Det er G. Linck

¹ G. Linck: Bildung des Dolomits und Dolomitisierung Chemie d. Erde Bd. 11, 1937, p. 278—286.

² Köhler, Eberhard: Über die Entstehung von Schaumspat und Dolomit. Chemie der Erde 6, 1931, p. 257—268.

som først har fremhevet betydningen av at det er organisk materiale til stede. Den katalytiske virkning beror på at ammoniumsalter setter i gang kjedereaksjon under dannelse av magnesiumkarbonat.¹



I Dunderlandsdalen veksler dolomittmarmor ofte i mer eller mindre tykke lag med kalkspatmarmor. Enkelte steder er det en smal overgangssone mellom dem, men grensen er nesten alltid skarp. Blandingsledd mellom de to bergartstyper har liten utbredelse. Det er ofte mektigheter på flere hundre meter av dolomitt med nesten idealsammensetning $\text{MgCO}_3 : \text{CaCO}_3 = 1 : 1$. En teori for dolomittdannelsen må gi en tilfredsstillende forklaring både på den skarpe grensen og på den kjemiske sammensetning av dolomittene.

De muligheter som foreligger er:

1. Metasomatose av kalksedimenter etter diagenesen.
2. Metasomatose av kalksedimenter før diagenesen.
3. Primært ved utfelling av opplosninger.
 - a. I gelform som Lincks blandingssalt, hvor kalcium- og magnesiumkarbonat gjensidig adsorberes til hverandre.
 - b. Direkte som dolomitt.

Ad 1. Dolomittmarmorene kan ikke være dannet metasomatisk ved tilførsel av magnesiaoppløsninger til en eldre serie med kalksedimenter. Det fremgår av den lagvise bygging og markerte veksel med benker av kalkspatmarmor. Det måtte i tilfelle ha vært en gradvis overgang idet en dolomitisering ville ha gått mer uregelmessig fram. Det er i det hele lite sannsynlig at dolomittene er dannet metasomatisk etter diagenesen.

Ad 2. Linck mener at en metasomatose av kalksedimenter før diagenesen er den vanligste dannelsesmåte.

Et kalkslam, som er dannet på bunnen av et havbekken ved kjemiske eller biokjemiske prosesser, kan omvandles til dolomitt ved at det opptar magnesia fra havvannet. Det er ikke en meta-

¹ G. Linck op. cit p. 281.

somatose atom for atom hvor magnesia går inn på kalciumionenes plass i gitteret, mens kalcium lutes ut. Litt av kalken må tenkes oppløst og dobbeltforbindelsen utfelt som dolomitt. Andre krystallinske blandingsforbindelser eksisterer ikke. Derimot kan det bunnfelles slike blandingsforbindelser i gelform, idet kalciumkarbonat og magnesiumkarbonat adsorberes til hverandre. Tilstedeværelse av organisk substans (ammoniumsalter) vil være gunstig, da magnesium vesentlig er til stede som sulfat og klorid i havvannet.

Reaksjonen mellom kalcium- og magnesiumkarbonat tar tid og det må ikke være særlig sirkulasjon i vannmassene. Som Linck har fremhevet skulle innelukkete havbukter med stillestående vann, hvor det er forråtnende organisk substans til stede gi de gunstigste betingelser for dolomittdannelsen.

Det er vanskelig sikkert å avgjøre hvilken rolle en slik metasomatose spiller for dannelsen av dolomittene i Dunderlandsdalen. Metasomatosen må ha skjedd i nær tilknytning til dannelsen av kalksedimentet, idet man vanskelig kan tenke seg en fullstendig omsetning til dolomitt, hvis det først forelå en større lagtykkelse av kalksedimentet. Når dolomittdannelsen blir så nær knyttet i tid til dannelsen av kalksedimentet, blir den vanskelig å skille fra en primær dolomittdannelse. Men også ved denne metasomatose er det usedvanlig, at man ikke hyppigere finner blandingsbergarter med både dolomitt og kalkspat. Det primære kalksediment kan tenkes dannet på flere forskjellige måter:

1. Kalken kan tenkes dannet kjemisk anorganisk ved utfelling i havvannet og omvandlet til dolomitt etter bunnfellingen. I dette tilfelle er det trolig at dolomitt også ble felt primært, siden man tydeligvis er innenfor dolomittens stabilitetsområde.
2. Det er lite sannsynlig at kalken er dannet av kalkorganismer, som har levet på havbunnen, idet kalkorganismene neppe vil trives i et miljø, hvor kalken er særlig utsatt for dolomitisering. Magnesiumkarbonatgehalten er som regel ikke over et par prosent i kalkorganismene og går sjeldent opp i 10 prosent.
3. Man kan tenke seg en dannelse ved at frittsvevende kalkorganismer er sunket ned og anriket på havbunnen, hvor de

er kommet inn i dolomittens stabilitetsområde og blitt fullstendig dolomittisert.

Det er ofte en liten grafittgehalt i dolomittmarmoren som kan tyde på at det har vært organisk liv. Men det er også store mektigheter med nesten ren dolomitt uten grafitt. Dolomitten holder utvilsomt mindre organisk substans enn kalkspatmarmoren i alminnelighet gjør.

Ad 3. Både den kjemiske sammensetning og den geologiske opptreden passer meget godt med en primær dolomittdannelse.

En utfelling i gelform (3 a) er mindre sannsynlig enn en direkte utfelling som dolomitt (3 b). I det første tilfelle vil blandingsforholdet mellom kalcium- og magnesiumkarbonat variere meget, og man må tenke seg at det overskytende karbonat i forhold til dolomittsammensetning er utlутet senere, noe som ikke er særlig sannsynlig.

Ved den metasomatiske dannelse ble det antatt at det måtte skje en oppløsning av kalksedimentet for å få dannet dolomitt ved reaksjon med magnesia i vannet. En primær dolomittdannelse må derfor utvilsomt kunne finne sted like vel som en metasomatisk, hvis konsentrasjon på reaksjonsstedet og trykk-temperaturbetingelsene er tilsvarende.

Etter eksperimentene skulle de gunstigste betingelser for dolomittdannelse være et dyp under havoverflaten av 100—200 m hvor det hydrostatiske trykk er 10—20 atm. Kullsyretrykket i havvannet ligger mellom 10^{-3} og 10^{-4} atm. Det varierer med temperatur og dybde. Hvis det hadde dreiet seg om en inaktiv gass og stillestående vann, ville kullsyretrykket vokse mot dypet etter en eksponentialfunksjon på tilsvarende måte som i atmosfæren. Men nå spiller også strømninger i vannet, temperaturvariasjoner, forandring i kullsyrrens dissociasjonsgrad med det hydrostatiske trykk, og ikke minst organisk virksomhet inn.

Etter målinger i Atlanterhavet avtar kullsyretrykket her først til 50 m dybde og vokser så til et maksimum ved 400—500 m for så å avta mot større dyp.¹

¹ Wattenberg, H.: Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meere. Fortschr. Min... Bd. 20, 2, 1936 (ref. Correns i Barth, Correns Eskola.: Die Entstehung der Gesteine p. 168—195).

Mindre kalkskall og skallfragmenter vil oppløses når de synker ned mot det store kullsyremaksimum. Bärs undersøkelser har vist at mens kalkspat er mindre oppløselig enn magnesitt ved lavt kullsyretrykk er det omvendt ved høgre trykk. Dolomitt inntar en mellomstilling.

Grunnen til at man ikke oftere observerer primær dolomitt-dannelse i havvannet, til tross for at både det hydrostatiske trykk og kullsyretrykket skulle være gunstig, kan da bero på at konsentrasjonen i vannet er for liten. En økning kan tenkes oppnådd ved inndampning av havvannet på tilsvarende måte som ved de marine saltleier. Men de mengder av kalk og dolomitt (og jernhydroksyder), som utskilles på denne måten, blir kvantitativt sett svært små. Selv om man forutsetter en stadig tilførsel av sjøvann til inndampningsbassengen er det vanskelig å forestille seg en slik dannelse, og man finner aldri andre havsalter.

En økning i konsentrasjonen kan også oppnås ved en tilførsel til et mer eller mindre lukket sedimentasjonsbasseng fra et tilgrensende landområde, hvor den kjemiske forvitring har vært sterk. En slik materialtilførsel gir en tilfredsstillende forklaring på de store mektigheter man finner.

Ved dannelsen av jernmalmene må man, som nevnt, også forutsette materialtilførsel fra et område, som har vært utsatt for en sterk kjemisk forvitring. Det har skjedd en forskyvning i forholdet mellom kullsyre og surstoff i atmosfæren, og det er sannsynlig at den høyere kullsyregehalt i tidligere geologiske perioder spilte en viktig rolle ved dannelsen av jernmalmene. Det samme gjelder også for dannelsen av kalk- og dolomitt-sedimenter.

Kullsyren vil bevirke en øket oppløselighet av kalk og magnesia i vannet og en større tilførsel til sedimentasjonsbassengen. Kullsyren vil også spille en mer dominerende rolle blant anionene i havvannet. Det bevirker bl. a. at det ikke skulle være nødvendig med tilstedeværelse av organisk materiale (ammoniumsalter) for å få utfelt dolomitt, som man tror må være tilfelle under nåværende forhold. Hvor stort kullsyretrykket har vært er ikke godt å si, men det er gitt en øvre grense ved at det samlede atmosfæretrykk på jordoverflaten har vært omtrent som i dag.

Konklusjon.

Den skarpe grense mellom kalkspatmarmor og dolomittmarmor beror sannsynligvis på at dolomitt først ble dannet på så stort havdyp at det hydrostatiske trykk øvsteg en viss grense. Under denne grense skiltes dolomitt primært ut, mens kalkspat ikke ble bunnfelt. Eventuell kalkspat som var dannet i høyere nivå (organisk og anorganisk) ble enten løst opp når den sank ned, eller den reagerte med magnesium-ionene i vannet og dannet dolomitt, som feltes ut.

Den lille grafittgehalt, man av og til finner i dolomittmarmoren viser at det antagelig har vært litt organisk substans til stede, som kan ha påskynnet dolomittdannelsen.

Hvis havet var så grunt at bunnen lå over grensen for dolomitt-dannelse ble det bare dannet kjemiske eller biokjemiske kalksedimenter, til tross for at konsentrasjonen av magnesium-ioner i vannet kan være den samme.

Delvis innelukkete havbukter med stillestående vann, hvor det er organisk substans til stede, gir gunstige betingelser for dolomittdannelse. Det må forutsettes en materialtilførsel fra et landområde, som har vært utsatt for en sterk kjemisk forvitring.

Den høye kullsyregehalt i atmosfæren i forhold til surstoff på den tid dolomitten ble dannet har vært gunstig både for en sterk kjemisk forvitring, øket opploselighet i vannet og for dannelse av dolomitt. Det er mulig at den tilsynelatende ekspjonelle karakter av dolomitten kan forklares ved forskyvningen i atmosfærens kullsyregehalt, på samme måte som det ble antatt for jernmalmene.

I Dunderlandsdalen opptrer kalkspatmarmor, dolomittmarmor, glimmerskifer, jernmalm, kvartsitter i intim veksel med hverandre. Det ligger nær å tenke seg at materialet i sedimentene skriver seg fra noenlunde samme erosjonsområde. Det har skjedd en sterk differentiasjon av elementene i de opprinnelige bergarter under forvitringen. 2verdig og 3verdig jern er anriket i jernsedimentene, kalcium i kalk- og dolomittsedimenter, magnesium i dolomitt, aluminium og kalium i leirsedimentene, kiselsyre

i kvartsittene. Kiselsyre har forøvrig en ganske stor variasjonsbredde innen både leirsedimentene og jernsedimentene.

Differentiasjonen er i overensstemmelse med at det har vært en sterk kjemisk forvitring i erosjonsområdet, og at det har vært en kullsyrerik atmosfære.

D. Amfibolitter og hornblendeskifre.

Intrusiver. Det er atskillige små lag og ganger av amfibolitt. Det er hovedsakelig lagerganger og forholdsvis sjeldent å se overskjærende strukturer. Mektigheten er i alminnelighet 0,5—1,5 m og gangene er ofte deformert og presset. Den nøyaktige kartlegging av dem må gjøres i forbindelse med detaljkartlegging av de enkelte malmfelter. Kvantitativt sett spiller de liten rolle i Dunderlandsdalen.

Det er utført tre analyser av disse bergarter.

T a b e l l 17.

Analyse 14 (tabell 17). Amfibolitt, ved fastmerke 229, kartblad Kviteng, Ørtvann (pr. 203).

	Vekt %	Mol.prop.	Metallatom-prosent	Norm	Mode	%
SiO ₂	45,54	7552	SiO ₂ ... 44,0	Q .. 4,5	Kvarts	6,2
TiO ₂	4,71	588	TiO ₂ ... 3,4	Or.. 3,5	Plag.	25,3
Al ₂ O ₃	13,01	1273	$\frac{1}{2}$ Al ₂ O ₃ .. 14,8	Ab.. 23,5	Hornbl.	56,0
Fe ₂ O ₃	4,08	255	$\frac{1}{2}$ Fe ₂ O ₃ .. 2,4	An . 23,5	Biotitt	3,0
FeO	8,04	1119	FeO ... 6,5	sal 55,0	Kalkspat	4,0
MnO	0,18	25	MnO... 0,1	wo.. 6,8	Apatitt	0,5
MgO	6,76	1677	MgO ... 9,8	en .. 19,6	Erts	5,0
CaO	10,56	1883	CaO ... 10,9	fs ... 1,4		
Na ₂ O	2,50	403	$\frac{1}{2}$ Na ₂ O .. 4,7	il ... 6,8	Sum	100,0
K ₂ O	0,60	64	$\frac{1}{2}$ K ₂ O .. 0,7	mt .. 4,8		
P ₂ O ₅	0,24	17	$\frac{1}{2}$ P ₂ O ₅ .. 2,5	ap .. 0,5		
CO ₂	1,62	436	CO ₂ ... 2,5	Ksp 5,0		
H ₂ O ⁻ ...	0,18	100		fem 45,1		
H ₂ O ⁺ ...	1,28	710				
Sum			100,0	100,1	Anal. A. Thorkildsen. 1943.	

Grønn hornblende er det viktigste mineral. Det danner et sammenhengende nettverk og opptrer i prismatiske korn på 0,3—1,5 mm. Det har sterkt pleokroisme: α — gråbrun, γ — ren

grønn, absorbsjon: $\gamma > \beta > \alpha$, $c : \gamma = 15^\circ$. Lysbrytningsindeks er bestemt ved immersjonsvæsker: $\alpha_{\text{Na}} = 1,655$, γ_{Na} 1,674, — 2 V ca. 90° . Etter E. Larsens tabeller får hornblenden sammensetningen $\text{Ca}_4 \text{Na}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_8 (\text{Al}, \text{Fe})_6 (\text{Ti}, \text{Si})_{12} \text{O}_{44} (\text{OH})_4$.

Plagioklas har i alminnelighet ikke twillingstriper. Kornene er ofte zonarbygget og har da en kjerne som er mest basisk. Sammensetningen er bestemt ved maksimal utslukning loddrett $010 = + 11^\circ$: $\text{Ab}_{72} \text{An}_{28}$.

Biotitt opptrer i underordnet mengde og danner små, brune lister.

Kalkspat ligger jevnt fordelt og opptrer i små, uregelmessige korn.

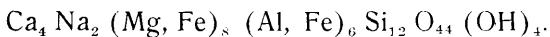
T a b e l l 18.

Analyse 15 (tabell 18). Hornblendegneis, ved hovedveien 1 km vest for Eiterå (18, 253).

	Vekt %	Mol.prop.	Metallatomprosent	Norm	Mode	%
SiO_2	50,15	8350	SiO_2 ... 47,5	Q ... 10,8	Kvarts	18,0
TiO_2	3,49	546	TiO_2 ... 3,1	Or... 2,5	$\text{Ab}_{72} \text{An}_{28}$	10,5
Al_2O_3	17,22	1689	$\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3$... 19,2	Ab... 12,5	Hornbl.....	43,5
Fe_2O_3	2,03	127	$\frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3$... 1,4	An... 40,5	Epidot	13,5
FeO	6,85	954	FeO ... 5,4	Σ sal 66,3	Granat	10,2
MnO	0,08	11	MnO ... 0,1	wo... 3,6	Kalkspat	1,0
MgO	6,22	1543	MgO ... 8,8	en... 17,6	Rutil, kis ...	2,8
CaO	10,70	1908	CaO ... 10,8	fs... 2,0	Apatitt	0,5
Na_2O	1,34	216	$\frac{1}{2}\text{Na}_2\text{O}$... 2,5	il... 6,2		
K_2O	0,38	40	$\frac{1}{2}\text{K}_2\text{O}$... 0,5	mt... 2,8	Σ sum	100,0
P_2O_5	0,22	16	$\frac{1}{2}\text{P}_2\text{O}_5$... 0,2	ap... 0,5		
CO_2	0,43	98	CO_2 ... 0,5	Ksp 1,2		
H_2O^\pm ...	0,84	466		Σ fem 33,9		
S	0,07	22	100,0			
Sum	100,02			100,0		
				100,2	Anal. A. Thorkildsen 1943.	

Bergarten har nematoblastisk struktur.

Hornblende danner et nesten sammenhengende nettverk og opptrer i langpismatiske korn. Pleokroismen er forholdsvis svak: α — svak gulbrun, γ — svak grønn, $c : \gamma = 15^\circ$. Lysbrytningsindeks er bestemt ved immersjonsvæsker: $\alpha_{\text{Na}} = 1,650 \pm 0,002$, $\gamma_{\text{Na}} = 1,670 \pm 0,002$, — 2 V ca. 90° . Etter E. Larsens tabeller svarer det til en sammensetning:



Epidot danner langprismatiske korn på inntil 2 mm. De ligger til dels parallelorientert med hornblende.

Plagioklas er bestemt loddrett PM ved utslukning $\gamma' : 010 = + 13^\circ$ o: $\text{Ab}_{70} \text{An}_{30}$. Det er alminnelig med periklintvillinger.

Granat danner porfyroblaster på 1—1,5 mm diameter.

Rutil opptrer i en mengde på 2 prosent i form av små korn innesluttet i hornblende.

Kalkspat sees ikke i preparatet.

T a b e l l 19.

Analyse 16 (tabell 19). Amfibolitt, ved veien til Grønnfjelldalen (7, 250).

	Vekt %	Mol.prop.	Metallatom-prosent	Norm	Mode	%
SiO_2	46,54	7749	$\text{SiO}_2 \dots 43,8$	Q .. 0,6	Kvarts	5,7
TiO_2	1,84	288	$\text{TiO}_2 \dots 1,6$	Or .. 2,5	$\text{Ab}_{70} \text{An}_{25}$	15,0
Al_2O_3	16,75	1643	$\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 \dots 18,3$	Ab .. 22,0	Hornbl.	62,9
Fe_2O_3	3,98	249	$\frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3 \dots 2,8$	An .. 34,2	Epidot	2,4
FeO.....	6,66	927	FeO ... 5,2	$\Sigma \text{ sal}$ 59,3	Biotitt	7,9
MnO	0,04	6	$\text{MnO} \dots -$	wo .. 4,6	Kalkspat	1,2
MgO	8,35	2071	$\text{MgO} \dots 11,7$	en .. 23,4	Apatitt	1,0
CaO.....	10,33	1842	CaO ... 10,4	fs ... 1,6	Erts	3,9
Na_2O ...	2,39	386	$\frac{1}{2}\text{Na}_2\text{O} \dots 4,4$	ap .. 1,1		
K_2O	0,30	43	$\frac{1}{2}\text{K}_2\text{O} \dots 0,5$	c ... 1,2	Sum	100,0
P_2O_5	0,46	32	$\frac{1}{2}\text{P}_2\text{O}_5 \dots 0,4$	il ... 3,2		
CO_2	0,49	111	$\text{CO}_2 \dots 0,6$	mt .. 5,6		
$\text{H}_2\text{O} \pm$...	1,66	921		$\Sigma \text{ fem}$ 40,7		
S	0,40	125				
Sum	100,29		100,0	100,0	Anal. A. Thorkildsen 1943.	

Bergarten er mørk og har nematoblastisk struktur.

Hornblende er hovedmineralet og danner et sammenhengende nettverk. Den er svakt grønn i tynnslip og har svak pleokroisme i grønne farger, $c : \gamma = 9^\circ$, — 2 V ca. 85° . Lysbrytningsindeks er bestemt ved immersjonsvæsker: $\alpha_{\text{Na}} = 1,645 \pm 0,002$, $\beta_{\text{Na}} = 1,650 \pm 0,002$, $\gamma_{\text{Na}} = 1,650 \pm 0,002$.

Plagioklas er bestemt loddrett PM ved utslukning $\gamma' : 010 = 10^\circ$ o: $\text{Ab}_{75} \text{An}_{25}$. Det er både albitt- og periklintvillinger.

Biotitt danner små, tynne lister og er hovedsakelig bundet til små linser som ligger spredt rundt i bergarten. Pleokroisme: α — fargeløs, γ' — rødbrun. Linsene inneholder også zoisitt, kvarts, plagioklas.

Zoisitt opptrer i vel utviklede prisma med rett utslukning.

Kalkspat opptrer i liten mengde i form av små, uregelmessige korn.

E f f u s i v e r. Grønnstenslavaer har jeg bare observert ved Bjellånes øverst i Dunderlandsdalen. De blir mektigere over på svensk side (Mesketgrönstenen). Det er utført en analyse av en slik bergart.

T a b e l l 20.

Analyse 17 (tabell 20). Grønnkifer, vegskjæring ved Hjartås, Bjellånes.

	Vekt %	Mol.prop.	Norm	Niggliverdier	Mode	%
SiO ₂	47,52	7912	Q . 4,29	si 126,9	Kvarts	8,6
TiO ₂	2,08	326	Or. 1,28	al 25,3	Plag.	25,0
Al ₂ O ₃	18,17	1782	Ab. 27,72	fm 49,2	Hornbl.	32,3
Fe ₂ O ₃	4,16	261	An. 21,88	c 17,4	Epidot	8,0
FeO	6,29	876	C.. 4,52	alk ... 7,9	Kloritt	16,9
MnO	0,11	16	Σ sal 59,69	qz -17,6	Biotitt	2,4
MgO	8,09	2007	c .. 4,07		Kalkspat	4,8
CaO	6,81	1214	en . 20,15		Erts	2,0
Na ₂ O	3,28	529	fs.. 4,02			
K ₂ O	0,22	23	mt. 6,04			
P ₂ O ₅	0,09	6	il.. 4,95			
CO ₂	1,79	407	ap . 0,20			
H ₂ O ± ...	0,77	427	Σ fem 39,43			
S	0,06	19				
Sum	99,44			99,12	Anal. A. Thorkildsen 1943.	

E. Granitter og granittisering.

Injeksjonsgneisene i Langfjell er dannet av opprinnelige glimmerskifre ved en injeksjon av trondhjemittisk materiale langs små sprekker og riss som er dannet i glimmerskiferen under den sterke mekaniske deformasjon.

Man kan skille mellom to prosesser, på den ene side en rent mekanisk injeksjon av trondhjemittisk magma langs sprekken,

og på den annen side en metasomatisk omvandling av glimmerskifrene. Enkelte steder er den første prosess helt overveiende men i alminnelighet er også glimmerskifrene omvandlet. Flere steder kan man påvise alle overgangsledd til trondhjemittiske og granodiorittiske bergarter.

Den opprinnelige sammensetning av glimmerskifrene i Langfjell har vært temmelig ensartet. Nærmest det store marmordrag i nordhellingen av Langfjell er glimmerskifrene forholdsvis lite omvandlet. Det er granat-glimmerskifre. De viktigste mineraler er kvarts, brun biotitt, muskovitt, granat, plagioklas og litt kalkspat. Av og til er det også litt epidot og grønn hornblende til stede. Mineralsammensetningen er omtrent den samme som i skifrene nede ved Storfosshei på nordsiden av Ranaelven.

Kort syd for marmordraget, syd for Bjørnhei-malmen står en oligoklas-granat-glimmergneis (23, fl. k. 248).

Granat danner poikiloblaster på opptil 1 cm diameter og viser antydning av krystallbegrensning. Den har små inneslutninger av kvarts og glimmer som ofte ligger ordnet i konsentriske soner. Enkelte steder viser granaten tegn på å være rotert og danner S-formede virvler.

Biotitt danner uskarpt begrensede flak, og det ser ut som den holder på å omdannes til muskovitt. Den opptrer ofte som små brune flak i den fargeløse glimmer og utgjør 5–6 prosent. I sjeldnere tilfelle opptrer den også som små lister. Den har pleokroisme γ — brun, α — lys gul, $\div 2 V$ ca. 0° .

Muskovitt opptrer i forholdsvis stor mengde og har god krystallbegrensning: $\div 2 V$ ca. 30° .

Plagioklas danner poikiloblaster på 1–5 mm, og har ofte små inneslutninger av kvarts. Av og til er det også biotitt og muskovitt som inneslutninger. Sammensetningen er bestemt loddrett PM ved maks. utslukning: $+ 5^\circ \circ$: $Ab_{78} An_{22}$.

I accessorisk mengde sees litt turmalin.

Den kjemiske sammensetning av denne bergart er neppe særlig forandret ved tilførsel av stoff utenfra. Mineralsammensetningen er både kvalitativt og kvantitativt den samme som man kan finne i glimmerskifrene på nordsiden av Ranaelven. Plagioklasgehalten er dog noe høyere enn vanlig, og det er mulig at det er tilført litt natron.

Høyere opp mot toppen av Langfjell tiltar gehalten av plagioklas. En plagioklas-biotittgneis fra Langfjell Signal (14, fl. k. 248) fører plagioklas, kvarts, biotitt, granat, zoisitt, titanitt.

Plagioklas opptrer i store hypidomorfe korn og viser tvillingdannelse etter albitt-periklinloven. Sammensetningen er bestemt ved maksimal utslukning loddrett $PM = 6,5^\circ : Ab_{76}An_{24}$.

Biotitt opptrer i små lister og har pleokroisme: γ — gul-brun, α — lys gul, $\div 2 V$ ca. 0° . Som følge av resorbsjon er det flere steder utskilt små ertskorn langs korngrensene.

Granat opptrer i liten mengde og danner uregelmessige poikiloblaster.

Kvarts opptrer i subisometriske korn med tydelig undulerende utslukning.

Zoisitt opptrer i liten mengde og danner små prisma. De har rett utslukning og meget lav dobbeltbrytning.

Selv om strukturen ennå er gneisaktig virker bergarten massiv og minner mest om en omvandlet kvartsdioritt. Felt-observasjonene viser dog tydelig at det må være en omvandlet glimmerskifer.

De gjennomskjærende gangene i feltet har kvartsdiorittisk til granodiorittisk sammensetning. Plagioklas opptrer i hypidiomorfe korn som gjerne viser både albitt og periklindriller. Sammensetningen av en prøve er bestemt ved maksimal utslukning loddrett $FM = -7^\circ \circ : Ab_{86}An_{14}$. Hvor det er mikroklint til stede opptrer den gjerne som små korn mellom de større plagioklaskorn. Det er ofte dannet myrmekitt på grensen mot plagioklas. Kvarts danner subisometriske korn og har undulerende utslukning.

Injeeksjonsgneiser av lignende type har stor utbredelse i Nordland. Som det fremgår av N. G. U.s generalkart av Nordland opptrer injeksjonsgneisene som regel i nærheten av større granittmassiver, men det er også atskillige selvstendige injeksjonsgneismassiver. J. Oxaal har kalt bergartene for glimmerskifer-gneis. Han har allede for mange år siden oppfattet dem som injeksjonsgneiser, dannet av glimmerskifer. De omfatter skifre av forskjellig alder og danner ingen bestemt stratigrafisk horisont.

I Ranaområdet er det flere felter med injeksjonsgneiser foruten det i Langfjell. Det er et stort felt i Mofjell-Raufjell-området og et lenger øst i Junkerfjell. Det siste grenser mot øst til kaledoniske granitter, mens det ikke er større granitter i Mofjell-Raufjellområdet. Omvandlingen av glimmerskifrene består som nevnt, dels i en injeksjon av trondhjemitt langs sprekker og dels i en metasomatisk fortrengning. Området ved Mofjell Grube er meget instruktivt. Bergartene er hovedsakelig granat-glimmergneiser. De er ofte fulle av små, uregelmessige slirer og ganger av trondhjemitt. Gangene er i alminnelighet noen cm brede men mektigheten kan gå opp i en halv meter. Enkelte ganger er over 10 m mektige. Omkring gruvan er det også atskillige uregelmessige kvartslirer på opptil en halv meters lengde og 10—15 cm tykkelse.

Bergartene er typiske migmatitter. De viser flere steder en plastisk deformasjonsstil som svarer til migmatittsonen, og hører til en dypere deformasjonssone enn bergartene i selve Dunderlandsdalen. Grensen for gneisområdet i Mofjell viser beliggenheten av migmatittfronten. Det ligger nær å oppfatte granittene og granodiorittene i området som palingene granitter som betegner det siste stadium ved granittisering av gneisene.

Av en annen type enn disse granitter er det store området av granitter i Bolna og Raufjell. Granittene er ikke intrudert mellom skifrene, men faller overalt inn under de omgivende skifre som en stor batholith (bunngranitt). De overleirende skifrene hører sannsynligvis til de laveste horisonter av fjellkjedesedimentene (kfr. Oxaal, Rekstad, Holmsen). Granittområdet danner en grunnfjellsantiklinal av samme type som Rombakantiklinalen som Th. Vogt¹ har beskrevet. På samme måte som ved Rombak er det flere steder oppsmeltningsfemener ved grensen. Særlig i den sydlige del er det granitter med intrusjonskontakt mot skifrene, men som på den annen side ser ut til å høre sammen med bunngranittene.

Th. Vogts oppfatning av bunngranittene som underliggende grunnfjellsantiklinaler som er mer eller mindre oppsmeltet i kale-

¹ Vogt, Th.: Trekk av Narvik-Ofoten-traktens geologi. N. G. F. 21, h. 2—3, 1941, p. 198—213.

donisk tid har meget stor generell interesse. I kyststrøket både i Nordland og Troms er det mange slike områder av bunn-granitter. O. Holtedahl² har nylig gitt en oversikt over dem og oppfattet dem på samme måte.

F. Sulfidforekomstene.

Det er atskillige sulfidforekomster i Ranaområdet. Det er forekomster av svovelkis, kobberholdig svovelkis og sink- og blyforekomster. De opptrer alle i nær forbindelse med injeksjonsgneisene i Mofjell-Raufjell. Enten ligger de i gneisområdet eller nær grensen av det.

Forbindelsen er så påfallende at dannelsen av sulfidforekomstene utvilsomt må stå i forbindelse med migmatiseringen.

De viktigste kisforekomster er (Foslie 1926, Holmsen 1932):

Båsmo gruver. Oppberedningsmalm med ca. 20 % S; strøk ØNØ; fall 35° S; aksestupning 19° Ø.

Malmhaug gruver. Dels eksportkis med 47 % S og dels oppberedningsmalm; strøk Ø—W; fall 35—55° S, aksestupning SSW (Vogt 23).

Rødfjell gruve (*Mosgruven*). Eksportmalm med ca. 50 % S; strøk Ø—W, fall steilt N; aksestupning 70° W.

I trakten omkring Rauvatnet er det en del små gruver og skjerp.

Rauvatnet.

Rausandhaugtjern.

Termosskjerpene.

L. Rauvatnet.

I Vestre Mofjell:

Bertelberg. Det ses bare få tommer tykke årer av svovelkis.

Herambgruven. Det er utdrevet litt svovelkis og kobberkis N. for Småvatnan. Det ses ubetydelig kisimpregnasjon.

Ved Andfiskå:

Skravlfossen. Grov svovelkis med litt sinkblende, lav kobbergehalt.

Andfiskvatn. Magnetkis med litt kobberkis.

² Holtedahl, Olaf: On the Caledonides of Norway. Det Norske Vid. Akad. i Oslo 1944 I no 4.

På Hemneshalvøya:

Svalingen kobber- og magnetkisforekomst.

De viktigste bly- og sinkforekomster er (ref. etter Torger-
sen (1928)):

Mofjellet gruve. Sinkblende, blyglans, kobberkis, svovelkis,
tungspat, glimmer. Strøk Ø—W.

Sølvgruvene (Vassfjellgruven). Impregnasjon av svovel-
kis med kobberkis, sinkblende og blyglans; strøk Ø—W, fall
6—10 % S.

Breisnølien. Sink og blyanvisning; sinkblende, blyglans,
kobberkis.

Seterdal. Sinkblende og blyglans med litt kis; strøk Ø—W.

Berg, nord for Plura. Svovelkis, sinkblende, blyglans og
kobberkis.

Malmhaug. Sink-blyforekomst.

Grønnfjelldal. Sinkblende, blyglans, magnetkis.

Rostafjell:

Fagermo skjerp. Blyglans, svovelkis, kobberkis.

Kirkerøstene. Sinkblende, blyglans, magnetkis og kob-
berkis.

Trolian. Lengst nordøst svovelkisgang med strøk NØ—SW,
fall 60° SE. 35 m lenger sydvest er det sinkmalm og 30 m
lenger SW blyskjerp.

Kobbernaglen. Svovelkis, sinkblende, blyglans.

Sølvvara. Blyglans, kobberkis, svovelkis.

Svalingen. Magnetkis, sinkblende, blyglans og kobberkis.

Det er alle overgangsledd mellom svovelkisforekomster,
svovelkis-kobberkisforekomster og rene sink-blyforekomster, og
det er meget sannsynlig at de har en felles opprinnelse.

Ved flere av forekomstene er de rikere malmsoner forholds-
vis markert begrenset, men det er også mange eksempler på en
gradvis overgang til sidebergarten, med mer eller mindre brede
impregnasjonssoner. Det er bl. a. vanlig ved Mofjellet gruve.

Mange av forekomstene ligger i glimmerskifer nær heng
eller ligg av amfibolitter. Det kan være flere årsaker til denne
forbindelse med amfibolitter.

1) Forekomstene kan være kontakt-metasomatiske dannel-
ser til gabbrogangene, eller 2) de kan være senmagmatiske

differentiasjonsprodukter av gabbromagmaet og dannet ved en enkel intrusjonsprosess av vannrike restmagmaer. 3) Det er også mulig at sulfiddannelsen er skjedd på et helt senere stadium, og at forbindelsen med amfibolitter skyldes at det kjemiske miljø nær amfibolittene har vært gunstig for utfelling av sulfider fra sirkulerende opplosninger. Ved grensen av amfibolittene kan det også være dannet sprekker og porer, hvor opplosningene lettere kunne trenge fram enn førørig i feltet. I det siste tilfelle (3) må sulfiddannelsen settes i forbindelse med migmatiseringen.

Ved en del av forekomstene er forbindelsen med injeksjonsgneisene så intim, at det ligger nær å tenke seg at forekomstene er dannet under migmatiseringen. Det er som tidligere nevnt tilfelle ved Mofjellet gruve syd for Mo.

Ved flere av de øvrige forekomster som f. eks. Grønnfjeldalen sink-blyforekomst, er det ikke sure eruptiver i de nærmeste omgivelser. Men det er sannsynlig at også disse forekomster er dannet på samme måte av opplosninger, som er trengt fram under migmatiseringen.

Mofjellet gruve. Den malmførende sonen kan her følges i vel 2 km lengde i retningen øst—vest. I gruven er det tre malmførende nivåer over hverandre (linse 1, 2 og 3). Linse 1 ligger øverst og stiger mot vest med ca. 7 m på 100 m horisontal lengde. Den er drevet i 890 m lengde og er stanset mot en stor gjennomskjærende trondhjemitt i øst. Det utgående i dagen kan følges som en rustsone langs fjellsiden omkring 80—90 m o. h. Linse 3 har en stigning 3 : 100, mens linse 2 har en midlere stigning mot vest. De er begge drevet kortere lengde enn linse 1.

Ved gruvedriften er det konstatert forbindelse mellom linseene. Malmen i linse 1 faller mot syd, bøyer steilt nedover og går over i linse 2 som faller nord. Denne overgang er påvist med sikkerhet. Antagelig går linse 2 også over i linse 3 (som taller mot syd) ved en ny fold.

Over linse 1 er det kjent to malmførende nivåer til, et ved kote 130—140 m og et ved 160—170 m; men man vet ikke om de hører til det samme foldete lag som de øvrige tre.

Det er markerte glidestriper og riller parallel lengdeaksen av forekomsten. De angir retningen både av strekningsaksene og foldingsaksene og peker omtrent rett øst. De fleste stuper svakt østover.

Migmatiseringen (»trondhjemittisering«) av de opprinnelige glimmerskifre må ha vært langt fremskredet før malm-impregnasjonen, idet både gangarten og de omgivende gneiser fører betydelig mer plagioklas enn de opprinnelige glimmerskifre kan ha gjort. De gjennomskjærende slirer og ganger av trondhjemitt er for største delen eldre enn malmimpregnasjonen; men det ses også yngre ganger.

Malmen fører 5—6 % Zn, 0,8 Pb, 0,3—0,4 % Cu, ca. 500 g Ag/tonn blykonsentrat. I alt er det tatt ut ca. $\frac{3}{4}$ mill. t. malm. De viktigste malmineraler er sinkblende, blyglans, svovelkis, kobberkis, tungspat.

Grønnfjelldalen sink-blyforekomst fører i motsetning til Mofjellet gruve nesten ikke svovelkis og kobberkis. Ved siden av sinkblende og blyglans er det bare en del magnetkis i underordnet mengde. Malmen opptrer i glimmerskifre 25 m syd for det store drag av kalkspatmarmor 1 km syd for gården Hullet. Malmsonen stryker parallelt skifrigheten øst—vest og faller mot syd. I det hengende av malmen er det hornblendeførende gneiser som muligens er omvandlete mergelskifre. Malmen er kjent i 180 m lengde og er 3—4 m bred. Malm av samme type opptrer i samme posisjon et par km lenger vest, kort sydøst for Rabben gård; men er her svært smal og fattig. Hvorvidt det mellomliggende område er malmimpregnert er ukjent.

Man ser ikke noe tegn på eruptiv virksomhet omkring forekomsten. Den kjemiske sammensetning av bergartene er lite forandret, og det er ikke injeksjonsgneiser som ved Mofjellet gruve. De nærmeste sure eruptiver er i Langfjellet ca. 2 km lenger sydvest.

Det er også kjent et par små metasomatiske sink-blyforekomster i marmoren syd for Syd-Dunderland. Av malmineraler ses sinkblende, blyglans, litt svovelkis og magnetkis. Forekomstene ligger helt inn i dolomittmarmoren og har ingen påviselig forbindelse med nærliggende eruptiver. I dolomittmar-

moren syd for Nevernes er det noen små fattige forekomster av samme type.

Det er rimelig å sette malmdannelsen i forbindelse med Langfjellets injeksjonsgneiser. Svarende til den større avstand fra migmatittfronten enn f. eks. ved Mofjellet er det en forskjelling i mineralparagenesene.

G. Oversikt over mineralparagenesene og metamorfose av glimmerskifrene og amfibolittene.

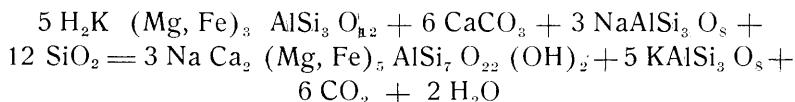
Bergartene hører til epidot-amfibolittfacies. De vanligste mineralparageneser er:

Kalkspat hornblende plag. epidot biotitt	Kalkspat - plag. epidot biotitt muskovitt	- hornblende plag. (epidot) biotitt	- - plag. biotitt	- - plag. biotitt muskovitt
- - -	- - -	granat	granat disthen	disthen

Dessuten inngår kvarts i vekslende mengde i alle klasser. Tabellen viser det maksimale antall mineraler som opptrer i stabil likevekt. Men en finner ofte parageneser med færre minneraler. De vanligste er:

Kalkspat plag. epidot biotitt	hornblende plag. epidot biotitt	hornblende plag. epidot - - granat	- plag. epidot biotitt muskovitt	plag. epidot biotitt - disthen
- - -	- - -	-	-	-

Biotitt og kalkspat er stabile ved siden av hverandre. Reaksjonen mellom kalkspat og biotitt skjer under dannelse av hornblende og kalifeltpat:

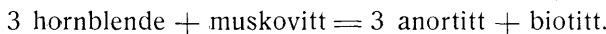
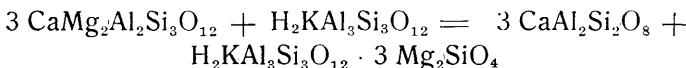


5 biotitt + 6 kalkspat + 3 albitt + 12 kvarts = 3 hornblende + 5 kalifeltpat + 6 kullsyre + 2 vann.

Kalifeltpat er ikke funnet i noen av bergartene og synes ikke å være stabil i det foreliggende kjemiske miljø. Mengden av biotitt i den kalkspatførende paragenese er derfor bestemt ved K₂O-gehalten.

En kunne tenke seg at det ble muskovitt ved ovennevnte reaksjon og ikke kalifeltpat; men muskovitt er ikke stabil ved siden av hornblende og plagioklas.

Som Th. Vogt¹ har vist er dette heller ikke tilfelle i Sulitjelmafeltet, og han har oppstilt følgende hjelpefigning hvor likevekten er forskjøvet til høyre:



I liten mengde kan hornblende tenkes dannet ved en reaksjon mellom biotitt og kalkpat, idet litt kalifeltpat kan inngå isomorf i plagioklas, eller det kan tenkes at noe K₂O er ført vekk i oppløsning. Også i dette tilfelle ville en paragenese med alle tre mineraler være stabil, idet reaksjonen ikke er bundet til et omvandlingspunkt, men til et intervall. Innen dette intervall kan kalkpat opptrer sammen med både biotitt og hornblende hvis Al-gehalt og Mg/Fe-forhold avhenger av PT betingelsene. Denne modifikasjonen av den mineralogiske faseregel i tilfelle hvor det opptrer isomorfe serier har N. L. Bowen gjort oppmerksom på.

Steinar Foslie² har nylig beskrevet hvorledes sammensetningen av hornblendene varierer med metamorfosegraden. Han mener at substitusjonen av Si ved Al går parallel med metamorfosegraden.

Den generelle formel av hornblendene er W₂₋₃(XY)₅Z₈O₂₂(OH)₂ hvor W = Ca, Na, K; X = Mg, Fe²⁺; Y = Fe³⁺, Al^{III} etc. som substituerer Mg og Fe²⁺ i gitteret. Z = Si, Al^{II} og andre joner som substituerer Si. I epidot-amfibolittfacies er Z = Si 7,00–6,75, Al^{II} = 1,0–1,25. Al^{III} ca. 1. Na-gehalten er i alminnelighet < 0,5 og det meste Na går inn istedenfor Ca og ikke på ledige plasser i gitteret. For hastingsittene angir Foslie

¹ Th. Vogt: 1927 p. 433.

² Foslie, Steinar: Hastingsites and amphiboles from the epidote–amphibolite facies. N. G. F. 25. 1945. p. 74–98.

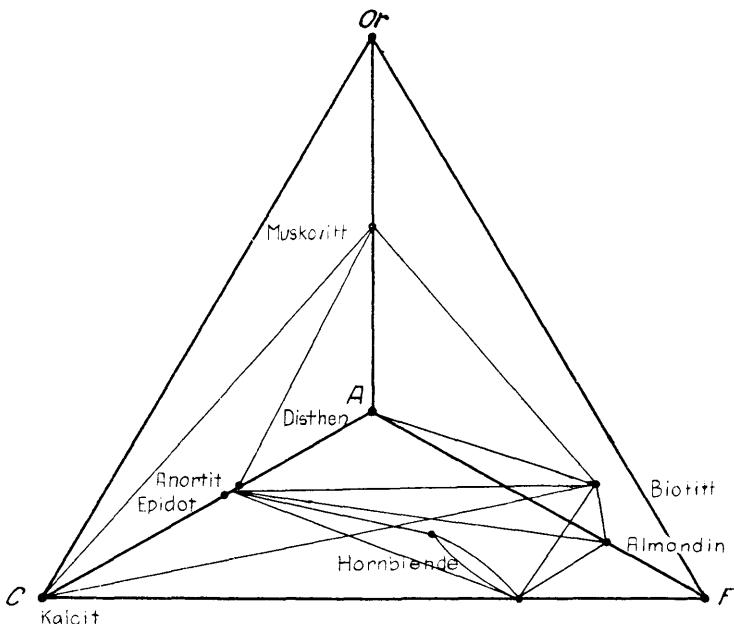


Fig. 31. KACF-diagram for bergartene i feltet.
K A C F diagram for the rocks in Dunderlandsdalen.

$Z = \text{Si}$ 6,25—6,00, $\text{AlI} = 1,75—2$; $\text{AlII} = 0—0,5$. Med hensyn til Mg/Fe -forholdet er som Foslie nevner, magnesiarike ledd alminneligst i tremolitt-aktinolitt-serien, mens forholdet er midtveis for hornblendene i epidot-amfibolittfacies og jernrike ledd er alminneligst i hastingsittene.

Hornblendene fra glimmerskifrene og amfibolittene i Rana-området stemmer etter bergartanalysene og de optiske egenskaper godt overens med de data Foslie oppgir for epidot-amfibolittfacies.

I enkelte bergarter opptrer almandin ved siden av kalkspat, mens en normalt skulle vente at den ble omdannet til hornblende (eks. analyse 4). Dette beror på Mg/Fe -forholdet. Hornblendene i epidot-amfibolittfacies har som nevnt, et midlere Mg/Fe -forhold og kan ikke oppta mer enn en viss mengde jern i gitteret. Derimot er almandin et utpreget jernmineral. Hvorfor forholdet Mg/Fe i bergarten er lavere enn det som svarer til hornblenden (etter at det som er bundet i biotitt og erts er

trukket fra) vil almandin opptre ved siden av hornblende og kalkspat. Mineralene er stabile sammen innen et bestemt trykk-temperaturintervall. Ved ekstrem høy FeO-gehalt vil på tilsvarende måte grüneritt og almandin opptre sammen med kalkspat idet kalkholdig hornblende ikke er stabil. Metamorfosegraden er ikke høy nok til at det dannes jernrik hastingsitt.

I dolomittene er den stabile hornblende i denne facies tremolitt.

Under omtalen av jernmalmene ble nevnt at epidot innen bestemte trykk-temperaturbetingelser er stabil ved siden av plagioklas hvis anortittgehalt varierer med PT-betingelsene. I den foreliggende facies er det en oligoklas. Anortittgehalten er sjeldent over 25—30 mol %.

Kalkspat og muskovitt opptrer ofte sammen i bergartene. Det er tilfelle i flere av de analyserte kalkglimmerskifre. Det er sannsynlig at de er stabile ved siden av hverandre. I flere tilfeller er dog muskovitt dannet ved diaftorese.

Tetraederdiagrammet fig. 31 gir en oversikt over de oppførte stabile mineralparageneser.

H. Beregning av malmmengdene i Dunderlandsdalens jernmalmforekomster.

Ørtvann gruve.

Malmmengdene er beregnet for området øst for koordinat y 11 200: for en strekning på vel 1300 m langs øst—vestgående koordinat, regnet fra østenden av gruven. Mellom koordinat y 11 200 og y 11 500 er det for få borhull til nøyaktig å beregne malmmengdene, og beregningen må her betraktes som anslagsvis. Øst for koordinat y 11 500 er beregningen foretatt på grunnlag av 13 vertikalprofiler som er konstruert i retning N—S. Profilene avviker 4° fra å stå loddrett på strøkretningen av foldingsaksen. Mellom koordinat y 11 500 og y 12 400 er malm med overvekt av magnetitt og malm med overvekt av hematitt beregnet hver for seg. Øst for koordinat y 12 400 er bare summen av magnetitt- og hematittmalm beregnet.

Midlet av malmarealet (m^2) for to profiler som følger etter hverandre multiplisert med deres avstand gir malmmeng-

dene i m³. Ved beregning av vekten er den spesifikke vekt av malmen satt til 3,5.

1. Området øst for koordinat y 12 400.

Profil y 12 500.

Totalt malmareal	175	m ²
Midlere malmareal mellom y 12 500 og y 12 550	100	m ²
Malmkvantum » » »	5000	m ³

Profil y 12 450.

Totalt malmareal	347	m ²
Midlere malmareal mellom y 12 450 og y 12 500	260	m ²
Malmkvantum » » »	13 000	m ³

Profil y 12 420.

Totalt malmareal	2280	m ²
Midlere malmareal mellom y 12 420 og y 12 450	1313	m ²
Malmkvantum » » »	39 390	m ³

Profil y 12 400.

Totalt malmareal	4460	m ²
Midlere malmareal mellom y 12 400 og y 12 420	3370	m ²
Malmkvantum » » »	67 400	m ³

Påvist malm øst for koordinat y 12 400 124 790 m³
Antatt sp. v. = 3,5 gir ca. 0,45 mill. tonn malm à 33 % t. Fe.

2. Området mellom koordinatene y 12 400 og y 11 500.

Profil nr.	Magnetitt-malm m ²	Hematitt-malm m ²	Sum m ²
y 12400	1770	2690	4460
y 12300	4490	3420	7910
y 12200	6640	3420	10060
y 12100	8960	3020	11980
y 12000	10950	2800	13750
y 11900	12390	2910	15300
y 11800	13230	3050	16280
y 11700	16590	2660	19250
y 11600	16660	5700	22360
y 11500	12670	11390	24060

Mellom profil nr.	Magnetitt-malm m ²	Hematitt-malm m ²
y 12400—y 12300	3130	3090
y 12300—y 12200	5565	3455
y 12200—y 12100	7800	3220
y 12100—y 12070	9955	2910
y 12000—y 11900	11670	2855
y 11900—y 11800	12810	2980
y 11800—y 11700	14910	2855
y 11700—y 11600	16625	4180
y 11600—y 11500	14665	8545

Sammenstilling av malmkvantumet.

Mellom profil nr.:	Magnetittmalm		Hematittmalm		Sum	
	m ³	tonn	m ³	tonn	m ³	tonn
y 12400—y 12300 ..	313,000	1,095,500	309,000	1,081,500	622,000	2,177,000
y 12300—y 12200 ..	556,500	1,947,750	345,500	1,209,250	902,000	3,157,000
y 12200—y 12100 ..	780,000	2,730,000	322,000	1,127,000	1,102,000	3,857,000
y 12100—y 12000 ..	995,500	3,484,250	291,000	1,018,500	1,286,500	4,502,750
y 12000—y 11900 ..	1,167,000	4,084,500	285,500	999,250	1,452,500	5,083,750
y 11900—y 11800 ..	1,281,000	4,483,500	298,000	1,043,000	1,579,000	5,526,500
y 11800—y 11700 ..	1,491,000	5,218,500	285,500	999,250	1,776,500	6,217,750
y 11700—y 11600 ..	1,662,500	5,818,750	418,000	1,463,000	2,080,500	7,281,750
y 11600—y 11500 ..	1,466,500	5,132,750	854,500	2,990,750	2,521,000	8,123,500
y 12400—y 11500 ..	9,713,000	33,995,500	3,409,000	11,931,500	13,122,000	45,927,000

Antatt sp.v.=3,5 gir ca. 34,0 mill. t. magnetittmalm à 33 % t. Fe.

Antatt sp.v.=3,5 gir ca. 11,9 mill. t. hematittmalm à 33 % t. Fe.

Antatt sp.v.=3,5 gir ca. 45,9 mill. t. »sannsynlig malm« à 33 % t. Fe påvist ved diamantboring for området mellom koordinat y 11 500 og y 12 400.

3. Området mellom koordinat y 11 500 og y 11 200.

Malmmengdene er beregnet på basis av at det midlere vertikale malmarealet i området er lik malmarealet i profil y 11 500 (ca. 24 000 m²). Dette skulle være en forsiktig beregning da malmarealene i de enkelte profiler har tiltatt jevnt fra øst mot

vest, og det er fastslått at det står malm i over 70 meters mektighet i Bh. 130.

Mulig malm mellom koordinatene y 11 200 og y 11 500
 $24\ 000 \cdot 300m = 7,2\text{ mill. m}^3$.

Antatt sp.v. = 3,5 gir ca. 25,2 mill. tonn »mulig malm
å ca. 33 % t. Fe for området mellom koordinatene y 11 200 og
y 11 500.

Sammendrag.

»Påvist« malm øst for koordinat y 12 400	0,4 mill. tonn
»Sannsynlig« malm mellom koordinat y 12 400 og y 11 500, påvist ved diamantboring.....	45,9 » »
»Mulig« malm mellom koordinatene y 11 500 og og 11 200, påvist ved diamantboring	25,2 » »

Totalt malmkvantum øst for koordinat y 11 200 71,5 mill. tonn
å 33 % t. Fe.

Det fremgår av profilene hvorledes malmens jerngehalt og forholdet Fe-magnetitt : Fe-hematitt varierer innen de forskjellige deler av forekomsten, idet disse data er inntegnet i profilene på grunnlag av borkjerneanalysene. Fosforgehalten i forekomsten er gjennomsnittlig 0,20 % og svovelgehalten ca. 0,30 %.

Det horisontale malmarealet av det utgående er ca. 30 000 m².

Bjørnheiforekomsten.

Strøklengden er ca. 400 meter og den gjennomsnittlige horisontale mektighet ca. 28 meter. Malmen faller 40° S.

Det horisontale malmarealet er $28 \cdot 400 = 11\ 200\text{ m}^2$

Mektigheten loddrett fallet er $28 \cdot \sin 40^\circ = 18\text{ m}$

Malmarealet loddrett fallet blir da $18 \cdot 400 = 7\ 200\text{ m}^2$

Malmens jerngehalt er ukjent da forekomsten ikke er oppboret. Det finnes 3 eldre borhull som viser at både jerngehalt og magnetittindeks er noenlunde som i Ørtvann gruve.

Stensundtjern-forekomsten.

Den totale strøklengde er ca. 2600 meter og fallet ca. 50° S. Den horisontale malmekthet varierer fra 5—30 meter. Da kartunderlaget mangler, har malmarealet ikke kunnet beregnes

	W			E	S u n
Lengde	1000 m	500 m	400 m	700 m	2600 m
Horizontal bredde	< 10 m	20 - 30 m	ca. 10 m	5-6 m	
Horizontalt malmareal	ca. 8000 m ²	ca. 12.500 m ²	ca. 4000 m ²	ca. 3500 m ²	ca. 28.000 m ²

Fig. 32. Malmareal ved Stensundtjernet jernmalmforekomst.

nøyaktig, men nedenstående beregning gir en tilnærmet oversikt over det.

Det totale horisontale malmareal er ca. 28 000 m².

Det aktuelle horisontale malmareal er neppe over 20 000 m², da forekomsten ikke er drivverdig i hele sin lengde.

Vesteråli og Finnkåtaenget jernmalmforekomster.

Malmarealet i dagen av disse forekomster er ikke målt, da forekomstene ikke er tilstrekkelig opprøsket. Eldre karter viser et malmareal på 38 000 m² for forekomsten Vesteråli B og 7500 m² for Vesteråli B₁. Finnkåtaenget er angitt til 25 000 m².

Ørtfjellmo gruve.

Den totale strøklengde er ca. 1800 meter, og forekomsten består av 3 delvis adskilte grener. Malmarealet innen utmålene A—D loddrett på fallet er 34 000 m². Malmarealet i borhullene er avtatt 30 % i forhold til dagoverflaten. Ved diamantboring er hittil påvist 4,3 mill. tonn malm à 33,6 % t. Fe, tilsvarende 3,4 mill. tonn avbyggbar »sannsynlig malm« à 33,6 % t. Fe. Forholdet Fe_{magnetitt} : Fe_{hematitt} er mellom 1 : 3 og 1 : 4.

Ørtfjell jermalmfelt.

Forekomsten består av en rekke atskilte malmdrag av meget varierende dimensjoner. Malmarealet i dagen av de enkelte malmdrag er målt med planimeter (målt av ing. I. Busterud). I tabellen på neste side er de enkelte malmdrag nummerert på tilsvarende måte som på kartet over forekomstene.

Nord-Dunderland jernmalmforekomst.

Forekomsten er ca. 3000 m lang og er oppstykket i en rekke linser av varierende dimensjoner. De største mektigheter ligger i den vestlige del av feltet. Malmgrensen er fastlagt i 1939, og malmen overskåret med 73 stk. røsker.

Malmarealer (horisontale):	Totalt	Avbyggbart
Ørtvann grube	30,000 m ²	30,000 m ²
Bjørnhei	11,200 -	11,000 -
Stensundtjern	28,000 -	20,000 -
Vesteråli forekomst B	38,000 -	20,000 -
— — B1	7,500 -	7,000 -
Finkåtaenget	25,000 -	20,000 -
Ørtfjellmo (loddrettfallet)	34,000 -	30,000 -
Ørtfjellet forekomst 1	20,450 -	19,000 -
— — 2 a.....	20,600 -	20,000 -
— — 2 b.....	130 -	-
— — 2 c.....	170 -	-
— — 3	3,700 -	3,700 -
— — 4 a.....	11,600 -	11,300 -
— — 4 b.....	150 -	-
— — 5	1,880 -	-
— — 6 a.....	400 -	-
— — 6 b.....	800 -	-
— — 6 c.....	2,300 -	-
— — 7	38,470 -	35,000 -
— — 8	3,620 -	-
— — 9 a.....	1,350 -	-
— — 9 b.....	140 -	-
— — 9 c.....	2,040 -	-
— — 10	13,300 -	-
— — 11	400 -	-
— — 12	4,300 -	-
— — 13	700 -	-
— — 14	99,560 -	95,000 -
— — 15	8,970 -	-
— — 16	600 -	-
— — 17	3,550 -	-
— — 18	400 -	-
— — 19	920 -	-
— — 20	55,300 -	55,000 -
— — 21	14,550 -	-
— — 22	1,250 -	-
— — 23	260 -	-
— — 24	9,090 -	-
— — 25	8,850 -	-
— — 26	1,440 -	-
— — 27	280 -	-
— — 28	100 -	-
Nord Dunderland	90,000 -	60,000 -
Sum	595,320 m ²	437,000 m ²

Analysene fra røskegravene er noe varierende, men har gjennomsnittlig ca. 41—42 % total Fe og 0,22 % P. Forholdet magn. Fe : hematitt Fe er etter analysene ca. 1 : 9.

Det er sannsynlig at det i likhet med Ørtfjellmo og Ørvann er skjedd en anrikning på jern i dagoverflaten slik at gjennomsnittsgehalten i virkeligheten er ca. 37—38 % totaljern.

Det totale malmareal er etter ingeniør Worm Lunds beregninger ca. 90 000 m². Herav er ca. 60 000 m² avbyggbart.

I forekomstene Vesteråli, Finnkåtaenget, Stensundtjern, Bjørnehei og Ørtfjellet er det tilsammen boret 14 stk. diamantborhull som viser omtrent samme jerngehalt som borhullene i Ørvann gruve (ca. 33 % total Fe). Borhullene viser at malmene er steiltstående og fortsetter mot dypet. I tabellen over malmarealene er forekomstene med gjennomsnittlig bredde under 5 meter ikke medtatt som »avbyggbart».

Det samlede avbyggbare malmareal er ca. 437 000 m². Regnes sp.v. 3,5 fås ca. 1,5 mill. tonn malm pr. meter vertikal avsenkning. Det er naturligvis vanskelig å uttale seg om de »mulige« malmreserver, men det er grunn til å anta at det gjennomsnittlige dyp for forekomstene er flere hundre meter, og at det er ca. 150 mill. tonn for hver hundre meters avsenkning.

Illustrasjonsfortegnelse.

	Side
Fig. 1. Nøkkelkart over Dunderlandsdalen	2
» 2. Flak av hornblendeskifer i dolomitt. Syd for Ranaelv, ca. 500 m øst for Nævernes	6
» 3. Granittgang i dolomitt. Syd for Ranaelv, 500 m øst for Nævernes	7
» 4. Kartskisse over området Lasken—Svanheim	11
» 5. Kartskisse over området Ørtvann—Bjørnhei	14
» 6. Flak av gneis i glimmerskifer. Veiskjæring ved Kviten	15
» 7. Ørtvann Grube, fotografert fra øst	17
» 8. Kortekart over Ørtvann Grube	20
» 9. Blokkskisse av Ørtvann Grube	21
» 10. Eksempler på diamantborhull-avvikeler	22
» 11. Foldet lag av granatfels; ved skjæring inn til østre pall, Ørt- vann Grube	24
» 12. Epidotfels fra liggen av midtre pall, Ørtvann Grube	25
» 13. Underjordisk avløp av elv fra Ørtvann	29
» 14. Utløp av underjordisk elveløp i Stillvannet	29
» 15. Vannstandsmålinger i diamantborhullene, Ørtvann Grube ...	32
» 16. Nord-Dunderlandsenalmen	41
» 17. Tektonisk kart over Dunderlandsdalen i Nord-Rana	46
» 18. Skisse gjengitt etter Th. Vogt	48
» 19. Grafisk framstilling av mikroskopisk analyse	55
» 20. Diagram som viser forholdet fosfor: jern, Ørtvann Grube ...	60
» 21. Diagram som viser forholdet svovel: jern, Ørtvann Grube	61
» 22. Diagram som viser forholdet mangan: kiselsyre, Ørtvann Grube	63
» 23. ACF-diagram av grüneritt-førende malm, Ørtvann Grube	67
» 24. Diagram som viser forholdet magnetittindex: total jern, Ørtvann Grube	73
» 25. Diagram som viser forholdet $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O} : \text{CaO}$ og $(\text{Ca},$ $\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O} : \text{SiO}_2$ i gangarten, Ørtvann Grube	74
» 26. Diagram som viser forholdet $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{O} : \text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3$ i gangarten, Ørtvann Grube	75
» 27. Diagram som viser forholdet $(\text{Mn}, \text{Mg})\text{O}/\text{CaO} : \text{magnetitt-}$ indeks, Ørtvann Grube	76
» 28. Diagram som viser forholdet $(\text{Mn}, \text{Mg})\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{magnetitt-}$ indeks, Ørtvann Grube	77

	Side
» 29. Variasjonsdiagram for elementene i glimmerskiferene i forhold til Al	91
» 30. Variasjonsdiagram for mineralene i glimmerskiferene i forhold til Al	92
» 31. KACF-diagram for bergartene i feltet	118
» 32. Malmareal ved Stensundtjernet jernmalmforekomst	123

Karter i egen mappe bak i boken.

- Kart 1. Geologisk kart over Nord-Rana, målestokk 1 : 250 000.
» 2. Geologisk kart over Dunderlandsdalen, målestokk 1 : 40 000.
» 3. Geologisk kart av Ørtvann Grube, målestokk 1 : 4000.

Plansjeforklaringer.

Plansje I.

Fig. 1. Planslip av magnetittmalm, Ørtvann Grube $\times 7$, parallelt lys.

M = magnetitt-hvit, S = silikat-grå.

- Borhull 128 dyp 68,4 m
- » 128 » 80,4 m
- » 128 » 98,5 m

Plansje II.

Fig. 2. Planslip av blandingsmalm, Ørtvann Grube $\times 7$, parallelt lys.

M = magnetitt, H = hematitt, S = silikat.

- Borhull 115, dyp 144,4 m. Porfyroblaster av magnetitt i en grønmasse av hematitt.
- Undre malmhorisont. Jernglans i form av tynne lister opptrer i en smal sone gjennom midten av preparatet.
- Borhull 121, dyp 258,4 m.

Plansje III.

Fig. 3. Tynnslip, $\times 25$, parallelt lys.

O = jernmalm, Q = kvarts, C = kalkspat, B = biotitt,

Ap = apatitt, Ep = epidot.

- Ved fm. 53, Ørtfjell Grube.

- Ørtvann Grube, borhull 121, dyp 258,4 m.

Fig. 4. Planslip av hematittmalm, Ørtvann Grube, $\times 7$, \pm lys.

- Borhull 128, dyp 108,4 m

- Borhull 126, dyp 298,5 m

Plansje IV.

Fig. 5. a. Planslip. Jernglans med tvillinglameller etter (1010).
Svenskgruben, Langvann $\times 110$, nic \times

- b. Planslip. Jernglans med små parallellorienterte spindler av ukjent mineral (rutil?). De to lange smale lamellene er ilmenitt. Finkåtaenget. $\times 900$, nic parallel.
- Fig. 6. a. Uregelmessig korn av jernglans helt innesluttet i magnetitt.
Jernmalmdrag ca. 200 m nord for Ørtvann, $\times 600$ parallelt lys.
- b. Magnetitt (M) inneslutter små korn av jernglans (H)
Bergdalen nord for Ørtvann Grube, $\times 25$ parallelt lys.

Tabeller.

	Side
Tabell 1. Malmanalyser, Ørtvann Grube	50—53
» 2. Mikroskopisk bestemmelse av oksydisk jern i borhull 1361, Ørtvann Grube	54
» 3. Kjemisk analyse av granatfels, Ørtvann Grube	65
» 4. Kjemisk analyse av kalk-glimmerskifer, Vesteråli	84
» 5. Kjemisk analyse av kalk-glimmerskifer, Bh. 124, Ørtvann Grube	85
» 6. Kjemisk analyse av oligoklas-almandin-hornblende-skifer, sydside av Ørtvann	86
» 7. Kjemisk analyse av albit-epidot-granat-glimmerskifer, østre pall, Ørtvann Grube	87
» 8. Kjemisk analyse av disthen-glimmerskifer, Svanevann	88
» 9. Kjemisk analyse av granat-disthen-glimmerskifer, Rastmyr, Nævernes	89
» 10. Kjemisk analyse av glimmerskifer, nordvest for Svanevann	90
» 11. Samlet oversikt over kjemiske analyser av glimmerskifer	93—94
» 12. Kjemisk analyse av kalkspatmarmor, 50 m nord for Vesteråli-malmen	95
» 13. Kjemisk analyse av kalkspatmarmor, syd for Bjørnheimalmen	96
» 14. Kjemisk analyse av dolomittmarmor, nord for Ørtvann Grube	96
» 15. Kjemisk analyse av dolomittmarmor, Swamptown, Storfosshei	97
» 16. Kjemisk analyse av dolomittmarmor, nord for Stillvannet	97
» 17. Kjemisk analyse av amfibolitt, Kviteg	105
» 18. Kjemisk analyse av hornblendegneis, hovedveien 1 km vest for Eiterå.	106
» 19. Kjemisk analyse av amfibolitt, ved veien til Grønfjelldalen	107
» 20. Kjemisk analyse av grønskifer, hovedveien ved Hjartås, Bjellånes	108

Litteratur.

- N. G. U. = Norges Geologiske Undersøkelse, S. G. U. = Sveriges geologiska Undersökning, N. G. T. = Norsk Geol. Tidsskr.
1. Correns i Barth, Correns, Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
 2. Bedemar, Vargas. Reise nach dem Hohen Norden durch Schweden, Norwegen und Lappland. Frankfurt 1819. B. II, S. 58—63.
 3. Bugge, J. A. W. Geological and petrographical investigations in the Kongsberg—Bamble Formation. N. G. U. 160, 1943, p. 134.
 4. Cooper, L. H. N. Iron in the sea and in marine plankton. Proc. Roy. Soc. London, Ser. B, Bd. 118, 1935 nr. 810.
 5. Foslie, Steinar. Norges svovelkisforekomster, N. G. U. 127, 1926.
 6. —— Hastingsites and amphibolites from the epidot—amphibolite facies. N. G. F. 25, 1945, p. 74—98.
 7. Geijer och Magnusson. De mellansvenske järnmalernas geologi. S. G. U. Ser. Ca. No. 35, 1944, p. 124.
 8. Gruner, John W. Organic Matter and the origin of the Biwabik iron-bearing formation. Econ. Geol. 17, 1922, p. 407—460.
 9. Holmsen, Gunnar. Rana. N. G. U. 136, 1932.
 10. Horn, Gunnar. Om dannelsen av de nordlandske karsthuler. N. G. F. 25, 1945, p. 180.
 11. Holtedahl, Olaf. On the Caledonides of Norway. Det Norske Vid.-Akad. i Oslo, 1944, I, no. 4.
 12. Köhler, Eberhard. Über die Entstehung von Schaumspat und Dolomit. Chemie der Erde 6, 1931, p. 257—268.
 13. Linck, G. Bildung des Dolomits und Dolomitisierung. Chemie d. Erde, Bd. 11, 1937, p. 278—286.
 14. Moore, E. S. and Maynard, I. E. Solution, transport and precipitation of iron and silica. Econ. Geol. 24, 1929.
 15. Oxaal, John. Dunderlandsdalen. N. G. U. 86, 1919.
 16. Ramdohr, Schneiderhöhn. Lehrbuch der Erzmikroskopie, p. 527.
 17. Strøm, H. S. Techniske og geognostiske Bemerkninger under reiser i Trondheims og en del av Nordlands Amt. I, 1824 og 1827, Mag. f. Nat.vid. 9. 1829.
 18. Torgersen, I. C. Sink og blyforekomster på Helgeland. N. G. U. 131, 1928, p. 19—36 og 51—52.

19. Vogt, J. H. L. Salten og Ranen. N. G. U. 3, 1890.
20. — Dunderlandsdalens jernmalmfelt. N. G. U. 15, 1894.
21. Vogt, Th. Sulitelmafeltets geologi. N. G. U. nr. 121, p. 229.
22. — Trekk av Narvik—Ofoten-traktens geologi. N. G. T. 21, h. 2—3, 1941, p. 198—213.
23. — Fjellkjedens flytestrukturer og malmforekomstene. Det kgl. Norske Vid. Selsk. Forh. Bd. XVII nr. 30.
24. Van Hise and Leith. The Geology of the Lake Superior Region. U. S. G. Survey. W. ton 52, 1911.
25. Wattenberg, H. Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meere. Fortschr. Min. Bd. 20, 2, 1936. (ef. Correns i Barth, Correns, Eskola: die Entstehung der Gesteine p. 168—195).
26. Zapfe, C. Catalysis and its bearing on origin of Lake Superior iron-bearing formations. Econ. Geol. 28, 1938, p. 751.
27. Zuloaga, Guillermo. The Geology of the Iron Deposits of the Sierra de Imataca, Venezuela. Trans. Am. Inst. Min. and Met. Eng. Vol. 115, 1935, p. 336—338.

Summary.

Introduction.

The Mining Company A/S Rana Gruber has made extensive exploration of the iron ore deposits in Dunderlandsdalen under the leadership of mining engineer Worm Lund jr. The field work comprises the following sections:

Geodetic works and construction of topographic maps.

Geology.

Exploration of the ore deposits by diamond drilling.

Exploration of the ground above the solid rocks (for foundation).

The present paper gives an outline of the geology.

The location is illustrated by fig. 1. Outside the area covered by aerial photographs the geology is reproduced from the geological map »Rana« published by the Norwegian Geological Survey. Map 2 in this paper is a reduced contour map copied from a mosaic made by matching the various aerial photoes to form a continous representation of the ground. The position of the photographs is shown by the framework on the map.

By triangulation the orebearing district is connected with the main triangulation system of the country, and all maps have coordinates corresponding to this system. The maps of the various ore deposits, in scale 1 : 1000 and with equidistance of 1 meter, were all drawn on measure-true aluminium plates.

Geology.

Main geologic features.

Map 1 illustrates the main geologic features of Rana. The sedimentary rocks belong to the lower part of the sediments of the Caledonian mountain range. They are older than the fossil-

bearing Sulitelma-schists described by Th. Vogt, and are probably of lower Ordovician or Upper Cambrian age.

The most characteristic features in the western part of the area illustrated in map 2 are the great folds with axes striking E—W and dipping 10—20° W. There are two anticlines separated by a syncline. The northern Bomfjell-anticline is superseded toward south by the Svanheim-syncline and this again by the Nevernes—Lasken anticline.

Toward east the fold axes turn from E—W to NNE—SSW, while the pitch varies between NE and SW. The compression of the rocks is higher in the eastern parts than in the western ones. The fold axes are more compressed, and inverted beds are common. As a consequence of this, the deformation of the iron ore deposits increase from Ørtvann Mine toward Ørtfjell and Nord-Dunderland Mines.

Stillvann series	Stillvannet micaschist and dolomite — marble — calcite marble — iron ore	Vesteråli Mine (?) Finnkåtaenget Mine Stensundtjern Mine
Ørtvann series	Upper Ørtvann dolomite marble — — micaschist Ørtvann iron ore Lower Ørtvann micaschist — — iron ore — — calcite marble — — dolomite marble Alternating beds of micaschist, calcite and dolomite marble	Ørtvann Mine, Bjørnhei Mine, Nevernes Mine. Lower Bjørnhei iron ore
Nevernes— Lasken series	Nevernes micaschist, with various beds of iron ore Lasken dolomite marble — calcite marble	Glosen, Lasken, Lerhol- dalen iron ore deposits, Ørtfjellmo, Nord Dunderland Mines (?)

Ørtfjell—Bomfjell micaschists (?)

The main stratigraphic features are given in the table above. The table is especially adapted to the central part of map 2, between Ørtvann and Nevernes, where the most detailed mapping is carried out. In other parts of the ore-bearing district there are still sediments whose correct place in the table is un-

known. During the violent deformation which took place in the district, the primary stratification has often been disturbed by thrusts and faults, and the border between the rocks is in several cases known to be of tectonic origin. Most of these stratigraphic details will be known when the mapping of the various ore deposits is finished.

Description of the various areas.

Nevernes—Lasken area.

The stratigraphy of the rocks is:

Nevernes micaschist (youngest)

Lasken dolomite marble

Lasken calcite marble (oldest)

The central part of the Nevernes anticline consists of carbonate rocks. It is a domeformed anticline where the rocks dip below the surrounding schists.

The dolomite marble is more rigid than the calcite marble. While the beds of calcite marble often are wrinkled and folded in a plastic fashion, the folds of the dolomite marble are much wider. The mighty dolomite beds can only be bended to a certain degree. Then they burst, and the flakes art thrust over each other, partly gliding over the incompetent beds of calcite marble. There are several examples illustrating the different behaviour of the rocks by a mechanical deformation, not only in this area, but in all parts of the orebearing district. The mechanical properties of the micaschists are varying, while the iron ores and the calcite marbles are among the most typical incompetent rocks, exhibiting dragfolds not found in the neighbouring rocks.

The composition of Nevernes micashist varies from calcareous to aluminous, but calcareous micaschists are the most common. There are som beds of iron ores in the series. The best known deposits are Lasken, Gløsen, Lerholdalen. Magnetite is the only ore mineral in these deposits. It is possible that Ørtfjell, Ørtfjellmo and Nord-Dunderland Mine belong to the same series.

Ørtvann—Svanheim area.

The sediments of this area, the Ørtvann series, is situated above the Nevernes series. The stratigraphy appears from the table p. 132.

The beds in the eastern part of the great Svanheim syncline have been torn away from each other, and the rocks on the southern side of the syncline are displaced toward east. The thrust is not restricted to a single thrust plane. Differential movements have taken place parallel to the schistosity planes of the micaschist. This is demonstrated by the common occurrence of rotated garnets, seen in the thin slides. In larger scale it is demonstrated by fig. 6, where a fragment of gneiss in the micaschist has been torn off and rotated, because it was exposed to differential movements in the micaschist.

The most interesting part of this area is Ørtvann Mine (map 3). The deposit forms a syncline of 2nd order. The pitch of the fold axis is 18—20° toward W 4° N. The shape appears from the contour map fig. 8, and the block diagram fig. 9. The deposit has been explored by diamond drilling; 60 holes with a total length of 9352 m were bored; core diameter 22 mm, recovery of core about 95 %. The derivation of the boreholes was determined by the hydrofluor-acid method. Reference is made to fig. 7—10. The holes tend to become perpendicular to the fold axis and to strike and dip.

The border between the iron ore and the micaschist below is always sharp. The rocks are separated by a thin layer of finegrained quartz-garnet rock, and at some places by a quartz-epidote rock. This is illustrated in fig. 11 and 12. The rocks are folded in a plastic manner, and recumbent folds, overturned toward north, are common.

Due to alternating dark and light bands the dragfolds of the main ore body are very marked. They are usually overturned in the same direction as the garnet rock. It is probable that the rocks situated above the main orebody have moved as a rigid massif toward north, gliding over the iron ore which behaved in a quasi-plastic manner.

Water conditions in Ørtvann Mine.

The lake Ørtvann forms a depression in the landscape. The lake has only an underground outlet. The water disappears in a fissure on the south-eastern side of the lake and appears again on the eastern side of the lake Stillvann. Reference is made to fig. 13 and 14. For the mining it is important to know whether the underground river passes through the ore deposit or follows the beds of calcite marble below the deposit.

From the investigation it is concluded that the river eroded in calcite marble near the border of the micaschist above. Probably the underground river bends below the eastern part of the deposit; but it has not been proved with certainty how far east it passes. It might be just east of the diamond drill holes 150, 151. It is obvious that the fractures in the deposit usually are too small to transport larger quantities of water (more than 1 m³/sec.). But the water used for the diamond boring disappeared after a few meters, thus allowing small quantities of water to leak out through fractures.

In the boreholes 112, 135, 136, 150, 151, 157, 160 the water quickly sank to the natural ground water level about 95—100 m. above sealevel (fig. 15). Judging from the measurements there may exist open fractures connecting these boreholes with the underground river. In all events it is deemed necessary to make Ørtvann another outlet through a tunnel.

Langfjell area.

The most interesting rocks in this area are the injection-gneisses and trondhjemites, occurring in a zone about 25 km long and 200—1500 m broad. The pre-existing micaschist in this zone is often extremely full of small dykes of granodiorites and trondhjemites which intruded parallel to the foliation planes and other fractures or cracks. All the composition between micaschists, granodiorites and granites is found. The transformation of the rocks is partly due to mechanical intrusion and partly to metasomatic reaction between the micaschist and the magmatic solutions.

The rocks are folded in a plastic fashion. This is the case both for the minute folds and for the larger of several hundred

meters. The pitch of the fold axes is 20—25° toward west or southwest. In the northwestern part of Langfjell the direction is west, while the axes farther east turn toward southwest. The fold axes and the stretch axes pitch in the same direction and are commonly seen as small grooves on the foliation planes of the rocks. Certainly there have been differential movements in this direction. This is also proved by the existance of rotated garnets in the zone. The rocks on the southwestern side of Langfjell are thrusted toward northeast. The movements are not restricted to a thrustplane, but to a thrust zone several hundred meters broad.

Movements of this type are necessary for the formation of zones of injection gneisses as found in Langfjell. Through the mechanical deformation more or less irregular fractures opened, where the magma could intrude. The eruptives are syntectonic. They are often folded and deformed after the intrusion.

A r e a b e t w e e n E i t e r å a n d N o r d - D u n d e r l a n d .

The rocks east of the Svanheim syncline are calcareous micaschists of the Nevernes series. The large zone of calcite marble striking along the southern border of Ørtfjellmo Mine toward Dunderland (Ørtfjellmo calcite marble) forms an isolated zone. The zone cannot be correlated with certainty to any of the known limestone series. Probably it corresponds to Durmålshøgda's calcite marble, which again corresponds to the mighty zone of marbles on the northern slope of Langfjell.

Ørtfjellmo Mine is situated just north of Ørtfjellmo farm. The deposit is 1800 m long and is composed of three partly separated zones. The strike is NE—SW and the dip 50—60° NW. It outcrops between 210 and 319 m.a.s.

The average chemical analyses of samples from the trenches give about 4 % more iron than the average analyses of samples from the diamond drill holes. The concentration is due to leaching of calcite and some quartz by circulating surface water.

Ørtfjell Mine is composed of several separate ore zones. The zones varies from a few hundred meters up to some kilometers. The dimensions of the most important zones appear

from the table p. 124. The various ore zones belong to nearly the same stratigraphic horizon. The intricate structure is due to intensive folding and thrusting. The dip is steep and varies between north and south. The pitch of the fold axes shows great variation. In the western part I have observed steep pitch toward northeast, in the vicinity of Lillåga slight southwest, and at other places nearly horizontal. Due to this variation the measured outcrops will not give a correct picture of the amount of ore.

Nord-Dunderland Mine forms the continuation of Ørtfjell Mine toward east. The ore deposit is 3000 meter and is separated in lenses of various dimensions (fig. 16). The proportion magnetite iron : hematite iron is about 1 : 9. Average chemical analyses of samples from the trenches show 41—41 % Fe total; 0,22 % P. The ore is probably enriched in the surface in the same way as Ørtfjellmo and Ørvann Mines. The pitch of the fold axes is 10—15° W except in the vicinity of the faults where other directions are found.

Bomfjell—Ørtfjell area.

A long, thin zone of calcite marble extending several kilometers toward the east from Vesterfjell, separates the rocks of Bomfjell and Ørtfjell from the iron bearing formation in south.

Micaschists are the main rocks of this area, but some thin beds of calcite marble are also found. They are of importance to make out the stratigraphy. The beds cut down toward Ørtfjell dolomite marble with a small angle, demonstrating that the border toward the neighbouring rocks in south is of tectonic origin.

Oxaal has described quartzite beds in the micaschists, both from this area and from Jarfjell southeast of Dunderlandsdalen. The quartzites often appear in connection with crosscutting veins of quartz, and Oxaal discusses the probabilities of the quartzites themselves being magmatic. He mentions the resemblance between these rocks and the injectiongneisses of the district.

In my opinion, the quartzitic rocks are all of sedimentary origin, partly recrystallized during the influence of hydrous solutions.

Tectonics of Rana.

Fig. 17 illustrates the most important tectonic features of the central part of Rana. In the western part of the district the rocks are strongly folded and overturned toward north. Toward east the fold axes turn from E—W toward NNE—SSW, while the folds of the rocks are overturned toward southeast. There are several examples illustrating that the rocks have been exposed to torsion. The thin bed of calcite marble on the southern border of the Bomfjell—Ørtfjell area dips south in the western part, turns vertical and dips at last toward NW in the eastern part. The same torsion is also found in Nord-Dunderland Mine. The rocks on the northern slope of Langfjell dip toward southwest, turn vertical farther east and dip toward northwest in Jarfjell.

The granite massif in Raufjell and Bolna forms a basal granite which dips below the surrounding micaschists. Most probably it is a pre-Cambrian granite, partly refused during the Caledonian mountain folding period.

The granite massif in Kjerringfjell is a Caledonian granite, intruded as a phacolite between the sediments.

Both these granite massifs behaved as resistant areas during the later stages of the Caledonian mountain folding, while the sediments on their western side have been intensively folded.

The long thin intrusive of granite on the western side of Stormdalsfjell extends farther south as a zone of injection-gneisses. The zone forms the thrust—plane or thrust-zone for rocks thrusted from northwest. As mentioned before, the zone of injectiongneisses in Langfjell in the same way formed the thrust-zone for rocks thrusted from southwest. The rocks moved on a plastic basement, and the granitic solutions which intruded along the shearplanes and fractures worked to diminish the friction. Both the plastic style of deformation and the character of the granitic injectiongneissses plainly demonstrate that the deformation took place in a deep section of the mountain range, just above the migmatite front.

A few years ago Th. Vogt has described the stretch and flow structures of the rocks in the area between Langfjell and Mo. The flow lines are reproduced in fig. 17 after his paper. Th. Vogt has found the same type of flow in several districts of

Norway, seemingly independent of any fold structures. Passing from Mo toward Langfjell the flow lines turn from E—W toward NE—SW. It is an interesting observation which probably can be explained as a consequence of the plastic deformation. The flow lines seem to correspond with the direction of movement.

A simple explanation of the tectonic is given if we suppose that the granite massifs in Raufjell, Kjerringfjell and Langfjell were resistant areas during the mechanical deformation. They form a big jaw opening toward northwest. The jaw is filled with sediments which were compressed by a heavy pressure acting from northwest. Th. Vogt has described a similar example from Sulitelma. Fig. 18 illustrates in a simple model how he supposes the rocks will be deformed under the given conditions. Synclines will be arranged in radial directions from a common center of culmination.

The tectonic in Rana is naturally much more complicated than in the example, but the resemblance between the simple model and fig. 18 illustrates that the folds in Rana originated in a similar way.

Petrology.

Iron ores.

Ore analyses.

The chemical analyses of the ore-samples from the various diamond drill holes in Ørtvann Mine are given in table I. In samples containing garnet, amphibole and biotite, some iron from these minerals will be leached, when boiled in 10 % HCl. The iron in the ore minerals were therefore also determined by microscopic analyses. The method, which has been used for several years by A/S Sydvaranger, is illustrated in table 2 and fig. 19. The numbers in the first column in fig. 2 are sieve dimensions, the second weight percentages of the various fractions, the third, fourth and fifth resp. volume-percentages of ore minerals, ore and gangue minerals intergrown and free gangue minerals. In the last column the total percentage of ore minerals is plotted in the various fractions in volume percentage.

Several grades of intergrowth can be separated, and a microscopic analysis therefore gives several important data concerning the properties of the ore. From the percentage of free and intergrown ore minerals in each fraction it can be calculated how far down it is favorable to crush an ore.

Spectrographic analyses. Mag. scient. Lars Lund has carried out several optic spectrographic analyses of ore samples. Precious metals were not found in any sample (below 0.001 %). Co and Ni were only present in small amounts in pyrrhotite rich ore zones. In the main ore they were not found. Cr occurs in the pyrrhotite zone of the hanging wall in an amount less than 0.1 %. V, Ba, As do not occur in measurable amounts. Cu occurs in all samples in small amounts (less than 0.01 %).

Mineralogy and petrography.

There are three types of ore in Ørtvann Mine:

1. Magnetite ore, magnetite being the predominant mineral.
2. Hematite ore, hematite (specularite) being the predominant mineral.
3. Mixed ore, intermediate between 1 and 2.

Pl. I, II, III are characteristic photomicrographs of the various types of ore.

Phosphor is present in apatite in an amount of 0.14—0.25 % P. Attention is called to fig. 20, illustrating how phosphorous increases with the iron percentage. The proportion Fe-total : P is 150—200 and has been plotted in table I.

Sulphur occurs in an amount of 0.1—0.7 %. Fig. 21 illustrates that the content of sulphur is independent of the iron content. Most of the pyrrhotite in the ore is supposed to be of sedimentary origin. Near the border of the hanging wall it is common to find a zone consisting of pyrrhotite. Pyrite usually appears in quartzfilled fissures and is crystallized from circulating hydrothermal solutions. It is often accompanied by some chalcopyrite.

Manganese occurs in an amount of 0.2—0.6 %. No relation between the amount of manganese and silica (fig. 22) or iron has been found.

The most common gangue minerals are quartz, calcite, acid plagioclase, biotite, amphibolite, garnet and epidote.

Two varieties of biotite are found, one green and one brown. The green variety is characteristic for the hematite ores and the brown for the magnetite ones.

Both common hornblende and grünerite occur in the magnetite ores. Grünerite is not observed in ores containing hematite.

The garnet belongs to the almandite-pyrope series and appears only in the magnetite ores.

Epidote on the contrary is characteristic for the hematite ores.

A thin layer of garnet-quartz rocks occurs between the ore and the footwall micaschist. Table 3 shows the chemical and mineralogical composition of this rock.

Mineral parageneses of the iron ores.

The normal composition of the hematite ores is: hematite (specularite), quartz, calcite, green biotite, epidote.

In the mixed ores green amphibole and acid plagioclase are found in addition to these minerals.

In the magnetite ores are found following stable mineral compositions:

magnetite quartz brown biotite ± epidot and plag	magnetite quarts calcite common horn-blende	magnetite quartz calcite brown biotite almandite common horn-blende	magnetite (quartz) calcite grünerite almandite
---	--	--	--

It is interesting that calcite and biotite appear in stable equilibrium, even when metamorphism is high enough to form amphibole. The amount of biotite is determined by the amount K₂O (see p. 148). Potash feldspar seems to be unstable when calcite is present.

Oligoclase and epidote are in stable equilibrium beside each other (Bugge 1943, p. 135).

The paragenesis calcite—grünerite—almandite appears only in ores especially rich in FeO. Common hornblende is not stable

under these conditions (see p. 149). The ACF diagram fig. 23 illustrates the stability relations.

The different mineral composition of the gangue in the magnetite and the hematite ores is partly due to the different proportion between divalent and trivalent iron. In epidote and green biotite most iron appears as Fe_2O_3 while it mostly appears as FeO in almandite, common hornblende and grünerite. But presumably the metamorphism of the magnetite ores is a little higher too.

Genesis.

Origin of the separated zones of magnetite ores and hematite ores in Ørtvann Mine.

The orebody in Ørtvann Mine is separated in an upper zone of magnetite ores and a lower zone of hematite ores (Fig. 9). There are three possible modes of formation: 1. The magnetite ores were originally deposited under more reducing conditions than the hematite ores. 2. The hematite ores were formed by oxidation of magnetite ores (ev. mixed ferro-ferric compounds). 3. The magnetite ores were formed by reduction of hematite ores.

Fig. 24—28 are constructed to illustrate the chemical composition of the ores. In fig. 24 total iron is plotted against the magnetite index $\left(\frac{\text{Fe}_{\text{magn.}}}{\text{Fe}_{\text{micr.}} - \text{Fe}_{\text{magn.}}} \right)$. The magnetite ores are the only showing an increase of iron with the magnetite index. But disregarding the ores from the southern part of the deposit, (marked with small crosses surrounded by rings), no definite increase of iron with the magnetite index can be pointed out in these ores either.

Fig. 25 and 26 illustrates the composition of the gangue. The difference in composition between the gangue of the magnetite and the hematite ores is chiefly due to a larger amount of iron in the silicates of the magnetite ores and not to differences in the total chemical composition.

If the magnetite ores originally were deposited under more reducing conditions than the hematite ores, there would have been a greater difference in composition between them. Both

from the field and laboratory studies it is concluded that most of the magnetite ores originated by metamorphism of hematite ores. A small amount of iron was possibly deposited in ferrous state as siderite, greenalite etc; but the main part was deposited as ferrihydroxyd (ev. oxyd.). The high percent of iron in the ores from the southern part of the orebody is supposedly due due to a slight enrichment during metamorphism. This is the only part of the deposit where enrichment seems to have taken place by metamorphism.

Origin of the banded structure. The ores in Rana have a banded structure due to thin alternating bands of quartz, resp. magnetite—hematite. The banded structure is not as marked as in Sydvaranger, Stripa—Stråssa and several of the Lake Superior deposits. In Rana it is more a foliated gneiss structure. It is probable that the structure in several cases is due to metamorphic differentiation during a deformation period with shear movements parallell to the main foliation planes. The rocks are too metamorphic to decide if the rocks have any primary band structure caused by rhythmic precipitation.

*Concluding remarks to the origin of the iron ore
deposits in Rana.*

The iron ore deposits in Dunderlandsdalen are all of sedimentary origin and are supposed to be marine shallow water deposits. The iron was probably transported to the sedimentary basins from neighbouring coastal areas.¹

It is improbable that iron was derived from submarine springs or by interaction of seawater with submarine lavas.

¹ If the average content of iron in rocks exposed to weathering is 5 %, it is necessary to have 6600 million tons of rock material, or a block 24 m. thick and 100 km. in square, to form 1 billion ton sedimentary iron ores à 33% Fe (corresponding to Dunderlandsdalen). This gives the minimum amount of rocks needed, as all iron is supposed to be leached and transported to the sedimentation basin. If the total amount of iron in solute and colloid form in the streaming water is 10 gr/m³ and the water supply 1000 m³/sec., it will take 1000 years to form 315 million ton Fe, or about 1000 million ton ore à 33% Fe.

Most of the iron was deposited as ferrihydroxyd, and magnetite formed by a later metamorphism of hematite.

The ore deposits occur in a lime-rich area. The ores contain 8—10 w. percentage calcite. Calcareous schists and carbonates are among the most common rocks. CO_2 is thought to be one of the most effective dissolving agents both by weathering and transport. Presumably the deposition of the main part of the ores was caused by oxidation of carbonates as already emphasized by J. H. L. Vogt in 1890: $2 \text{FeCO}_3 + \text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2 \text{CO}_2$. As Vogt mentions, CO_2 when set free, will cause precipitation of silica, while it works against precipitation of carbonates. Phosphorous is precipitated together with iron hydroxyd just as in qualitative chemical analysis. By evaporation of CO_2 and precipitation of carbonates, Vogt mentions that phosphorous will be kept in solution and the resulting ore will be low in phosphorous.

It is important to notice the displacement in the composition of the atmosphere since pre-Cambrian times. In the oldest times CO_2 dominated in proportion to oxygen. The present surplus of oxygen is largely due to carbon fixed in organic material by photosynthetic processes. This displacement would cause an increase in the solubility of iron in water and is supposed to account for the exceptional character and large extension of several pre-Cambrian and Early-Paleozoic iron ores.

The influence of a displacement in the composition of the atmosphere on the formation of pre-Cambrian iron ores has been mentioned several years ago by A. M. MacGregor.²

Micaschists.

The description of these rocks is given according to decreasing amount of calcite, a sequence which also corresponds to increasing residual character of the sediments. The chemical and mineralogical composition of the rocks is described in table 4—10. Table 11 a gives a general review of the seven analyses

¹ MacGregor, A. M.: The problem of the pre-Cambrian atmosphere. South Africa J. Sci. 24, 1927 pp 155—172. Ref. from Twenhofel: Principles of Sedimentation, New York 1939.

of micaschists. The modes are calculated on basis of percentage of metal atoms (cf. P. Niggli).

For a better characterization of the sediments it is convenient to classify them according to their residual character (determined by the Al-content) as Th. Vogt made in Sulitelma. In table 11 b the basic elements Al, Fe, Mg, Ca, Na, K are recalculated to 100, and in fig. 29 the values of Fe, Mg, Ca, Na, K are plotted against Al. It appears that Ca, Fe, Mg decrease as Al increases. The decrease of Na is not so marked, but Na clearly decreases in the most typical residual sediments. Potassium on the contrary increases with Al. Si and Ti do not show any conformable variation with Al.

The mineralogical variation with Al (in per cent of the basic oxides) is illustrated in fig. 30.

Carbonate rocks.

Tables 12 and 13 show the chemical and mineralogical composition of two samples of calcite marble, while tables 14—16 are analyses of dolomite marble.

Genesis of the dolomite marbles. On p. 98 is reproduced the conclusions of G. Linck concerning the origin of dolomites. In Dunderlandsdalen the dolomite marbles often alternate with beds of calcite marbles. Usually the border between them is sharp. Rocks of intermediate composition are rare. Mighty beds with nearly ideal composition $MgCO_3 : CaCO_3 = 1 : 1$ are common. A theory for the origin must explain these facts.

There exist the following possibilities of formation:

1. Metasomatism after the diagenesis.
2. Metasomatism before the diagenesis.
3. Primary, by precipitation from solutions.
 - a. In gelform as "Lincks Mischesalz" where the carbonates of lime and magnesia mutually adsorb each other.
 - b. Directly as dolomite.

These various possibilities are discussed. The sharp border between calcite marble and dolomite marble is probably due to the formation of dolomite below a certain depth of water, where the hydrostatic pressure passed above a certain limit. Below

this depth dolomite was primarily precipitated from the water, while calcite remained in solution. Calcite, formed in shallow depths was either dissolved in this depth or reacted with magnesia in seawater, forming dolomite, which was precipitated. According to experiments the best depth for the formation of dolomites are 100—200 m below the sea level, where the hydrostatic pressure is 10—12 atm. The CO_2 tension in seawater is about 10^{-3} — 10^{-4} atm.

The small content of graphite in the dolomites indicate the presence of small amounts of organic material in the seawater. It will work in the direction of precipitating dolomite as emphasized by G. Linck (cfr. equations p. 100).

If the sea was too shallow for the formation of dolomites, only chemical or biochemical calcareous sediments would be formed, even if the concentration of magnesia in seawater was the same.

Partially landlocked seas, containing organic substances, are favourable for the formation of dolomites. A supply of material from coastal areas, exposed to strong chemical weathering, is a necessary presupposition. The high content of CO_2 in the atmosphere at the time of formation was favourable both for a strong chemical weathering, increased solubility in water and for the precipitation of dolomites.

In Dunderlandsdalen calcite marble, dolomite marble, micaschist, iron ore, quartzite occur in intimate alternation. Probably the material of the sediments were derived from the same area of denudation. The elements in the original rocks were strongly differentiated during the weathering and sedimentation. FeO and Fe_2O_3 are enriched in iron ores, calcium in calcite- and dolomite marbles, magnesium in dolomites, aluminium and potassium in micaschists, silica in quartzites. Silica has also a wide distribution both in iron sediments and aluminous sediments. The differentiation is in accordance with a strong chemical weathering and an atmosphere rich in CO_2 .

Amphibolites.

Tables 17—19 show the chemical analyses, norms and modes of various mafic intrusives in Dunderlandsdalen. Quantitatively the intrusives are of rather small importance.

Table 20 shows the chemical and mineralogical composition of a greenstone from the northeastern part of Dunderlandsdalen. Mafic effusives are not found farther west. They have a much wider distribution in Sweden (Mesket-greenstone).

Granites and granitization.

As mentioned before, the injectiongneisses of Langfjell were formed by injection of trondhjemites and granodiorites in fractures and cracks of the pre-existing micaschists. Two processes have to be distinguished: (1) The mechanical injection of the solutions and (2) the metasomatic reactions between the micaschists and the solutions. At some places the first process preponderate, but usually the minerals of the micaschists are replaced too.

Injectionsgneisses of resembling types have a wide distribution in Northern Norway. It appears from the geological maps of Nordland, reproduced by the Norwegian Geological Survey. Often the injectiongneisses occur in the vicinity of the large Caledonian granite massifs, but there are also independent zones of injectiongneisses. In Rana there is one large area in Mofjell—Raufjell and one area farther east in Junkerfjell.

The rocks in Mofjell are typical migmatites. They exhibit a plastic style of deformation, corresponding to the migmatite zone. The border of the gneiss area in Mofjell correspond to the position of the migmatite front. The granites and granodiorites in the area are supposed to represent palingenic granites partly corresponding to the last stages in the metasomatic transformation of the gneisses, and partly to squeezed portions of the ichor.

The large area of granites in Bolna and Raufjell is of another type. The heterogenous granite massif seems to represent a large pre-Cambrian anticline of the same type as the Rombak-anticline described by Th. Vogt. Both granite massifs show phenomena of refusion in Caledonian time. The opinion of Th. Vogt that the Basal granites are pre-Cambrian granites, partly refused in Caledonian time, are of great general interest. As recently described by O. Holtedahl, there are several such areas in Northern Norway which may have originated in a similar way.

Sulphide deposits.

In this section is given a short description of some pyrite-chalcopyrite deposits and sphalerite-galena deposits in Rana. The location of the deposits are shown on map 1. The deposits are all located in or near the border of the migmatite area in Mofjell—Raufjell. The connection with injectiongneisses is often so intimate that a genesis in connection with the granitization seems probable. Supposedly this is the case with Mofjellet zinc-lead Mine. It is a complex ore, which also contains considerable amount of pyrite.

Several small zinc-lead deposits are located in dolomite marbles or micaschists farther away from the zone of migmatites, seemingly without connection with any magma. But it is natural to conclude that the orebearing solutions were derived from the same source. Corresponding to the larger distance from the migmatite front, it is a displacement in the mineral composition. They rarely contain other ore minerals than sphalerite and galena.

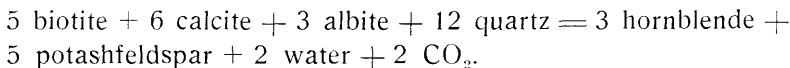
*Brief outline of the mineral parageneses and metamorphism
of the micaschists and amphibolites.*

The rocks correspond to epidote—amphibolite facies. The most common stable mineral parageneses are:

calcite	calcite	amphibole	-	-
amphibole	-	plag. (+epidote)	-	-
plag. + epidote	plag. + epidote	biotite	plag. biotite	plag. biotite
biotite	biotite	-	-	muscovite
-	muscovite	garnet	garnet	cyanite
-	-	-	cyanite	-
-	-	-	-	-

In addition to these minerals quartz occurs in varying amounts. Rocks with fewer minerals are common (see p. 116). In fig. 31 the stable mineral combinations are shown in a tetrahedron diagram.

Biotite and calcite are in stable equilibrium, even in the presence of hornblende. The following equation is of importance:



Potashfeldspar is not found in any of the rocks and seems to be unstable in the chemical milieu. The amount of biotite is therefore determined by the amount of K₂O present. Muscovite is not stable beside both plagioclase and amphibole.

Even if the reaction took place according to the equation above, calcite, amphibole and biotite would be in stable equilibrium in a certain PT interval. The reaction does not take place at a given point but in a PT interval, and in this interval calcite is stable beside both biotite and amphibole, whose Al content and Mg/Fe proportion depend on the PT conditions.

The composition and properties of the amphiboles correspond to the data given by St. Foslie for epidote-amphibolite facies.

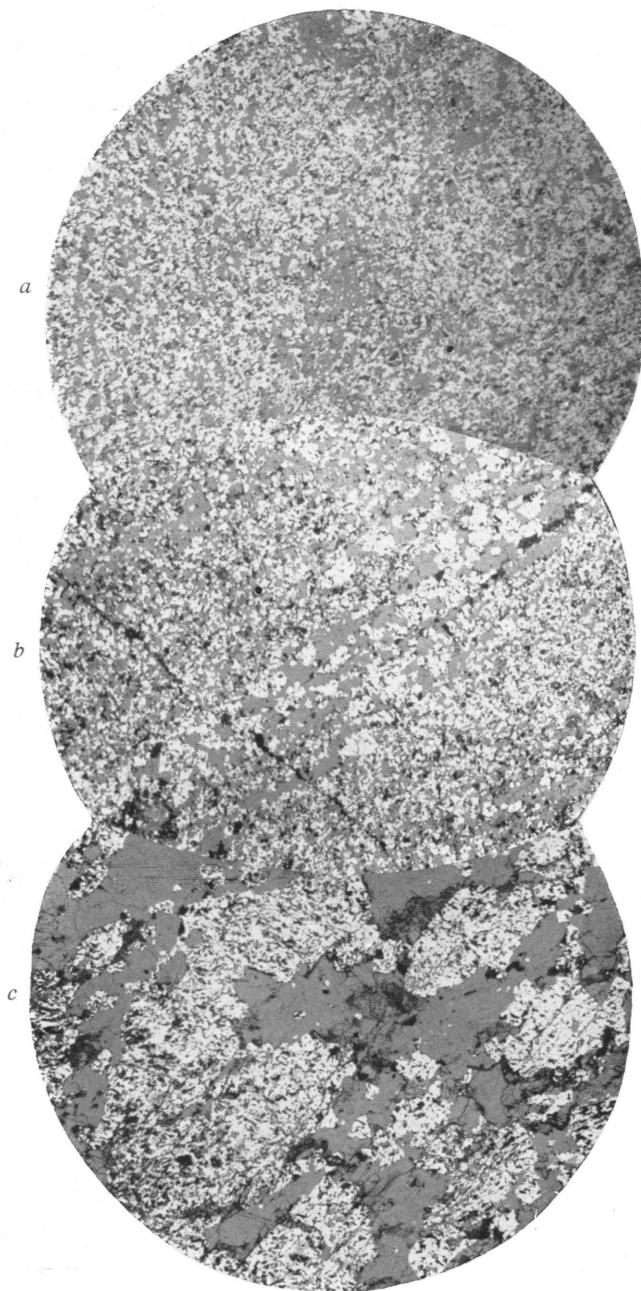
In some rocks almandite occurs together with calcite, while it normally will be transformed to hornblende. This is probably due to the proportion of Mg/Fe. The amphiboles of the epidote-amphibolite facies have a medium Mg/Fe proportion, and cannot contain more than a certain amount of Fe in the crystal lattice. Almandite, on the other hand, is an iron mineral. When the proportion Mg/Fe in the rocks is smaller than in the stable amphibole, almandite (or grünerite) may occur in addition to common hornblende. By extremely high FeO content limebearing amphibole is unstable, and almandite and grünerite will occur in stable paragenesis with calcite.

Epidote and acid plagioclase occur in stable equilibrium. The anorthite content of the feldspar is usually less than 25—30 mol per cent.

Plansje I.

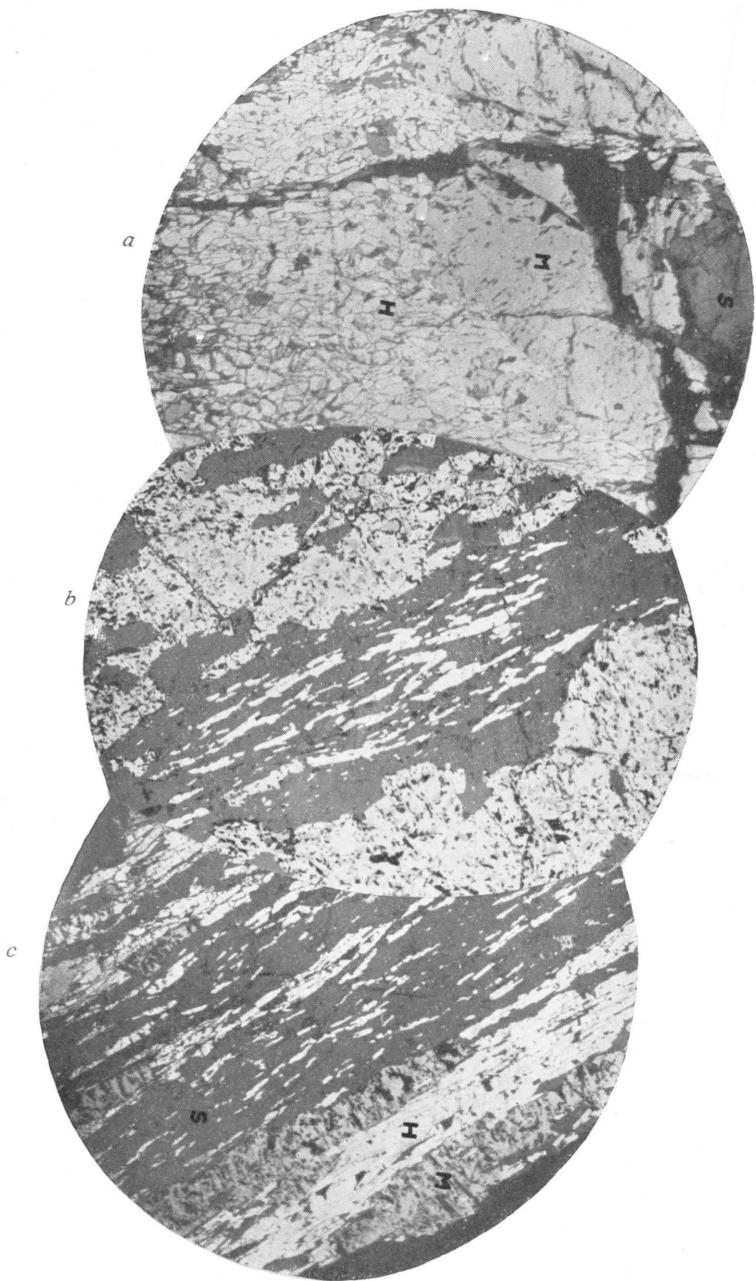
Fig. 1. Planslip av magnetittmalm, Ørtvann Grube $\times 7$, parallelt
lys. M = magnetitt-hvitt, S = silikat-gra.

- a. Borhull 128 dyp 68,4 m
- b. » 128 » 80,4 m
- c. » 128 » 98,5 m



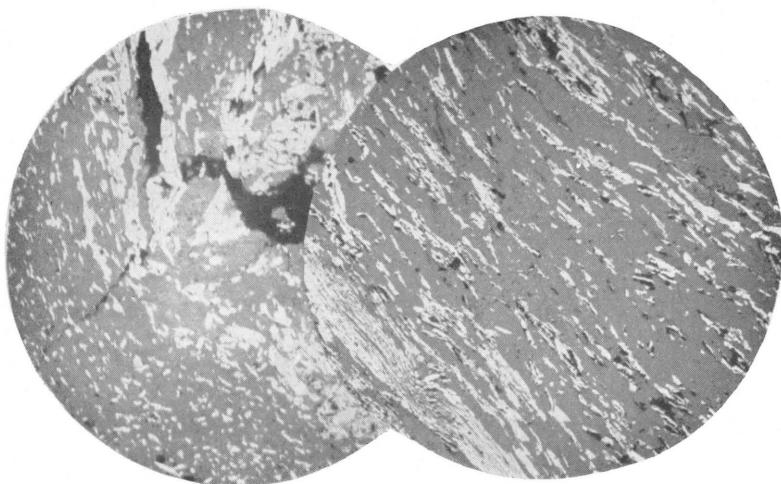
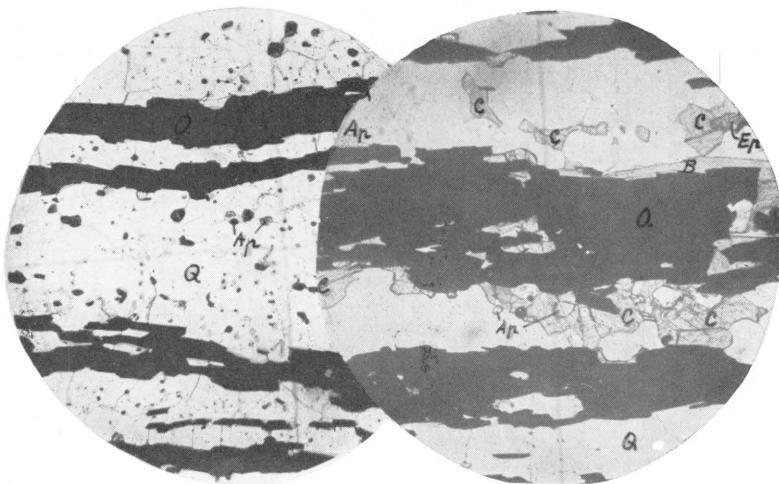
Plansje II.

- Fig. 2. Planslip av blandingsmalm, Ortvann Gube $\times 7$, parallelt lys. M = magnetitt, H = hematitt, S = silikat.
- a. Borhull 115, dyp 144,4 m. Porfyroblaster av magnetitt i en grunnmasse av hematitt.
 - b. Undre malmhorisont. Jernglans i form av tynne lister opptrer i en smal sone gjennom midten av preparatet.
 - c. Borhull 121, dyp 258,4 m.



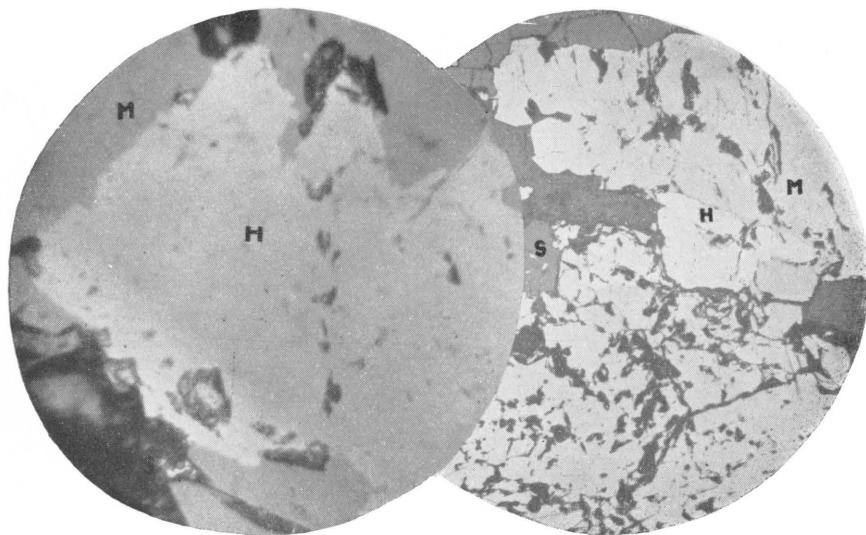
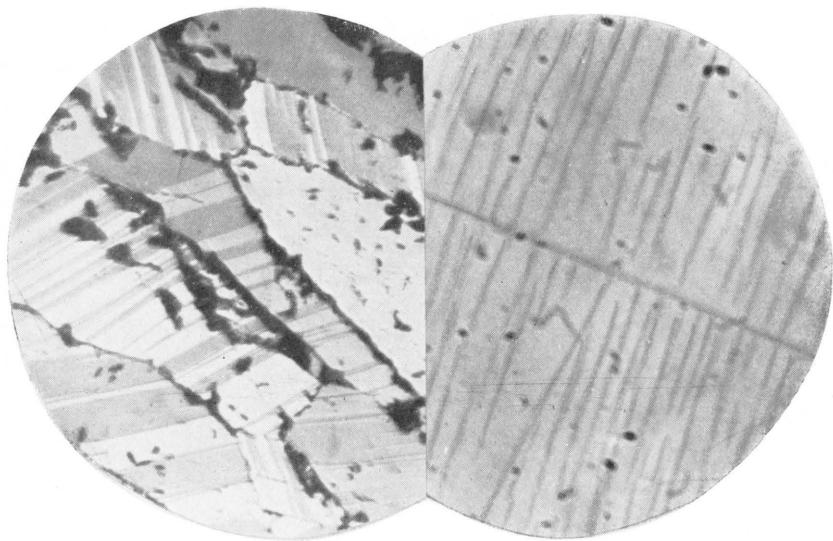
Plansje III.

- Fig. 3. Tynnslip, $\times 25$, parallelt lys.
O = jernmalm, Q = kvarts, C = kalkspat, B = biotitt,
Ap = apatitt, Ep = epidot.
a. Ved fm. 53, Ortfjell Grube.
b. Ortvann Grube, borhull 121, dyp 258,4 m.
- Fig. 4. Planslip av hematittmalm, Ortvann Grube, $\times 7$, parallelt
lys.
a. Borhull 128, dyp 108,4 m
b. Borhull 126, dyp 298,5 m



Plansje IV.

- Fig. 5. a. Planslip. Jernglans med tvillinglameller etter (1010). Svenskgruben, Langvann $\times 110$, nic +
- b. Planslip. Jernglans med små parallelorienterte spindler av ukjent mineral (rutil?). De to lange smale lamellene er ilmenitt. Finkåtaenget, $\times 900$, nic parallelt.
- Fig. 6. a. Uregelmessig korn av jernglans helt innesluttet i magnetitt. Jernmalmdrag ca. 200 m nord for Ortvann, $\times 600$ parallelt lys.
- b. Magnetitt (M) inneslutter små korn av jernglans (H) Bergdalen nord for Ortvann Grube, $\times 25$ parallelt lys.



Trykt desember 1948.



Norges Geologiske
Undersökelse

FORTEGNELSE
OVER
PUBLIKASJONER
OG KARTER

OSLO 1948

Norges Geologiske Undersøkelse

har utgitt i kommisjon hos H. Aschehoug & Co. i Oslo:

1. Årbok for 1891. Kr. 1.50.
2. *Homan*. Tekst til kartbladet Selbu. 1890. Kr. 1.00.
3. *J. H. L. Vogt*. Salten og Ranen. 1891. Utsolgt.
4. *Reusch* m. fl. Det nordlige Norges geologi. Utsolgt.
5. *Stangeland*. Torvmyrer, „Sarpsborg“. 1 kart. 1892. Kr. 1.00.
6. *J. H. L. Vogt*. Dannelen av jernmalmforekomster. 1892. Utsolgt.
7. *J. H. L. Vogt*. Nikkelforekomster og nikkelproduksjon. 1892. Utsolgt.
8. *Stangeland*. Torvmyrer, „Nannestad“. 1892. Kr. 1.50.
9. *Helland*. Jordbunden i Norge. 1893. Utsolgt.
10. *Helland*. Tagksiffer, heller og vekstene. 1893. Kr. 3.00.
11. *W. C. Bragger*. Lagfolgen på Hardangervidda. 1893. Kr. 2.50.
12. *Riber*. Norges granitindustri. 1893. Kr. 1.00.
13. *Bjørlykke*. Tekst til kartbladet Gausdal. 1893. Kr. 1.00.
14. Årbok for 1892 og 93. 1894. (Innhold: *Reusch*, Strandflaten; *Reusch*, Mellem Bygdin og Bang. *Reusch*, Isdæmmede innsjøer. *Bjørlykke*, Hoifeldksvarter. *Friis*, Feltspat og glimmer. *Helland*, Dybder i innsjøer; *Helland*, Lerfaldet i Verdalen. *Ryan*, Torvprøver.) Kr. 2.50.
15. *J. H. L. Vogt*. Dunderlandsdalens jernmalmfelt. 1894. Kr. 2.00.
16. *Helland*. Jordbunden i Jarlsberg og Larviks amt. 1894. Kr. 3.00.
17. *J. H. L. Vogt*. Nissedalens jernmalmforekomst. 1895. Kr. 1.25.
18. *Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. I. 1895. Utsolgt.
19. *Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. II. 1895. Utsolgt.
20. *Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge. I. 1896. Kr. 1.50.
21. Årbok for 1894 og 95. 1896. (*Reusch*, Referater av geologisk litteratur vedkommende Norge 1890—95.) Kr. 2.00.
22. *J. H. L. Vogt*. Norsk marmor. 1897. Kr. 5.00.
23. *Helland*. Lofoten og Vesterålen. 1897. Kr. 2.50.
24. *Stangeland*. Torvmyrer i Norge. II. 1897. Kr. 2.50.
25. *Bjørlykke*. Kristiania by. 1898. Kr. 2.50.
26. Norges Geologiske Undersøkelses utstilling i Bergen 1898. Utg. av *Bjørlykke*. Kr. 0.50.
27. *Friis*. Jordboringer i Værdalen o.s.v. 1898. Kr. 1.00.
28. Årbok for 1896 til 99. (Innhold: *Hansen*, Skandinaviens stigning. *Helland*, Strandlinjernes fald. *Rekstad*, Foldalen. *Rekstad*, Forandringer hos bræer. *Dal*, Varangerfjord.) Kr. 2.00.
29. *J. H. L. Vogt*. Søndre Helgeland. 1900. Kr. 2.50.
30. *Münster*. Tekst til kartbladet Lillehammer. 1901. Kr. 1.00.
31. *W. C. Bragger*. Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. 1900—1901. Kr. 10.00.
32. Årbok for 1900. (Innhold: 9 avhandlinger av *Reusch* om geologiske forhold i Værdalen, Stjerdalen, Valdres, Lister, ved Lysefjorden, Flekkefjord, Bergen og Trondhjem. Norges daler og fjeld. Kr. 3.00.)
33. Årbok for 1901. (Innhold: *Reusch*, Referater 1896—1900.) Kr. 2.00.
34. Årbok for 1902. (Innhold: *Kiær*, Étage 5 i Asker. *Reusch*, *Rekstad* og *Bjørlykke*, Fra Hardangervidden. *Rekstad*, Bræer i Sogn og Nordfjord. *Rekstad*, Velfjorden.) Kr. 2.50.
35. *Schiøtz*. Den sydøstlige Del av Sparagmit-Kvartsfjeldet. 1902. Kr. 3.00.
36. Årbok for 1903. (Innhold: *Friis*, Andøen. *Reusch*, Det indre av Finnmarken. *Kaldhol*, Suldalsfjeldene. *Rekstad*, Hoifeldsstrøket Haukel—Hemsedal. *Rekstad*, Skoggrænsen.) Kr. 3.50.
37. Årbok for 1904. (Innhold: *Holmboe*, Skjælbanker. *Bjørlykke*, Brumunddalen *Hansen*, Mjøsjøkelen. *Rekstad*, Kartbladet Dønna. *Kiær*, Brumunddalen. *Rekstad*, Jotunfjeldene. *Reusch*, Eggedal.) Kr. 3.50.
38. *Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge. III. 1904. Kr. 2.50.
39. *Bjørlykke*. Det centrale Norges fjeldbygning. 1905. Kr. 10.00.
40. *Reusch*. Kartbladet Voss. 1905. Kr. 2.00.
41. *W. C. Bragger*. Strandlinjens beliggenhet under stenalderen. 1905. Kr. 4.00.
42. *A. W. Bragger*. Øksner av Nesttvetttypen. 1905. Kr. 2.00.
43. Årbok for 1905. (Innhold: *Bjørlykke*, Selsmyrrene og Lesjevandene; *Bjørlykke*, Ra'erne. *J. H. L. Vogt*, Eruptivfelter. *J. H. L. Vogt*, Andøens jurafelt. *Rekstad*, Folgefonnaen. Indre Sogn. *C. Bugge*, Kalksten i Romsdals amt.) Kr. 3.50.
44. Årbok for 1906. (*Reusch*, Referater 1901—1905.) Kr. 2.50.
45. Årbok for 1907. (Innhold: *Rekstad*, Folgefonnahalven. *C. Bugge*, Bergverksdriften 1901—1905 Stenindustri. *Reusch*, Skredet i Loen 1905. *Holtedahl*, Alunskiferfeltet ved Øieren.) Kr. 3.00.
46. *J. H. L. Vogt*. De gamle norske jernværk. 1908. Kr. 1.50.
47. *Reusch*. Tekst med geol. kart Jostedalsbræne—Ringerike. 1908. Kr. 2.50.
48. *Bjørlykke*. Jæderens geologi. 1908. Kr. 2.50.
49. Årbok for 1908. (Innhold: *Reusch*, Den Geologiske Undersøkelses opgaver. *Goldschmidt*, Profil Ringsaker—Brøttum. *Holmsen*, Børgefjeld. *Rekstad*, Fra Søndhordland (Etne m. m.). *Kaldhol*, Den nordøstlige del av Ryfylke. *Rekstad*, Kvartaer, Nordmør.) Kr. 4.50.
50. *Reusch*. Norges geologi. 1910. Utsolgt.
51. *J. H. L. Vogt*. Norges Jernmalmforekomster. 1910. Kr. 4.00.
- 52a. *Grimnes*. Jæderens jordbund. 1910. Kr. 1.50. 52 b. *Grimnes*. Kart over Jæderen med angivelse av hoideforholdene og jordbundens art. 1 : 50 000. Kr. 2.50.
53. Årbok for 1909. (Innhold: *Rekstad*, Stroket mellom Sognefjord, Eksingedal og Vossestrand; *Rekstad*, Bindalen og Leka. *Werenskiold*, Øst-Telemarken. *Goldschmidt*, Tonsaasen. *Oxaal*, Børgefjeld. *Th. Vogt*, Langøen.) Kr. 4.00.
54. *Hansen*. Fra istiderne. Vest-raet. 1910. Kr. 3.50.
55. *Danielsen*. Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. 1910. Kr. 2.00.
56. *C. Bugge*. Kartbladet Rennebu. 1910. Kr. 2.50.
57. Årbok for 1910. (Innhold: *Werenskiold*, Fra Numedal. *Hoel*, Okstinderne. *Rekstad*, Ytre del av Saltenfjord. *Reusch*, De formodede strandlinjer i Øvre Gudbrandsdalen.) Kr. 3.50.
58. *Werenskiold*. Fornebolandet og Snareen i Østre Bærum. 1911. Kr. 2.00.
59. Årbok for 1911. (Innhold: *Oxaal*, Indre Helgeland. *Rekstad*, Hardanger. *Carstens*, Mo prestegjeld, Marstrander, Svartisen.) Kr. 3.50.
60. *Werenskiold*. Kartbladet Søndre Fron. 1911. Kr. 3.00.
61. Årbok for 1912. (Innhold: *Holmsen*, Hatfjelldalen. *Bugge*, Trondhjemsfeiet. *Rekstad*, Bjella-dalen; *Rekstad*, Øerne utenfor Saltenfjord; *Rekstad*, Mytilusfauna i Smaalenene. *Oxaal*, Eksporet av sten 1870—1911.) Kr. 3.50.

62. *Rekstad*. Bidrag til Norder Helglands geologi. 1912. Kr. 3.00.
 63. *Holtedahl*. Kalkstensforekomster i Kristianiafeltet. 1912. Kr. 2.50.
 64. *Reusch*. Tekst med geol. oversigtskart over Sondhordland og Ryfylke. 1913. Kr. 2.50.
 65. *Bjørlyke*. Norges kvartergeologi. En oversikt. 1913. Utsolgt.
 66. *Werenskiold*. Tekst med geol. oversigtskart Sætersdalen—Ringerike. 1912. Kr. 2.50.
 67. *Rekstad*. Fjeldstrøket mellom Saltdalen og Dunderlandsdalen. 1913. Kr. 2.50.
 68. Årbok for 1913. (Innhold: *Oxaal*, Hvit granit. *Schiøtz*, Isskillet, Fæmund. *Reusch*, Tryssil. *Foslie*, Raamsey tinnmalmfelt.) Kr. 3.00.
 69. Årbok for 1914. (Innhold: *Rekstad*, Lyster og Bøverdalen. *Oxaal*, Kalkstenshuler i Ranen. *Rekstad*, Kalksten fra Nordland. *Reusch*, Hitterens og Smølens geologi. *Holtedahl*, Fossiler fra Smølen.) Kr. 3.00.
 70. Fem avhandlinger. (Innhold: *Reusch*, Norges Geologiske Undersøkelse. *Werenskiold*, Det sydlige Norge. *Th. Vogt*, Nordland. *J. H. L. Vogt*, Bergverksdrift. *Oxaal*, Steinindustri.) 1914. Kr. 1.00.
 71. *Kolderup*. Kartblader Egersund. 1914. Kr. 2.50.
 72. *J. H. L. Vogt*. Gronggruberne og Nordlandsbanen. 1915. Kr. 2.00.
 73. *Holmsen*. Brædemte sjøer i Norder Østerdalen. 1915. Kr. 4.00.
 74. *Holmsen*. Tekst med geol. oversigtskart Østerdalen—Fæmundsstrøket. 1915. Kr. 2.50.
 75. Årbok for 1915. (Innhold: *Holtedahl*, Lagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. *Holtedahl*, Nogen foreløbige meddelelser fra en reise i Alten i Finmarken. *Rekstad*, Kvartær tidsregning. *Reusch*, Den modeede littorinasænkning i Norge. *Rekstad*, Helgeland s ytre kystrand. *J. H. L. Vogt*, Om manganrik sjømalm i Storsjøen, Norder Odalen.) Kr. 4.00.
 76. *Oxaal*. Norsk granit. 1916. Kr. 4.00.
 77. *Goldschmidt*. Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen. 1916. Kr. 2.00.
 78. *Holmgreen*. Natursten. 1916. Kr. 1.50.
 79. Årbok for 1916. (Innhold: *Holmsen*, Rendalen bræsjø; *Holmsen*, Sørfolden—Riksgrænsen. *Rekstad*, Kystrakett mellom Bodø og Folden. *Reusch*, Litt om Jutulhugget.) Kr. 3.50.
 80. *Rekstad*. Vega. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1917. Kr. 3.00.
 81. Årbok for 1917. (Innhold: *Reusch*, Seterne i Østerdalen. *Holtedahl*, Kalkstensforekomster på Sørlandet *Holmsen*, Sulitjelmatrakten. *Rekstad*, Fauske—Junkerdalen.) Kr. 3.50.
 82. *C. Bugge*. Kongsgjerdelets geologi. [Karter og plancher i konvolut.] 1917. Kr. 12.00.
 83. Årbok for 1918 og 19. (Innhold: *Holmsen*, Gubrandsdalens bræsjø. *Carstens*, Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. *Reusch*, Nogen kvartergeologiske iakttagelser fra det Romsdalske) *Rekstad*, Geologiske iakttagelser fra strekningen Folla—Tysfjord. *Holmsen*, Nordfollas omgivelser. Kr. 3.50.
 84. *Holtedahl*. Bidrag til Finmarkens geologi. 1918. Kr. 4.00.
 85. *J. H. L. Vogt*. Jernmalm og Jernverk. 1918. Kr. 3.50.
 86. *Oxaal*. Dunderlandsdalen. 1919. Kr. 3.00.
 87. Årbok for 1920 og 21. (Innhold: *Holtedahl*, Kalksten og dolomit i de østlandske dalfører. *A. Bugge*. Nikkelgruber i Bamle. *Foslie*, Raana noritfelt. *Rekstad*, Et fund av skjelførende leir Lørenskog. *Falck-Muus*, Brynestensindustrien i Telemarken. *Reusch*, Huler dannet ved forvirring Rosenlund, Fæd gruber.) Kr. 5.00.
 88. *Rekstad*. Kartbladet Eidsberg. 1921. Kr. 2.00.
 89. *Holtedahl*. Kartbladet Engerdalen. 1921. Kr. 2.50.
 90. *Holmsen*. Torvmyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland. 1922. Kr. 6.00.
 91. *Rekstad*. Kvartær avleiringer i Østfold. 1922. Kr. 1.00.
 92. *Rekstad*. Grunnvatnet. 1922. Kr. 1.00.
 93. *J. H. L. Vogt*. Tryktunneller og geologi. Med et avsnitt: *Fredrik Vogt*: Spændinger i fjeldet ved tryktunneller. 1922. Kr. 2.00.
 94. *Grønlie*. Strandlinjer, morener og skjælforekomster i den sydlige del av Troms fylke. 1922. Kr. 1.00.
 95. *A. Bugge*. Et forsøk paa inndeling av det syd-norske grundfjeld. 1922. Kr. 0.75.
 96. *Rekstad*. Norges hevning etter istiden. 1922. Kr. 1.25.
 97. *Holtedahl* og *Schetelig*. Kartbladet Gran. 1923. Kr. 2.50.
 98. Årbok for 1922. Kr. 2.00.
 99. *Holmsen*. Vore myrens plantedekke og torvarter. 1923. Kr. 5.00. Innbundet kr. 6.50
 100. *Rekstad*. Hans Reusch. Nekrolog og bibliografi. 1923. Kr. 1.00.
 101. *Andersen*: Ildfaste oksyders fysiskalske kemi. Statens Raastofkomite, publ. nr. 1. 1922. Kr. 1.50
 Plancher og tabeller til nr. 101 kan kjøpes særskilt i plano. Kr. 1.00.
 102. *Holtedahl* og *Andersen*: Om norske dolomiter. S. R. K. publ. nr. 2. Kr. 1.00.
 103. *Andersen*: En forekomst av ren kvarts i Kredsherrer. S. R. K. publ. nr. 3. Kr. 0.75.
 104. *Bull*: Elektrisk metalsmelting. S. R. K. publ. nr. 4. 1922. Kr. 0.75.
 105. *Lindeman*: Torv. S. R. K. publ. nr. 5. 1922. Kr. 0.75.
 106. *C. Bugge* og *Foslie*: Norsk arsenalmal og arsenikfremstilling. S. R. K. publ. nr. 6. 1922. Kr. 1.00.
 107. *Goldschmidt*: Om fremstilling av bariumlegeringer. S. R. K. publ. nr. 7. Kr. 1.00.
 108. *Goldschmidt* og *Johnson*: Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. S. R. K. publ. nr. 8. 1922. Kr. 2.00.
 109. *Johnson*: Om tilgodegjørelsen av kalifeltpatens kaliindhold. S. R. K. publ. nr. 9. 1922. Kr. 2.00.
 110. *C. Bugge*: Statens apatitdrift i rationeringstiden. S. R. K. publ. nr. 10. 1922. Kr. 1.00.
 111. *Gram*: Undersøkelser over bituminøse kul fra Spitsbergen. S. R. K. publ. nr. 11. 1922. Kr. 1.00.
 112. *Gram*: Den kem. sammensætning av Spitsbergen—Bjørnøykul. S. R. K. publ. nr. 12. 1923. Kr. 1.00.
 113. *Rølland*: Oljefremstilling av Kingsbay-kul og kul og skifer fra Andøen. S. R. K. publ. nr. 13. 1924. Kr. 1.00.
 114. *Hansteen Crammer*: Om vegetationsforsk med glimmermineralerne biotit og sericit som kalikilde. S. R. K. publ. nr. 14. 1922. Kr. 1.50.
 115. *v. Krogh*: Undersøkelser over norske lerer. I. S. R. K. publ. nr. 15. 1923. Kr. 1.00.
 116. *Dietrichson*: Undersøkelser over norske lerer. II. S. R. K. publ. nr. 16. 1923. Kr. 2.00.
 117. *Guerpter* og *Bull*: Kart oversikt over kobberets indflydelse paa jern og staal. S. R. K. Publ. nr. 17. 1923. Kr. 1.00.
 118. *Bull*: Prøver med en hærdeovn for kulfroststaal. S. R. K. publ. nr. 18. 1923. Kr. 1.00.
 119. *v. Krogh*: Undersøkelser over norske lerer. III. S. R. K. publ. nr. 19. 1923. Kr. 1.75.
 120. *Dietrichson*: Undersøkelser over norske lerer. IV. S. R. K. publ. nr. 20. 1924. Kr. 2.00.
 121. *Th. Vogt*. Sulitjelmafletets geologi og petrografii. 1927. Kr. 14.00.
 122. Årbok for 1923. Kr. 2.00.
 123. *Holmsen*. Hvordan Norges jord blev til. 1924. Utsolgt.
 124. *Rekstad*. Hatfieldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1924. Kr. 2.00.
 125. *Rekstad*. Træna. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1925. Kr. 2.00.
 126. *Foslie*. Syd-Norges gruber og malmforekomster. 1925. Kr. 5.00.
 127. *Foslie*. Norges svovelkisforekomster. 1926. Kr. 3.00.

- 128 a. *Andersen*: Feltspat. I. 1926. Kr. 3.00.
 128 b. *Andersen og Barth*: Feltspat II og III, 1931. Kr. 3.00.
 129. *Aasgaard*: Gruber og skjerp i kisdragger Øvre Guldal—Tydal. 1927. Kr. 4.00.
 130. *Arne Bugge*: En forkastning i det syd-norske grunnfjell. 1928. Kr. 3.00.
 131. *Torgersen*: Sink- og blyforekomster på Helgeland. 1928. Kr. 2.00.
 132. *Holmsen*: Lerfaldene ved Kokstad, Gremnes og Braa. 1929. Kr. 1.50.
 133. Årbok for femårsperioden 1924—1928. (Innhold: Direktørens og statsgeologenes beretning om arbeidet. *Falck-Muus*: Femårsberetning fra bibliotekaren. *C. Bugge*: Meddelelser om geologiske undersøkelser i Hallingdal og Valdres. *Falck-Muus*: Norske bergverksarkivalia II. *A. Bugge*: Oversikt over inndelingen av det sydnorske grunnfjell samt om fahlbåndene i Kongsberg ertsdistrikt. 1929. Kr. 3.00.)
 134. *Rekstad*: Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1929. Kr. 3.00.
 135. *Holmsen*: Grundvandet i vore leravsetninger. 1930. Kr. 3.00.
 136. *Holmsen*: Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1932. Kr. 4.00.
 137. *Foslie og Johnson Høst*: Platina i sulfidisk nikkelalmalm. 1932. Kr. 2.50.
 138. *Brogger*: Essixtrekkens erupsjoner, den eldste vulkanske virksomhet i Oslofeltet. 1933. Kr. 3.00.
 139. *Brogger*: Om rombeporfyrgangene og de dem ledsgende forkastninger i Oslofeltet. 1933. Kr. 1.50.
 140. *Holmsen*: Lerfall i årene 1930—1932. 1934. Kr. 1.50.
 141. *Olaf Anton Broch*: Feltspat. IV. 1934. Kr. 3.00.
 142. *Torgersen*: Sink- og blyforekomster i det nordlige Norge. 1935. Kr. 2.00.
 143. *Arne Bugge*: Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskarter F. 35 Ø og F. 35 V. De løse avleiringer ved *A. Samuelsen*. 1937. Kr. 4.00.
 144. *Holmsen*: Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1935. Kr. 2.50.
 145. *Wolmer Marlow*: Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1935. Kr. 4.00.
 146. *Arne Bugge*: Kongsberg-Bambleformasjonen. 1936. Kr. 3.00.
 147. *Falck-Muus*: Aursund (under utarbeidelse).
 148. *Holmsen*: Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1937. Kr. 2.50.
 149. *Foslie*: Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart Tysfjord. 1941. Kr. 12.00
 150. *Foslie*: Hellmebotn og Linnajavvre. 1942. Kr. 6.00.
 151. *Holmsen*: Våre leravsetninger som byggegrunn. 1938. Kr. 3.00.
 152. *Trygve Strand*: Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. 1938. Kr. 3.00.
 153. *Carl Bugge*: Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigskarter E. 32 V og E. 32 Ø. 1939. Kr. 4.00.
 154. *Harald Bjørlykke*: Feltspat V. De sjeldne mineraler på de norske granittiske pegmatittganger. 1939. Kr. 3.00.
 155. *Olaf Anton Broch, Fridtjov Isachsen, Orvar Isberg, Trygve Strand*: Bidrag til Skudenes-sedimentenes geologi. 1940. Kr. 1.50.
 156. *K. O. Bjørlykke*: Utsyn over Norges jord og jordsmonn. Med oversiktskarter av jordbunnsforholdene i Norge i to blader: Sør-Norge og Nord-Norge. 1:2000000. 1940. Kr. 8.00.
 157. *Brit Hofseth*: Geologiske undersøkelser ved Kragerø, i Holeia og Troms. 1942. Kr. 3.00.
 158. *Per Holmsen*: Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden. 1943. Kr. 2.50.
 159. *Trygve Strand*: Etgne-amfibolittkompleks i grunnfjellet i Valdres. 1943. Kr. 3.00.
 160. *Jens A. W. Bugge*: Geological and Petrographical Investigations in the Kongsberg—Bamble Formation. 1943. Kr. 5.00.
 161. *Christoffer Oftedahl*: Om Sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. 1943. Kr. 2.50.
 162. *H. Neumann*: Silver Deposits at Kongsberg. 1944. Kr. 4.50.
 163. *Brynjulf Dietrichson*: Geologiske undersøkelser i Espedalen. 1945. Kr. 3.00.
 164. *Olaf Holtedahl*: Norges geologi. Under trykning.
 165. *Gunnar Horn*: Karsthuler i Nordland. 1947. Kr. 7.00.
 166. *Gunnar Holmsen*: Lerfall og ras i årene 1933—1939. 1946. Kr. 3.00.
 167. *Gunnar Holmsen og Per Holmsen*: Leirfall i årene 1940—1945. 1946. Kr. 4.00.
 168 a. *Tom F. W. Barth*: The nickeliferous Iveland—Evje Amphibolite and its Relation. 1947. Kr. 5.00.
 168 b. *Harald Bjørlykke*: Flåt Nickel Mine. 1947. Kr. 3.00.
 169. *Steinar Foslie*: Melkedalen grube i Ofoten. 1946. Kr. 7.00.
 170. *Ivar Oftedal*: Oversikt over Norges mineraler. 1948. Kr. 3.00.
 171. *Jens A. W. Bugge*: Rana gruber. Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. Kr. 12.00.

Statens Råstoffkomités publikasjoner.

Av Statens Råstoffkomités publikasjoner er utkommet nr. 1—26, hvorav nr. 1—20 er utgitt i ovennevnte serie som N. G. U. nr. 101—120. Nr. 21, 22, 24 og 26 fåes i *Teknisk Ukeblads ekspedisjon*, Oslo.

Smaaskrifter.

Av denne serie, er utkommet:

- Nr. 1. *Andersen*: Norges Geologiske Undersøkelse, dens oppgaver og virksomhet. 1922. Gratis.
- 2. *Falck-Muus*: Avhandlinger og karter utgit av N. G. U., systematisk ordnet. 1922. Gratis.
- 3. *Holmsen*: Erfaringer om jordskaden ved indsjoreguleringer. 1927. Kr. 0.50.
- 4. *Holmsen*: Grunnvannbrønner. 1940. Kr. 0.50.

Karter

Følgende fargetrykte geologiske karter er til salgs ved Norges Geografiske Oppmåling:

Rektangel- og gradavdelingskarter, kr. 2.15: Aursunden, Dunderlandsdalen, Eidsberg, Eiker, Flesberg, Foldal, Gjøvik, Gol, Gran, Hellmebotn, Hemsedal, Hønefoss, Kongsberg, Lillehammer, Linnajavvre, Meraker, Moss, Nordre Etnedal, Nordre Femund, Rennebu, Søndre Femund, Søndre Fron, Terningen, Tysfjord.

Utsolgt: Bergen, Eidsvoll, Gausdal, Hamar, Haus, Kristiania, Levanger, Melhus, Nannestad Rindal, Sarpsborg, Selbu, Skjørn, Stenkjer, Stjørdal, Trondheim.

Av Oslofeltets serie er utkommet: Flesberg, Gran, Hønefoss, Kongsberg, Moss, Nannestad, Tønsberg med Larvik, samt oversiktskart over Oslofeltet (kr. 4.50).

Utsolgt: Fet, Kristiania.

Forskjellige geologiske karter: Generalkartene: Hatfjelldal, Rana, Salta, Træna, Vega (kr. 4.50). Oversiktskart over det sydlige og nordlige Norge utsolgt.

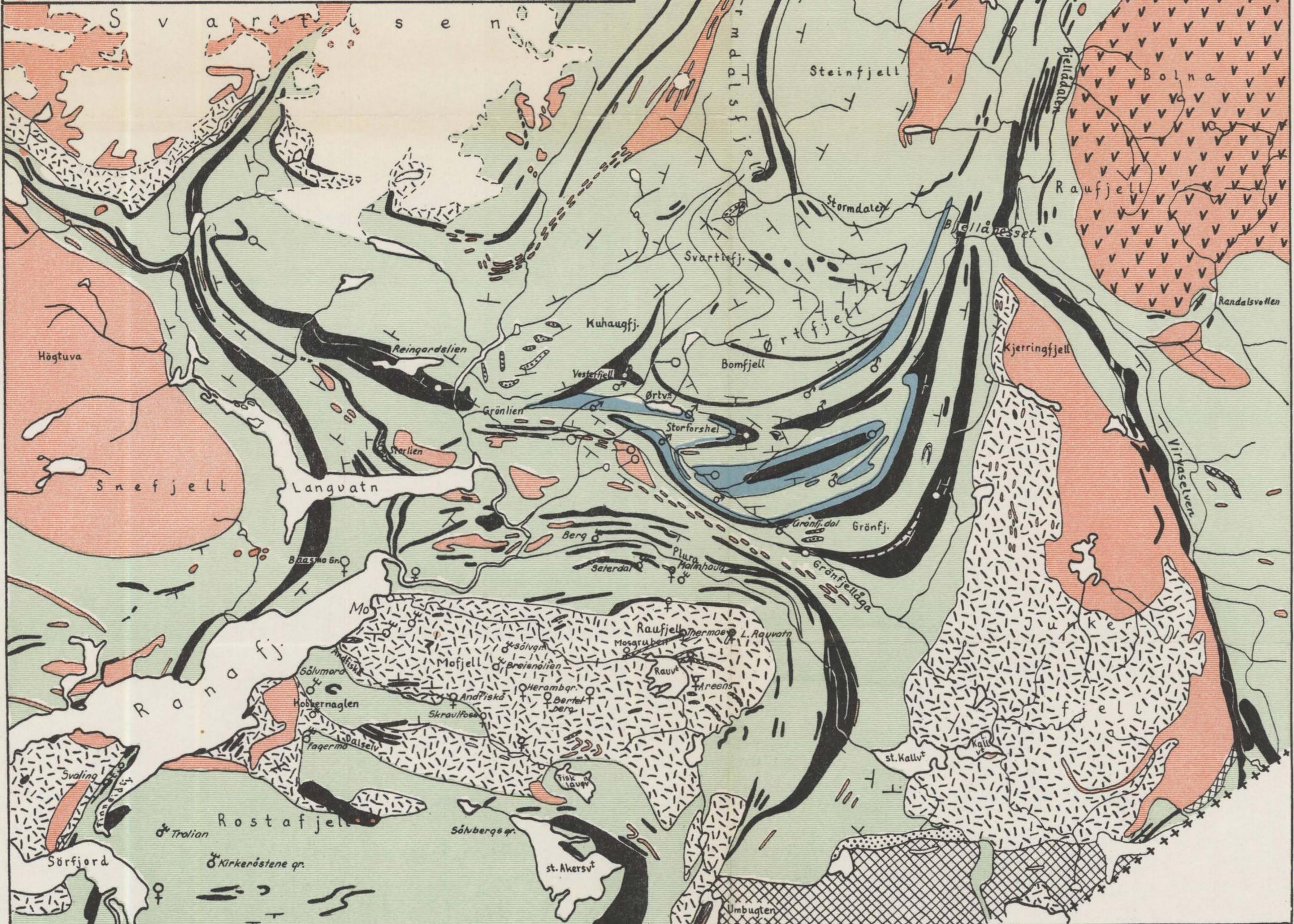
Geologisk kart over Nord-Rana

10 km

(Dunderlandsdalen etter egne observasjoner, for øvrig kopiert etter N.G.U.'s Geologiske Generalkart "Rana")

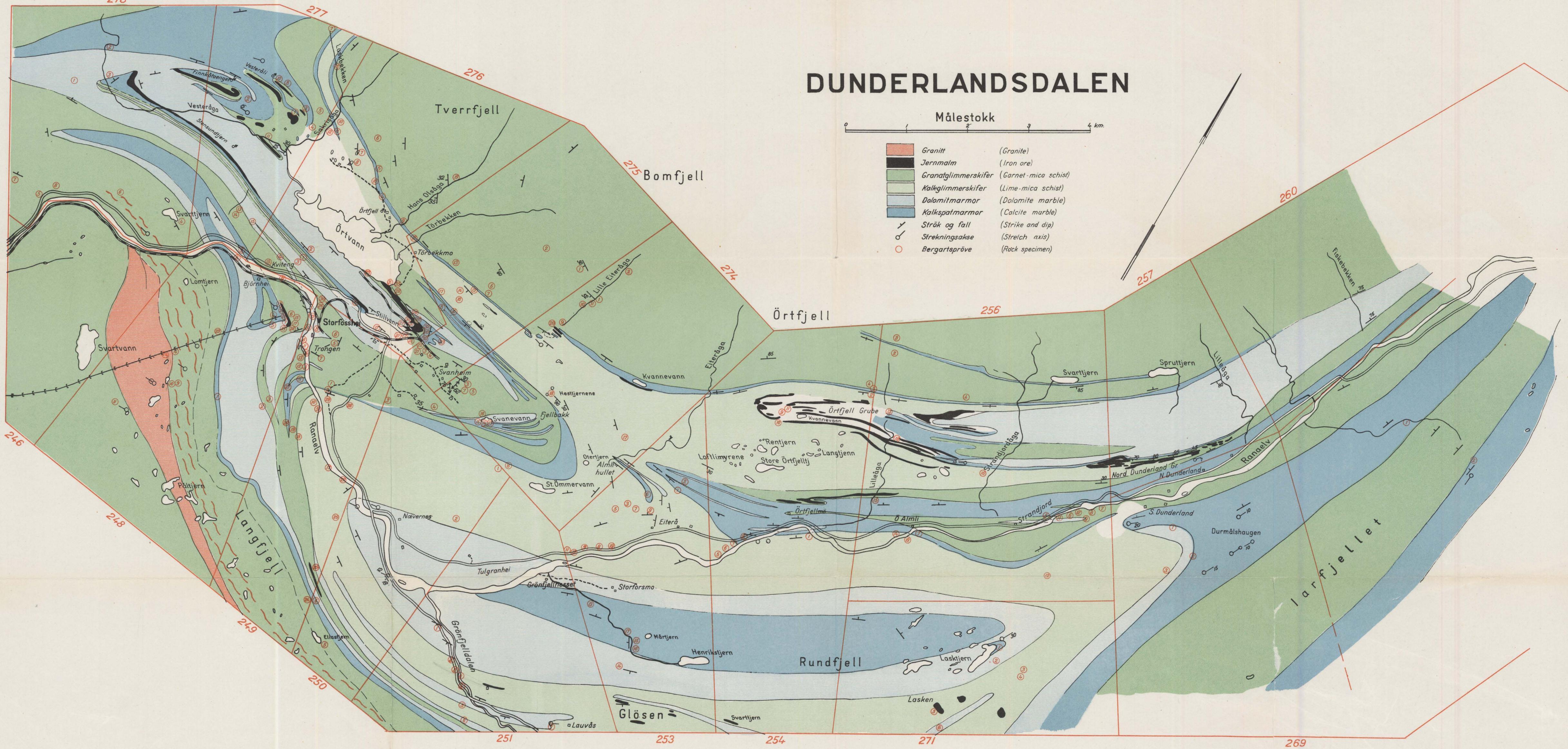
	Granitt		Injeksjonsgneis
	Gabbro, amfibolitt		Glimmerskifer
	Peridotitt		Dolomittmarmor
	Bunngranitt (Basal granite)		Kalkspattmarmor (og dolomittm.)
			Kvartsitt utenfor Dunderl./dal.)

o Strekningsstrukturer \times Strøk og fall (Stretch axes) (Strike and dip)



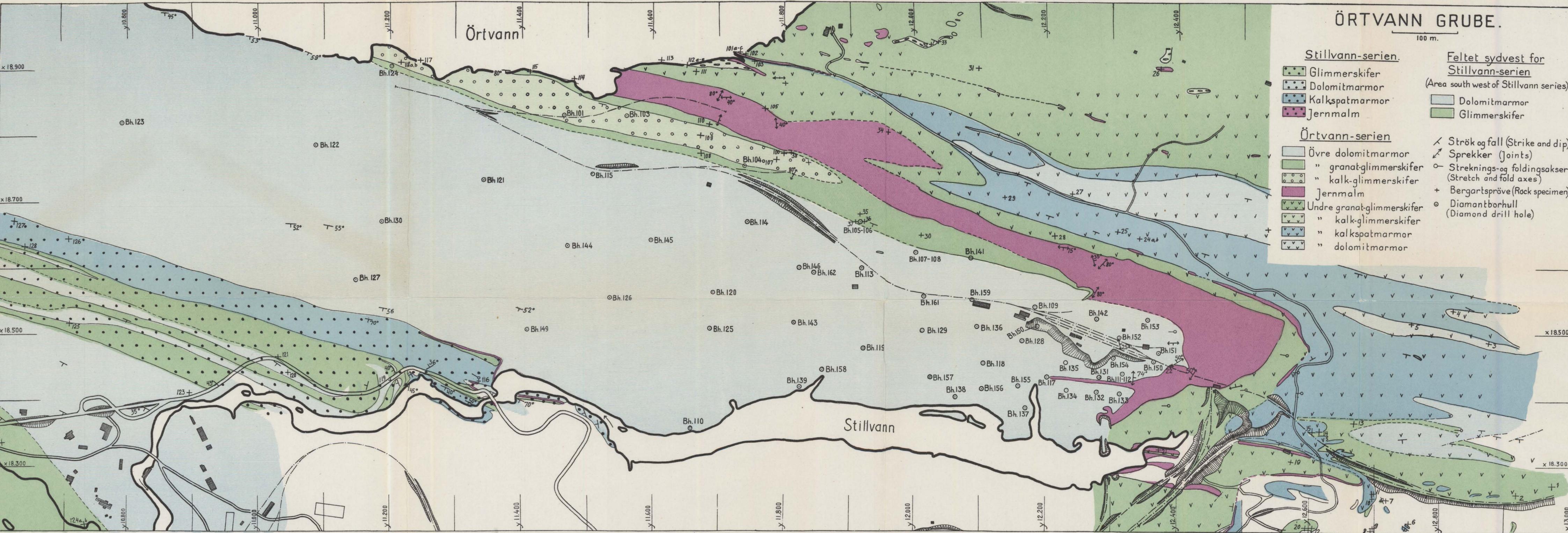
DUNDERLANDSDALEN

Målestokk



ÖRTVANN GRUBE.

100 m.



A. W. BRØGGER'S BOKTRYKKERI A/S, OSLO