



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 629 A-C A	Intern Journal nr	Internt arkiv nr T & F 1060 A-C	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering Åpen
Kommer fra ..arkiv Troms & Finnmark	Ekstern rapport nr	Oversendt fra Ingvar Lindahl	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Økonomisk geologi og prospektering i Vaddas-Rieppefeldet.
Del I: Geologi, malmgeologi. Del II: Prospektering. Del III: Plansjer til del I og del II

Forfatter Ingvar Lindahl	Dato 1974	Bedrift Geologisk Institutt NTH
-----------------------------	--------------	------------------------------------

Kommune Nordreisa Kvænangen	Fylke Troms	Bergdistrikt Troms og Finnmark	1: 50 000 kartblad 17341 17342 17343 17344	1: 250 000 kartblad Nordreisa
-----------------------------------	----------------	--------------------------------------	---	----------------------------------

Fagområde Geologi	Dokument type Licentiatavhandling	Forekomster Vaddas Rieppe
Råstofftype Malm/metall	Emneord Cu Zn Pb Mo As Fe Ti Bi Te	

Sammendrag

Omfattende arbeid i tre deler.

Del I: (BV 629 A). Geologi, malmgeologi, malmkjemi, malmtekstur, sulfidmalmgenese, litteraturreferanser del I.

Del II: (BV 629 B). Prospektering, historisk oversikt over undersøkelsene 1896-1968, prospektering i perioden 1968-1972, beskrivelse av enkeltforekomstene, rospekteringsfilosofi, litteraturreferanser del II.

Del III: (BV 629 C) Plansjer til del I og del II

Denne har vi to komplette sett av.

Begge settene kommer fra Bergmesteren for Troms og Finnmark.

Nr.: 1060 A.


ØKONOMISK GEOLOGI OG PROSPEKTERING

i

VADDAS - RIEPPE FELTET, NORD - TROMS

DEL I: GEOLOGI OG MALMGEOLOGI

BV 629A

 BLEIKVASSLI GRUBER

ØKONOMISK GEOLOGI OG PROSPEKTERING

i

VADDAS-RIEPPE FELTET, NORD-TROMS

DEL I: GEOLOGI OG MALMGEOLOGI

av

I n g v a r L i n d a h l

Licentiatavhandling
ved Universitetet i Trondheim,
Geologisk Institutt.

Hovedfag: Malmgeologi.

Faglærer: Prof.dr.philos. F.M. Vokes.

Trondheim 1974.

INNHALDSFORTEGNELSE.

=====

	side
INNHALDSFORTEGNELSE	I
SAMMENDRAG - DEL I	V
SUMMARY, PART I + Part II	XI
FORORD	XXIII
INTRODUKSJON	XXV
DEL I - GEOLOGI OG MALMGEOLOGI	1.1
GEOLOGI	1.2
Innledning	1.2
Petrografi og stratigrafi	1.4
Beskrivelse av bergartene	1.4
nr.1.: Sparagmitt og sparagmittisk skifer	1.5
nr.3.: Sparagmittisk (granat-) glimmerskifer	1.7
nr.4.: Grafittisk (granat-) glimmerskifer	1.9
nr.5 : Glimmerskifer (Vaddas-skifer)	1.10
nr.6.: Amfibol og karbonatholdig glimmerskifer	1.11
nr.7.: Gæirajavre marmor	1.13
nr.9.: "Rustkvartsitt"	1.14
Sammenheng mellom bergartene 10-14	1.16
nr.10.: Granatglimmerskifer	1.17
nr.11.: Glimmerskifer	1.18
nr.12.: Grå marmor	1.20
nr.14.: Granatglimmerskifer	1.21
Sammenheng mellom bergartene nr. 15-19	1.22
nr.15.: Vaddas-kvartsitt	1.23
nr.16.: Marmor-kalkskifer-kalkglimmerskifer	1.24
nr.17.: Lys marmorserie	1.26
nr.18.: Glimmerskifer	1.27
nr.19.: Lys marmorserie, kalkkonglomerat	1.28
nr.20.: Glimmerskifer	1.20
nr.21.: Undre Loftani grønnstein	1.31
nr.23.: Brun glimmerskifer	1.33
nr.24.: Øvre Loftani grønnstein	1.36
nr.25.: "Kontaktmetamorf" serie	1.39
nr.27.: Gabbrogneis (gneissig gabbro)	1.43

	side
nr.28.: Olivingabbro	1.45
nr.29.: Oksfjordskifer	1.47
nr.30.: Rappesvarre gneisgranitt	1.48
Stratigrafi	1.50
Dannelsesmiljø for bergartene i Vaddas-Rieppe feltet	1.58
Metamorfose	1.64
Tektonikk	1.66
Foldning - linjasjon	1.66
Forkastninger	1.69
Overskyvning - bevegelsesplan	1.70
MALMGEOLOGI	1.71
Innledning	1.71
Malmenes mineralogi	1.75
Malmineraler	1.77
Sulfider	1.78
Magnetkis	1.78
Svovelkis	1.81
Kopperkis	1.88
Sinkblende	1.90
Blyglans	1.97
Cubanitt	1.98
Markasitt	1.100
Mackinawitt	1.101
Arsenkis	1.102
Molybdenglans	1.103
Bornitt-idaitt-covellin	1.103
Oksyder	1.104
Magnetitt	1.104
Ilmenitt	1.105
Hemoilmenitt	1.106
Rutil	1.108
Hematitt	1.109
Andre mineraler	1.110
Gedigent Bi	1.110
Hedleyitt ($Bi_{14}Te_6$)	1.111
Fahlerts	1.112

	side
Boulangeritt	1.112
Kobberlasur og malakitt	1.113
Uidentifiserte mineraler	1.113
Gangmineraler	1.115
Silikater	1.116
Plagioklas, Kvarts	1.116
Aktinolitt-hornblende	1.117
Antofyllitt	1.118
Kloritt	1.118
Talk	1.119
Staurolitt	1.120
Epidot-zoisitt-klinozoisitt	1.121
Biotitt	1.121
Granat	1.122
Zirkon	1.122
Titanitt	1.122
Pyroksen, diopsid	1.122
Andre mineraler	1.123
Karbonat	1.123
Spinell	1.123
Apatitt	1.124
Sammenstilling av malmenes mineralogiske sammensetning ..	1.125
MALMENES KJEMI	1.129
Innledning	1.129
Hovedelementene	1.130
Sporelementene	1.136
MALMENES TEKSTUR	1.141
Innledning	1.141
Mineralfaser, kornstørrelse og korngrenseforhold	1.142
Metamorfe mineralfasereaksjoner	1.145
Remobilisering, migrasjon, erstatning	1.150
Tektonisk påvirkning på malmene	1.152
SULFIDMALMENES GENESE	1.155

	side
LITTERATURREFERANSER FOR DEL I	1.163
OVERSIKT OVER FIGURER I DEL I	1.171
OVERSIKT OVER TABELLER I DEL I	1.174
OVERSIKT OVER PLANSJER TIL DEL I	1.175

SAMMENDRAGDEL I.

Avhandlingens DEL I omfatter de to hovedavsnittene om geologi og malmgeologi i Vaddas-Rieppe feltet. Hovedavsnittet om geologi inneholder en petrografisk bergartsbeskrivelse av de enkelte kartlagte enhetene. De geologiske kart over området er presentert i målestokk 1:10 000, og et oversiktskart er sammenstillet i målestokk 1:50 000, som omfatter deler av kartbladene Kvænangen, Kvænangsbøtn, Reisadal og Nordreisa (1734 I.IV). Hovedavsnittet om geologi omfatter også en regional sammenstilling av stratigrafi, dannelsesmiljø for bergartene, metamorfose og tektonikk. Hovedavsnittet om malmgeologi er en mineralogisk beskrivelse av malmen, av malmmineraler og gangmineraler. Malmenes kjemi, tekstur og genese er også behandlet.

Den geologiske kartlegning og kartlegningen av sulfidforekomstene i feltet er gjort på forstørrede flyfoto til målestokk ca. 1:5000. Bergartene i feltet er inndelt nokså detaljert i 25 forskjellige enheter (bergart nr. 1-30) som er fulgt opp i detalj i feltet og er gitt en petrografisk beskrivelse. Ikke alle de 25 bergartsenhetene som er beskrevet ligger over hverandre, men ved sedimentær-facielle forandringer har en bergart som har markerte endringer langs strøket fått forskjellige nummer. Prospekteringskartlegningen er gjort såpass detaljert for å kunne vurdere bergartenes dannelsesmiljø m.h.t. malmgenetiske betraktninger. Den petrografiske bergartsbeskrivelsen bygger på feltobservasjoner, undersøkelse av ca. 400 tynnslip og fem silikatanalyser av grønnsteinen er presentert. Malmbeskrivelsen er basert på feltobservasjoner, makroskopiske observasjoner, undersøkelse av ca. 200 polerslip, et stort antall analyser av råmalm, analyser av mineralkonsentrater og mikrosonde-analyser av mineraler.

Geologi.

Bergartene i Vaddas-Rieppe feltet er kaledonske og av kambro-silurisk alder. Sedimenter med en del innslag av vulkanitter kan følges fra det undersøkte område og sør og sørvestover til Birtavarre. Bergartene tilhører et av de alloktone kaledonske dekker, her benevnt Vaddasdekket, og i dette arbeidet blir bergartene fra dekkegrensen og oppover til Oksfjordskiferen (= Ankerlia skifer) behandlet.

Vaddasdekket er den tektoniske enheten i feltet og den er delt inn i tre grupper: Lilleelv-gruppen (nederst), Vaddas-gruppen og Oksfjord-gruppen (øverst).

Bergartene i Lilleelv-gruppen er sparagmitter eller metaarkoser, som gradvis oppover går over i et mer pelittisk sediment (glimmerskifer). Nederst i Vaddas-gruppen er det en ren grå marmor (Gæirajavre marmor = "Big limestone" serie i Birtavarre) som er en utmerket ledehorisont for hele regionen. Lengre opp i gruppen finnes grafittholdige glimmerskifre, og glimmerskifre med marmorbenker. Sedimentene blir så mer psamittiske og Vaddas-kvartsitten, en ren kvartsitt med stor mektighet ved Vaddas, forekommer her. Mektigheten tiltar sterkt fra Rieppe mot Vaddas, og økes ytterligere mot NV og nord. Tykke konglomerater finnes i flere nivåer. Bergartene er karbonatholdige og også i konglomeratene er gjerne grunnmassen mellom bollene kalkspat. Øverst i Vaddas-gruppen ligger Loftani grønnstein hvor det er funnet nokså overbevisende puter. Grønnsteinen er en olivinbasalt og det er presentert 5 silikatanalyser av den. En tykk benk av denne bergarten kiler ut i et konglomerat.

Oksfjord-gruppen består av Oksfjord-skifer (= Ankerlia skifer) og i denne ligger Vaddasgaissa gabbroen som er båndet (layered) og i deler en olivingabbro. Bergartene omkring gabbroen er kontaktmetamorfe, hovedsaklig båndete amfibolitter, men det inngår også kvartsittiske sedimenter i den kontaktmetamorfe serien. Vaddasgaissa-gabbroen er påvirket av foldningene og er altså et pre- eller syntektonisk intrusiv. En utbredt breksje sør for gabbroen tyder på at den er intrusiv. En granittisk gneis (Rappesvarre) forekommer også i feltet i Vaddas-gruppen. Den er mest sannsynlig av palingenetisk opprinnelse.

Geologi.

Bergartene i Vaddas-Rieppe feltet er kaledonske og av kambro-silurisk alder. Sedimenter med en del innslag av vulkanitter kan følges fra det undersøkte område og sør og sørvestover til Birtavarre. Bergartene tilhører et av de alloktone kaledonske dekker, her benevnt Vaddasdekket, og i dette arbeidet blir bergartene fra dekkegrensen og oppover til Oksfjordskiferen (= Ankerlia skifer) behandlet.

Vaddasdekket er den tektoniske enheten i feltet og den er delt inn i tre grupper: Lilleelv-gruppen (nederst), Vaddas-gruppen og Oksfjord-gruppen (øverst).

Bergartene i Lilleelv-gruppen er sparagmitter eller metaarkoser, som gradvis oppover går over i et mer pelittisk sediment (glimmerskifer). Nederst i Vaddas-gruppen er det en ren grå marmor (Gæirajavre marmor = "Big limestone" serie i Birtavarre) som er en utmerket ledehorisont for hele regionen. Lengre opp i gruppen finnes grafittholdige glimmerskifre, og glimmerskifre med marmorbenker. Sedimentene blir så mer psamittiske og Vaddas-kvartsitten, en ren kvartsitt med stor mektighet ved Vaddas, forekommer her. Mektigheten tiltar sterkt fra Rieppe mot Vaddas, og økes ytterligere mot NV og nord. Tykke konglomerater finnes i flere nivåer. Bergartene er karbonatholdige og også i konglomeratene er gjerne grunnmassen mellom bollene kalkspat. Øverst i Vaddas-gruppen ligger Loftani grønnstein hvor det er funnet nokså overbevisende puter. Grønnsteinen er en olivinbasalt og det er presentert 5 silikatanalyser av den. En tykk benk av denne bergarten kiler ut i et konglomerat.

Oksfjord-gruppen består av Oksfjord-skifer (= Ankerlia skifer) og i denne ligger Vaddasgaissa gabbroen som er båndet (layered) og i deler en olivingabbro. Bergartene omkring gabbroen er kontaktmetamorfe, hovedsaklig båndete amfibolitter, men det inngår også kvartsittiske sedimenter i den kontaktmetamorfe serien. Vaddasgaissa-gabbroen er påvirket av foldningene og er altså et pre- eller syntektonisk intrusiv. En utbredt breksje sør for gabbroen tyder på at den er intrusiv. En granittisk gneis (Rappesvarre) forekommer også i feltet i Vaddas-gruppen. Den er mest sannsynlig av palingenetisk opprinnelse.

Undersøkelsene av bergartene i Vaddasdekket indikerer at sedimentene ligger riktig vei. Dette er tolket ut fra et gradert konglomerat og puter i Loftani grønnstein. Det er gjort en stratigrafisk korrelasjon mellom Vaddas-Rieppe feltet og Birtavarre feltet og bergartene passer helt overens. Pearsons "Kvænangen nappe fold" passer ikke med resultatet fra den undersøkelsen som er gjort nå. Hans dekkefold er konstruert ut fra strukturobservasjoner i et lite område og lite eksakt betegnelse på bergartene har gjort det enklere med en korrelasjon på det som betegnes foldesjenkler.

Dannelsesmiljøet for bergartene i Vaddasdekket har vært relativt grunt vann, hvor bergartene veksler mellom å være konglomeratiske, psamittiske og henimot pelittiske. Det har skjedd karbonatutfellinger og lokalt har sedimentasjonsbetingelsene vært reduserende ved at det finnes et visst grafittinnhold.

Regionalmetamorfosen i området er i lavere til midlere amfibolittfacies. De pelittiske sedimentene forekommer dermed som (granat) glimmerskifre. Ut fra teksturer i poikiloblaster av granat, zoisitt, amfibol og biotitt har metamorfosen skjedd gjennom flere faser med tektonisk påvirkning. Krystallveksten har imidlertid skjedd med vekslende hastighet, for det finnes soner i granaten som er pepret med inneslutninger og vekstsoner uten inneslutninger. Porfyroblastene kan også være dreid syntektonisk og samtidig med krystallveksten og i tillegg også etter blastesen.

I området er det to store markerte ϕ -V gående forkastninger. Det er Rieppe-forkastningen med ca. 800 m spranghøyde ved Rieppe og Durmålsskarforkastningen som kan følges fra Kvænangsfjellet over Durmålsskar og videre til Sokkelvika på vestsiden av Reisafjorden. I forbindelse med disse større forkastningene har det skjedd flere andre mindre blokkforkastninger. Dette gjenspeiles i sprekke-målinger som er utført.

Fra kartbildet kommer det fram to markerte foldefaser. Det er en første fase med akseretning omtrent nord-sør. I Oksfjord-synklinalen, som er en foldestruktur av denne fasen, ligger Vaddasgaissa-gabbroen. Senere er denne synformen svakt foldet også av en rund antiformal langs Lilleelvdalen med akse NV-SØ. Denne senere foldefasen gjør at Vaddasgaissa-gabbroen ligger i en akse-depresjon til den første foldefasen.

Malmgeologi.

Sulfidforekomstene i Vaddas-Rieppe feltet opptrer i fire forskjellige stratigrafiske nivåer eller soner. Lavest ligger forekomsten Nedre Nomilolgi som ligger i en glimmerskifer mellom Øvre og Undre Loftani grønnstein. Rieppe-forekomsten er den neste som ligger i Øvre Loftani grønnstein. Hovedmengden av sulfidforekomster i feltet ligger i Vaddas-nivå som ligger på toppen av Loftani grønnstein, et mineralisert nivå som kan følges omkring 35 kilometer langs strøket. Spredte sulfidforekomster i Ankerliaskifer og Oksfjordskifer er betegnet som Birtavarre-sonen. Det omfatter forekomster som Indre Gressdal, Røieldal, Høgfjellvatn og Moskodol.

Malmene i Vaddas-Rieppe feltet er magnetkismalmer med varierende mengde svovelkis. Enkelte forekomster har svært lite svovelkis og i Indre Gressdal finnes ikke primær svovelkis. I Vaddas-nivå av mineraliseringer varierer sulfid-silikatforholdet rundt 1:1. Derfor er også gangmineralene en viktig del av malmens mineralogi.

Overflateforvitringen av malmene i Vaddas-Rieppe feltet er beskjedent etter siste istid. Det meste av den preglaciale forvitringen er skrappt bort av iserosjonen under siste istid, men i senkninger i terrenget og høyt oppe i fjellssidene hvor isen ikke har erodert i særlig sterk grad, er det funnet preglacial forvitring til et dyp av opptil 3 meter.

Malmenes mineralogi er undersøkt med mikroskopering av polerslip og tynnslip. Det er utført analyser på mineralkonsentrater og med mikrosonde på mineraler i polerslip. Mineralene og deres teksturelle forhold er beskrevet og analysetall oppgitt. De mest vanlige sulfider og oksyder er identifisert i malmen.

Det er presentert 131 punktanalyser av sinkblende med mikrosonde på elementene Zn, Fe, Cd, Mn og S. Jerninnholdet i sinkblenden ligger på 7-9% i de fleste forekomstene, bare i Indre Gressdal er jerninnholdet i gjennomsnitt nesten 11%. Det er også funnet en viss variasjon i Fe-innholdet i sinkblende innen et og samme korn. Cd-innholdet i sinkblende varierer fra 0.1 - 1.3%. Mn-innholdet er lavt i alle forekomstene utenom i Nedre Nomilolgi, en forekomst i glimmerskifer. Svovelkis og magnetkis er analysert på Co og Ni. Ved punktanalyser er det funnet opptil 1.75% Co

i svovelkis, hvor Co-innholdet dominerer sterkt over Ni-innholdet. Også magnetkisen har vanligvis mer Co enn Ni.

Hemoilmenitt er en oksydsammenvoksningsstekstur som er vanlig i malmene, ved siden av magnetitt. Hemoilmenitten har en hematitt-dominert kjerne med en randsone av ilmenitt, enkelte ganger også denne med fine spindler av hematitt. Randsonen er bred mot oksyder og sulfider, men mangler gjerne mot silikatene. Hemoilmenitt opptrer kun innenfor malmsonene og i sidesteinen (grønnsteinen/amfibolitten) er titanmineralene rutil og titanitt.

Av spesielle mineraler i malmene kan her nevnes elementært vismut og mineralet hedleyitt ($\text{Bi}_{14}\text{Te}_6$) som ikke er funnet tidligere i Norge.

Silikatmineralene som opptrer i størst mengde i malmene er hornblende og plagioklas. I varierende mengde opptrer antofyllitt, staurolitt, spinell og talk (typisk Rieppe). Fe-innholdet i malmene er høyt og den typisk metamorfe mineralogien tilsier også et høyt Mg-innhold.

Malmenes kjemi er behandlet i et eget avsnitt. Forekomstene er hovedsaklig Cu-Zn malmer, men i Rieppe dominerer Zn og det er en Zn-Cu malm. Malmene i Vaddas-nivå har i Loftani, Vaddas og Doaresgaissa ubetydelige mengder med Zn. Fra Vaddas og sør- over tiltar imidlertid innholdet av Zn gradvis fra 0.1%, og fra Nomilgorssa og sørover kan den ligge på omkring 1%. I Rieppe-malmen er gehalten omtrent 2% Zn og 0.5% Cu. I Vaddas-nivå varierer Cu-gehalten mellom 1 og 2%. Blyinnholdet i malmene i feltet er ubetydelig.

Malmenes gehalter varierer sterkt innenfor malmsonen i en forekomst som Rieppe. Det gjelder både Zn og Cu-gehaltene. Systematiske variasjoner fra heng til ligg er ikke funnet for Rieppe-forekomsten. Det eneste er at den øvre malmsonen har høyere Zn-gehalt enn den undre. For mineraliseringene i Vaddas-nivå er det ikke funnet noen signifikant variasjon i Cu-Zn-innholdet fra heng til ligg.

Histogram for Cu-gehalten i Vaddas-forekomsten for forskjellige grupperinger av svovelgehalten viser at den øker med økende mengde svovel eller økende mengde sulfid i malmen. Fordelingen ved å ta med samtlige analyser i malmen i Vaddas er en skjev fordeling med en topp på ca. 1% Cu og med en gjennomsnittlig gehalt på knapt 1.5% Cu.

Co/Ni-forholdet i Vaddas-malmen er nesten alltid større enn 1, og ligger vanligst i området 5-10. Dette er det samme forhold som ofte forekommer i massive metamorfe sulfidforekomster verden over. Metamorfosen i feltet har redistribuert Co-mengden slik at svovelkisen har et langt høyere Co-innhold enn råmalmen. Cd-mengden i sinkblende er høyere ved mindre sink tilstede, men Cd-mengden i malmen øker med økende Zn-innhold. Edelmetall-innholdet i malmene er lavt. Det er ikke gjort edelmetallanalyser på råmalmen, men analyser på flotasjonskonsentrat av kopperkis er analysert og resultatet presentert.

Malmenes tekstur viser at forekomstene er metamorfoserte og silikatmineralogien tyder på at dette har skjedd med samme metamorfosegrad som omgivende bergarter. Idiomorfe mineraler som svovelkis og arsenkis er polkilittiske og mineraler som kopperkis, sinkblende og magnetkis viser typisk metamorfe korn-grenseforhold. Det har ved metamorfosen skjedd lokale mobiliseringer og mineralerfaser som kopperkis og blyglans har migrert til trykkminima.

Malmene i feltet har vært sterkt utsatt for tektoniske påvirkninger. Malmene er kraftig "durchbewegte" hvor fragmenter fra sidesteinen er blitt dratt med og tektonisk rundet, og sitter sammen med runde kvartsboller i en sulfidmatriks.

Det er forsøkt å gjøre en genetisk tolkning for malmene i Vaddas-Rieppe feltet. Konklusjonen er at malmene er dannet pretektonisk og premetamorft. Metamorfose og tektonikk har ødelagt de primære teksturer i malmen. Forekomstene i feltet er stratiforme og miljø og stratigrafisk plassering tilsier at det er vulkanogene forekomster av samme alder som bergartene i feltet, altså syngenetiske vulkanogene kisforekomster, dannet submarint på toppen av en basaltenhet med elementtilførsel fra en magmatisk kilde. Forekomster som Nedre Nomilolgi og forekomstene i Birtavarre-sonen sitter spredt i sedimenter men antas å ha tilknytning til vulkanitter.

SUMMARY.
=====

The Vaddas-Rieppe area lies in the northern part of Troms "fylke", northern Norway, at approximately latitude $60^{\circ}45'$ N and longitude $21^{\circ}35'$ E. The main road in northern Norway, the E6, passes through Oksfjordhamn from Olderdalen and Storslett and continues to Kvænangen and Alta. The distance along this road from Oksfjordhamn to Alta is 180 kilometres, and to Tromsø 150 kilometres but here including ferry crossings at Lyngen and Ullsfjord. The Vaddas-Rieppe area lies in Nordreisa "kommune" south of Oksfjordhamn. The distance between Oksfjordhamn and Vaddas along a bad road up the Oksfjorddal is approximately 16 kilometres.

The mapped area rises from the valley floor in Oksfjorddal, 90 metres above sea level, to the Vaddasgaissa plateau undulating between 1100-1300 metres above sea level. The valleys are U-shaped, formed by the ice movement towards the coast during the last glaciation. An area of approximately 110 square kilometres has been mapped on a scale of 1:5000, and afterwards the scale reduced to 1:10000. A geological map at a scale of 1:50000 has also been compiled.

Part I of this thesis deals with the geology of the area and with the ore geology of the massive sulphide deposits in the area. In the geological section a petrographic description is given of the units mapped. A regional stratigraphic correlation between the Vaddas-Rieppe area and the Birtavarre area is given. The environments of formation of the rock units, the metamorphism and the tectonic history of the area are discussed.

A mineralogical description of the massive sulphide deposits, including both ore minerals and silicate minerals, is given. The chemistry and internal texture of the ores are described, and the genesis of the deposits is discussed.

Part II of this thesis deals with the prospecting work in the area. The historical background and a description of the prospecting in the period 1968-1972 are given. All available

data for the different deposits in the area are compiled, and each deposit is described in detail. Ore reserves and potential tonnages are estimated from analytical data obtained from drilling and exploration work.

Geology.

The rocks in the Vaddas-Rieppe area are of Cambro-Silurian age and a part of the Caledonian mountain belt. They are part of the northernmost section of the orogenic belt and are included in one of the allochthonous nappes in the area. The nappes are intruded by several bodies of gabbro eg. Vaddasgaissa gabbro, the Lyngen gabbro and the big gabbro masses on the islands of western Finmark.

The rocks in the Vaddas-Rieppe area belong to a tectonic unit named the Vaddas Nappe. These rocks are divided into three groups, the Lilleelv Group (the lowest), the Vaddas Group, and the Oksfjord Group (the highest).

The rock type below the Vaddas Nappe is sparagmite or meta-arkose, the same rock as in the lowest part of the Lilleelv Group. The thrust plane in the meta-arkoses under the Vaddas Nappe has resulted in the development of an augengneiss, or a blastomylonite. Upwards in the Lilleelv Group the arkoses change and become a more pelitic sediment, now a mica schist. Further up in the sedimentary sequence the pelite becomes calcareous and then at the lowest level in the Vaddas Group a pure gray marble, the Gæirajavre Marble, occurs.

Upwards in the rock sequence graphitic schists and mica schists are interbedded with psammites (quartzites with some feldspar). Thin marble layers also occur in this part of the unit. On the top of this variable rock unit is situated the Vaddas quartzite. The thickness of this rock unit grows rapidly from Rieppe towards the north.

Above the Vaddas Quartzite limestones (marbles) with layers of pelitic sediment dominate the sequence. Several conglomeratic horizons occur, one of them 80 - 90 metres thick

with calcareous matrix between oligimict pebble material. On the top of the Vaddas Group lies the Loftani Greenstone. This greenstone is a metamorphosed olivine basalt (5 rock analyses are presented). Pillows in the greenstone are found, indicating that the greenstone is formed by a submarine eruption. The lower Loftani Greenstone is interbedded with conglomerates.

The Oksfjord Group consists of the Oksfjord Schist, a banded schist once pelitic, and it is into this group that the Vaddasgaissa gabbro is intruded. The gabbro is layered, containing an olivine gabbro in the core with a coarse grained gneissic gabbro in the outer part. The rock around the gabbro intrusion is mainly a partly migmatized banded amphibolite, but banded quartzite is included in the contact metamorphic aureole. An intrusion breccia is found to the south and SW of the gabbro mass; both have taken part in the folding in the area and therefore the mass is of pre- or syntectonic age. The granitic gneiss at Rappesvarre is most likely of palingenetic origin.

Studies in the field indicate that the sediments in the tectonic unit, the Vaddas Nappe, are lying the right way up. Pillows in the Loftani Greenstone and the graded conglomerates suggest this. A stratigraphic correlation between the rocks in the Vaddas-Rieppe area and the Birtavarre area shows that the same rock units are present and that the stratigraphic column fits very well. The Kvænangen nappe fold suggested by Pearson (1971) does not fit with the results of the study now done in this area. His nappe fold is based on structural geology of a rather small area and a doubtful petrographic description of the rocks by which the sediments on the two postulated fold limbs were correlated.

The deposition of the sediments in the area has taken place in shallow water. The rock varies between psammitic and pelitic sediment and conglomerate. Chemical sedimentation has taken place forming the limestones (marbles), and the environment was at times reducing, resulting in the production of graphitic sediments.

The regional metamorphism has produced mica schists and

quartzites from the pelites and psammites. The grade of metamorphism is from middle to lower amphibolite facies. Poikiloblastic minerals are garnet, zoisite, amphibole, biotite, and sometimes staurolite and kyanite. Grain growth has taken place in two or more metamorphic peaks. Concentration of inclusions in growth zones indicates this. Porphyroblastic minerals have grown syntectonically or partly pre-tectonically.

Two main faults are found in the area, the Rieppe Fault with about 800 metres of vertical displacement in Rieppe, and the Durmålsskaret Fault which can be followed from Kvænangsfjell to Sokkelvik on the western shore of Reisafjord. Parallel to these two big regional faults small block faulting has taken place.

From the tectonic map two major fold phases can be recognized the earliest one with N-S flat lying fold axes. In one of the synclines of this phase the Vaddasgaissa gabbro is situated. It lies in a depression of an axes of the first phase caused by the second phase, in which phase the fold axes have a slight plunge towards NW.

Ore geology.

The sulphide deposits in the Vaddas-Rieppe area occur in four different stratigraphic positions, each ore horizon occupying a fairly narrow thickness or a single horizon. Lowest in the stratigraphy a single deposit (Nedre Nomilolgi) occurs in brown mica schist just above the lower Loftani Greenstone unit. The next horizon contains a single deposit, Rieppe, where the ore occurs in the lowest part of the upper Loftani Greenstone (basaltic lava) unit. On the top of the upper Loftani Greenstone unit occurs an extensive mineralized horizon, the Vaddas horizon, which can be followed for 35 kilometres along the strike. Massive sulphides are not present along the whole strike length but occur in separate bodies which are linked together by impregnation or thin sulphide bands (rusty horizon). The Vaddas horizon contains the main mineralization in the area. The Birtavarre

mineralized zone in the Oksfjord schist Group (= Ankerlia Schist) contains a few massive sulphide bodies in this area - Indre Gressdal, Røieldal, Høgfjellvatn and Moskodal. The Stoll I and Øvre Lankavarre deposits may belong to the Birtavarre zone but they are different in mineralogical features and occur in the metamorphic aureole around the Vaddasgaissa gabbro.

The ore deposit in the Vaddas-Rieppe area are pyrrhotitic with varying amounts of pyrite. The deposits in the Birtavarre zone contain pyrrhotite as the only primary iron sulphide, and no primary pyrite. In the Vaddas horizon the sulphide:silicate ratio in the ores is about 50:50, and therefore the gangue minerals are important for the mineralogy of the ores. The base metals in the deposits occur in chalcopyrite (Cu) and sphalerite (Zn).

Oxidation of the ores in the area after the last glaciation has been very minor, and most of the preglacial gossan has been removed by ice action. In depressions in the terrain and high in the steep mountain sides, however, preglacial oxidation of the ores to a depth of 3 metres is found. Below that level protore is found under a few dm thick cementation zone.

The mineralogy of the ore has been studied in thin and polished sections. Analyses have been made of mineral concentrates and of minerals in polished sections by microprobe, and the sulphide and oxide mineralogy of the ores has been determined.

The iron content (weight %) in sphalerite (131 point analyses) is normally between 7 and 9% in most of the ores except the Indre Gressdal deposit where the sphalerite has an iron content of nearly 11% as an average. There is also a variation in the iron distribution within individual sphalerite grains. The cadmium content in sphalerite varies from 0.1 -1.3%. The manganese content in sphalerite is very low in all deposits except Nedre Nomilolgi, a deposit in mica schist. Point analyses on pyrite have shown up to 1.75% Co, but with great variation. The pyrites normally show zoning of cobalt with the highest content towards the crystal faces, but picture is very complex. In pyrrhotite the cobalt content is higher than the nickel content.

Haemoilmenite is a characteristic intergrowth occurring in the ores in the Vaddas horizon, and additionally magnetite is present. The haemoilmenite has a haematite dominated core, surrounded by a rim of pure ilmenite, but sometimes with very small patches of haematite also in the rim. This rim is thick where the intergrowth has a grain boundary against oxides and sulphides, but is missing or very thin where the intergrowth is in contact with silicates. The haemoilmenite intergrowths occur only in the ore horizon; in the wall rock the titanium minerals are rutile and sphene.

Native Bi is found where small amounts of galena are present, Hedleyite ($\text{Bi}_{14}\text{Te}_6$) is another rare mineral in the galena paragenesis, and is here found for the first time in Norway.

The silicate minerals in the ore are mainly plagioclase and hornblende. In varying amount anthophyllite, staurolite, spinel and talc (typical for Rieppe) are found. The iron content in the ores is extreme for a silicate rock, and the silicate mineralogy indicates that the ores also have a high magnesium content.

The chemistry of the ores is treated in a special chapter. The deposits are mainly of Cu-Zn, but in Rieppe Zn dominates and it is a Zn-Cu ore. There is a change in the Zn-content along the strike in the Vaddas horizon from Doaresgaissa to Nedre Lankavarre, where the Zn content increases to the south, from 0.1% to about 1%. The copper content in the Vaddas horizon varies between 1 and 2% on average. In the Rieppe deposit the zinc content in the ore is 2% as an average in ore reserve estimates and additionally there is about 0.5% Cu. The lead content in the ores is very small.

The base metal content varies a lot within the ores, both copper and zinc. Systematic variations from foot wall to hanging wall are not observed for either the Rieppe deposit or the deposits in the Vaddas horizon. However, in Rieppe the upper ore body have a higher zinc content than the lower one.

Histograms of copper for ores with less than 15% S, 15-25% S, and more than 25% S for the Vaddas deposit show an increasing

sulphur content. The distribution of copper is a symmetric with a peak at about 1% Cu and an arithmetic mean at about 1.5% Cu.

The Co/Ni ratio in the ores of the Vaddas horizon is most commonly between 5 and 10, similar to that in metamorphic massive sulphide deposits from other parts of the world. The metamorphism has redistributed the cobalt and the pyrites have a far higher cobalt content than the pyrrhotite in the ore. The cadmium content in sphalerite increases with decreasing zinc content in the ore but the total cadmium metal content in the ores increases with increasing zinc. Precious metal contents in the ores based on the analyses of chalcopyrite flotation concentrates are low.

The textures of the ores show that the deposits are metamorphosed, and the silicate mineralogy in the ore and sediments in the area make it clear that the ores have taken part in the same grade of metamorphism as the rocks. Idiomorphic minerals such as pyrite, arsenopyrite, and magnetite are poikilitic, while minerals such as sphalerite, chalcopyrite, and pyrrhotite show a typical metamorphic texture. During the metamorphism local mobilization has taken place and mineral phases such as chalcopyrite and galena have migrated to strain shadows.

The ore deposits have been strongly tectonized before or during metamorphism. The ores are "durchbewegt" whereby fragments from the wall rock have been involved and where rounded wall rock and quartz fragments lie enclosed in the sulphide matrix.

A genetic model is proposed for the ores in the Vaddas-Rieppe area. The conclusion is that the ore is premetamorphic and pretectonic. The metamorphism and the tectonic movements in the ore have destroyed all primary textures. The stratigraphic position and the surrounding rock types indicate that the ores are volcanogenic and of the same age as the host rock. In other words, they are considered to be syngenetic volcanogenic sulphide deposits, emplaced on top of a submarine eruption of basaltic lava, with base metals of magmatic origin. Deposits such as Nedre Nomilolgi and the deposits in the Birtavarre zone are widespread in sediments, but appear to have association with volcanic rocks.

Prospecting.

The sulphide deposits in the Vaddas-Rieppe area were discovered in the closing years of the last century, the first claims being staked between 1895 and 1900. The work on the outcrops was carried out by local prospectors, but also by experienced miners from Kåfjord in Alta, who visited the Vaddas-Rieppe area and examined the more promising prospects.

In 1900 a mining company, "Oxfjorddalen Copper Mining Company Ltd.", was founded by English investors and it attempted to open a mine at Vaddas. This attempt met with little success and the English company ran out of funds in 1905. In 1906 A/S Sulitjelma Gruber bought up the holdings in the area, and exploration work was continued by this company until 1910.

In 1914 a new company, A/S Vaddas Gruber, in which A/S Sulitjelma Gruber owned most of the shares, was floated. A concession covering mining operations in the Vaddas area was given to this company in 1916 for a period of 60 years. In the years from 1916 to 1920 extensive exploration work was done on the Vaddas deposit, mainly involving underground operations. As early as 1918 a hydro-electric power station was built in Vaddas, and from this time on there was electric light in the houses and in the mine. This hydro-electric power station remained intact up to the end of the second world war, but was then destroyed by the retreating Germans Army.

Altogether some 2.7 mill.kroner were spent in Vaddas in this first exploration period from 1906 - 1928, most of them used in the intensive prospecting period from 1916 - 20. Low copper prices and generally unfavourable economic conditions were the reasons for stopping the exploration work in 1920.

One of the main problems in producing a saleable product from the Vaddas ore was that the copper occurs in fine-grained chalcopyrite, intergrown with other minerals. Therefore it was not possible to increase the Cu-grade by hand-picking or by gravity methods. The production of economic Cu-concentrates became possible only after froth-flotation techniques were developed in the latter part of the 1920's. The first flotation

experiments were carried out on the Vaddas ore in 1929, with quite satisfactory results.

From 1920 to 1950 very little exploration work was carried out in the area, but the mining rights were held by A/S Sulitjelma Gruber in the name of A/S Vaddas Gruber.

A political decision by the Norwegian Storting (Parliament) to vote special funds to build up industry in northern Norway was taken in 1950. Further exploration of the Vaddas deposits was to be financed out of these funds. The rights belonging to A/S Vaddas Gruber, held by A/S Sulitjelma Gruber, were taken over by the State. Money was first made available for exploration in the Vaddas area in 1951, when it was decided that A/S Norsk Bergverk, a Norwegian State-owned company should be responsible for carrying out the work.

The work done by A/S Norsk Bergverk consisted mainly of underground exploration. In the period 1952 to 1957 2350 metres of prospecting drives and about 1700 metres of raises were driven. In addition to the underground work, electromagnetic surveys were carried out along the Vaddas ore horizon between Vaddas and Jiekkejavre. Diamond drilling was done from Grytlia towards Loftani (445 metres), and on the Rieppe deposit (1719 metres).

In the period 1952-1957 9.5 mill.kroner of government money were spent on the exploration work. In 1957 $\frac{1}{2}$ mill.ton of massive ore with 1.6% Cu was considered as having been proved in the Vaddas deposit. Based on the information from the diamond drilling on the Rieppe deposit, the ore reserves there were estimated by Trøften (Barkey, 1964) at 1.3 mill. tons with $\frac{1}{2}$ % Cu and 2% Zn.

In the period 1952-57 several pilot plant-scale flotation tests of the Vaddas ore were carried out at Norges Tekniske Høgskole, Trondheim. These tests showed that a copper concentrate of acceptable grade and at a satisfactory recovery could be produced from the ore. In 1964 flotation experiments with Rieppe ore were also carried out at NTH. These showed that from the point of view of both recovery and concentrate grade, the Rieppe ore could be made to produce satisfactory Zn and

Cu concentrates.

The first geological mapping of the whole Vaddas-Rieppe area was done by Th.Vogt in 1918-19. The map was published on a scale 1:80 000 (Th.Vogt, 1927). More detailed prospecting mapping was carried out by A/S Norsk Bergverk between Vaddas and Rieppe. In 1962-64 a regional research programme for the Nordreisa-Oksfjord region was undertaken by NGU. All known deposits were registered and geological maps on a scale of 1:50 000 for the whole area and on a scale 1:10 000 for a small area including the Rieppe deposit (Barkey, 1964), were produced.

A/S Bleikvassli Gruber obtained permission from the State in 1968 to undertake prospecting in the Vaddas-Rieppe area and it took over all the claims in the concession area for a five-year period. The prospecting in the area has been carried out in periods of two to four months each summer. Diamond drilling has been carried out on the deposits at Rieppe, Jiekkejavre, Øvre Nomilolgi, and Loftani and the areal geology has been mapped on a scale of 1:5 000 using enlarged aerial photographs. In addition, diamond drilling was undertaken inside the Vaddas mine in order to check the sampling done previously by A/S Norsk Bergverk.

In the period 1968-71 a total of 5757 metres was drilled on the Rieppe deposit, and the ore lens which outcrops here is considered to be drilled sufficiently. A total of 700 metres of diamond drilling have been done on the other deposits in the area to get fresh samples, while 88 metres were drilling underground for purposes of sampling the Vaddas ore and checking the sampling carried out by A/S Norsk Bergverk in the early 1950's. All the drill cores are stored in an old barack at Vaddas.

In the course of A/S Bleikvassli Gruber's prospecting in the area, magnetic and electromagnetic helicopter surveys were made southwest from Rieppe as far as the western side of the Reisadal, an area which also included the Moskodal and Høgfjellvatn deposits. Electromagnetic surveys (IBM Minigun) were also performed on the ground in Heindal and Gressdal.

A description is given of all the deposits, in which all available and reliable data and analyses are compiled. It

includes some old and new analyses on selected samples, analyses of mineral concentrates, and microprobe analyses of discrete minerals. The mineral concentrates were produced by flotation and, in some cases, by additional mineral separation methods.

From the results of the analyses of the drill cores an ore reserve estimation for the different ore bodies was made. The results are:

Rieppe: 3 mill.tons at 1% Cu and 2% Zn
 + 1 mill.ton at 0.4% Cu.

Vaddas horizon:

Øvre Nomilolgi: 150.000 tons at 1.3% Cu (+ some Zn)
 Loftani : 220.000 tons at 1.2% Cu
 Vaddas mine :
 (I: 715 000 tons at 1.37% Cu (1.5 m thickness))
 II: 853 000 tons at 1.15% Cu (2.0 m thickness)

Total in Vaddas horizon: 1.22 mill. tons at ca. 1.2% Cu.

The thicknesses of the ores in the Vaddas horizon are small. They occur in the form of thin plates and lenses over a big area. Normally the thickness varies between 0.5 and 2 metres. The Rieppe deposit, however, has a greater thickness, varying between 2 and 20 metres.

At the present time no single deposit in the area can be put into operation on its own. The two deposits Vaddas and Rieppe lie about 8 kilometres apart and the other deposits which have been sampled and for which ore reserve estimates have been made, are situated between Vaddas and Rieppe. The first point that must be made clear before continuing the exploration work in the area is whether this type of ore, with the known grades and thicknesses, can be mined at all with a profit. Factors such as the dip of the ore and the behaviour of the wall rocks during mining operations must be assessed. When evaluating the possibility of finding more ore it must be

kept in mind that any future tonnages found will have the same quality as those already known. There are no grounds for expecting ore of substantially better grade or thickness. If the answer to this evaluation is positive, and only then, should further prospecting work be carried out.

The best exploration bet is to concentrate one deposit that shows the greatest possibility of containing economic tonnages. The best deposit in the present situation seems to be the Vaddas deposit itself, especially if ore can be shown to be present in the area towards Loftani. Diamond drilling on the Vaddas deposit from the glacier in Grytliia is proposed as the first step in such an exploration program. If ore is found in these drill holes the tonnage in the Vaddas deposit can be expected to approach 1 mill.tons. The next step in the exploration programme must, because of the problematic topography, be mining operations in the Vaddas mine. Crosscuts should be driven into the hanging wall from which holes can be drilled to intersect the ore horizon below the G-level (418 m.a.s.l.). Deep hole drilling from Grytliia and Loftani can be done at the same time.

The impression one gets looking back on the prospecting operations in the Vaddas area, is that large sums of money have been used to prove only a small tonnage of ore. Up to 1968 ca. 12 mill. kroner had been spent, mainly because a very expensive method for proving ore reserves had been employed (underground openings). It is clear that with the technical equipment available today it would have been possible to get the same information using cheaper methods. Much more diamond drilling could have been carried out instead of the driving of underground openings.

In the period 1968-72 A/S Bleikvassli Gruber have used about 2 mill.kroner in their exploration work. Most of the money has been spent on diamond drilling at the Rieppe deposit.

FORORD.

=====

Våren 1970 ble det av forfatteren besluttet å ta licentiatgraden ved Geologisk Institutt, NTH, med malmgeologi som hovedfag, under faglig veiledning av prof.dr.philos. F.M. Vokes. Som støttefag ble valgt matematisk statistikk med prof. A. Høyland som faglærer. Det ble bestemt i samråd med faglærer i hovedfaget å gjøre det vitenskapelige arbeid i Vaddas-Rieppe feltet og så skrive avhandling om geologi, malmgeologi og prospektering.

Finansieringen av studiet har skjedd ved at forfatteren fra våren 1970 til 31.12.70 var lønnet av A/S Bleikvassli Gruber, fra 1.1.71 - 31.12.72 ved et Universitetsstipend og fra 1.1.73 - 31.3.73 som vit.ass. ved Geologisk Institutt, NTH. Den 1.4.73 ble forfatteren ansatt som statsgeolog ved NGU. Ved feltarbeidet i alle sesongene (1970, 1971 og 1972) er det gitt felttilskudd av A/S Bleikvassli Gruber.

Forfatteren vil spesielt takke faglæreren F.M. Vokes for all støtte under arbeidet. Han har gitt innføring i Vaddas-Rieppe feltets problematikk og vært en utmerket veileder under arbeidet, bidratt med konstruktiv verdifull kritikk og vist stor velvilje, også ved besøk i feltet.

A/S Bleikvassli Gruber ved adm.dir. H. Fangel takkes også spesielt for hyggelig samarbeid og økonomisk (felt)støtte. Bergmester A.Vasshaug har vist stor interesse for feltet, og takkes for verdifull informasjon og verdifull diskusjon. Direktørene P.Padget og I.Ålstad ved NGU takkes for å ha tillatt bruk av NGU's ekspertise ved utgivelsen av avhandlingen.

Utenom dette har prof. Chr. Oftedahl sørget for engasjement som vit.ass. i tiden 1.1.73 - 31.3.73. Sammen med T.Prestvik og P.Bøe har han også bidratt med verdifulle momenter ved diskusjon av områdets geologi.

S.Bergstøl, G.-S. Strand og T.Malvik har vært til hjelp ved tekniske ting under arbeidet og kommet med verdifulle momenter ved diskusjon av malmgeologien i området. I tillegg har G.-S.Strand også vært assistent under feltarbeidet i Vaddas-Rieppe. Det samme har også bergstudentene S.Lund og M.Larsen vært.

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

=====

Bygdefolk fra Oksfjorden har vist stor velvilje og har vært behjelpelig under feltarbeidet. Det samme gjelder folk fra bygda som har vært ansatt som borere eller korttidsengasjerte hjelpere.

Sjefsgeolog A.Kruse og dir. I. Jonson i A/S Bleikvassli Gruber har bidratt med teknisk hjelp under feltsesongene, og geologi, malmgeologi og prospektering er diskutert. Det har videre eksistert et utmerket teknisk og geologisk samarbeid mellom R.Kleine-Hering og senere W.Zobel, som har arbeidet i Nordreisa for A/S Bleikvassli Gruber, og forfatteren. B.Zwaan som har kartlagt i området har kommet med verdifulle opplysninger om den regionale geologi.

Analysering av prøver fra feltet er gjort ved analyselaboratoriet i Åga ved Mo i Rana, av I.Rømme, NTH; P.R.Graff, NGU og assistanse og råd ved mikrosondeanalysene er gitt av B.Tøtdal og P.Ljøkjell. Polerslipene for undersøkelsene er laget av B.Frøseth og tynnslipene av K.Isachsen.

En del av plansjene og figurene er tracet av I.Dahl, NTH, B.Evensen og A. Hemming, NGU. Skrivning av oppgaven på stensil er gjort av M.Frøseth og L.Holiløkk har sørget for kopiering av figurer og planer og gitt teknisk råd ved utgivelsen av avhandlingen. I. Amo har fotografert malmstuffer fra feltet.

H.Barkey har gitt upubliserte opplysninger fra han undersøkelse i feltet. Materiale fra Vaddas er utlånt av J.Færden og A.Vasshaug. Malmgeologi i området er diskutert med W.Jenks, E.Horikoshi, G.Juve, R.Philips og G.Kullerud. E.Horikoshi har også besøkt feltet.

Alle disse og andre geolog-venner takkes for velvilje under arbeidet og for verdifull støtte. Til sist og ikke minst takkes kona som har tolerert mye kveldsarbeid og mangel på sommerferie i den tiden arbeidet har pågått.

Til slutt vil jeg takke F.M.Vokes og R.Boyd for korrigerering av det engelske Summary.

INTRODUKSJON.

=====

Vaddas-feltet ligger i Troms fylkes nordligste del, på omtrent $69^{\circ}45'$ nordlig bredde og $21^{\circ}35'$ østlig lengde (Fig.1.1). E6 går fra Lyngenfjorden, gjennom Nordreisa, Oksfjordhamn, over Kvænangsfjellet og videre til Kvænangenfjorden og til Alta. Avstanden fra E6 til Vaddas er 15 km på bygde- og anleggsvei. I Tromsø og Alta har en flyplasser, og veistrekningen Oksfjordhamn-Alta er ca. 180 km og veistrekningen Oksfjordhamn-Tromsø er 150 km, men her må en i tillegg ta ferge over Lyngen og Ullsfjorden.

Avstanden fra Vaddas til nærmeste mulige havn er omtrent 16 km, som er Oksfjorden, en arm av Reisafjorden og som stikker inn mellom Kvænangen og Lyngenfjorden (se fig.1.1). Like innenfor bunnen av Oksfjorden ligger Oksfjordvatnet som er demt opp av en endemorene. Oksfjorddalen strekker seg fra den sørøstre ende av Oksfjordvatnet sør og sørøstover til Vaddas. De nedre deler av dalen er bred og flat med et tykt morenedekke. I de øvre deler opp mot Vaddas er den smalere med liten mengde glaciale avsetninger. Dalbunnen ved Vaddas har en høyde av omtrent 140 m.o.h. Bygda Oksfjordhamn og fjellområdene Vaddas-Rieppe tilhørte tidligere Skjervøy kommune, men gikk pr. 1.1.72 over til Nordreisa kommune.

Landskapet i det kartlagte felt har et kraftig relieff. De høyeste toppene, Vaddasgaissa- 1294 m.o.h. og Riepeggaissa- 1337 m.o.h., er små forhøyninger på flate høyfjellsplatå på 1000 m.o.h. og høyere. På disse platåene og med utløper ned i noen av dalene ligger gjerne mindre isbreer. Fra dalbunnen med noen få hundre meters høyde over havet til høyfjellsplatåene er fjellsidene stup og urer som er temmelig nær rasvinkelen (se fig.1.2.). Oppe i urene og stupene i en høyde av 500 - 1000 m er utgående av malmene, som alltid faller inn under fjellmassivene. Det kartlagte området har totalt en variasjon i høyden over havet fra 80 - 1337 meter, og utgjør omtrent 110 km^2 .

Skoggrensen i området ligger på 300-400 m, og bare meget små deler av det kartlagte området er skogbevokst. Det gjelder

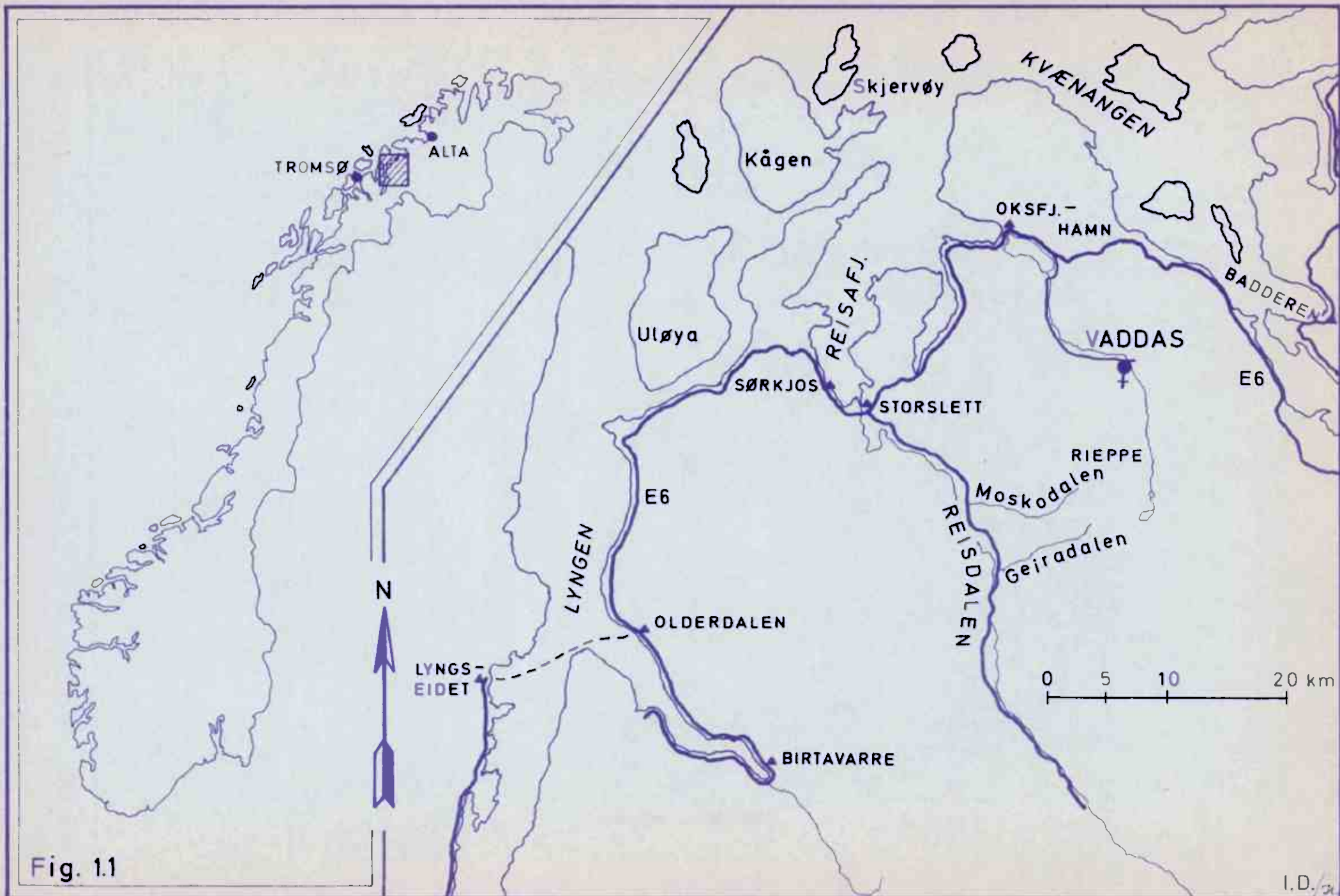


Fig. 1.1

Fig.1.2.a

Utsikt mot SV over
Lankajavre.
Mineraliseringens
utgående er merket.

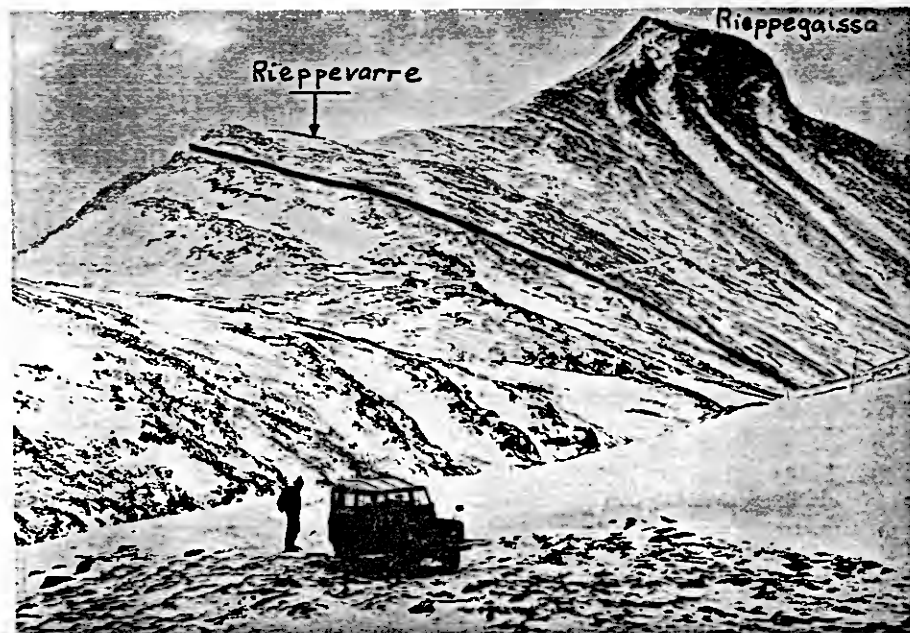
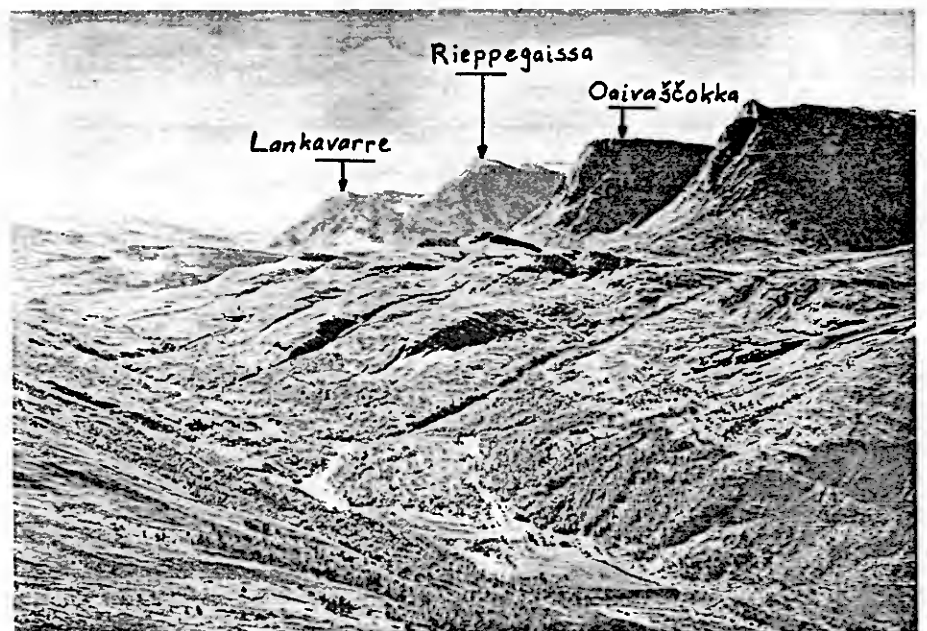


Fig.1.2.b

Utsikt mot SSV mot
Rieppevarre og
Riepegaiassa.
Mineraliseringens
utgående er avmerket.

Fig.1.2.c

Utsikt mot SSV og S
oppover Storelvdalen.
Lengst i sør Lankavarre, så Riepegaiassa og deretter
Oaivaščokka med
Øvre Nomilolgi
mineralisering
nedenfor som er
merket.



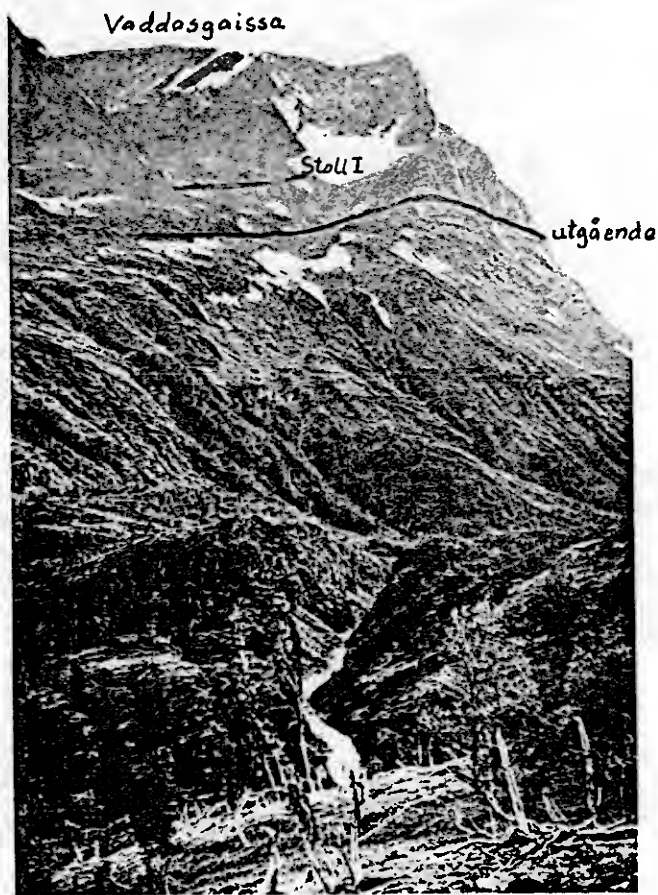


Fig.1.2.d

Utsikt mot NNV mot Grytlia. Vaddas-forekomstens utgående er merket. Grytlibreen sentralt oppe på bildet med Stoll I til venstre. Storelva i forgrunnen.

Fig.1.2.e

Utsikt mot NV mot Vaddasgaissa og Vaddasforekomsten, hvor utgående er merket. Innslaget til G-stoll ses i uren.



Fig.1.2.f

Utsikt mot vest fra Oksfjorddalen mot Sagjengaissa. Mineraliseringens utgående er merket. I forgrunn Solvang Gård, base ved undersøkelene i feltet.

nedre deler av Gressdalen, Oksfjorddalen opp til Vaddas og Storelvdalen fra Vaddas og ca. 8 km sørover og oppover mot Rieppe. Iserosjon har tydelig utformet landskapet opp til 600 - 700 m.o.h. Dette gjelder dalbunnene og Luovosskaidde fjellområde like øst for Vaddas. På høgfjellsplatåene er det ingen tegn på iserosjon. Det er bare et blokkhav med in situ forvitring ved frostsprenging og med utvikling av polygonmark der hvor det er nok finmateriale. Utenom landskapet nede i dalbunnene er fjellet for det meste helt blottet.

Adkomstmulighetene til feltet er relativt bra. Fra kommunevei til Vassbotn sør for Oksfjordvatnet og oppover til Vaddas, en strekning på 12 km, ble det bygget anleggsvei på 1950-tallet. Denne er ennå i farbar stand. Fra Vaddas og sørover til Rieppe er det farbar traktorvei i en lengde av ca. 10 km. Denne veien er også framkommelig med terrengbil med firehjulstrekk. Det er også bygget transportvei til Rieppe borplass på ca. 1000 m.o.h., som likeledes er framkommelig med terrengkjøretøy.

DEL I.

GEOLOGI OG MALMGEOLOGI.

GEOLOGI.
=====

Innledning.

Bergartene i Vaddas-området er ifølge det geologiske kart over Norge (Holtedahl, 1960) kambrosiluriske. Feltet ligger helt ved den nordøstlige grense for de kaledonske bergarter, eller mer nøyaktig ved den nordøstlige grense for kaledonidene i Ofoten-Troms distriktet. (Th.Vogt, 1927).

Ved denne nordøstlige flanke av kaledonidene er det generelle fall på bergartene mot vest til vestnordvest. Regionale foldestrukturer har akser varierende i retning omkring nord-sør. I regionen er det flere store gabbrofelter. Det er Lyngen-gabbroen, Vaddas gabbrofelt og gabbrobergarter på Oksfjord-Kvænangen-halvøya, og gabbrofeltet som dekker betydelige deler av Øksfjordhalvøya, Stjernøy, Seiland og Sørøya. Hovedsakelig er disse gabbroene av pretektonisk til syntektonisk alder.

Alt i forrige århundre ble det gjort noen geologiske observasjoner i denne landsdelen av Petersen (1870) og Helland (1899). Undersøkelsene ble gjort med båtreiser eller reiser til lands helt ute ved kysten. Vaddas-området ligger noe inne i landet i den tids målestokk og feltet ble besøkt av geologer først etter at mineraliseringene var blitt oppdaget. Ing. George som var leder for undersøkelsene i Vaddas like etter århundreskiftet, laget et topografisk kart over Vaddas og på dette tegnet han inn noen geologiske observasjoner, som dermed var de første innsamlede geologiske data fra feltet. En kort omtale av geologien i umiddelbar nærhet av mineraliseringene er gitt av Louis (1907), Sjøgren (1907 og 1913) og Smith (1910).

Th.Vogt laget somrene 1918-19 et geologisk kart over Vaddas-feltet i målestokk 1:80 000 (Th.Vogt, 1927). Det ble også av Th.Vogt gitt en petrografisk beskrivelse hovedsakelig av gabbrobergartene fra feltet. Sommeren 1954 ble det innsamlet en del geologiske data av Bryn og Graff (1954), og et geologisk kart over sedimentene og grønnsteinen med malmsone mellom Vaddas

PETROGRAFI OG STRATIGRAFI.
=====

Beskrivelse av bergartene.

I dette avsnittet beskrives bergartenes typiske trekk som har gitt grunnlag for atskillelse av dem. Videre er det gjort en petrografisk beskrivelse av de enkelte bergartsenhetene. Det henvises til de geologiske kart i målestokk 1:10 000, geologiske profiler og framstilling av faciesutviklingen til de forskjellige enhetene, Pl.1.1-1.15.

Bergartene er nummerert fra nr.1 til og med nr.30 i tillegg til bergartsnavnet. Noen av numrene mellom 1 og 30 er ikke benyttet i framstillingen på grunn av at noen bergartsenheter er slått sammen under bearbeidelsen av materialet. For å unngå forvirring ved behandlingen av dataene er ikke numrene på resten av bergartene forandret.

Beskrivelsen av bergartene kan kanskje virke repetativ, men intensjonen er at en ved å lese om en av bergartene i feltet skal kunne finne de fleste typiske trekk i beskrivelsen av denne. Det er forsøkt å unngå at det i særlig grad er nødvendig å henvise til andre deler av teksten, noe som vil forenkle en sammenligning av de enkelte bergartsenheter fra dette feltet med andre felter.

Nomenklaturen i teksten ved benevnelse av de forskjellige stratigrafiske enheter er ikke helt korrekt etter det som er vedtatt av Norsk Geologisk Forening (NGU nr. 213, 1961, p.224-228). Tillempninger i tråd med regelverket er imidlertid gjort, også ved de foreslåtte endringer i Th.Vogts betegnelser fra 1927. Dette er nærmere omtalt i siste del av avsnittet om stratigrafi.

Bergart Nr.1: Sparagmitt og sparagmittisk skifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563 og L20-563, og er den laveste litologiske kartlagte enhet. Ligg-grensen for den sparagmittiske bergarten er ikke kartlagt, men mektigheten er flere hundre meter. Bergarten er vanligvis temmelig lys, men er stedvis henimot mørk grå i farge. Den er ofte massiv, men kan være utviklet som en helleskifer. Dette skyldes variasjoner i glimmerinnhold hvor oppspaltingen skjer langs de glimmerrike lag. Ved kartlegning er feltbetegnelsen sparagmitt brukt, da den varierer mellom en kvartsittisk og en sandstensaktig bergart, hvor det stedvis synes mulig å skjelne klastiske sandkorn. Mikroskopiske undersøkelser indikerer at bergarten er en metaarkose (se under).

I bergartsenheten opptrer benker med lys granatglimmerskifer og glimmerskifer. Benker av amfibolitt og granatamfibolitt er hyppige gjennom hele enheten. I området øst for Napo er det stor intensitet av gjennomsettende amfibolittganger og konkordante lagerganger eller linser. I dette området hvor amfibolittene tydelig er intrusive, forekommer også grovkornige gabbroide linser. Kontakten mellom metaarkosen og de gjennomsettende ganger og linser er delvis forgneiset. Arkosen er gått over til en granittisk gneis. Tykkelsen av den forgneisede kontakt er varierende, ikke alltid i riktig korrelasjon med intrusivkroppenes størrelse. I den lyse sparagmittten finner en også forgneisinger uten at amfibolitt eller gabbroide bergarter finnes. Dette skyldes sannsynlig da et underliggende ueksponert intrusiv, men kan også være tektonisk betinget. Forgneisingen har forskjellig karakter fra sonen med øyegneis, som blir antatt som et skyveplan (Pers.medd. B. Zwaan), men gneisen kan høre til i skyvesonen. (Skyvesonen ligger like øst for det kartlagte felt).

Overgangen til overliggende bergart som er glimmerskifer og granatglimmerskifer er gradvis. Meta-arkosen blir her etter hvert mer glimmerholdig med sølvglinsende glimmerlag på spalteflatene. Bergarten blir samtidig langt mer skifrig. Grensen mellom bergartene er en definisjonsgrense, som er forsøkt satt midt i overgangssonen mellom de typiske bergarter.

Den lyse sparagmittiske bergarten er svakt tektonisk påvirket og den er rolig foldet med meget åpen foldestil. Det er målt flere foldeakseretninger, men bildet synes noe forvirrende da også intrusjonene av amfibolitt bidrar til å gi et komplisert mønster. I et enkelt tilfelle er det i mikroskop observert at skifriheten eller orienteringen av glimmerflakene er forskjellig fra småfoldet primær mineralbånding. Dette kan antyde at foldemønsteret er mer komplekst enn hva som fremgår ved feltobservasjoner i den lite varierte bergartsenheten.

I den sparagmittiske bergarten er hovedmineralene kvarts og feltspat med samlet mengde på 80-90%. Kvartsen har undulerende utslukning og er tydelig tektonisk påvirket. Den er delvis dratt ut i diskosformete korn. Av feltspaten er noe mikroklin og noe er plagioklas, ikke alltid med tvillinger. Feltspattypene veksler om å dominere. Enkelte steder finnes plagioklaskrystaller som er sericittiserte, men til vanlig er feltspaten frisk. Bergarten har noe vekslende kornstørrelse. Ofte finner en store feltspatkorn som virker som klastiske korn, sammenkittet av en noe mer finkornig matriks av kvarts og glimmer.

Andre mineraler i bergarten er hovedsaklig muskovitt og biotitt som er skittenbrun av farge. Granater forekommer aksessorisk, da som poikiloblaster. Zirkon og apatittkrystaller er funnet som delvis rundete korn, som også tyder på klastiske tilskudd i bergarten. Videre forekommer titanitt, opake mineraler, epidot og amfibol. Mengdeforholdet mellom kvarts og feltspat i bergarten er vurdert og funnet å være tilnærmet lik 1. Etter mineralinnholdet skulle bergarten benevnes en lys gneis, metamorfosert fra en arkose eller feltspatisk sandsten.

Amfibolittene i bergartsenhetene består vanligvis av en intens grønn amfibol (en hornblende) som utgjør 50-75% av bergarten. Resten er en frisk plagioklas og ofte temmelig mye klinozoisitt, til dels i mengde opp mot 25%. Epidot er også meget vanlig. Som aksessorier forekommer granat, zirkon, titanitt, biotitt, kvarts, opake mineraler og apatitt. I noen av amfibolittene er zirkonen temmelig godt rundet, som tyder på en sedimentær bergartsopprinnelse, muligens et lag med gråvakke.

De gabbroide linser og ganger som opptrer har plagioklas som hovedmineral. I tillegg kommer en skitten-brun pyroksen og olivin med pene kelyfittiske teksturer med hypersten, granat og hornblende i koronaen som er meget bred (se fig.1.3). Dette er også funnet av Th.Vogt (1919-d). På korn grensen mellom plagioklas og pyroksen er det en markert reaksjonsrand med dannelse av epidot og andre mineraler. Mineraler utenom dette, alltid i små mengder, er amfibol, opake mineraler og apatitt.

Bergart nr.3: Sparagmittisk (granat-)glimmerskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563 og L18-563. Makroskopisk er denne bergarten nokså lik bergart nr.5, "Vaddas-skiferen." De er feltspat- og granatførende glimmerskifre som spalter lett i store tynne heller med sølvglinsende flater. Delvis er derfor sølvskifer brukt som feltbetegnelse. Bergartene 3 og 5 er i Gæiraskaret skilt med en mektig grafittisk granat-glimmerskifersone.

Den sparagmittiske (granat-)glimmerskiferen (bergart nr.3) har i de laveste deler meget ofte en god del granater, og er nærmest en granatglimmerskifer. Granatene har en størrelse på 2-4 mm og er rødlige. I de øvre deler av enheten (nr.3) er bergarten meget tyntspaltende og uten eller med meget få og små granater. Bergartsenheten har stor mektighet i Geiraskaret, omkring 250 m. Mot nord avtar mektigheten sterkt og ved Napo, hvor den grafittiske glimmerskifersone mangler, er ikke bergartene nr.3 og 5 skilt fra hverandre. Samlet mektighet er her bare av størrelsesorden 100 m.

Fig.1.3

Kelyfittisk tekstur med olivin som i en bred randzone er omvandlet til hypersten, granat og amfibol. Teksturen forekommer i gabbroide intrusive kropper i bergart nr.1. Gjennomfallende lys, x nic. 35X forstørrelse. (Va 70, bergart nr.1).

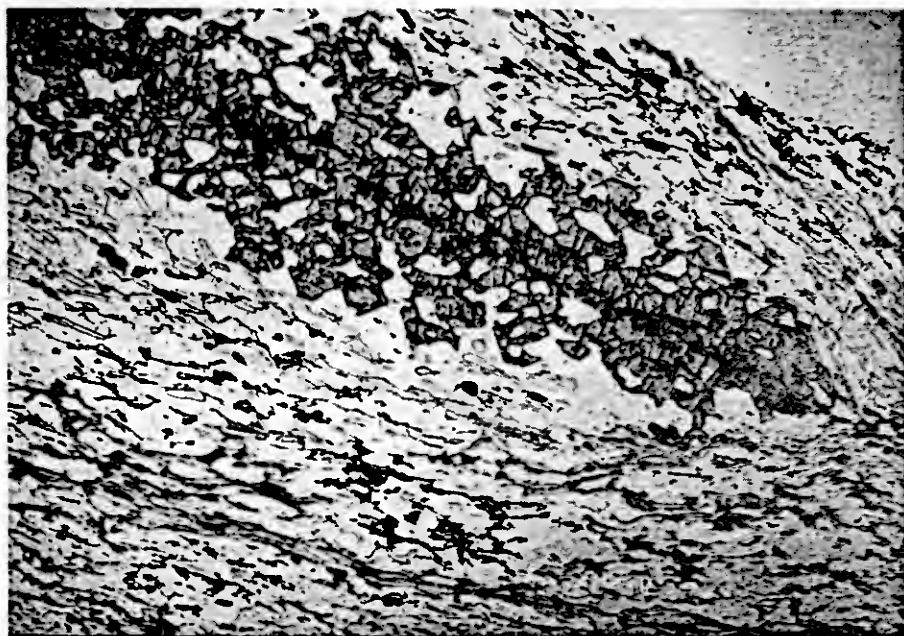
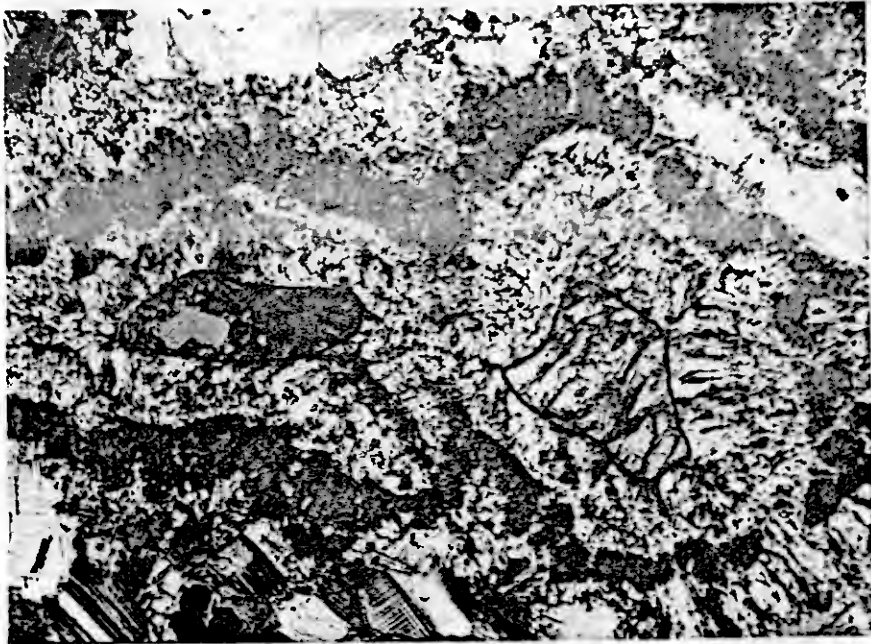
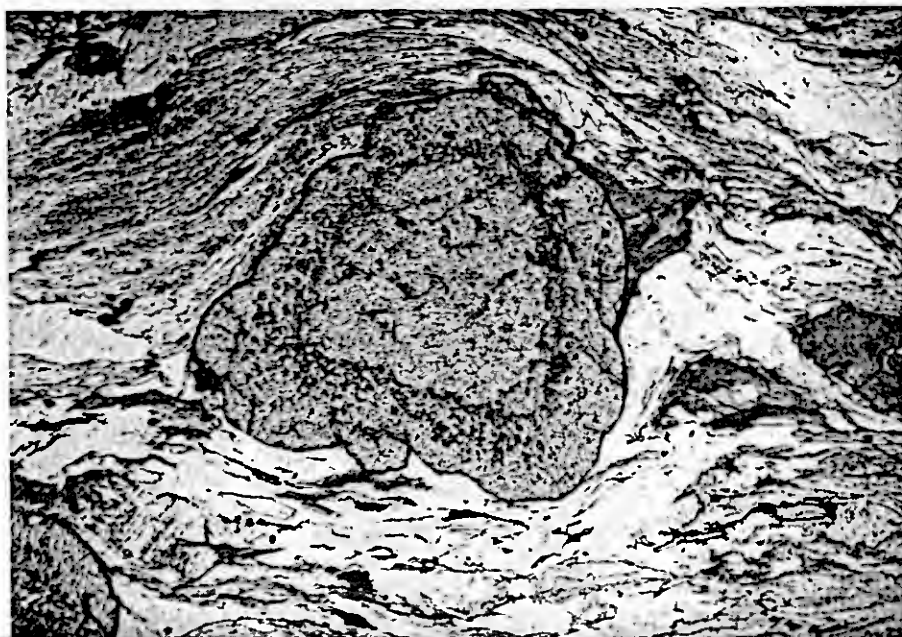


Fig.1.4.a

Langstrakt granatporfyroblast som er vokset langs et epidotrikt bånd. Granaten har fått jern fra en sone rundt porfyroblasten hvor biotitten er bleket eller gått over til muskovitt. Gjennomfallende lys 35X forstørrelse. (VR 597-7619, bergart nr.3).

Fig.1.4.b

Sonerte inneslutninger i granat. Kjernen og den ytre del av randsonen er ren, mens veksten i en sone er full av inneslutninger, på grunn av hurtig vekst. Gjennomfallende lys 35X forstørrelse. (VR 136-7171, bergart nr.3).



I den sparagmittiske (granat-)glimmerskiferen opptrer en sjelden gang amfibolittlinser. Enkelte tynne karbonatrike benker forekommer, og til dels også tynne marmorbenker med meters tykkelse. Makroskopisk synes bergarten lite tektonisk påvirket, men i slip ser en ofte skjærplan (glideplan) utviklet med liten vinkel på skifriheten.

Bergarten inneholder fra 30 til 80% kvarts og feltspat. Kvartsen er markert undulerende. Feltspatmengden er ikke bestemt eksakt, men er omkring 10-30%. Feltspaten kan være en plagioklas med tvillinger, men også en feltspat uten tvillinger, kanskje en ortoklas. Granatene i bergarten er delvis idiomorft utviklet, og har noen ganger soner av inneslutninger parallell krystallflatene. Randsonen og kjernen kan være helt fri for inneslutninger (fig.1.4). Dette kan tyde på varierende hastighet i krystallveksten. Det kan også være utviklet cm-lange og mm-tykke granat-aggregater vokst ut fra epidotkrystaller anriket i bånd (fig.1.4). Rundt granataggregatet synes bergarten fattigere på biotitt. Det ser ut som om den er "brukt opp" ved utviklingen av granaten. Større (2 x 1 cm) elliptiske granatpoikiloblaster er også funnet.

Glimmermineralene i skiferen er muskovitt og en skitten-brun til rødbrun biotitt. Små zirkonkrystaller gir radioaktive haloer i biotitten. I mengde skifter glimmermineralene om å dominere. Total mengde kan komme opp mot 40%. Som aksessoriske mineraler finner en opake mineraler, epidot, klinozoisitt og titanitt. Av og til opptrer noe karbonat. Zirkon og apatitt forekommer i små, tilsynelatende rundete, korn.

Bergarten har delvis så mye feltspat at den kunne få betegnelsen gneis, men etter makroskopisk utseende synes det bedre å bruke sparagmittisk glimmerskifer.

Bergart nr.4: Grafittisk (granat-)glimmerskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563 og L18-563. Den har liten utstrekning og størst mektighet rett øst for Gæirajavre (K20-563), hvor den er opp mot 50 m. Bergarten er ikke sikkert kartlagt lenger nord enn til Lankajavre, men en finner sannsynligvis samme enheten med liten mektighet like sør for det sted der Jiekkejokka renner ned på Lankavarre. En svak EM-anomali på høydedraget mellom Lankajavre og Jiekkejokka skyldes sannsynlig også denne grafittiske glimmerskiferen.

Bergarten forvitrer meget lett og en får kraftig mosevekst på utgående, som gjør at den lett kan tas ut på flybilder. De beste blotninger av bergarten har en i tilløpselva til Lankajavre fra sørvest. Bergarten er i deler helt sort på grunn av grafittinnholdet, og granater finner en nokså vanlig. Amfibolittlinser opptreer temmelig hyppig, gjerne en grovkornet amfibolitt. Grensene til omgivende bergarter er temmelig skarpe. At sonen holder en god del grafitt og litt magnetkis er også indikert med en markert elektromagnetisk anomali med geofysiske målinger. Anomalien på enheten er størst på høydedraget øst for Gæirajavre, men den kan ikke følges sammenhengende mot NNØ eller mot sørvest. Bergartsenheten synes sterkt tektonisk påvirket. En finner ofte tektoniske linser eller puter og bergarts-"romber" med glidespeil på flatene.

Hovedmineralene i bergarten er kvarts, feltspat og glimmer som utgjør tilsammen ca. 90%. Feltspat opptreer i en mengde på opptil 20%, og er vanligst plagioklas med tvillinger, men også feltspat uten tvillinger. Muskovitt og biotitt finnes i omtrent lik mengde. I den rødbrune biotitten har en markerte radioaktive haloer rundt små zirkonkrystaller. En finner videre små rundete skittengrønne turmalinkrystaller, som ikke er observert i underliggende bergart (nr.3), men er derimot meget vanlig i Vaddas-skiferen (nr.5). Bergarten har granater som er delvis rullet eller iallfall påvirket av et skjærkraftpar, noe som sees fra muskovitten dannet på trykkpunktene og med kvarts i "strain shadows" (se fig.1.5). Finfordelt grafitt gir bergarten særpreg

og utgjør sannsynlig det meste av de opake mineraler. Titanitt, apatitt, zirkon og kloritt er funnet i aksessorisk mengde.

Bergart nr.5: Glimmerskifer (Vaddas-skifer).

Vaddas-skiferen (om navnet se senere) er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563 og L20-563. Typisk for bergarten er at den spalter lett langs glimmerrike lag som gir sølvglinsende flater. Som nevnt er også betegnelsen sølvskifer brukt ved kartlegningen. Vaddas-skiferen har som oftest et visst granatinnhold i form av små, opptil mm-store idiomorfe sorte granater.

Vaddas-skiferens heng-grense er fulgt fra Gæiradalen til Lilleelvdalen rett øst for Vaddas. Grensen til overliggende bergart (nr.6) er en gradvis overgang. Mot de øverste nivå i enheten er skiferen ekstra tyntspaltende, som kan sees både i Storelvdalen og i Gæiraskaret.

Skiferens sølvglinsende flater gjør at den er meget dekorativ som fasadesten. Den er imidlertid temmelig bløt på grunn av stort glimmerinnhold og et visst feltspatinnhold. Dette gjør at den ikke er særlig motstandsdyktig ved abrasiv slitasje som en får ved anvendelse til f.eks. gulvbelegg, men den er derimot lett å sage og bearbeide til fasadesten. Skiferen er så god at det gjøres forsøk på å få igang skiferdrift på en lokalitet like sør for Lilleelvdalen, i fjellsiden opp mot Luovoskaidde. Skiferen vil bli solgt under navnet Vaddas-skifer og derfor brukes den samme betegnelsen her.

Bergarten har linser av amfibolitt, og en $\frac{1}{2}$ m benk med granatamfibolitt med 2-3 mm store idiomorfe og mørke granater opptrer f.eks. like sør for Lankajavre. Glimmerskiferen kan en sjelden gang holde amfibol og være henimot en amfibolittskifer. Den kan være temmelig mørk i benker, som skyldes et visst grafitt-innhold. Gul forvittringshud av jarositt (vanlig ifølge I.Ramberg, 1967, p.68) tyder på at den grafittholdige glimmerskiferen holder noe svovel. I enheten er det også observert en tynn marmorbenk.

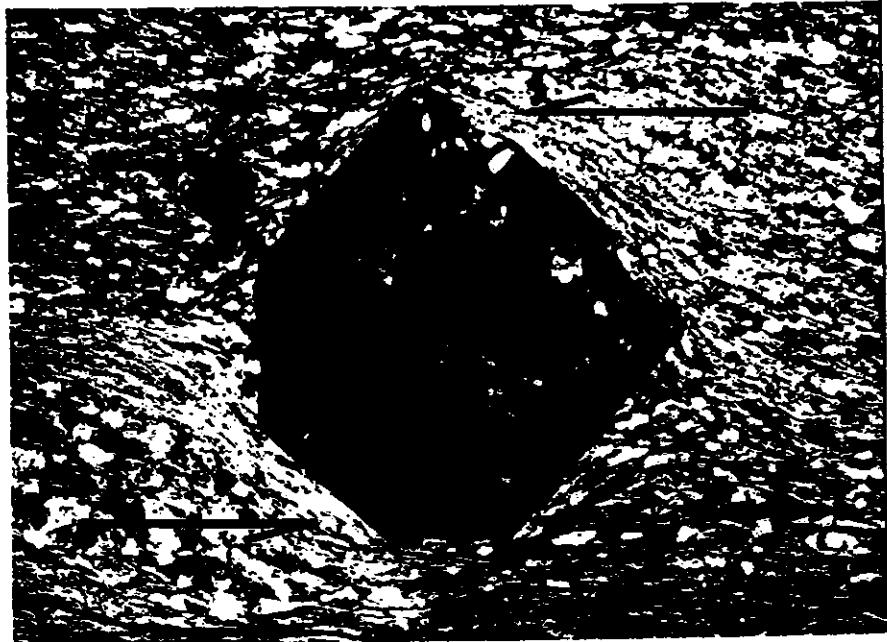


Fig.1.5

Granat påvirket av skjærkraftpar med muskovitt på trykkpunkter og kvarts i trykkskygger. Gjennomfallende lys, x nic., 35X forstørrelse. (VR 132-7190, bergart nr.4).

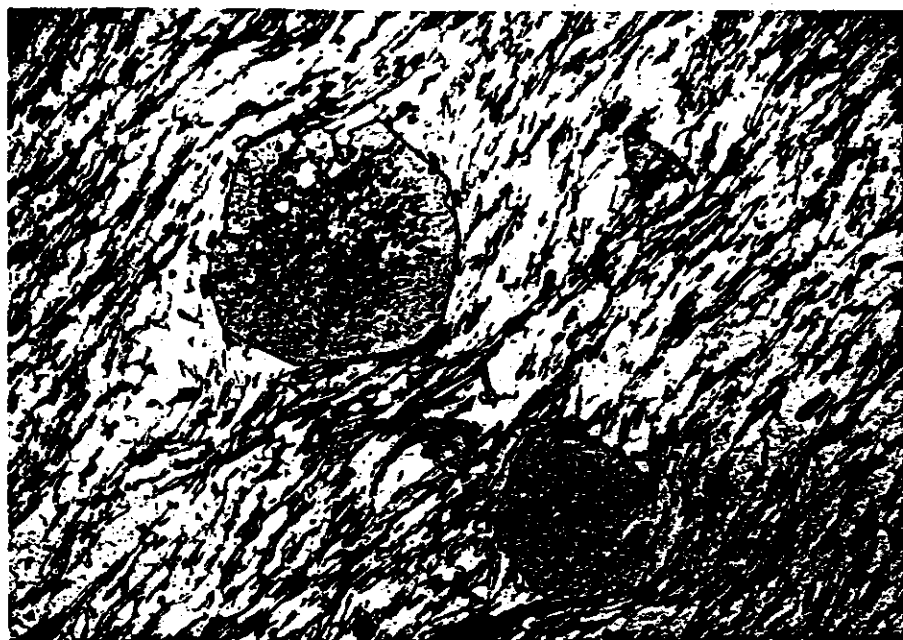


Fig.1.6

Granat med poikiloblastiske inneslutninger mot sentrum av krystallene. Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse. (VR 600-7621, bergart nr.5).

Bergarten er lite tektonisk påvirket, bare stedvis en meget svak bølging av skiferen. I mikromålestokk kan en stedvis observere glidning langs skjærplan i bergarten. Granatene er poikiloblastiske, men er ikke blitt rotert under vekst, noe som kan tyde på at glideplanene er utviklet etter blastesen (se fig.1.6).

Vaddas-skiferen har fra 30-60% kvarts + feltspat. Feltspatinnholdet kan være opptil 20%, oftest en plagioklas, men delvis sericittisert feltspat uten tvillinger opptrer også. Glimmer kan forekomme i relativt beskjedne mengder, men kan også utgjøre opp mot 60-70% av skiferen. Glimmermineralene er både muskovitt og biotitt, oftest mest muskovitt. Poikiloblastiske idiomorfe granater finnes i mengder på opp mot 15%, med inneslutningene konsentrert mot krystallsentrene. Se fig.1.6.

Et typisk aksessorisk mineral i bergarten er turmalin i skittent gressgrønne korn som synes rundete. Videre finner en zirkon som rundete krystaller og små korn som gir haloer i den skittenbrune biotitten. Aksessoriske mineraler er videre: epidot, klinozoisitt og opake mineraler.

At granatene har en markert konsentrasjon av inneslutningene i krystallkjernen (fig.1.6) kan tyde på en begynnende hurtig metamorf vekst, mens den etter hvert har fått tid til å "rense seg opp". Inneslutningene er nesten alltid bare kvarts, mens det rundt granatene er rikelig med glimmer, noe som kan tyde på at Fe, Mg og Al her er gått til granat under metamorfosen, mens den altså ellers er gått til biotitt.

Bergart nr.6: Alfibol- og karbonatholdig glimmerskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563 og L20-563, fra Gæirajavre og til Lilleelvdalen rett øst for Vaddas. Mektigheten er relativt stor ved Gæirajavre, 50-100 m, mens den er tynnere mot nord og vanskelig å finne som den typiske bergarten i Storelvdalen. I Lilleelvdalen derimot er den tydelig utviklet, selv om den her er mindre kalkholdig enn ved Gæirajavre, mer en amfibol-glimmerskifer.

Bergarten har utviklet store, opptil 5 cm lange matt grønne amfibolnåler som synes å være uorientert på lagflatene. Ved Gæirajavre er skiferen knudret med små linser og klyser av karbonat og kvarts. I Lilleelvdalen spalter skiferen derimot i plane heller, gjerne med sølvglinsende flater, hvor på de uorienterte opptil flere cm lange amfibolkrystallene sitter.

Grensen til overliggende bergart, en ren grå finkornet marmor, er skarp, mens den som nevnt er mer diffus mot underliggende Vaddas-skifer. Bergarten kan i Gæiraskaret ha tynne lyse marmorbenker. Noen granater forekommer også. På sørsiden av Lilleelvdalen opptrer det over den virkelige Vaddas-skiferen (nr.5) en marmorbenk på ca. 5 m før en går over i den kalkholdige amfibolglimmerskiferen. I marmorbenken er det ofte grovkornige amfibolittlinser. Det er ikke funnet noen spesiell foldestil i den kalkholdige amfibolglimmerskiferen, men bergarten synes noe "knadd" i Gæiraskaret og ved Gæirajavre.

I tynnslip er amfibolen i bergarten fargeløs til svakt grønnlig farget, i mengde fra 15-45%. Den forekommer i enkle store krystaller og i "buketter". Krystallene er poikiloblastiske, med en markert konsentrasjon av kvarts-inneslutninger mot krystallkjernene. Amfibolkrystallene fra Lilleelvdalen er tydelig postmetamorft dreiet, sett ut fra orientering på inneslutningene (fig.1.7). Krystallene har også "strain shadow tails" med kvarts og karbonat. Amfibolen er sannsynlig en tremolitt-aktinolitt.

Glimmermineralet i bergarten er en svakt brunfarget biotitt med små zirkonkrystaller som gir mørke haloer. Biotitten forekommer vanlig i mengde fra 25 - 35%. En nesten helt fargeløs kloritt opptrer også i små tynne bøyde flak i mengde mindre enn 10%. Det er alltid noe karbonat til stede i små korn og i større krystaller som også er poikiloblastiske. Mengden av karbonat er vanligst fra 10-20%, og er en kalkspat. Kvarts + feltspat forekommer i en mengde på 10-30%. Hovedmengden er kvarts, men en finner alltid noen korn av plagioklas med albitt-tvillinger, eller også noe serisittisert feltspat uten tvillinger. Zoisitt opptrer nokså vanlig i bergarten i

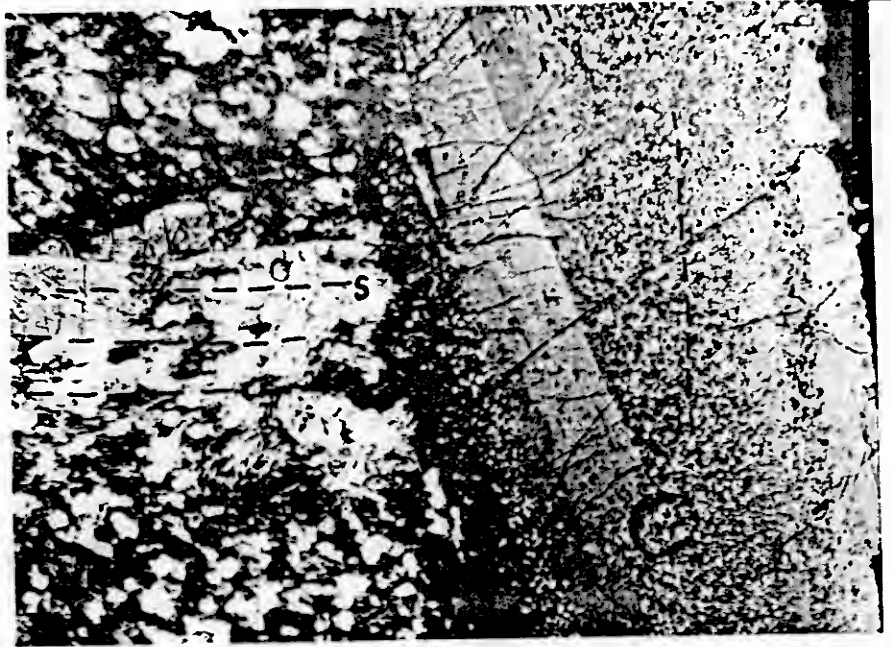


Fig.1.7

Stor amfibolpoikiloblast til høyre bikket i stilling nær vinkelrett på skifriheten som merket til venstre i feltet. Gjennomfallende lys, X nic. 35X forstørrelse. (Va 153, bergart nr.6).



Fig.1.8

Porfyroblastiske zoisittkrystaller i en matriks med glimmer og feltspat. Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse. (516-1202-7201, bergart nr.6).

store poikiloblastiske krystaller, i mengde på opptil 5%. Som de porfyroblastiske amfibolkrystallene viser også zoisitten en konsentrasjon av inneslutninger mot krystallkjernene. Se fig.1.8. Zoisitt forekommer også som små korn i amfibolkrystallene.

Aksessoriske mineraler er rundete zirkonkrystaller, muskovitt, titanitt, epidot, turmalin som er gressgrønn og noen få opake mineralkorn. De idiomorfe krystallene av amfibol og zoisitt i bergarten viser også her konsentrering av inneslutningene mot krystallkjernene. Fra mikroskoperingen kan en også fra dreiningen av krystallene se at bergarten er tektonisk påvirket etter blastesen.

Bergart nr.7: Gæirajavre marmor.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563 og L20-563. Den er fulgt fra Gæirajavre til Lilleelvdalen som den krysser omtrent 300 m øst for brakkene i Vaddas. Enheten er beskjedent i mektighet, vanligst fra 10-20 m. Størst mektighet har den på Luovoskaidde utenfor kartbladet L20-563, hvor den er opp mot 50 m mektig.

Marmoren er vanligst grå av farge, middelkornig til finkornig og temmelig ren. Den er en utmerket ledehorisont i feltet og er fulgt opp meter for meter på hele strekningen Gæirajavre-Vaddas.

Grensen til underliggende bergart kan være en gradvis overgang, mens grensen til overliggende "rustkvartsitt"-enhet er helt skarp. Like over marmoren opptrer en "bladig" grafittisk fyllitt eller mørk grafittisk glimmerskifer, som er svært "knadd".

Marmoren som ofte er utviklet som en grå marmorskifer, er markert tektonisk påvirket. Den er knadd og foldet med plastiske flytefolder. Mikroforkastninger kan være så intenst utviklet at den på m²-store flater kan se ut som en breksje. (F.eks. ved Dypelvhullet ved veien til Rieppe, kart L20-563).

Amfibolittlinser opptrer noen steder i bergarten, men

er ikke typisk. Øst for Rieppe er marmoren grå og ren i øvre nivå, mens den i undre deler er gullig med noe kvarts som får den til å virke sandig. Mellom den gule og grå marmoren er det utviklet en tynn glimmerskiferbenk. Dette er ikke observert ellers i enheten. Sprekkefyllinger av kvarts og også kvartsklyser som mest sannsynlig er metamorfe mobilisater opptrer vanlig i enheten ved Gæirajavre. Marmoren kan være rekrySTALLISERT til store krystaller langs sprekker. Tydelige tegn i mikromålestokk på symmetrisk krystallvekst i åpne sprekker i marmoren er også observert.

Marmoren består vanligvis av 85-95% karbonat, som er fra finkornig til middelkornig. I den reneste marmoren har en i tillegg noen spredte rundete klastiske kvartskorn og noen små orienterte muskovitt-flak. Stedvis er det mer "sandig" tilblending hvor kvarts og feltspat kommer inn i tynne sammenhengende bånd. Avstanden mellom disse kan være meget lik gjennom slipet. Makroskopisk synlig bånding i marmoren skyldes også svakt grafittholdige bånd. Feltspaten er gjerne en plagioklas med tvillinger, hvorav noen som viser tegn til serisittisering.

Aksessorisk opptrer et opakt mineral i kubiske krystaller, sannsynligvis en pyritt. Titanitt, zirkon, kloritt, amfibol og lys brun farget biotitt er også funnet.

Bergart nr.9: "Rustkvartsitt"(med glimmerskifer og grafittskiferlag).

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563 og L20-563, fra Gæiraskaret til Lilleelvdalen ved Vaddas. Mektigheten på enheten øker jevnt fra sør mot nord, fra ca. 30 m ved Gæirajavre til godt over 100 m ved Frokosthaugen.

Grensen mot underliggende marmor er som nevnt skarp. I ligg kommer gjerne først en grafittisk glimmerskifer til henimot en grafittskifer. Oppover i bergartsenheten finner en så til dels rene massive til mer skifrige kvartsittbenker alternerende med glimmerskifer eller fyllittbenker, gjerne tyntspaltende (bladig) og grafittholdige. Skiferen

har også enkelte steder granater. På forvitret overflate er den gjerne rusten, ofte med et typisk gult svovelholdig belegg, sannsynligvis en jarositt, som er vanlig ved forvitring av denne bergartstypen (I.Ramberg, 1967, p.86). I tynne benker kan skifrene være karbonatholdige.

Kvartsittbenkene er oftest meget rene, men kan enkelte steder virke sandige. De kan også holde noe karbonat. Noen korn sulfider i kvartsitten er også typisk, som sammen med rust fra forvitring av grafitt og sulfidholdige fyllittbenker gjerne gir den et rustbelegg. I "rustkvartsitt"-avdelingen forekommer meget vanlig større og mindre amfibolitt-linser og benker, som i noen tilfeller har granater.

Kvartsitten i enheten er stedvis tydelig tektonisert og kan enkelte ganger se ut som en mylonitt. De mørke grafittiske skifre kan også i noen benker virke "knaid". Noe spesielt foldemønster kan ikke observeres i bergarten.

Enheten har størst andel av kvartsittisk bergart i de sørligste deler av feltet. Mot nord i Lilleelvdalen og på Luovosskaidde er derimot det meste av enheten en mørk grafittholdig fyllitt.

Grensen til overliggende bergarter er ganske skarp sør for Rieppeforkastningen, hvor denne er en granatglimmerskifer (nr.10). Nord for Rieppeforkastningen er den overliggende bergart en glimmerskifer (nr.11) og grensen er her mer diffus. Nordover mot Vaddas er også den overliggende glimmerskiferen temmelig mørk, sannsynligvis på grunn av et visst grafittinnhold. Dette gjør at henggrensen er vanskeligere å definere, men den er satt der hvor kvartsittbenkene ikke opptrer lenger.

Kvartsitten i enheten består av 70-85% kvarts. Rundete klastiske kvartskorn kan sees i tynnslip av bergarten. Plagioklas opptrer også delvis som klastiske korn i mengde på 10-20%. Bergarten har opptil 10% glimmer, som vanligst er en muskovitt, men kan også være en svakt farget biotitt.

Som aksessorier forekommer kloritt, titanitt, zirkon, opakt mineral, epidot, karbonat og amfibol. Zirkon og titanittkrystallene er godt rundete.

I den grafittiske glimmerskiferen og fyllitten er det stor variasjon i mineralenes mengdeforhold. Fra 30-50% består

av glimmer som kan være muskovitt og biotitt i forskjellige mengdeforhold. Det kan også opptre så mye som 30% kloritt i bergarten. I biotitt og kloritt har en haloer rundt små korn av zirkon. Kwarts og litt feltspat utgjør fra 30-50% i bergarten. Det er i et slip funnet så mye som ca. 15% zoisitt i poikiloblastiske krystaller. Disse sammen med granater viser tydelige tegn på dreining og spesielt i granatene er det en syntektonisk rotasjon. Roterings av amfibolkrystaller som opptre i karbonatrike deler i enheten er også observert. Ved granatene er muskovitt anrikt på trykkpunktene og kwarts i trykkskyggene. Se fig.1.9. Grafitt og opake mineraler kan opptre i mengde på opptil 10%. Aksessoriske mineraler er titanitt og zirkon.

Amfibolitt-linsene og benkene i enheten er en normal type amfibolitt, med en moderat grønn amfibol, plagioklas og biotitt som hovedmineraler. Zirkoner danner også her vanlige haloer i biotitten som er rødbrun.

Sammenheng mellom bergartene nr.10, 11, 12 og 14.

Bergartene er (granat-)glimmerskifer som veksler i karakter langs strøket. I (granat-)glimmerskiferne opptre en grå marmor (nr.12) som varierer sterkt i mektighet.

En skjematisk framstilling av dette er gitt i nedenforstående figur, fig.1.10. I større detalj går dette også fram av framstillingen av den sedimentære faciesutviklingen på strekningen Gæirajavre-Vaddas i målestokk 1:10 000 (Pl.1.13).

Nederst i enheten har en nord for Rieppeforkastningen en glimmerskifer bare delvis med granater (nr.11). Sør for Rieppeforkastningen er denne skiferen en fet storbladet granatglimmerskifer (nr.10). Marmoren (nr.12) er gjennomgående en ren og grå marmor, med avtakende mektighet mot nord. Den er bare noen få meter i Loftani-profilen, mens den er opp mot 50 m lenger sør (øst for Rieppe). Over marmoren er det nord for Rieppeforkastningen også en glimmerskifer (nr.11). Sør for forkastningen blir også denne glimmerskiferen en granatglimmerskifer (nr.14). Forandringene fra granatglimmerskifer til glimmerskifer må sikkert være sedimentært

Fig.1.9.a.

Dreiet porfyroblast
av amfibol med orien-
terte inneslutninger.
Gjennomfallende lys,
35X forstørrelse.
(Va 145, bergart
nr.9).

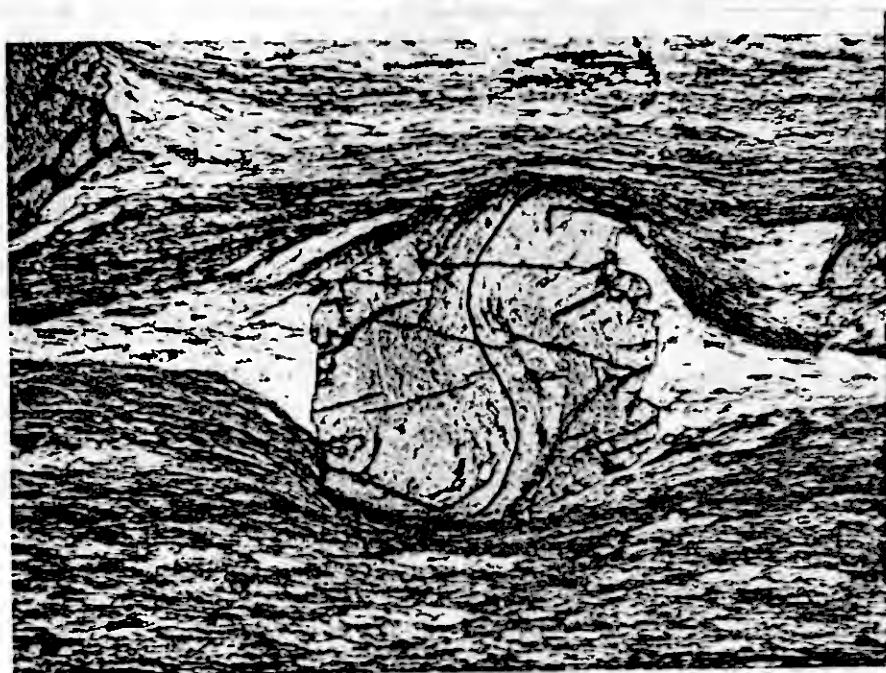
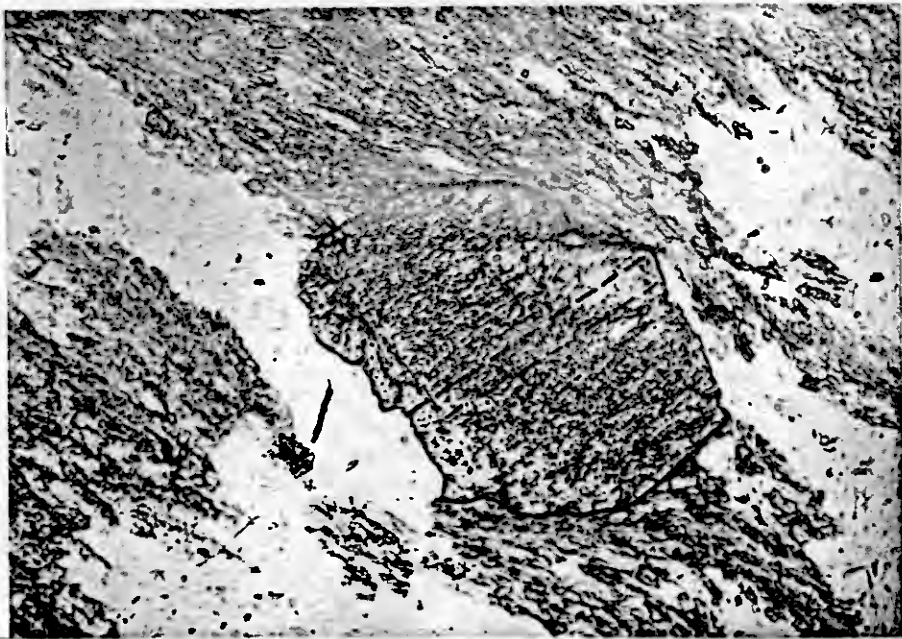
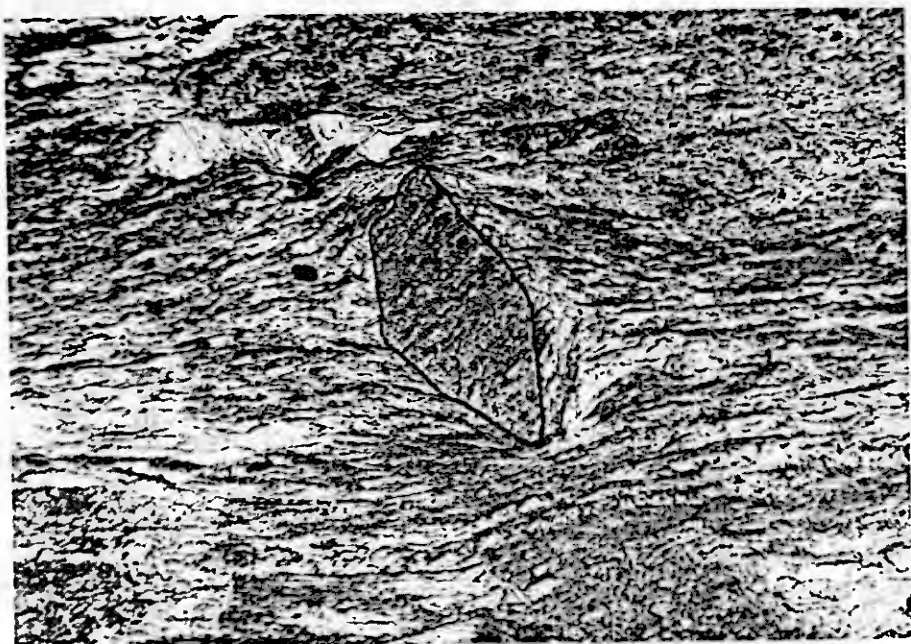


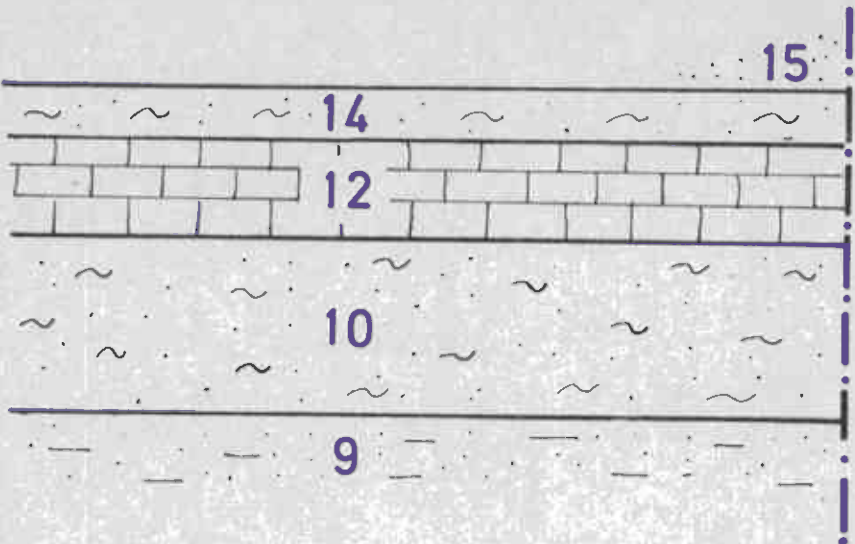
Fig.1.9.b

Syntektonisk granat-
blastese. Inne-
slutningene i granaten
har S-form. I trykk-
skyggende hovedsaklig
kvarts.
Gjennomfallende lys,
35X forstørrelse.
(VR 416-7632, bergart
nr.9).

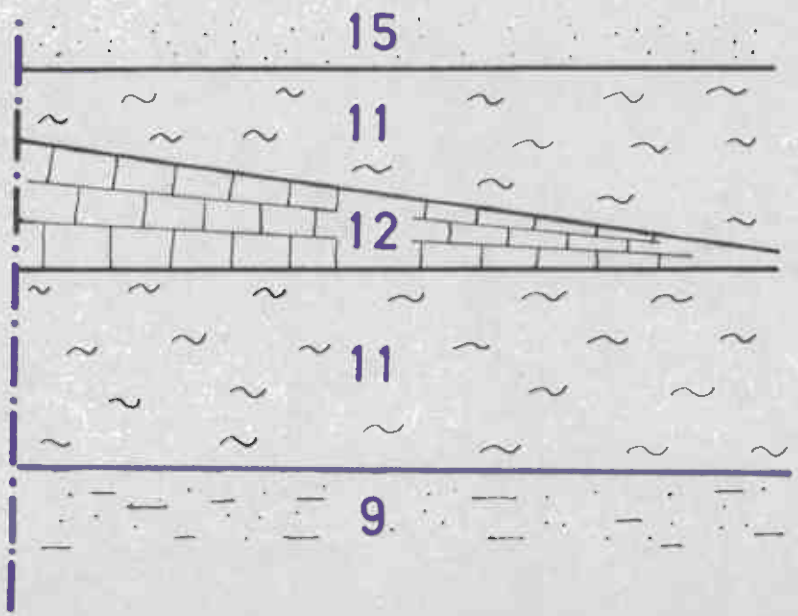
Fig.1.9.c

Dreiet porfyroblast
av zoisitt med
orienterte inne-
slutninger.
Gjennomfallende lys,
88X forstørrelse.
(VR 156-7192,
bergart nr.9).





Rieppe-
forkastningen



Skjematisk framstilling av
sammenheng mellom bergartene
10-14 nord og sør for
Rieppe- forkastningen.

Fig. 1.10

72.

facielt betinget, mens marmoren er typisk i utseende hele veien.

Bergart nr.10: Granatglimmerskifer.

Denne bergarten er bare skilt ut som egen enhet sør for Rieppe-forkastningen og er kartert på kartbladene K20-563 og L18-563. Ligg og henggrensene til bergarten er knivskarpe. Granatglimmerskiferens utseende er noe knudret med glinsende store og lyse glimmerflak med mange rødlige granater, delvis også med amfibolkrystaller og kvartsutsvetninger. Bergarten virker fet og er stedvis klorittisk. Granatglimmerskiferen har benker med granatamfibolitt, og amfibolittlinser kan også forekomme. Granatglimmerskiferen kan delvis være svakt rusten og vise et visst grafittinnhold.

Bergartsteksturen er porfyroblastisk. Porfyroblastene er granat, biotitt, amfibol og staurolitt, som alltid har inneslutninger i større eller mindre mengde. Porfyroblastene, og da medregnet biotitten, viser ut fra orienteringen på inneslutningene tydelige tegn på syn- og post-tektonisk rotasjon (se fig.1.11). Trykkskygger med kvarts opptrer ved krystallene, også ved biotitt-porfyroblastene. Biotitten kan tydelig ses å være dreiet fra de små zirkoninneslutningene med haloer som går i bånd gjennom krystallene, bånd som representerer den primære lagning i sedimentet.

I bergartens finkornige matriks er hovedmineralene muskovitt og kvarts. Grunnmassen utgjør 60-70% av bergarten og 2/3 av denne er vanligst muskovitt, mens bare en liten del er biotitt. Aksessoriske mineraler i grunnmassen er turmalin, titanitt, opakt mineral, kloritt, epidot, zirkon, plagioklas og noen korn apatitt.

Granatporfyroblastene utgjør 5-10% av bergarten. Biotittporfyroblastene utgjør 10-20% av bergarten og biotitt forekommer dessuten som nevnt i små korn i grunnmassen. Biotitten er alltid rødlig brun av farge. Amfibolporfyroblastene er en markert grønn amfibol og utgjør opptil 10% av bergarten. Staurolittporfyroblaster forekommer mindre vanlig og er alltid poikilittiske.

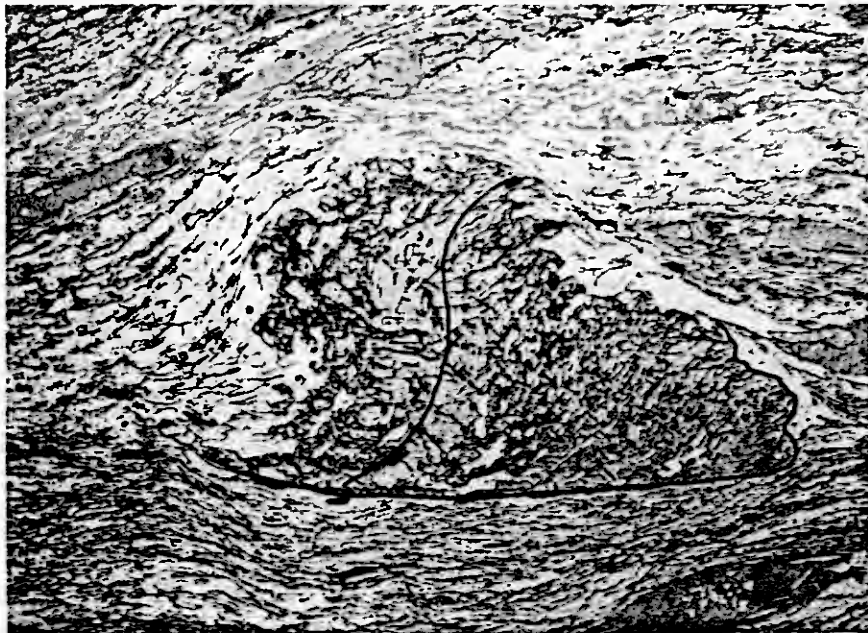


Fig.1.11.a

Syntektonisk blastese av amfibol som viser S-formete inneslutninger. Kvarts i trykkskyggen til venstre.
Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse.
(VR 585-7636, bergart nr.10).



Fig.1.11.b

Porfyroblast av biotitt som er tektonisk dreiet. Spalterissene har en viss vinkel med skifrigheten, mens inneslutningene har en annen orientering.
Gjennomfallende lys, 88X forstørrelse.
(VR 553-7625, bergart nr. 10).

Bergart nr.11: Glimmerskifer.

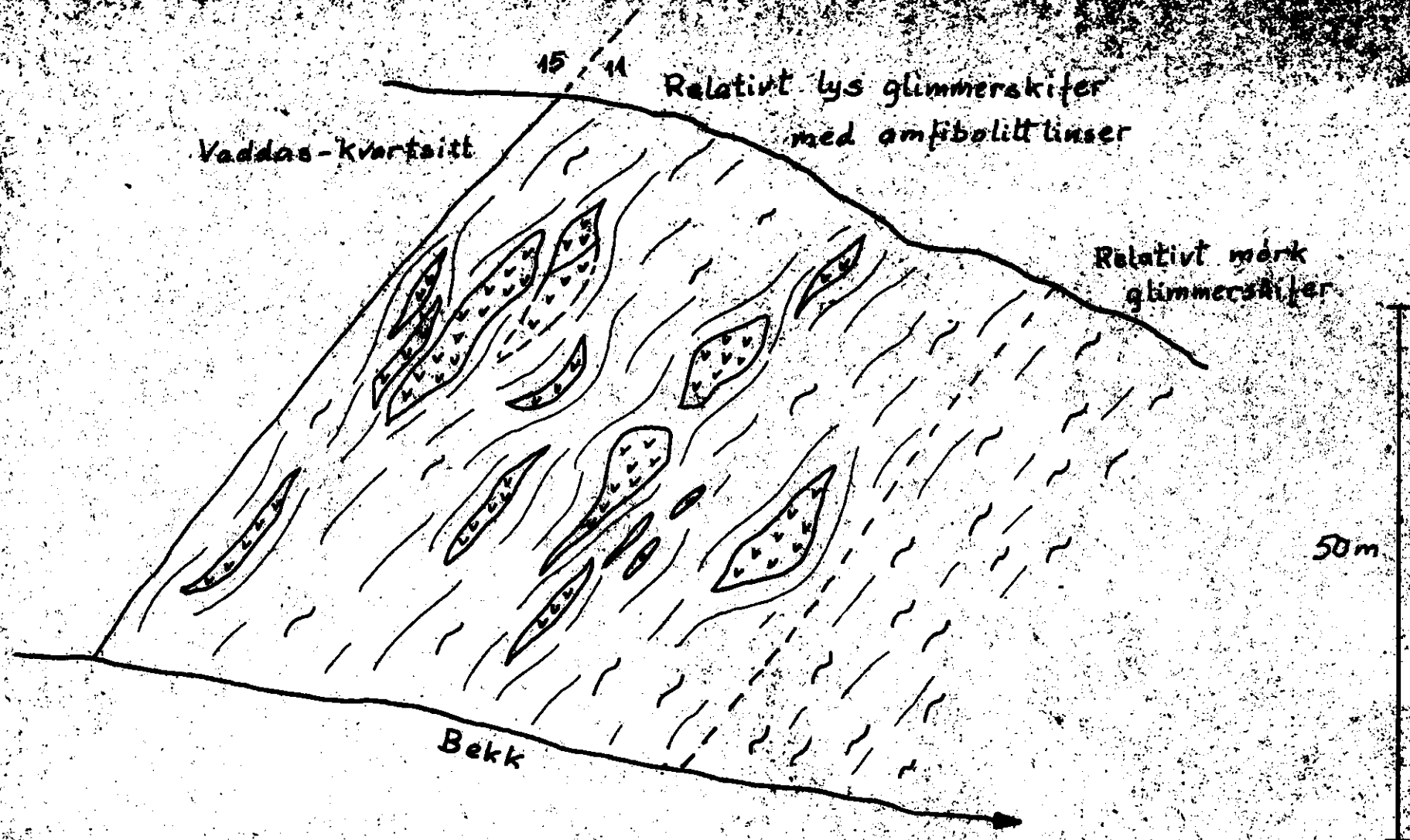
Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene L18-563, L20-563, 05-603, M26-490 og M25-490. Fra Vaddas og mot nordvest er dette den laveste kartlagte enheten og her er oftest bare de øvre deler opp mot Vaddas-kvartsitten (nr.15) blottet. Grensen til den overliggende bergart, Vaddas-kvartsitten (nr.15) er skarp, mens grensen til underliggende rustkvartsittenhet (som før beskrevet) er mer diffus.

Bergartsenheten går sør for Rieppeforkastningen facielt over til granatglimmerskifer (nr.10 og nr.14). Inne i enheten er det nord for Rieppe-forkastningen en ca. 50 m mektig marmor (nr.12) som tynner ut mot nord til bare noen meter ved Frokosthaugen (se fig.1.10). Glimmerskiferen er gjerne tyntspaltende. Nordover mot Vaddas og videre mot nordvest er glimmerskiferen ofte meget mørk, fordi varierende mengder grafitt inngår. Den er da ofte rusten og et synlig gult belegg (jarositt) på overflaten fra forvitring av små kiskorn er vanlig. Glimmerskiferen har ofte noen få mørke granater. Benker med virkelig granatglimmerskifer forekommer også i enheten. Store (2-3 cm) slanke amfibolnåler opptrer enkelte steder uorientert på lagflatene.

Det er i hele enheten vanlig med grovkornige eller finkornige amfibolittlinser. Spesielt synes disse å forekomme i stor mengde mot toppen av enheten (mot Vaddas-kvartsitten). Spesielt er dette tilfelle ved elven fra Luovtatvagge, hvor en i elvejuvet har et utmerket snitt. Dette er framstilt på skissen på fig.1.12. Regelmessige finkornige amfibolittbenker opptrer også i enheten.

Marmoren (nr.12) er den mektigste av 3-4 marmorbenker i enheten. Disse kan være opptil 5 m mektige, for så å avta i mektighet langs strøket, og i fortsettelsen gå over til kalkholdige glimmerskifer. Marmorbenkene kan best observeres i enheten mellom Vaddas og Rieppeforkastningen hvor glimmerskiferen er mest blottet. Nordvest for Vaddas hvor enheten er lite blottet er ikke marmorbenker eksponert.

Glimmerskiferenheten viser ingen markert foldestil på strekningen Vaddas-Rieppe. Nordvest for Vaddas kan en derimot



Juv ved bekk fra Luovtatvægge - kort L20-563.

Sett mot nord.

Fig. 118

24

flere steder observere en småfoldning og til sine steder tydelig utviklet lineasjon med flatt fallende akse mot nordvest.

I glimmerskiferen er kvarts det mineral som opptrer i størst mengde, men innholdet varierer mellom de anslåtte %-verdier 20 og 65. Kvartsen viser undulerende utslukning, ofte med en finkornig mosaikk-tekstur. Feltspat, vanligvis en plagioklas, forekommer i mengder fra et par prosent og opp til 15%. Plagioklasen viser ofte tegn på begynnende serisittisering.

Glimmermineralene i bergarten er biotitt og muskovitt, hvor en rødlig brun biotitt dominerer. Biotittmengden varierer mellom 15 og 40%, og hoveddelen av dette er biotitt som porfyroblaster. Krystallene kan være dreiet og tverrbiotitt forekommer ofte. Ved mikrofoldning av bergarten opptrer de porfyroblastiske biotittflak som stive plater og flak. Finkornet kvarts, biotitt, muskovitt og klorittmatriks er foldet intenst mellom og rundt disse (Fig.1.13). Mengden av muskovitt i glimmerskiferen varierer fra meget små mengder og ekstremt opp til 30%. Mineralet er alltid finkornig.

Utenom dette finner en temmelig ofte små mengder kloritt (opptil 10%) og karbonat i bergarten. Poikiloblastisk granat og også i noen få tilfeller poikiloblastisk amfibol forekommer. Porfyroblastene viser at de har vært utsatt for dreining under blastesen. Trykkskygger ved krystallene hvor mobilisert kvarts sitter, er vanlig både ved granat, amfibol og biotitt.

Et vanlig opptredende aksessorisk mineral i bergarten er en skittengrønn turmalin, gjerne i små sonerte krystaller. Videre forekommer zirkon som gir markerte radioaktive haloer i biotitten. Det er også i noen slip funnet betydelige mengder grafitt. Aksessoriske mineraler i tillegg til dette er: epidot-klinozoisitt, opakt mineral, titanitt og apatitt.

Amfibolittlinsene er en relativt normal amfibolitt som nevnt med noe vekslende kornstørrelse. Mineralinnholdet kan være ca. 50% grønn euhedral amfibol, noe plagioklas, litt kvarts og mindre deler kloritt, karbonat og opakt mineral. Zirkon og apatitt er vanlige aksessorier.



Fig.1.13

Mikrofoldet glimmerskifer med biotitt-
porfyroblaster (B).
Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse.
(VR 403-7719, bergart nr.11).



Fig.1.14

Porfyroblastisk zoisitt i marmor. Zoisittens
inneslutninger viser en foldning. Marmoren
er fullstendig rekrystallisert. Gjennom-
fallende lys, 35X forstørrelse.
(VR 554-7731, bergart nr.12).

Bergart nr.12: Grå marmor.

Den grå marmoren er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563 og L20-563. Bergarten er omgitt av glimmerskifer eventuelt granatglimmerskifer. Grensene til de omgivende bergarter er vanligvis skarpe, men ved øvre grense kan en ha en tynn overgangssone med sterkt kalkholdig garbenskifer. Marmoren er bare noen få meter ved Frokosthaugen for så å øke hurtig mot sør og like nord for Rieppeforkastningen er den omkring 50 m. Sør for Rieppeforkastningen er mektigheten temmelig konstant varierende omkring 20 m.

Vanligst er marmoren middelkornig og grå, fra skifrig til massiv. Den er oftest en meget ren karbonatbergart, men også med silikatholdige bånd. Mørk grafittførende marmor forekommer også i noen nivå. Bergarten har enkelte ganger lysere gullige bånd som oftest forekommer mot liggen i enheten.

Et typisk trekk for denne grå marmoren er at det alltid i større eller mindre mengde opptrer mørke cm-lange listeformede krystaller av zoisitt (Bestemt ved mikroskopering og supplerende røntgendiffraktogram). Marmoren har spesielt mot hengen amfibolittlinser av en grovkornig type. Et sted er det funnet at amfibolittlinsene er en $\frac{1}{2}$ m tykk boudinert amfibolittbenk. Marmoren er tilsynelatende relativt lite tektonisk påvirket, men enkelte steder kan den imidlertid være foldet og knadd, og det kan da ha skjedd en rekrystallisering til mer grovkornige klyser og ganger.

Marmoren består av 80-90% karbonat, en kalkspat. Den viser i tynnslip tegn til bånding, delvis med forskjell i kornstørrelse og delvis på grunn av at silikat-mineralene er anrikt i bånd. Ved et par tilfeller kan en tydelig se at finkornige kvartskorn opptrer i rytmisk bånding i bergarten. Kwarts, muskovitt og zoisitt er de andre "hoved-mineralene" i marmoren. De forekommer i gjennomsnitt i omtrent like stor mengde. Kwarts og muskovitt er alltid finkornet, og muskovittflakene er orientert langs skifriheten som er den samme som lagdelingen. Som tidligere nevnt, er zoisitt et typisk mineral for enheten. Krystallene er sorte

sannsynligvis på grunn av et visst grafittinnhold, og opptrer som porfyroblaster pepret med inneslutninger av karbonatkorn som er orientert som bånd i krystallene (se fig.1.14). Porfyroblastene viser postmetamorf dreining med trykkskygger ved krystallene. Aksessoriske mineraler i marmoren er grafitt, opakt mineral og epidot.

Bergart nr.14: Granatglimmerskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563 og L18-563. Mot nord går denne bergart facielt over i en glimmerskifer, bare med noen få granater (se fig. 1.10). Grensene til omliggende bergarter er skarpe. Mektigheten er relativt liten, fra litt mindre enn 10 m ved Rieppe til opp mot 20 m ved Gæirajavre etter en jevn mektighetsøkning mot sørvest.

Granatglimmerskiferen som dominerer i enheten, har ofte amfibolittnåler og er delvis klorittisk. Den virker knudret med store skinnende glimmerflak og med rødlige granater. Amfibolittlinser og benker opptrer meget vanlig Dette er som nevnt også typisk for de øvre nivå av glimmerskiferen nord for Rieppe-forkastningen (Se skisse på fig.1.12 av bergart nr.11). Granatglimmerskiferen kan stedvis være mørk på grunn av et visst grafittinnhold og den er da oftest også rusten fra forvitring av små magnetkiskorn. Sulfidkornene forekommer der hvor skiferen fører noe grafitt.

Granatglimmerskiferen har en porfyroblastisk tekstur. Porfyroblastene i bergarten er granat, biotitt, zoisitt eller staurolitt. Hovedmineralene i bergarten er imidlertid kvarts og glimmer. Kvartsen utgjør den finkornige matriks i bergarten. Den forekommer i en mengde på 30-40% og har undulerende utslukning. Det vanligste glimmermineralet er muskovitt i mengder på opptil 40%. Mineralet opptrer alltid som finkornige flak. Biotitt forekommer i mengder på opptil 15%, som finkornig matriks og som porfyroblaster. I en prøve som har opp mot 30% kloritt er biotitten klorittisert, noe som sees ved en bred randsone av svakt grønn farget kloritt.

Granat er alltid til stede i bergarten i mengder på omkring 10%. Den er poikiloblastisk med inneslutninger konsentrert mot de sentrale deler i krystallen. Randsonen er oftest ren, som vist i fig.1.15. Poikiloblastisk zoisitt er et sted funnet i mengde på omkring 20%. Også dette mineral har en markert konsentrasjon av inneslutningene mot de sentrale deler av krystallene, mens randsonen er relativt ren. Se fig.1.15. Inneslutningene i granaten er vesentlig kvarts, mens de i zoisitt kan være en svak grønn amfibol, epidot, karbonat og kvarts. I en prøve forekommer amfibolen utelukkende som inneslutninger i zoisitt. Teksturen i granat og zoisitt kan tolkes slik at det først har vært hurtig krystallvekst. Senere har veksthastigheten avtatt og det har vært mulig for mineralet å "rense seg opp" etter hvert.

Staturolitt forekommer relativt sjelden og er alltid poikilittisk. Litt feltspat som er en noe serisittisert plagioklas er derimot vanlig i bergarten. Aksessoriske mineraler i bergarten er titanitt, en skittengrønn turmalin, karbonat, zirkon, epidot, opake mineraler, samt litt grafitt.

Sammenheng mellom bergartene nr.15, 16, 17, 18 og 19.

Vaddaskvartsitten (nr.15) går sør for Rieppe over til å bli en tynn benk, inkludert i bergart nr.17, som er en lys marmorserie og som kun er kartlagt fra Jiekkejokka og mot sørvest. Den omfatter bergartene nr.15, 16, 18 og 19, hvorav bergartene nr.16 og 19 dominerer. Inndelingen og nummereringen er gjort delvis av praktiske hensyn. Det blir uoversiktlig på det geologiske kartet i den sørlige delen av det kartlagte område å skille ut alle enhetene (15, 16, 18 og 19). Mot nord er derimot mektighetene så store at det er viktig å klarlegge facies-utviklingen av de forskjellige bergartene.

Sammenhengen mellom enhetene er framstilt skjematisk i skissen på fig.1.16. I større detalj går dette også fram av plansjene over den sedimentære facies-utvikling på strekningen Geirajavre-Vaddas i målestokk 1:10 000 (Pl.1.13).

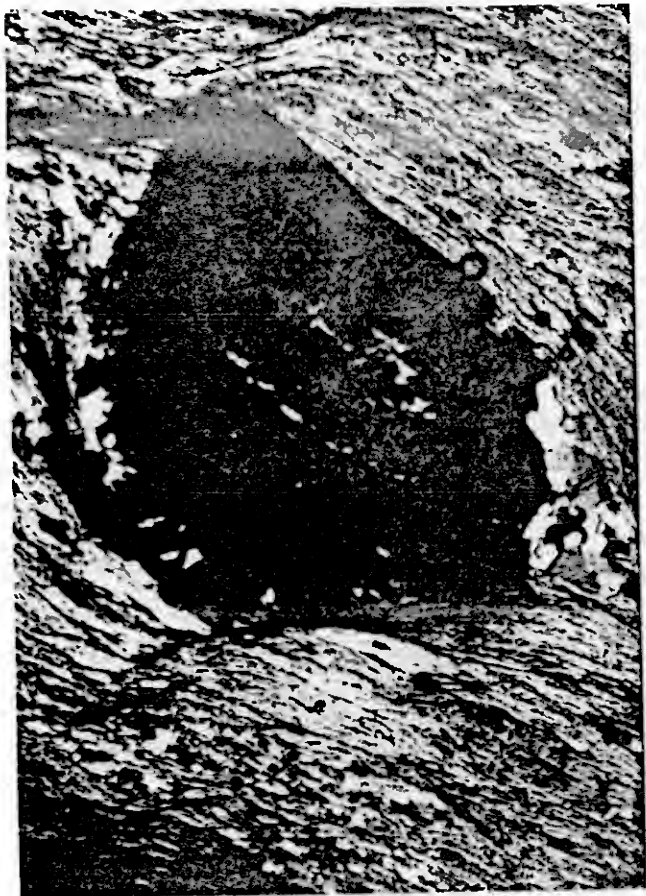


Fig.1.15.a

Orienterede inneslutninger i de sentrale deler av granat. Gjennomfallende lys, X nic., 35X forstørrelse. (VR 555-7719, bergart nr.14)

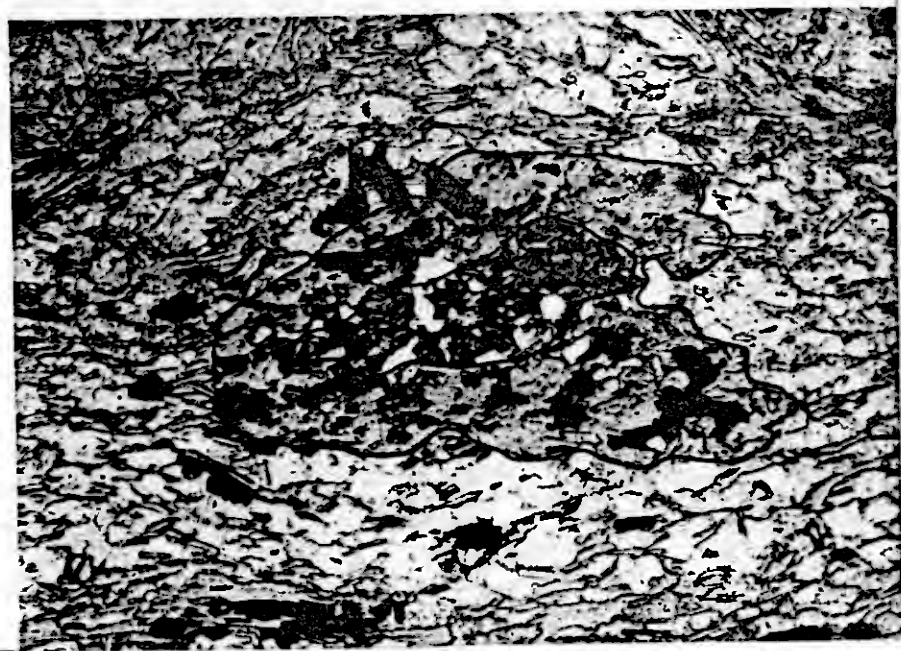
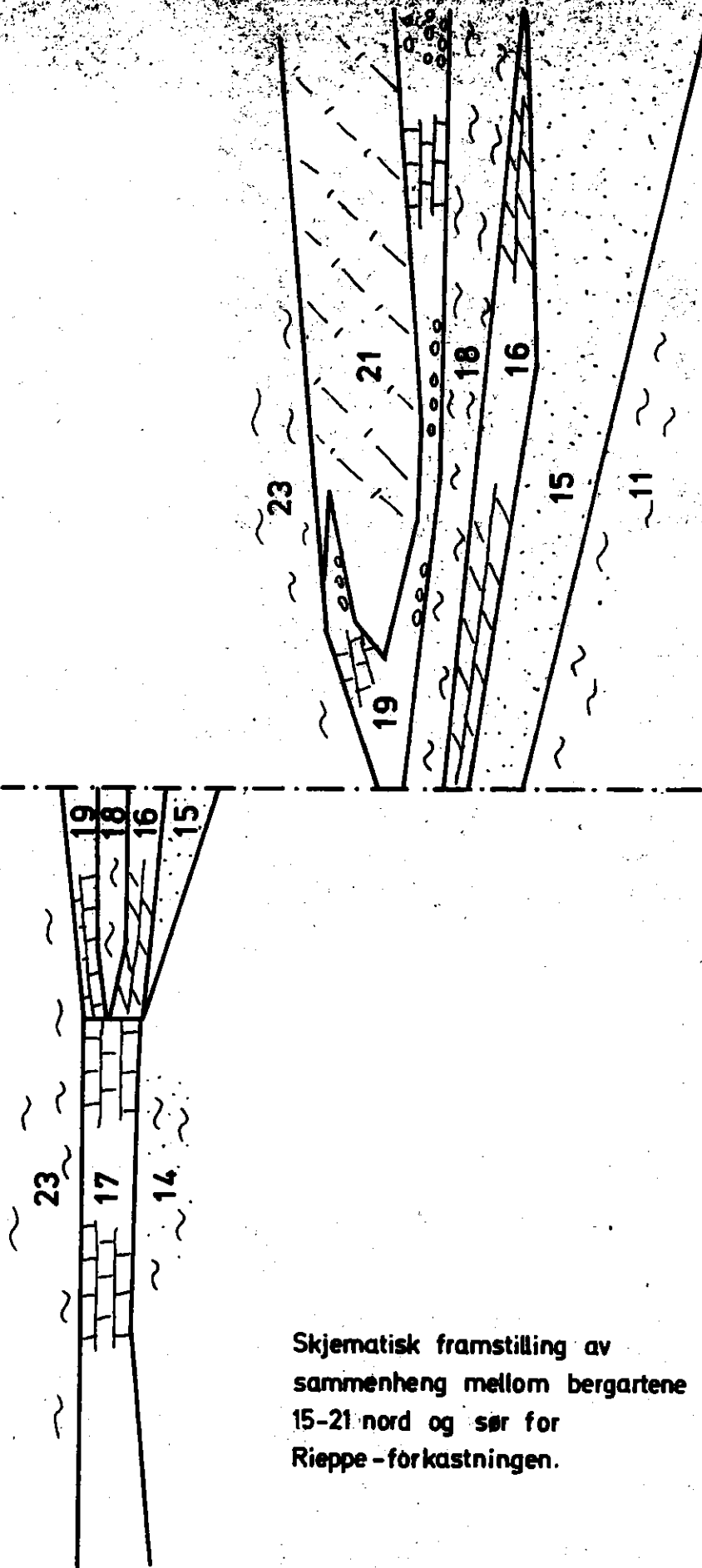


Fig.1.15.b

Zoisittporfyroblast med mest inneslutninger i kjernen, her av amfibol. Gjennomfallende lys, 56X forstørrelse. (VR 587-7742, bergart nr.14).

Rieppe-
forkastningen



Skjematisk framstilling av
sammenheng mellom bergartene
15-21 nord og sør for
Rieppe -forkastningen.

Fig. 1.16

J.L.

Bergart nr.15: Vaddas-kvartsitt.

Vaddas-kvartsitten er kartert i området dekket av kartbladene L18-563, L20-563, 05-603, M26-490 og M25-490. Bergartens mektighet er størst i Boatkavarre-området i nordvest, men den avtar temmelig fort mot sørøst og sør henimot Rieppe. Mektigheten på Boatkavarre og i Skardalen er ca. 500 m, men her utgjør imidlertid gneisgranitten (nr.30), som er utviklet i de lavere nivå av enheten, en del av mektigheten. Ved Vaddas er tykkelsen på bergartsenheten ca. 200 m, mens den bare er ca. 75 m ved Rieppe. Vaddaskvartsitten kiler omtrent helt ut ved Jiekkejokka og den er ikke skilt ut som egen enhet fra dette punkt og mot SSV, fordi mektigheten hele tiden er mindre enn 5 m. Vaddas-kvartsitten er da i den sørligste delen av feltet inkludert i bergart nr.17, i ligg av denne enheten (se fig. 1.16).

Vaddas-kvartsitten er en helt lys, massiv kvartsitt. I ren kvartsitt kan det bare i sjeldne tilfeller ses noen form for bånding. Bergarten virker flere steder sandig, da spesielt mot nordvest hvor mektigheten er størst. Andre steder, som ved Loftani, er kvartsitten glassaktig og virker svært ren. Kvartsitten kan i enkelte nivå være en kvartsittskifer. Der hvor kvartsitten er sandig, kan den i enkelte tilfeller ha noe karbonat. Dette er ofte tilfelle mot heng av enheten mellom Vaddas og Rieppe.

I Vaddas-kvartsitten opptrer det benker av glimmerskifer, noen ganger med granater. Garbenskifer og svakt amfibolholdig glimmerskifer er også funnet. I området Heindalen-Skardalen forekommer glimmerskiferbenker med maksimale mektigheter på 20-30 meter. Ofte er det også amfibolittbenker i kvartsitten, som noen ganger opptrer sammen med glimmerskiferbenker. Amfibolittbenker forekommer svært hyppig ved utløpet av Heindalen. Rundt amfibolitt- og glimmerskiferbenkene er kvartsitten alltid noe uren, f.eks. med litt karbonat og større eller mindre mengde glimmer (muskovitt).

Amfibolittlinser, fra grovkornige til middelkornige, forekommer også i enheten. De kan f.eks. være 5 m tykk og 10-15 m lang. I utløpet av Heindalen opptrer det spesielt ofte amfibolittlinser omtrent midt i bergartsenheten.

Grensene til omgivende bergarter er fra Vaddas og sør-
over skarpe. Fra Vaddas og nordvestover er henggrensen
skarp, mens ligg-grensen mer er en gradvis overgang fra
kvartsitt-kvartsglimmerskifer til glimmer-skifer (nr.11).

Vaddas-kvartsitten er et par steder funnet å være
sterkt tektonisk påvirket, ved at den kan være intenst
oppsprukket eller breksiert. Se fig.1.17. Dette er
spesielt ned mot ligg av enheten mellom Vaddas og Rieppe.
Foldning kan ikke observeres unntatt helt mot sør hvor en
har mindre isoklinale folder med flat akse langs strøket.

Den massive Vaddas-kvartsitten har mellom 80 og 95%
kvarts. Denne er finkornig og rekrystallisert, uten tegn
til klastiske kvartskorn. De øvrige mineraler i bergarten
er hovedsaklig feltspat og muskovitt. Av feltspaten er det
meste plagioklas, mens mikroklin også er vanlig. Aksessoriske
mineraler er titanitt, biotitt, epidot og opakt mineral som
sannsynlig er pyritt ut fra den kubiske krystallform. Der
hvor Vaddas-kvartsitten i benker er skifrig, skyldes dette
et muskovittinnhold i mengder på opptil 50-60%. Kvartsitt-
skiferen kan også være karbonatførende. Massiv karbonat-
førende kvartsitt uten muskovitt er også funnet i enheten.

Tynnslip etter Th.Vogt av Vaddas-kvartsitt fra
Bjørnskarfjellet og Kvænangsfjellet viser at den her fører
en god del feltspat, plagioklas og mikroklin. Dette kan
være i mengder på opptil 40%.

Amfibolittlinsene i Vaddas-kvartsitten er av vanlig
type med f.eks. 70% poikilittisk svakt grønn hornblende,
20% serisittisert plagioklas, litt zoisitt og litt kvarts.
Aksessorier er karbonat, epidot, titanitt og opakt mineral.

Bergart nr.16: Marmor, kalkskifer og kalkglimmerskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene
L18-563, L20-563 og 05-603. Bergarten er skilt ut som egen
enhet fra Rieppe og nordover til like nordvest for Vaddas
hvor den blir tynnere etter hvert og kiler til sist helt ut.
Sør for Rieppe-forkastningen forandres bergart nr.16 til en
lysere kalkbergart, og er fra Jiekkajokka og videre sørover

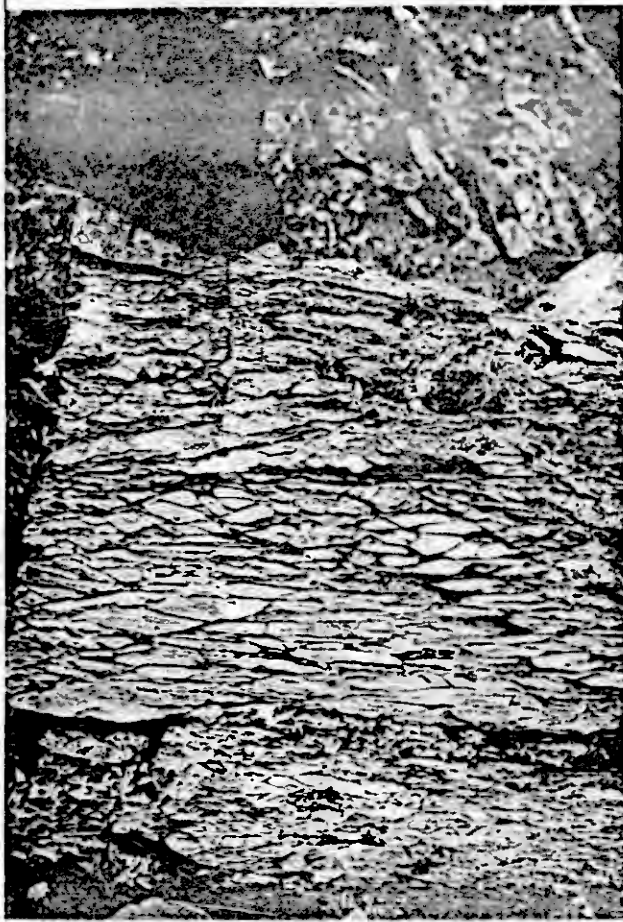


Fig. 1.17

Sterkt tektonisk påvirket
Vaddas-kvartsitt.
Nedenfor Grytlia mot
Storelva.
(Bergart nr.15).

Fig.1.20

Gradert konglomerat like over
Vaddas-kvartsitten. Konglome-
ratet er her (på aksla mellom
Gressdal og Oksfjorddalen)
betydelig forskifret.
(Bergart nr.18).



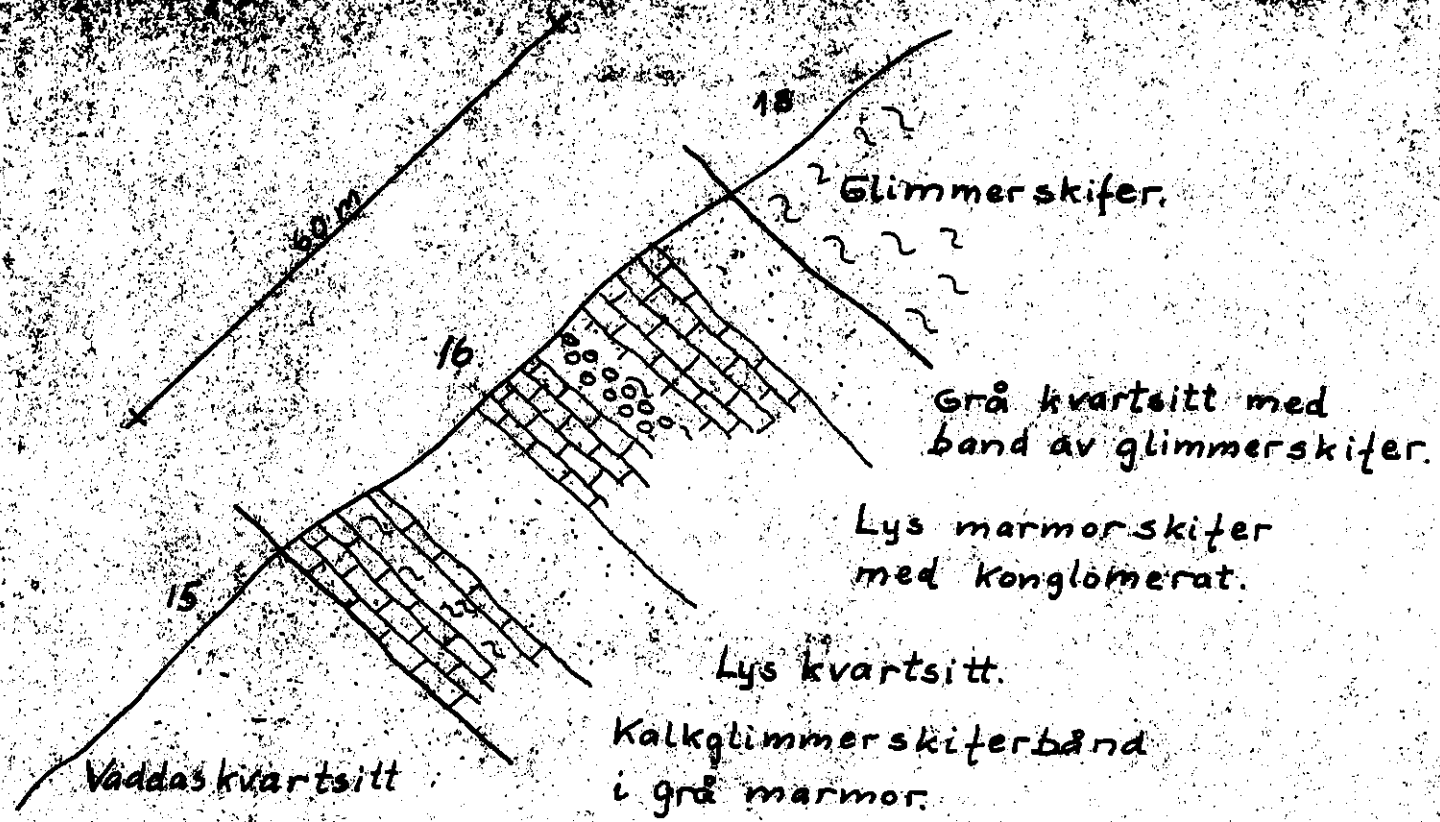
inkludert i den lyse marmoravdeling (nr.17). Dette er skissert i fig.1.16.

Mektigheten på enheten (nr.16) er størst ved Loftani, hvor den er opp mot 100 m. Den avtar mot sør til 20-30 m ved Rieppe. Hovedbergartene i enheten er kalkfyllitt og relativt ren grå marmor til mer gule sandige kalkbergarter. Men enheten omfatter også andre bergartstyper, som kalkglimmerskifer, kvartsittisk glimmerskifer og massiv kvartsitt. Stykkevis langs strøket kan de forskjellige bergartene følges i bestemte nivåer i enheten, men variasjonen i mektighetene kan være stor. En detaljskisse av bergartsenheten like sør for Vaddas, er satt opp i fig.1.18.

På grensen ned mot Vaddas-kvartsitten er det like sør for Loftani utviklet et kalkholdig konglomerat hvor bollestørrelsen avtar oppover. Mektigheten på dette er 3-4 m. Det er også som fig.1.18 viser, funnet et konglomerat i et høyere nivå i enheten. Konglomerat-matriksen er i begge tilfeller karbonatisk. Sørøver mot Rieppe kan enheten delvis utgjøres av en gul/grå sandig kalkbergart med kvartsklyser som stedvis kan ligne konglomeratboller, men som sannsynligvis er et resultat av "utsvetninger" ved metamorfosen.

Ut fra graderingen av bollestørrelsen i konglomeratet, like sør for Loftani, med de største boller nederst og avtakende størrelse oppover, kan det slutes at enheten ligger riktig veg i lagpakken. Grensene til omgivende bergarter er skarp mot ligg og delvis også mot heng. Den er gradvis mot heng der hvor bergarten (nr.16) går fra en kalkglimmerskifer til en glimmerskifer (nr.18). I den karbonatrike enheten (nr.16) opptrer det bare i noen få tilfeller amfibolitt-linser, sjeldnere enn i de underliggende enheter.

Den mest vanlige kalkfyllittiske bergarten er undersøkt med tynnslipmikroskopering. Karbonatinnholdet er her fra 40 til 75%. Resten av hovedmineralene er kvarts og muskovitt i sterkt varierende mengde. Det er vanlig med en alternerende mineralbånding, som faller sammen med



Profil av bergart no 16 Like sør for Vaddas.
 Snittet sett mot S

Fig. 1.13

U

skifriheten. Muskovittflakene er også orientert parallelt med disse mineralbånd. Bergarten er finkornig, men karbonatet har gjennomgående større korn enn kvartsen.

Aksessoriske mineraler i bergarten er plagioklas, titanitt, biotitt, epidot, turmalin og opakt mineral.

Bergart nr.17: Lys marmorserie.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563 og L18-563. En skjematisk framstilling av sammenhengen mellom bergartene 15, 16, 17, 18 og 19 er satt opp i fig.1.16. Mektigheten på den lyse marmorserien er 30-40 m ved Jiekkejokka, som er det nordligste sted hvor den er kartlagt. Enheten tiltar i mektighet mot sør og sørvest til 70-80 m ved Gæirajavre. Grensene til de omgivende bergarter er veldefinerte.

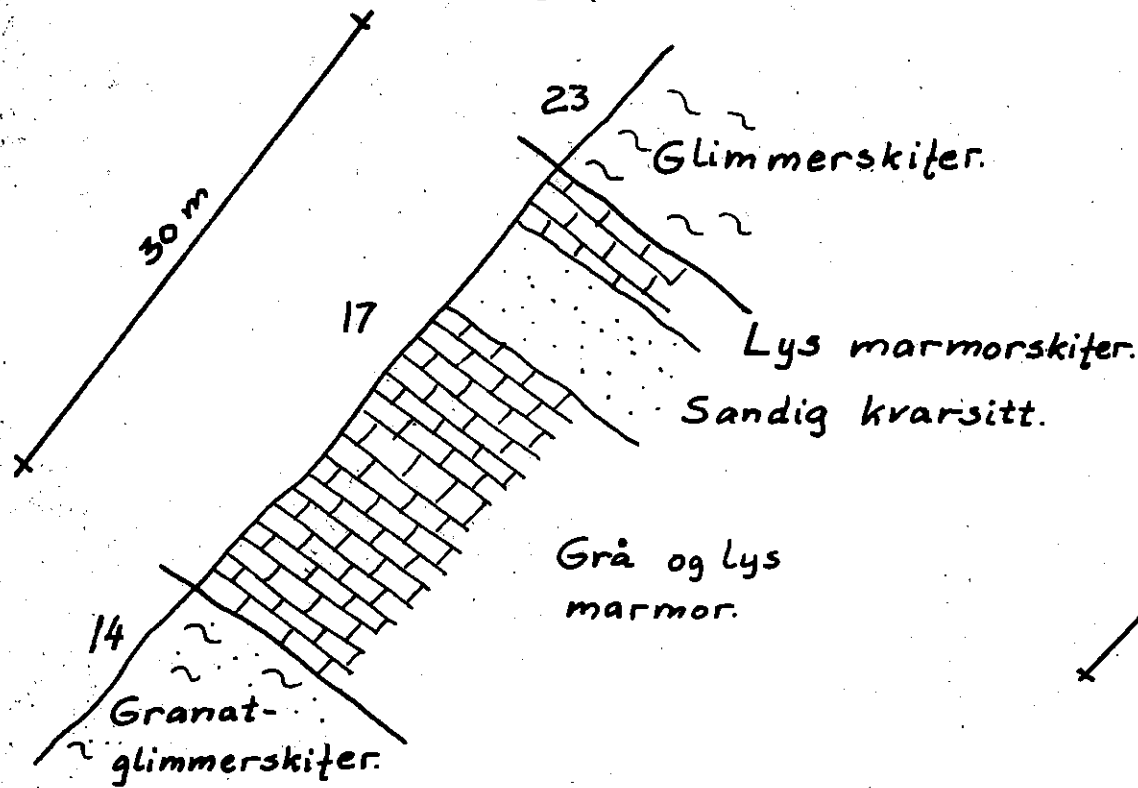
Den lyse marmoravdelingen består hovedsaklig av lys gul og grå marmor og marmorskifer. Ofte har den metamorft mobiliserte klyser og linser av kvarts som står opp på forvitret overflate, slik at bergarten virker knudret og synes som et slags pseudokonglomerat. Også en viss bånding med silikatholdige skikt i bergarten gir relieff ved forvitringen.

Utenom denne kalkbergarten har enheten også benker av glimmerskifer, kalkglimmerskifer og mer eller mindre kalkholdig kvartsitt. Dette er vist på fig.1.19 med to typiske profilskisser av enheten. Ved Jiekkejokka er det dessuten funnet et konglomerat med virkelig oligomikt bollemateriale av ertestørrelse. Dette er i de øvre deler av enheten og tilsvarer sannsynligvis kalk-konglomeratet i bergartsenhet nr.19.

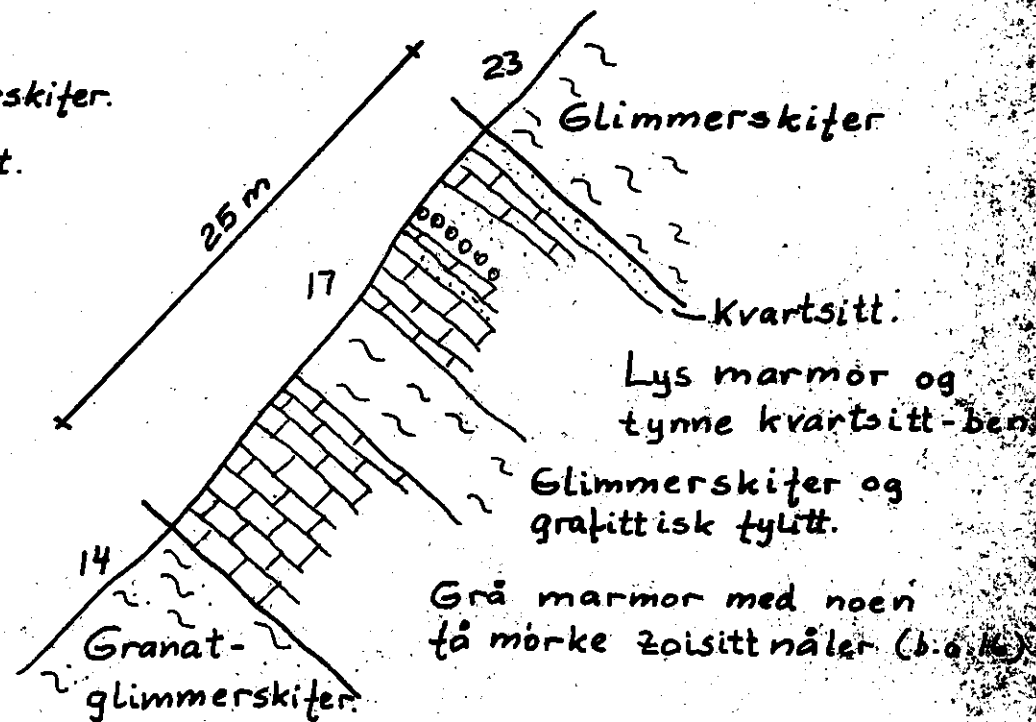
Kalkbergarten kan være småfoldet med flat akse mot nord og NNØ. I kalkbergarten kan en finne boudinerte tynne amfibolitt-benker (mindre enn $\frac{1}{2}$ m). Grovkornige amfibolittlinser er også funnet et par steder.

Tynnslip av den typiske kalkbergarten viser 60-80% karbonat og silikatmineralene kvarts, muskovitt og i mindre mengde biotitt. Aksessoriske mineraler er plagioklas,

Profil ved sørenden av
Lankajavre.



Profil ved Fiekkajokka.



Detaljprofil av bergart no. 17.
Snitt sett mot S.

titanitt, opakt mineral, epidot og turmalin.

En kalkholdig finkornig kvartsitt viser ca. 80% kvarts, 10% karbonat, litt muskovitt og noen korn plagioklas. Aksessoriske mineraler er opakt mineral, titanitt og epidot.

Bergart nr.18: Glimmerskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene L18-563, L20-563, 05-603, M26-490 og M25-490. En skjematisk framstilling av sammenhengen mellom bergartene 15, 16, 17, 18 og 19 er satt opp i fig.1.16. Ved Rieppe har bergarten liten mektighet og videre mot sør inkluderes den i bergart 17. Fra Rieppe og noedover øker mektigheten til den ved Vaddas er 80-90 m, og tiltar videre jamt mot NNV til den ved Doaresgaissa er omtrent 150 m.

Glimmerskiferen viser store variasjoner i utseende, fra mørk og tett til mer skifrig og lys. Bergarten er ofte en kalkholdig glimmerskifer. Typisk er dette fra Gressdalen og nordvestover mot Doaresgaissa hvor den øvre delen er en kalkglimmerskifer. Denne kalkrike skiferen er skilt ut helt vest i Skardalen og mot Sagjemgaissajavre. Opptil metertykke benker av marmor og kvartsitt forekommer også i glimmerskiferenheten.

Glimmerskiferen har gjerne noen granater og i lag kan den være en granatglimmerskifer. Dette gjelder spesielt i de nordvestlige deler av området hvor de lavere deler av enheten utgjøres av en lys granatglimmerskifer. En sjelden gang opptrer amfibolittlinser, og et par steder er det funnet en klorittholdig glimmerskifer. Amfibolholdig glimmerskifer, tilnærmet en garbenskifer forekommer også som tynne benker.

Helt i ligg av enheten, like over Vaddas-kvartsitten (nr.15), fra øst for Gressdalens munning til øst for Sagjemgaissa er det utviklet et konglomerat. Dette er et gradert konglomerat med store boller på opptil 30 cm nederst, og så med jevn overgang til mindre og mer spredte boller oppover i enheten (se fig.1.20).[†] Mektigheten på konglomeratet

[†] etter side 1.24

er på aksla like øst for Gressdalen 3-4 m, mens det ved utløpet av Heindalen er opp mot 10 m. Matriksen mellom bollene, som vesentlig består av kvartsittisk gneis, er en glimmerskifer. Konglomeratet viser med sin gradering at bergartene ligger den riktige veien. Midt inne i glimmerskiferen, mellom Frokosthaugen og Luovtatvagge, opptrer også et konglomerat utviklet i en tynn marmorbenk.

Hovedmineralet i bergarten er kvarts i mengder på 20-80%, med et gjennomsnitt på omkring 40%.

Videre er biotitt et hovedmineral, vanlig i mengde på 15-30%. Muskovitt er også meget vanlig i bergarten i mengder på 10-20% (0-50%). Glimmerskiferen har oftest en del karbonat, fra aksessoriske mengder og opp til 25%. Mineralbånding er vanlig i mikromålestokk, og alternerer mellom kvarts, glimmer og karbonatbånd.

Granat, biotitt, amfibol (sjelden) og staurolitt (ett sted) opptrer som porfyroblaster. De har ofte orienterte inneslutninger, vesentlig av kvarts. I granatene er strukturene mest framtrædende. Ved Nomilolgi viser f.eks. granaten en syntektonisk blastese med dreining av krystallene under veksten (fig.1.21). Randsonen har oftest små og få inneslutninger, mens kjernen har mange og store innesluttede korn. I Skardalen viser granatene pretektonisk blastese med meget små inneslutninger og helt ren randsoner (fig.1.21). Granatene er også her dreiet etter blastesen. Inneslutningene er så små fordi at granaten vokste mens sedimentet var finkornet og lite metamorft.

Glimmerskiferen fører utenom dette vekslende men små mengder av epidot-klinozoisitt, plagioklas og kloritt. Aksessoriske mineraler er zirkon (med radioaktive haloer i biotitt), turmalin, titanitt, opakt mineral og apatitt.

Bergart nr.19: Lys marmorserie, kalkkonglomerat.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene L18-563, L20-563, 05-603, M26-490 og M25-490. Et gjennomgående trekk for denne enheten er at den oftest i ett eller

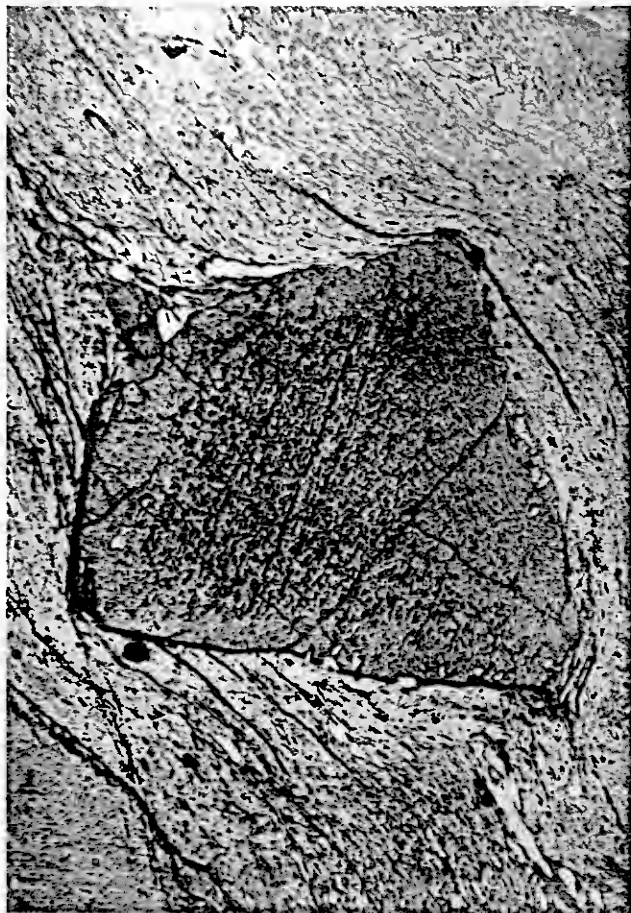


Fig.1.21.

Posttektonisk dreiet poikilittisk granat. Tydelige tryksskygger med kvarts. Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse. (VR 365-7019, bergart nr.18).



Fig.1.22.a

Kalkkonglomerat med kalkmatriks og polymikt bollemateriale. De mørke "fillene" er en grafitt-holdig finkornet karbonatbergart. Fra Frokosthaugen. (Bergart nr.19).



Fig.1.22.b

Kalkkonglomerat med kalkmatriks og polymikt bollemateriale. Fra Nomilolgi. (Bergart nr.19).

flere nivå er utviklet som konglomerat, eller at også hele enheten er konglomeratisk. Bergarten er skilt ut som egen enhet fra Rieppe, nordover til Vaddas og derfra videre nordvestover til Sagjemgaissajavre. Fra Rieppe mot SSØ har enheten så liten mektighet at den er inkludert som en del av bergart nr.17 (se fig.1.16).

Den lyse marmorserien er så godt som i hele mektigheten utviklet som kalkkonglomerat på strekningen Nomilolgi-Grytlia. Mektigheten kan her på det meste være 80-90 m. Undre grønnstein (nr.21) fingerer inn i kalkkonglomeratet på Nomilolgi. Den tynne klorittskiferen som grønnsteinen går over i mot sør, er tatt med i den lyse marmorserien.

Fra Grytlia mot nordvest, og fra Nomilolgi til Rieppe er bare deler av enheten konglomeratiske, mens resten utgjøres av en sandig karbonatisk lys kvartsitt, gul eller grå marmor og en overgang fra marmorskifer til kalkglimmerskifer. Fra Vaddas mot nordvest er det gjort en inndeling av enheten. Den laveste delen består hovedsakelig av en kalkskifer til kalkglimmerskifer med tynne marmorbenker, og er gjennomgående lys av utseende. De øvre deler er en vanlig ren grå (gul) marmor, ofte en stinkmarmor. Mektigheten er størst ved utløpet av Heindalen, ca. 175 m, men avtar så mot nordvest og sørøst til 50-80 m.

Konglomeratet i enheten har vesentlig kvartsittisk bollemateriale. Bollene er godt rundet med størrelse opp mot 10 x 20 cm. Utenom det er det også boller av marmor og typiske mørke marmorfiller av en svakt grafittførende skifrig marmor. Marmor-skiferfillene kan ha en størrelse på opptil $\frac{1}{2}$ m lengde og 20 cm tykkelse. Mengden av bollematerialet i forhold til hele bergarten er liten, fra et par prosent til 20-30 %. Matriksen i konglomeratet er karbonatisk, og benevnelsen kalkkonglomerat er derfor brukt. Fig.1.22 viser forskjellige typer konglomerat med mørke marmor-skiferfiller og kvartsittisk bollemateriale.

Enheten har noen få steder tynne benker med glimmerskifer, som delvis også kan være en garbenskifer med store amfibolnåler. Amfibolitt-linser opptrer noen få steder.

Grensen til liggbergarten er skarp mellom Vaddas og Rieppe, den er mindre skarp fra Gressdalen til Doaresgaissa hvor underliggende glimmerskifer gjerne er kalkholdig i øvre deler. Henggrensen er skarp hele vegen. Fra Rieppe til Frokosthaugen er overliggende bergart undre Loftani grønnstein (nr.21). Ved Frokosthaugen er det på grensen mot grønnsteinen utviklet en tynn (mindre enn 5 m) glimmerskifer. Denne er tatt med i den lyse marmor-serien. Mot nordvest tiltar imidlertid mektigheten på den nevnte glimmerskifer slik at den er skilt ut som egen enhet (nr.20).

Den lyse urene marmoren og marmorskiferen i enheten har fra 40-95% kalkspat. Videre har den fra 5-40% kvarts, og alltid en del muskovitt i mengder på opptil 10%. Som aksessoriske mineraler forekommer plagioklas, biotitt, opakt mineral, titanitt og zirkon. I noen få tilfeller er det funnet zoisitt og kloritt. Mineralbånding opptrer gjerne, alternerende mellom kvarts, karbonat og muskovittbånd. Kvartskorn, spesielt hvor de er omgitt av kalkspat, virker godt rundet.

I den sandige kvartsitten som også er typisk for enheten, har en 65-80% kvarts, 10-25% karbonat, opptil 5% plagioklas, noe muskovitt og biotitt. Mikroklin er funnet i en prøve, men i svært liten mengde.

Det kvartsittiske (sparagmittiske) bollemateriale har svært liten variasjon i mineralsammensetningen, som vanligvis er ca. 70% kvarts, ca. 25% feltspat og med titanitt og zirkon som aksessoriske mineraler. Feltspaten er hovedsakelig en plagioklas, men mikroklin kan utgjøre 1/3 av feltspatmengden.

De mørke marmorfillene i bergarten er en karbonatbergart med små mengder kvarts. Finfordelt grafitt er årsaken til den mørke fargen. Bergarten er langt mer finkornig enn matriksen i konglomeratet, selv om begge holder omtrent like mye karbonat.

Bergart nr.20: Glimmerskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene 05-603, M26-490 og M25-490. Enheten har størst mektighet i området ved Corrogaissa hvor den er ca. 80 m, men både mot

Vaddas og mot Doaresgaissa kiler glimmerskiferen ut.

Glimmerskiferen i denne enheten er brunlig og tett. Den er enkelte steder kvartsrik og benker med grå kvarsitt forekommer. Hyppig opptrer det kalkrike soner, amfibolittlinser og benker. Mørke grafittholdige nivåer i glimmerskiferen er funnet et par steder. Ved foten av Sagjengaissa er det i ligg er enheten utviklet en granatglimmerskifer. Granatene er enkelte ganger opptil cm-store. I overgangssonen mot overliggende grønnstein opptrer gjerne en klorittholdig glimmerskifer.

Hovedmineralene i glimmerskiferen er kvarts (25 - 45%) og glimmer (25 - 45%). Biotitt er det vanligste glimmermineral, men stedvis kan muskovitt opptre i størst mengde. Granatglimmerskiferen har granater i mengde på opptil 20%. Disse er poikiloblastiske, vokset syntektonisk og posttektonisk dreiet. Et sted er det i granatglimmerskiferen funnet så mye som 10% kyanitt, og også litt staurolitt. Begge mineralene har mange inneslutninger som hovedsaklig er kvarts. Kyanitt og staurolitt er funnet i Skardalen nedenfor Sagjengaissa. Det er langt borte fra Vaddasgaissa gabbroen mens Rappesvarre gneisgranitt på Boatkavarre ikke er langt unna de kyanittførende sedimentene.

Plagioklas forekommer også i bergarten, vanligvis der hvor den er karbonatholdig. Karbonatmengden kan være opp til 15%. Turmalin opptrer i relativt stor mengde i skittengrønne, sonerte, idiomorfe krystaller. Aksessoriske mineraler er zoisitt, amfibol, titanitt, opakt mineral og zirkon.

Bergart nr.21: Undre Loftani grønnstein.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene L18-563, L20-563, 05-603, M26-490 og M25-490. Grønnsteinen kiler brått ut ved Nomilolgi like nord for Rieppe, og går mot sør over til en tynn klorittisk skifer som også tynner ut og forsvinner. Grønnsteinens mektighet fra Luovtatvagge og nordover mot Vaddas veksler mellom 150 og 200 m. Fra Vaddas, hvor mektigheten er ca. 150 m, og mot nordvest, tiltar den jevnt

og blir omkring 200 m ved Corrogaissa. Den brune glimmerskiferen (nr.23) mellom øvre og undre Loftani grønnstein kiler her ut og lenger mot nordvest er ikke de to grønnsteinene skilt fra hverandre som egne enheter.

Undre Loftani grønnstein er temmelig homogen gjennom hele enheten. Den veksler fra å være en massiv delvis porfyrittisk grønnstein, til mer å være en grønnsteinsskifer, og begge typene kan følges i benker med vekslende mæktighet.

I den massive grønnsteinen er det ofte utviklet puter med størrelse omkring $\frac{1}{2}$ m og mindre. Putene kan være tektonisk betinget, eller også være primære puter fra en lavautstrømning under vann. Flere steder viser putene en overbevisende ideell form som tyder på en primær opprinnelse. Mellom putene er det en kalkholdig klorittskifer som forvitrer lett og som eksponerer putene på overflaten. Fotoet på fig.1.23 er tatt ved Luovtatvagge, hvor bergarten i liten grad er tektonisk påvirket. Putene viser en form som tyder på at de har flytt ut på underliggende puter, og antyder at grønnsteinen ligger riktig vei i lagpakken.

Undre Loftani grønnstein kiler som nevnt temmelig brått ut mot sør, noe som også kan tyde på en lavastrøm som har gått i en sørlig retning. Den kiler ut i kalkkonglomeratet (bergart nr.19), og det er utviklet konglomerat både over og under grønnsteinen på dette punkt.

Grønnsteinen har i noen få tilfeller benker av glimmerskifer. En av disse er merket av på Loftani og forekommer i enhetens øvre nivåer. Glimmerskiferbenkene består av en kvartsittisk glimmerskifer, delvis bare som helt tynne lag på mindre enn $\frac{1}{2}$ m. Kvartslinser opptrer også en sjelden gang, og i forbindelse med dem også noe grovkrystallin kalkspat. Ved Doaresgaissa har en midt i grønnsteinen en lys kalksandsteinsbenk på 2-3 m. Kalkholdige glimmerskiferbånd er også funnet i denne nordvestligste delen av feltet.

Fra Rieppe og nordover mot Nomilolgi er det inne i den brune glimmerskiferen (nr.23) en grønnsteinsbergart som også er betegnet som bergart nr.21. Dette er hovedsakelig en grønnsteinsskifer og klorittskifer, men i deler en mere massiv grønn-



Fig.1.23.

Puter i Undre Loftani grønnstein ved Luovtatvagge. (Bergart nr.21).



Fig.1.24

Granat i glimmerskiferen. Båndingen av grafitt kan ses i de ytre deler av granaten, mens de sentrale deler er uten inneslutninger. Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse. (VR 2-7184, bergart nr.23).



Fig.1.25

Puter i Loftani grønnstein på Rieppevarre nær Rieppe-mineraliseringen. (Bergart nr.24).

stein som også kan være porfyrittisk. Mektigheten er størst ved Rieppe hvor den er ca. 50 m, men den avtar så mot nord og sør til klorittskifer og grønnsteinsskifer som tynner ut og forsvinner.

Undre Loftani grønnstein har fra 45-70% svakt grønnfarget amfibol og 25-35% plagioklas som hovedmineraler. Plagioklasen forekommer finkornig sammen med amfibol i grunnmassen og som 2-5 mm store uorienterte porfyrykrystaller. Krystallene er gjerne listeformete og i noen tilfelle brukket, og er delvis korroderte mot korn grensene hvor de er omvandlet til amfibol. En svak sonering i feltspatkrystallene er vanlig. An-innholdet i plagioklasen ligger på 45-50% (Michel-Levy's metode), men det normative An-innhold (se tab.1.1) er 53%. Noen plagioklasporfyrer viser tegn til omvandling ved at små epidotkrystaller er dannet, mens andre viser begynnende serisittisering.

Grønnsteinen har videre nesten alltid en liten mengde karbonat (opptil 5%). Epidot-clinozoisitt-zoisitt er også vanlig fra små mengder og opp til 20%. Aksessoriske mineraler er titanitt, kloritt, opake mineraler og enkelte steder noen kvartskorn.

Fra undre Loftani grønnstein mellom Nomilvagge og Luovtatvagge, er det tatt ut en representativ prøve (VR 465) av en frisk og massiv grønnstein med noen få spredte plagioklasporfyrer. Prøven er analysert av P.R.Graff ved NGU og resultatet av analysen med normberegning er satt opp i tabell 1.1 side 1.34. (Molekylærnorm regnet for hånd, CIPW-norm beregnet med EDB).

Bergart nr.23: Brun glimmerskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563, L20-563, 05-603 og M26-490. Glimmerskiferens mektighet sør og sørvest for Rieppe er liten (20-40 m), mens den ved Rieppe er opp mot 170 m. På strekningen Nomilolgi-Loftani er mektigheten omkring 70 m, mens den så igjen øker til opp mot 200 m ved Vaddas. Videre mot nordvest kiler den så ut og ved munningen av Gressdalen er den bare 20-30 m.

Glimmerskiferen er tett, homogen og brun. Brunfargen skyldes delvis at bergarten gjennomgående har en jevnt fordelt liten mengde karbonat. Stedvis alternerer glimmerskiferen med

Tabell 1.1.

1.34

Kjemisk analyse av undre Loftani grønnstein.
 Normberegning etter Barth (1962, p.68-69),
 molekylærnorm (katanorm) og CIPW-norm.
 Prøve: VR 465, Luovtatvagge.

	<u>Vekt %</u>		
SiO ₂	49.27		
TiO ₂	1.48		
Al ₂ O ₃	16.81		
Fe ₂ O ₃	0.44		
FeO	7.91		
MnO	0.08		
MgO	7.24		
CaO	11.55		
Na ₂ O	3.13		
K ₂ O	0.23		
H ₂ O ⁻	0.05		
H ₂ O ⁺	1.19		
CO ₂	0.88		
P ₂ O ₅	0.10		
	<u>Sum</u>	<u>100.36</u>	
		<u>Molekylærnorm</u>	<u>CIPW-norm</u>
Or	1.0	1.0	1.4
Ab	28.0	28.0	26.5
An	31.3	31.3	31.1
	<u>Sum salisk</u>	<u>60.3</u>	<u>59.0</u>
D1	15.2	15.2	16.3
Hy	10.2	10.2	8.0
Ol	8.7	8.7	10.2
Mt	0.5	0.5	0.6
Il	2.6	2.6	2.8
Ap	0.3	0.3	0.2
Cc	2.2	2.2	2.0
	<u>Sum femisk</u>	<u>39.7</u>	<u>40.1</u>
Normativt An-innhold i plagioklas		<u>53.0</u>	<u>52.6</u>

krystallene er poikiloblastiske, euhedrale og svak til moderat grønn av farge. Granatene er euhedrale uten inneslutninger i kjernen. Mot randen kan en derimot se innesluttede bånd av grafitt. (Se fig.1.24). Granatene er ikke tektonisk dreiet under eller etter blastesen. Mineralbåndingen i bergarten er uforstyrret av granatveksten. Granatene synes å være dannet på bekostning av biotitten, bare grafittbåndingen går gjennom randsonen av granaten. Se fig.1.24.

Inne i den brune glimmerskiferen har en ved Nomilolgi en sulfidmineralisering. Betegnelsen på forekomsten er Nedre-Nomilolgi. Mineraliseringen ligger innen en sone på 4-5 m, hvor bergarten er knadd eller "durchbewegt". Forekomsten blir omtalt senere. Like sør for Nomilvagge er det i glimmerskiferen en grafittskifer som gir en markert elektromagnetisk anomali.

Bergart nr.24: Øvre Loftani grønnstein.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563, L20-563, 05-603, M26-490 og M25-490. Grønnsteinen har temmelig stor variasjon i mektigheten. Sør for Lankavarre er den omkring 250 m. I Rieppe-området er mektigheten størst og kommer her opp mot 650 m. Fra Nomilolgi og nordover til Vaddas og videre nordvestover til Corrogaissa varierer mektigheten mellom 100 og 150 m. Helt i nordvest ved Sagjemgaissa og Doaresgaissa er som før nevnt ikke øvre og undre Loftani grønnstein skilt fra hverandre.

Grønnsteinsenheten veksler mellom en massiv grønnstein og mer en grønnsteinsskifer. Bergarten er i tykke benker (20-30 m) porfyrittisk, og slike benker kan følges i større eller mindre grad ved kartlegningen. Tykke benker, lag og linser av middelkornig til grovkornig, helt massiv gabbroid bergart kan følges langs strøket. Dette siste er spesielt for Rieppe-området. Grønnsteinen er særlig i de øverste nivåer amfibolittisk, det vil si at amfibolkrystallene kan sees tydelig makroskopisk.

I grønnsteinen er det en sjelden gang tynne benker med glimmerskifer med overganger til klorittisk skifer. Glimmerskiferen kan ha granater, og også amfibolnåler. Grønnsteins-skiferen kan i benker på opptil 5 m ha spredte røde granater. I $\frac{1}{2}$ meters tynne lag kan grønnskiferen være pepret med granater (20-30%), gjerne med vekslende størrelse i bånd innen laget. Granatene kan være opptil cm-store.

Flere steder der grønnsteinen er massiv og knudret er det utviklet en putestruktur. Om denne er primær eller tektonisk er vanskelig å avgjøre. Opp mot Rieppevarre er det imidlertid puter som synes å være primære. Disse er fra $\frac{1}{2}$ m og ned mot 10-20 cm store. Se fig. 1.25. Putematerialet er porfyrittisk grønnstein og mellom putene er det en klorittisk skifer med noe karbonat. Putematriksen er pepret med pseudomorfoser av göthitt-limonitt eller mm-store idiomorfe svovelkiskrystaller. Formen på putene ut fra det vanlige opp-ned kriteriet, indikerer at grønnstein ligger riktig vei i lagpakken.

I grønnstein, spesielt i de øverste nivåene, forekommer kvartsklyser og blassgrønne årer og klyser av epidot. Det er også et sted sør for Lankajavre funnet bleking av grønnsteinen rundt tynne sprekker. Den blekete sonen kan strekke seg 1 til 2 cm til hver side ut av sprekken. Tynne rustsoner, som sannsynligvis skyldes et lite magnetkis- og/eller svovelkis-innhold, kan forekomme.

I øvre Loftani grønnstein er det i enkelte nivå tydelig tegn til tektonisk påvirkning. Bergarten er da en lys klorittisk skifer, intenst småfoldet og med avrevne foldedeler. Lavt nede i enheten og nettopp i en slik "durchbewegt" sone der bergarten delvis er en lys talk-kloritt-skifer forekommer Rieppe-mineraliseringen. Mineraliseringen vil bli behørig omtalt senere, som også gjelder for Vaddas-nivå med mineraliseringer på eller i en sone 20-30 m rundt grensen mot overliggende bergart (nr.25).

Hovedmineralet i grønnsteinen er amfibol, oftest svakt grønnfarget. Denne utgjør fra 45 til 75% av bergarten. Der hvor grønnsteinen er massiv, er amfibolkrystallene uorienterte, og der hvor den er skifrig, er de orienterte.

Plagioklas er det andre hovedmineralet i bergarten, og forekommer i mengder fra 10 til 50%. Vanligst ligger imidlertid plagioklasinnholdet mellom 15 og 30%. I den porfyrittiske grønnsteinen forekommer plagioklasen både som porfyrkrystaller og i den finkornige grunnmassen. I porfyrkrystallene viser den sonering med lavest An-innhold ut mot randsonen. Flere målinger fra flere slip har konstatert en plagioklas med An_{30-50} (Michel-Levy's metode).

Epidot-clinozoisitt er også ofte et hovedmineral i grønnsteinen og opptre i mengder på opptil 30%. For enkelte lokaliteter kan imidlertid mineralgruppen mangle helt og i stedet går kloritt inn i betydelig mengde. Både epidot-clinozoisitt og kloritt synes dannet på bekostning av feltspaten. De sitter gjerne inne i plagioklasporfyrer eller i mindre feltspatkorn. Epidot-clinozoisitt opptre med sterkt varierende kornstørrelse, men er oftest finkornig. Store, tilnærmet idiomorfe, epidot-clinozoisitt-krystaller har i noen tilfeller en myrmekittisk tekstur, spesielt med myrmekitt i de sentrale krystalldeler.

I klorittskifre i øvre Loftani grønnstein er hovedmineralet kloritt, som er svakt farget. I en tynn benk med granatførende (25% granat) grønnstein er også hovedmineralet kloritt, og bare små mengder amfibol opptre. Aksessoriske mineraler i enheten er titanitt, opake mineraler (sulfider), karbonat, kloritt og litt kvarts.

Slip fra en tynn glimmerskiferbenk i grønnsteinen ved utløpet av Gressdalen, viser at denne er mylonittisert. Mylonitten er dannet postmetamorft, da det i fragmentene er de samme poikilittiske granatene med samme størrelse som i upåvirket bergart, mens det derimot i den knuste grunnmassen ikke forekommer granater. I et $\frac{1}{2}$ cm tykt pigmentert bånd i mylonitten opptre et isotropt mineral, kanskje en flusspat.

Det er tatt representative prøver fra øvre Loftani grønnstein, fra de massive deler og fra de mer skifrige deler, og disse er kjemisk analysert av P.R.Graff, NGU. Prøvene er:

- VR 309 - Fra "pute" med porfyrittisk grønnstein.
Rieppe.
- VR 352 - Porfyrittisk grønnstein med rundete plagioklas-
krystaller.
Rieppe (Bh-4A-71).
- VR 569 - Homogen grønnsteinsskifer til amfibolitt-skifer.
Grytlia (LL2-72).
- VR 605 - Grønnstein til grønnsteinsskifer.
Rieppe (Bh-6B⁺ -69).

Resultatene av analysene med normberegning er satt opp i tabell 1.2, side 1.40. (Molekylærnorm regnet for hånd, CIPW-norm beregnet med EDB).

Bergart nr.25: "Kontaktmetamorf" serie.

Serien er kartert på samtlige geologiske kartblad fra Vaddas-Rieppe-feltet. Enheten er vekslende i karakter med flere bergarter, men hoveddelen utgjøres av en mørk amfibolitt. Amfibolitten er middelkornig og viser oftest en markert mineralbånding med alternerende mørke og lyse mineraler, det vil si hovedsakelig amfibol og feltspat. Det er en tendens til økende kornstørrelse i bergarten inn mot gabbrogneisen (nr.27).

Amfibolitten i enheten er oftest massiv på tross av den markerte mineralbåndingen. Ned mot grønnsteinen (nr.24) er imidlertid enheten en mørk amfibolittisk skifer. Ligg-grensen mot grønnsteinen er oftest temmelig skarp, men også stedvis en mer gradvis overgang. I denne overgangssonen opptrer sulfidmineraliseringer (Vaddas-nivået) som blir omtalt senere.

På østsiden av gabbrofeltet er det i hele enheten, med størst hyppighet opp mot gabbrogrensen, skjedd en migmatittisering av bergarten. Ptygmatisk foldete bånd i de migmatittiske deler av bergarten er vanlig. Se fig. 1.26. En meget intens migmatittisering opptrer også på vestsiden av gabbrofeltet, fra indre Gressdal til Røieldalen, hvor den "kontaktmetamorfe" serien dessuten har langt mindre mektighet enn på østsiden. Den delvise oppsmeltingen av bergarten er tydelig en følge av gabbrointrusjonen.

Tabell 1.2

Kjemiske analyser av øvre Loftani grønnstein i vektprosent.
 Normberegning etter Barth (1962, p.68-69), molekylærnorm
 (katanorm) og CIPW-norm.

a) Prøve VR 309, Rieppe. c) Prøve VR 569, Grytllia.
 b) Prøve VR 352, Rieppe. d) Prøve VR 605, Rieppe.

	a)	b)	c)	d)
SiO ₂	48.44	46.48	48.75	47.92
TiO ₂	0.29	1.16	1.80	1.28
Al ₂ O ₃	18.18	17.82	15.87	16.50
Fe ₂ O ₃	0.73	1.28	1.45	1.54
FeO	7.23	10.04	9.41	7.32
MnO	0.28	0.18	0.11	0.13
MgO	9.86	8.60	8.06	8.03
CaO	9.11	9.10	10.43	12.90
Na ₂ O	3.12	3.36	2.78	3.61
K ₂ O	0.11	0.05	0.06	0.07
H ₂ O ⁻	0.02	0.08	0.06	0.03
H ₂ O ⁺	2.28	1.93	1.15	1.07
CO ₂	0.94	0.50	0.43	0.62
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.10	0.09
Sum	100.67	100.69	100.36	101.11

	Molek.- norm	CIPW- norm	Molek.- norm	CIPW- norm	Molek.- norm	CIPW- norm	Molek.- norm	CIPW- norm
Or	0.5	0.7	0.5	0.3	0.5	0.4	0.5	0.4
Ab	27.5	26.4	30.5	27.9	25.0	23.5	22.9	21.7
An	35.0	35.3	33.3	33.4	30.5	30.7	28.3	28.6
Ne	-	-	-	0.3	-	-	5.1	4.8

Sum salisk	63.0	62.3	63.8	61.9	56.0	54.5	56.8	55.5
------------	------	------	------	------	------	------	------	------

Di	2.0	2.8	6.0	6.4	14.4	14.5	24.0	25.0
Hy	15.2	11.9	0.2	-	15.6	16.0	-	-
Ol	15.6	17.4	25.2	24.9	8.4	7.5	13.8	13.2
Mt	0.9	1.1	1.3	1.9	1.5	2.1	1.5	2.2
Il	0.6	0.6	2.0	2.2	3.2	3.4	2.0	2.4
Ap	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2
Cc	2.4	2.1	1.3	1.1	1.0	1.0	1.6	1.4

Sum femisk	37.0	36.0	36.2	36.8	44.0	44.7	43.2	44.5
------------	------	------	------	------	------	------	------	------

N ⁺	56.0	55.7	53.0	53.0	55.0	55.1	48.0	55.4
----------------	------	------	------	------	------	------	------	------

N⁺ = Normativt An-innhold i plagioklas.

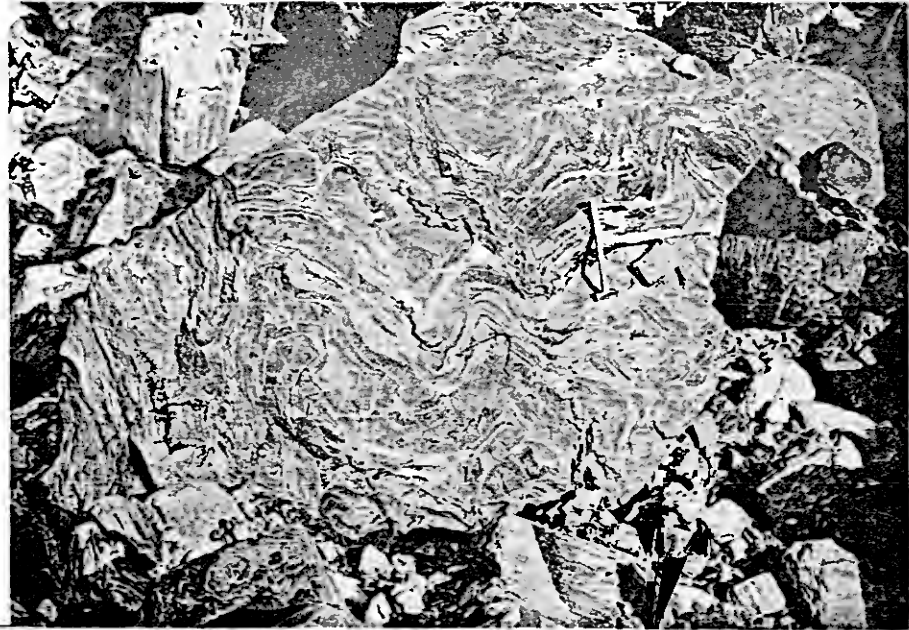


Fig.1.26.a

Tektonisering og migmatittisering av den "kontaktmetamorfe serien" i Indre Gressdal. (Bergart nr.25).

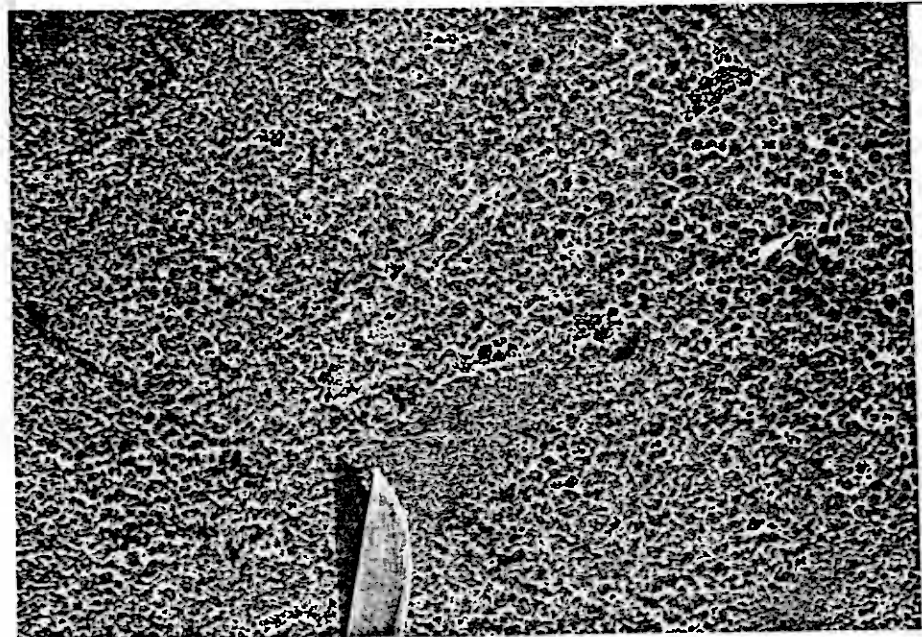


Fig.1.26.b

Rekrystallisering etter migmatittisering. De mørke kulene er poikilitisk amfibol i en plagioklasmatriks. Fra Røieldalen. (Bergart nr.25).

I de nord-vestre deler av feltet (mot Doaresgaissa) er kontaktbergarten oftest en relativt homogen amfibolitt. I sør, fra Rieppevarre og mot SSV, opptrer det like over grønnsteinen en kvartsittisk bergart, som er mørk til henimot lys grå av farge. Bergarten spalter ved overflateforvitring i 2-5 cm tykke plane heller. Den er lite tektonisk påvirket, og samme plane lagflate kan der det er kontinuerlig blotning, følges over flere hundre meter.

I de sørligste deler av feltet utgjør amfibolittiske bergarter bare en liten del av enheten, og forekommer som linser og kropper i en meget markert båndet bergart. Dette er også funnet av Kleine-Hering (1972) på Girjegaissa, (Girjegaissa-amfibolitt), og er av ham kartlagt videre sørvestover mot Reisdalen.

I den "kontaktmetamorfe" serien kan det også finnes benker og linser av grovkornig massiv amfibolitt. En boudinert kvartsitt-benk med hydrotermal kvarts på tynne fiederspaltene er observert. Porfyrittiske tynne benker av amfibolitt, som sannsynligvis er lagerganger, er funnet på et par lokaliteter.

Som nevnt synes bergartsenheten i de sør- og sørvestlige deler lite tektonisk påvirket. På nordvest og vestsiden av gabbrofeltet er derimot bergarten markert foldet i store åpne folder og sannsynligvis i deler også isoklinalfoldet. Bergarten er igjen mindre tektonisk påvirket i Sagjemgaissa-Doaresgaissa området. Dette blir nærmere omtalt i avsnittet om tektonikk.

Grensen mot overliggende gabbrogneis på østsiden av gabbrofeltet er relativt klar. I grensesonen er det riktignok alternerende benker med mektigheter i størrelsesorden 10 m, av en grovkornig gabbrogneis og en mer finkornig "kontaktmetamorf" bergart. På henggrensen i vest inn mot gabbrofeltet er derimot overgangen mer diffus. Begge bergartene (nr.27 og 25) er finkornige til middelkornige og har en viss bånding.

Sørvest for Jiekejavre er det en kontaktbreksje som består av lyst granittisk-syenittisk materiale med breksjebiter av kontaktbergarten. Kontaktbreksjen er utviklet fra den nevnte lokalitet og helt ned mot bunnen av Moskodalen, og den er

også funnet på nordsiden av Røieldalen vest for selve gabbrofeltet. Breksjen forekommer ikke i forbindelse med de nordlige og østlige deler av gabbroen. Kontaktbreksjen har en struktur som i deler likner sterkt på globulith-strukturen fra Moss-området, beskrevet av Berthelsen (1970).

Hovedmineralene i kontaktbergarten er plagioklas og amfibol. Disse mineralene utgjør fra 60 til 95% av bergarten, noen ganger med mest plagioklas, og andre ganger med mest amfibol. Amfibolen er enkelte ganger brunlig grønn, men oftest rent grønn av farge, og er sannsynligvis en hornblende. Plagioklasen er oftest frisk, men kan også være noe omdannet til epidot-clinozoisitt. Ved målinger på plagioklasen etter Michel Levys metode, er det fått en variasjon i An-innholdet fra 40-60%. Feltspatkrystallene er ofte sonerte med opptil 10% forskjell i An-innhold i kjernen og i randsonen.

Epidot-clinozoisitt forekommer i bergarten i mengde på opptil 15%. I enkelte tilfeller kan også zoisitt forekomme. Mineralene fra denne gruppen er dannet i korngrense amfibol-plagioklas og i et par tilfeller hyppig i plagioklasporfyrkrystaller. Aksessoriske mineraler som nær alltid opptrer i bergarten, er opake mineraler og titanitt. Det viktigste opake mineral er sannsynligvis en magnetitt, men det forekommer kanskje også litt magnetkis og svovelkis. Titanitt utgjør enkelte steder opptil 5% av bergarten.

Kvarts forekommer relativt ofte i små spredte korn. Biotitt opptrer temmelig sjelden, men kan et par steder utgjøre 10-20% av bergarten. Kloritt er funnet i et par prøver. Andre aksessorier som opptrer i enkelte av prøvene er apatitt, turmalin, zirkon og kalkspat.

Opp mot overliggende gabbrogneis kan en i den markert mørke middelkornige amfibolittbergart ha noe pyroksen. Enkelte steder i den "kontaktmetamorfe" serien kan bergarten være en relativt lys kalksilikatbergart. Den har en god del diopsid, mest sannsynlig av kontaktmetamorf opprinnelse.

I de lyse migmatittene i bergarten inngår det en god del kvarts (20-30%). Videre har migmatitten 60-70% plagioklas og omkring 10% grønn amfibol. Måling av An-innholdet i plagioklasen etter Michel-Levy's metode viser 30-40% An, altså et

markert lavere An-innhold enn i amfibolitten hvor migmatitten opptrer.

Bergart nr.27: Gabbrogneis (gneissig gabbro).

Bergartstypen er kartert i området dekket av kartbladene K20-563, L18-563, L20-563, 05-603 og N35-490. Denne bergarten omhyller den sentrale olivingabbroen i Vaddas gabbrofelt. Gabbrogneisen er ofte grovkornig, noe som alltid er tilfelle i den østlige del av gabbrofeltet, på strekningen fra Vaddas til Rieppe. Gabbroen har en markert gneisstruktur. Sør for Jiekkejavre opptrer også linser av gabbrogneis i den "kontakt-metamorfe" serien (nr.25). På vestsiden av olivingabbroen, i de sentrale deler av gabbrofeltet, er gabbrogneisen middelmornig til finkornig og delvis meget markert båndet eller lagdelt (layered) og kan til og med ved forvitring være oppspaltet til en gabbroskifer. Se fig. 1.27. Mektigheten av denne finkornige gabbroen på vestsiden av olivingabbroen er større enn for den grovkornige gabbrogneisen på østsiden. Det dreier seg om flere hundre meters mektighet i vest, mens den i øst er 2-300 m.

Pegmatittiske ganger og klyser av feltspat og litt kvarts, gjerne også med noen ilmenittkrystaller, forekommer enkelte steder i gabbrogneisen. Inne i pegmatitten kan det finnes fragmenter av gabbrogneis. Se fig.1.28. Rundt fragmentene og på kontakten mot gabbrogneisen har det stedvis vokset store (1-2 cm) amfibolkrystaller. Dette er en slags reaksjonsrand, og er vist på fig.1.28. Den lyse pegmatitten har som mørkt mineral spredte amfibolkrystaller.

Det er videre i gabbroen ved et par tilfeller funnet benker, som er konkordant i båndingen, av en helt lys middelmornig bergart med mektighet mindre enn 5 meter. Benkene kan følges i et par kilometers lengde. Bergarten består av ca. 45% plagioklas, 40% kvarts og 5% opake mineraler. Aksessoriske mineraler er epidot, titanitt, biotitt og muskovitt.

Gabbrogneisen kan i enkelte benker være noe rusten på forvitret overflate. Vanligst er det imidlertid at bergarten er



Fig.1.27.a

Markert mineralbånding i
Vaddasgaissagabbroen.
Øverst i bildet mer massiv
gabbro. Fra Vaddasgaissa-
platået.
(Bergart nr.27).



Fig.1.27.b

Struktur i Vaddasgaissagabbroen.
Fra Vaddasgaissa-platået.
(Bergart nr.27).



(a)

Fig.1.28

Pegmatittisk utvikling i Vaddasgaissa-gabbroen.
Lengst i sør på Vaddasgaissa-platået.

- (a) Markert reaksjonssone rundt gabbrofragmenter i pegmatitten med store krystaller av mørk hornblende.
- (b) Blokker av gabbro som flyter i pegmatittisk materiale.



(b)

meget svakt til ikke rusten. Inn mot olivingabbroen på øst-siden er det ofte en økende mengde moderat rustne benker av svakt olivinholdig gabbrogneis. Etter erfaringer med mikroskopering av gabbroen er det funnet at rust på forvitret overflate forårsakes av olivin, og mengde av rust på overflaten indikerer olivinnmengden i bergarten. Bergartsgrensen mellom gabbrogneisen og olivingabbroen (nr.27 og 28) er satt slik at olivingabbroen på forvitret overflate er en homogen rusten bergart. Dette medfører at gabbrogneisen i enkelte benker kan holde et par prosent olivin.

Hovedmineralet i gabbrogneisen er plagioklas i mengder på 40-70%. Den er frisk uten omvandling, men enkelte krystaller er tydelig knekte og oppsprukne. Sonering i plagioklas-krystallene med en variasjon i An-innholdet på opp mot 5% fra kjernen til ut mot randsonen er observert. Plagioklasens gjennomsnittlige An-innhold varierer mellom 40 og 50% (Michel-Levy's metode).

Gabbrogneisen har oftest to pyroksener, en klinopyroksen og en orthopyroksen. Klinopyroksen som er meget svak grønnlig farget og har stor utslukningsvinkel, er mest sannsynlig en diallag. Den har nær alltid korona av hornblende, og er delvis også omvandlet til hornblende langs markerte spalteriss inne i krystallene. Se fig.1.29. Klinopyroksen opptrer i mengder på 10-30%.

Orthopyroksen i gabbrogneisen er en hypersten. Den har den typiske rosa pleokroismen til hypersten, og har rett utslukning. Hyperstenen er ikke som diallagen omvandlet til hornblende langs randen av krystallene. Den opptrer i en mengde på opp til 15%.

Amfibol forekommer i de fleste prøvene. Amfibolen er fra grønnlig brun til kraftig rødlig brun, og sterkt pleokroittisk. Utslukningsvinkelen er liten, oftest bare fra $3-10^{\circ}$. Dette er en hornblende, som maksimalt kan utgjøre opptil 40% av bergarten. I noen få tilfeller opptrer en annen amfibol som er en svakt blassgrønn aktinolitt. Aktinolitten forekommer sammen med biotitt og kloritt, og alle disse tre siste mineralene er en sekundær paragenese. Epidot-klinozoisitt kan også opptre i dette mineralselskap.

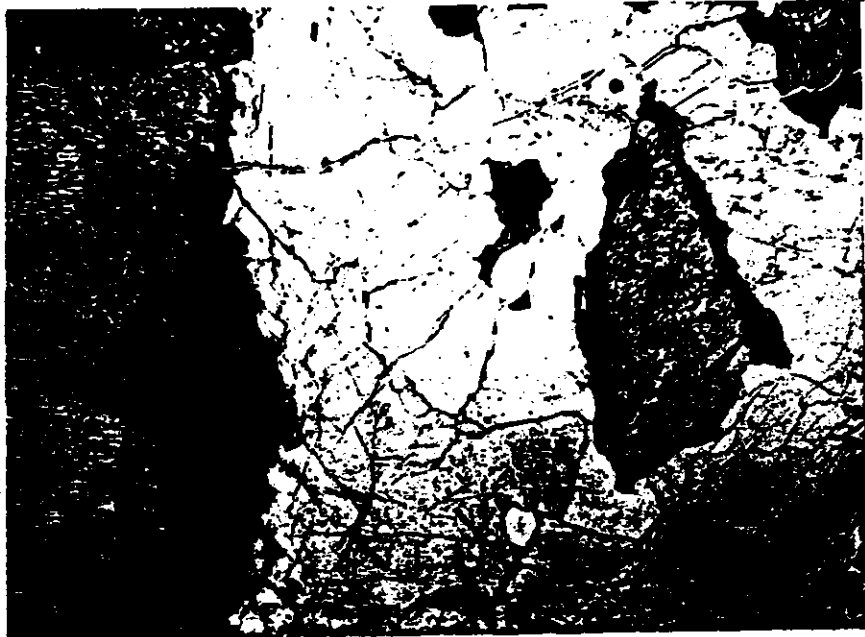


Fig.1.29

Diallag (D) med korona av hornblende i Vaddasgaissa-gabbroen. Det hvite felt er feltspat. Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse. (Va 204, bergart nr.27).



Fig.1.30

Magnetitt (mt) med hercynitt-lameller som omgitt av ilmenitt (ilm). Reflektert lys, luft. 224X forstørrelse, polerslip. (VR 558-3495, bergart nr.29).

Opake mineraler, som sannsynligvis omfatter ilmenitt og magnetitt, forekommer alltid i gabbrogneisen. Mengden er stedvis oppe i 5% av bergarten. Andre aksessoriske mineraler er titanitt og apatitt.

I en lys finkornig og båndet del av gabbrogneisen er det funnet at bergarten består av kvarts, diopsid (identifisert med røntgen) og plagioklas. Tynnslip av svakt rusten grovkornig gabbrogneis viser et lite (alltid mindre enn 5%) innhold av olivin, og utenom det diallag, hypersten, hornblende og hovedmineralet plagioklas.

Bergart nr.28: Olivingabbro.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene L18-563, L20-563, 05-603 og N35-490. Olivingabbroen er skilt ut under kartlegningen på grunn av den store mengde rust som opptrer på forvitret overflate. Grensene til omgivende bergarter er temmelig skarpe. Olivingabbroen forekommer som en distinkt bergartsenhet kun nord for Rieppeforkastningen. Den sitter i de sentrale deler av gabbrofeltet som to soner som enten kan være nedfoldninger eller også være en primær magmatisk struktur. (se avsnitt om bergartenes dannelsesmiljø). Området mellom sonene med olivingabbro består av gabbrogneis, oftest finkornig til middelkornig. Sør for Rieppeforkastningen er det bare mindre uregelmessige partier i den gabbroide gneisen som er olivinførende.

Olivingabbroen er grovkornig, foliert og gneissig. Den er temmelig homogen med små variasjoner i kornstørrelse og tekstur. Mer middelkornige, tynne svakere rustne benker kan dog forekomme.

Et par steder er det funnet sprekker i bergarten hvor det rundt disse er en 10 cm mineralogisk omvandlet sone hvor bergarten er intenst grønn. Dette er sannsynlig på grunn av en omvandling av pyroksen til hornblende.

I Grytlia mellom Stoll B og Stoll I synes det å opptre en massiv olivingabbro i en slags "plugg" i et noe overdekket område. Det at den ikke er gneissig er forskjellig fra de

andre gabbroen i feltet, og den er heller ikke rusten på forvitret overflate som den vanlige olivingabbroen. Mineral-sammensetningen er imidlertid den samme som i olivingabbroen.

Hovedmineralet i den gneissige olivingabbroen er plagioklas som forekommer i mengder fra 40 - 70%. Plagioklaskrystallene er sonerte med opptil 10% forskjell i An-innhold fra kjernen til randsonen, med henholdsvis 50 og 60% An. Plagioklasen er helt frisk.

Olivingabbroen har videre omkring 10% olivin, som oftest er helt frisk. Bare i noen få tilfeller er det dannet tynne koronaer rundt krystallene. Et annet hovedmineral i bergarten er pyroksen, henholdsvis diallag og hypersten. Mengden som de forskjellige typer pyroksen forekommer i, er ca. 20% (10-40%) diallag og 5-10% hypersten.

Som i gabbrogneisen (nr.27) er diallagen oftest i randsonen omvandlet til hornblende. Men hornblende kan også opptre i kornaggregater mellom større plagioklas og pyroksenkrystaller. Hornblendens farge er fra svakt grønnlig brun til rent brunfarget og rødlig brun, med en liten utslukningsvinkel på $3-10^{\circ}$. Mengden av hornblende i bergarten er 2-10%.

I den gneissige olivingabbroen er det alltid små mengder opake mineraler, som hovedsakelig er ilmenitt og magnetitt, men svovelkis, magnetkis og kopperkis forekommer også i små mengder. Ilmenitt kan i noen tilfeller være avblandet i diallag som tynne lameller. Myrmekitt mellom disse mineralene er også observert. I magnetitt forekommer avblandinger av en annen spinell på oktaederplan, mest sannsynlig en hercynitt (se fig.1.30). Avblanding mellom magnetitt og ilmenitt er også funnet. Mengden av oksyder i olivingabbroen kan være opptil 5%.

I forbindelse med jernertsene forekommer enkelte ganger også en markert grønn spinell som små korn. Et vanlig aksessorisk mineral er apatitt, som i enkelte tilfeller kan utgjøre et par prosent av bergarten i form av store glassklare krystaller.

Bergart nr.29: Oksfjordskifer.

Bergarten er kartert i området dekket av kartbladene M25-490, M26-490 og N35-490. Betegnelsen på bergarten er den samme som ble brukt av Th.Vogt (1927). Oksfjordskiferen er en markert båndet bergart med vekslende bånd av en brun glimmerskifer, hvor enkelte steder små granater kan ses, og en lysere grønnlig mer massiv bergart. Tykkelsen på båndene kan være fra noen mm til opp mot 20-30 cm. Vanligst er det alternerende bånd av 2-5 cm tykkelse.

Amfibolittiske benker kan opptre i enheten. På sørenden av Corrogaissa-plataet opptrer det i enheten en grønnskiferbergart med mektighet 80-100 m. Nær konkordante lagerganger og linser som er intrudert i bergarten forekommer på vestsiden av Gressdalsskaret. Teksturen i den intruderte gabbroen er ofittisk, med opptil cm-lange plagioklaslister. Grensene til den omgivende Oksfjordskiferen er meget skarpe med utvikling av en tynn ($\frac{1}{2}$ m) sone med hornfels. En lys 5 m bank av en sannsynlig anortosittisk bergart er også funnet i Oksfjordskiferen på vestsiden av Gressdalsskaret.

Vest og nordvest for Corrogaissa er Oksfjordskiferen lite tektonisk påvirket. Mot gabbroen er den derimot kraftig foldet med åpne rundete folder og også i skarpe isoklinalfolder. Foldeaksen faller 20-30° mot SSV, en akseretning som ikke er vanlig i sedimentene under grønnsteinene.

Den "kontaktmetamorfe" serien (nr.25) vest for Gæiraskaret har også en markert bånding av en type som ligner den i Oksfjordskiferen. Det er mulig at deler av den båndete "kontaktmetamorfe" serien hører til enheten med Oksfjordskifer, men at den på øst og nordsiden av Vaddasgaissa-gabbroen er metamorfosert til en mer homogen amfibolitt.

Hovedmineralet i Oksfjordskiferen er kvarts i en mengde på gjennomsnittlig 40-50%. Plagioklas opptrer i mengder på opptil 25%. Begge mineralene kan på sine steder være klastisk rundet og sitte i en mer finkornig matriks. Et annet hovedmineral i bergarten er biotitt. Båndene med brunlig glimmerskifer har 20-40% biotitt. De grønne bergartsbåndene fører

biotitt kun i små mengder (mindre enn 10%), men her utgjør amfibol en betydelig del (10-30%) av bergarten. De brune glimmerskiferbåndene inneholder også litt (opptil 10%) amfibol, som er svakt grønnlig farget.

Epidot-klinozoisitt opptrer nesten alltid i Oksfjordskiferen i små mengder på omkring 5%, men kan enkelte ganger utgjøre opptil 20% av bergarten. Vanlige aksessoriske mineraler er opakt mineral, titanitt og zirkon. I glimmerskiferbåndene opptrer noen få spredte poikiloblastiske granater. En sjelden gang opptrer mineraler som turmalin, kloritt, apatitt og kalkspat. Diopsid forekommer i et par prøver fra Gressdalskaret.

De gabbroide lagergangene med ofittisk tekstur som forekommer på vestsiden av Gressdalskaret, har 40-60% plagioklas i lister hvor det kan sees antydning til sonering. An-innholdet ligger på ca. 50%. Resten av bergarten utgjøres av en pyroksen som i mer eller mindre grad er omvandlet til amfibol og delvis også til epidot. I en prøve er det også funnet olivin med bred korona av pyroksen og amfibol. Observerte aksessoriske mineraler i bergarten er apatitt og titanitt.

Bergart nr.30: Rappesvarre gneisgranitt.

Bergarten er kartert kun på kartblad M25-490. Gneisgranitten er utviklet i de nedre deler av Vaddas-kvartsitten. Bare i nordvest kommer en liten del av granitten inn på det kartlagte området. Hoveddelene av granitten ligger på Boatkavarre og Rappesvarre, henholdsvis på vest- og østsiden av Oksfjorddalen. Th.Vogt (1927) har gitt bergarten betegnelsen Rappesvarre granitt. Stedsbenevnelsen bør beholdes, men bergartsbetegnelsen gneisgranitt er noe bedre.

Gneisgranitten er tidligere kartlagt i grove trekk av Th.Vogt (1927), Barkey (1964) og også deler av den av G.S.Strand (1971). Bergarten er en lys grovkornig vanlig granittisk gneis. Gneisstrukturen i den delen som forfatteren har kartlagt, er parallell eller iallfall meget nær parallell til lagningen og båndingen i omgivende bergarter og har

veldefinerte bergartsgrenser. På flyfotografier synes imidlertid gneisstrukturen på Rappesvarre å vise en diskordans til de omgivende bergarter. G.S.Strand (1971) har på Rappesvarre funnet bergartsblokker som "flyter" i gneisgranitten nær liggrensen av denne. Bergartsfragmentene er delvis av glimmerskifer (konglomeratisk) og kvartsitt.

Feltspaten i gneisgranitten er en flekkpertitt. Anslagsvis holder bergarten 50% mikroklin og 10-20% plagioklas. Feltspatene er serisittisert i forskjellig grad. Gneisgranitten har videre 10-20% kvarts. Muskovitt opptrer i mengde på omkring 10%, og en skittenbrun biotitt i en mengde på omkring 5%.

Aksessoriske mineraler er zirkon (orthitt) som gir radioaktive haloer i biotitt, og videre titanitt, opakt mineral og kloritt.

Betegnelsen Rappesvarre gneisgranitt tilsier at gneisen er en forgneiset intrusiv granitt. Om dette er den granittiske bergartens opprinnelse er vel noe tvilsomt (se også senere under avsnittet om bergartenes dannelsesmiljø). Om bergarten er dannet ved forgneising av sedimentene, skulle den ha hatt betegnelsen granittisk gneis.

Stratigrafi.

På plansjene med geologiske profiler og plansjene med sedimentær faciesutvikling (Pl.1.10-1.13) på strekningen Gæiraskaret-Doaresgaissa, er lagpakken framstillet med de virkelige mektigheter for de forskjellige bergartene. Det kommer fram en generell tendens til at bergartene øker i mektighet mot nord og nordvest.

Fra putene i grønnsteinen som synes primære, indikerer formen på dem ifølge det vanlige opp-ned kriteriet, at grønnsteinene ligger den riktige veien i lagpakken. Ut fra en markert gradering i konglomeratet som opptrer like over Vaddas-kvartsitten, ser en at iallfall den øvre del av lagpakken ligger med den riktige siden opp.

Det ble av Th.Vogt (1927) satt opp en lithostratigrafisk kolonne for bergartene i Vaddas-feltet. Som typeprofil er benyttet profilet Loftani-Frokosthaugen. Barkey (1964) har satt opp en noe mer forenklet stratigrafi enn det Th.Vogt gjorde. Lithostratigrafiske kolonner fra området lokalt og regionalt er satt opp i Pl.1.14, for strekningen fra Birtavarre forbi Vaddas og til Strømfjorden. Sammenligningen og parallelliseringen av bergartsenhetene er bygget på detaljkartlegningen i Vaddasfeltet. Dessuten er også de petrografiske karakteristika i stor grad benyttet.

Av utseende og petrografisk passer Ankerlia-skiferen i Birtavarre-feltet (Padget, 1955) med enheten i Vaddas-Rieppeområdet som etter Th.Vogt (1927) er kalt Oksfjordskifer. Oksfjordskiferen opptrer i en åpen synform vest for gabbrofeltet ved Vaddas. Foldeaksen peker i indre del av Heindalen mot sørvest. På Girjegaissa opptrer en markert båndet bergart som kanskje også er en ekvivalent til Ankerliaskiferen. I fortsettelsen mot nordøst går denne bergarten over i den "kontaktmetamorfe" serien som hovedsakelig er båndete amfibolittbergarter. Det kan altså synes som om Vaddasgabbroen er intrudert i Oksfjordskiferen eller Ankerliaskiferen med et visst kontakt-aureol. Betegnelsen Ankerliaskifer er brukt av

Wontka (1972) på vestsiden av Reisadalen. Betegnelsen Oksfjord-skifer ble først brukt av Th.Vogt (1927), og er senere brukt av Barkey (1964), Pearson (1971), Wontka (1971), Zobel (1971) og brukes altså også i Vaddas-Rieppe-feltet av forfatteren.

Under Ankerlia-skiferen har Padget (1955) i Birtavarrefeltet en enhet som er betegnet Lower Brown Schist. Denne bergarten er meget lik den brune glimmerskiferen (bergart nr.23) fra Vaddas-feltet, hvor den ligger like under øvre Loftani grønnstein og skiller øvre og undre Loftani grønnstein på strekningen Nomilgorssa-Corrogaissa. Mektigheten på den brune glimmerskiferen er stor i Birtavarrefeltet, men ifølge Padget (1955) avtar den mot nordvest mot Reisadalen. Den brune glimmerskiferen kan følges på profilene til Wontka (1972) sør for Josvage og Zobel (1971) ved Ansagurra. Ved Gæiraskaret er mektigheten på enheten liten (40-50 m), men på strekningen Rieppe-Vaddas er den 100-200 m, for så igjen å avta i mektighet mot nordvest.

Padget (1955) har ved bunnen av Lower Brown Schist ved Akkijavre et konglomerat. På strekningen Vaddas-Rieppe ligger kalkkonglomeratet (bergart nr.19) like under den brune glimmerskiferen, og disse to konglomeratene kan ekvivalere. Den øvre av Loftani grønnsteinene ligger på toppen av den brune glimmerskiferen. Den tynner ut mot sør på vestsiden av Reisadalen (Zobel, 71), og ved Birtavarre som ved Josvage er den helt forsvunnet. Fra Doaresgaissa og i VSV retning mot Storslett tynner også grønnsteinen ut til bare 10 m øst for Storslett (Wontka 1971).

Undre Loftani grønnstein kiler ut i kalkkonglomeratet ved Nomilolgi. Padget (1955, p.133) har funnet en mulig grønnsteinslava med puter i Guolas kalksteinsserie, hvor putene blir antatt mest sannsynlig å være primære. Dette kan indikere vulkansk virksomhet i omtrent samme tidsepoke.

I Birtavarre har Padget (1955) "Goulas Limestone Series" under Lower Brown Schist. Etter beskrivelsen er dette en lys marmorskifer, tildels en kalkfyllitt. I den er det benker av glimmerskifer og granatglimmerskifer. Dette passer godt med

serien av bergarter i Vaddas-feltet med numrene fra 10-20. Mektigheten ved Guolasjavre i Birtavarre-feltet er ca. 200 m (Padget, 1955, p.31), mens den ved Vaddas kommer opp i en mektighet på 4-500 m. Ved Gæiraskaret er mektigheten mindre enn 200 m og sørover på vestsiden av Reisadalen er enheten bare omkring 50 m.

Etter Th.Vogts inndeling fra 1927 synes dermed Guolas Limestone Series å tilsvare nedre deler av øvre Vaddas-avdeling, Vaddas-kvartsitten og øvre deler av undre Vaddas-avdeling. Fra Vaddas og nordvestover til Boatkavarre utgjør Vaddas-kvartsitten en vesentlig del av bergartene innen Padgets Guolas Limestone Series. Det samme går fram i de lithostratigrafiske kolonner til Wontka (1971) og Pearson (1971) i Strømfjord-Heindalstind området.

Fra Doaresgaissa og mot VSV avtar mektigheten sterkt på den karbonatrike bergartserien mellom Vaddas-kvartsitten og Loftani grønnstein. Det samme gjelder for Vaddas-kvartsitten som ifølge Wontka (1971) tynner helt ut ved Sieidejavre.

I undre Vaddas-avdeling (Th.Vogt, 1927) i Vaddas-Rieppefeltet er det en enhet som av forfatteren er benevnt "Rustkvartsitt", (nr.9). Enhetens bergarter veksler mellom å være en grafittholdig fyllitt og en kvartsitt, hvor den nedre del er hovedsakelig fyllitt. Th. Vogt (1927) har kartlagt enheten som fyllitt, alunskiferfyllitt vekslende med kvartsittbenker. Wontka (1971) har i sitt profil fra Strømfjord en kvartsittskifer som synes å være det samme som "Rustkvartsitten". Pearson (1971) har en kvartsitt øverst og en brun skifer i samme lithostratigrafiske stilling som ekvivalent. Fra Vaddas kan også Rustkvartsitten følges mot NNV over Kvænangsfjellet (G.S. Strand, 1971). I Birtavarre-feltet er det under Guolas kalksteinserie en Nitsimvarre Series (Padget, 1955). Denne serien er en kvartsittserie "interbedded with dark, pelitic schists" (Padget, 1955, p.33). Kvartsitten er også her rusten på grunn av et visst sulfidinnhold. Ifølge Padget tynner bergartserien ut mot NNV, mot Reisadalen. Wontka (1972) har i sitt profil sør for Josvage en kvartsitt-skifer i avdelingen som han har benevnt Guolas kalksteinserie. Denne kvartsittskiferen er sannsynligvis den samme som Nitsimvarre-serien

og "Rustkvartsitten".

I Birtavarre-feltet har Padget (1955) under Nitsimvarre Series en kalksteinserie, "Big Limestone Series". Dette er en ren grå marmor med lag av mørk pelittisk skifer. Wontka (1972) har nederst i sin Guolas-kalksteinserie en ren grå marmor på 5 m. I Vaddas-Rieppe-feltet er det fra Gæirajavre til Lilleelvdalen fulgt en fra 5-30 m tykk ren grå marmor som er en utmerket ledehorisont. Den er utholdende og meget homogen. Fra Lilleelvdalen kan marmoren følges mot NNV og over Kvænangsfjellet (G.S.Strand, 1971). Wontka (1971) har også en grå marmor i sitt Strømfjord-profil som passer i nivå inn med denne grå marmoren. Det samme har Pearson (1971) i sitt profil fra samme område (Se Pl.1.14).

Den grå marmoren som er gitt betegnelsen Gæirajavre marmor, ligger i Vaddasfeltet over "Vaddas-skiferen", en feltspatholdig glimmerskifer som nedover går over i en lys sparagmittisk skifer og sparagmitt. Dette er samme bergarten som opptrer i Birtavarre-feltet, under Big Limestone Series. Ifølge Zwaan (pers.medd. 1973) som har kartlagt området øst for Vaddasfeltet, er det i denne lyse sparagmitten (metaarkose) også soner med øyegneis, altså det samme som i Birtavarre-feltet (Padget 1955). Amfibolitter opptrer også i begge områdene i sparagmitten, i de øvre deler av denne. Ryghaug (1973) tolket den nevnte øyegneis som skyveplan mellom det overliggende Vaddas-dekket og underliggende Nabar-dekket.

Pearson (1971) har ut fra en del kartlegning og struktur-geologiske undersøkelser i Strømfjord-området tolket bergarts-serien i Strømfjord-Vaddas-området som et foldedekke hvor Vaddas-kvartsitten med Rappesvarre gneisgranitt skulle være foldekjernen. Ser en på bergartenes petrografi som er presentert under den bergartsbeskrivende del, går det fram at den øvre bergartsenhet over Vaddas-kvartsitten er lys gule og tildels grå karbonatiske bergarter. ~~Det opptrer flere konglomerat-~~ horisonter, som viser at bergarten ligger den riktige veien i lagpakken. Under Vaddas-kvartsitten består bergartsenhetene vesentlig av glimmerskifre og kvartsitt med grafittholdig fyllitt. Marmorbenkene som forekommer her er vesentlig tynne

benker som er grå rene karbonatbenker. Det forekommer ikke konglomerathorisonter under Vaddas-kvartsitten. Petrografisk synes ikke de to sjenklene i "Kvæningen nappe fold" (Pearson, 1971) å ligne særlig på hverandre.

I Pearsons "Kvæningen nappe fold" (1971) er det også en del betegnelser på bergartene som ikke er helt eksakte. For eksempel gjelder dette "Brown Schist" i profil i Heindalstind. Denne har i den øvre foldeflanke en brun forvitningsfarge på grunn av karbonatinnholdet (80-90%). Den tilsvarende "Brown Schist" i den undre flanken er en mørk grafittholdig fyllitt som gir brun forvitring på grunn av sitt grafitt og sulfid-innhold. Det er altså meget markante forskjeller på de to bergartene som er betegnet brun skifer. Den nedre av disse brune skifrene er ekvivalent med "Rustkvartsitten" i Vaddas-feltet og Nitsimvarre-serien i Birtavarre-området. Den øvre skiferen tilhører Guolas Limestone Series.

I Vaddas-feltet er det store forandringer i bergartens karakter langs strøket. En massiv marmor kan gå over til kalkfyllitt for så å bli et kalkkonglomerat. Glimmerskifrene veksler i mengdeinnhold av granater og karbonater. Mektighetene veksler også meget sterkt.

Th.Vogt (1927, p.151) sier: "Mest påfallende er den store mektighetsforandring hos Vaddas-kvartsitten, som praktisk talt forsvinner lengst mot sydøst, mens den svulmer opp til en mektighet av visstnok flere hundre meter mot nord og vest. Dette beror, som de øvrige forandringer her, ganske åpenbart på primære faciesvekslinger i sedimentasjonen, og ikke på tektoniske forhold".

Barkey (1964) sier i sin sammenligning med Padgets (1955) lithostratigrafi fra Birtavarre-feltet at forskjellene i første rekke er på grunn av primære stratigrafiske forskjeller. Han sier videre at tektoniske hendelser kunne ha redusert eller fordoblet bergartsformasjonene, men at dette synes å ha spilt en liten rolle i Nordreisa-Oksfjord området som ble undersøkt.

Fra den detaljerte kartlegningen av bergartene i Vaddas-Rieppe feltet som nå er utført, synes det som om tolkningene til Th.Vogt (1927) og Barkey (1964) passer best. De tyder ikke på

at Pearsons (1971) overfoldete dekke, "Kvænangen Nappe fold", kan stemme. Til det er det for store forskjeller på de korrelerte bergartene i sjenklene.

Fra sammenstillingen av de lithostratigrafiske kolonner i regionen (Pl.1.14), ses det at samme bergart kan følges over en strekning på 70-80 km inkludert Birtavarre-feltet og Vaddas-feltet i hver ende. Bergartsmektigheten innen Vaddas-gruppen øker betydelig i Vaddas-feltet på grunn av primære sedimentære forhold. I Birtavarre-feltet er også mektighetene i Ankerlia-serien (øvre deler av Vaddas-gruppen) stor. Dette kan være betinget av primære sedimentære forhold, men også av tektoniske forhold.

Gjeldsvik (1952) gjorde ut fra de sparsomme data som da forelå, et forsøk på en korrelasjon mellom de forskjellige bergartsenheter i Birtavarre og Vaddas-feltet. Med den store mengde innsamlede data som nå er gjort, har det vist seg at hans forsøk på korrelasjon ikke stemmer.

For Vaddas-feltet foreslåes da en hovedinndeling av bergartene som satt opp i tabell 1.3. Bergartene i Oksfjord og Vaddas-gruppen kan altså korreleres fra Birtavarre til Vaddas-feltet. Bergartene i Vaddas-gruppen kan følges vestover mot Nordreisa fra nordlige del i Vaddas-feltet. Bergartene tilhørende Oksfjord og Vaddas-gruppen kan også finnes igjen på Oksfjord-Kvænangen-halvøya. Oksfjordgruppens bergarter utgjør de høyeste delene av fjellmassivet her og har mindre mengder med gabbrokropper, langt mindre enn det som er inntegnet på Hortedahls geologiske kart over Norge og på Barkeys kart fra 1964 (Dennis, 1969 og pers.med. G.S.Strand, 1972). Ved Kvænangen (Valan-området) nord for forkastningen over Kvænangsfjellet faller Vaddas-gruppens bergarter mot vest inn under bergarter fra Oksfjord-gruppen. Kartlegning er her gjort av en engelsk student (Dennis, 1969), men sammenligning med hans stratigrafiske kolonner kan ikke gjøres uten videre.

Gustavson (1972) har satt opp en sammenstilling av de større regionale tektoniske enhetene i Ofoten-Sør-Troms området. I Gustavsons sammenligning med Birtavarre-feltet tilsvarer Birtavarre-serien Kullings Sevedekke. Det vil altså

Tabell 1.3

Hovedinndeling av lithostratigrafi i Vaddas-Rieppe feltet.

Forenklet lithostratigrafi	Gruppeinndeling	Kronostratigrafi	Tektoniske enheter
Oksfjordskifer med Vaddasgaissa gabbro	Oksfjordgruppen	? Silur ?	V A D D A S D E K K E T
Loftani grønnsteiner og brun glimmerskifer	Vaddasgruppen	Ordo- visisk?	
Lyse urene konglomeratiske marmor og kalkholdige glimmerskifer		?	
Vaddas kvartsitt			
Glimmerskifer med grå rene marmorbenker		?	
Rustkvartsitt og grafittholdig fyllitt		Kambrisk?	
Gæirajavre marmor		?	
Sparagmittisk glimmerskifer ("Vaddas-skifer") og lys sparagmitt	Lilleelvgruppen	Eo- kambrisk?	
===== Øyegneis ===== SKYVEPLAN =====			
Lyse sparagmittiske bergarter			NABAR- DEKKET

Dannelsesmiljø for bergartene i Vaddas-Rieppe feltet.

Lavest i de kartlagte enhetene i Vaddas-dekket har en Lilleelvgruppen som er feltspatførende bergarter (nr.1-5). Det er en gradvis overgang oppover fra en lys sparagmitt til en sparagmittisk glimmerskifer. I den sparagmittiske bergarten kan det i tynnslip sees klastiske korn av kvarts og feltspat. Sedimentet må ha vært psammittisk, men etter hvert som sedimentasjonen skred fram ble det gradvis mer tilblending av finstoff (leirmateriale). De klastiske rundete korn i tillegg til kvarts og feltspat var turmalin, zirkon og titanitt.

Etter hvert som sedimentasjonen utviklet seg videre skjedde det en forandring i betingelsene og det ble utfelt noe karbonat. Dette ser en i den amfibol- og kalkholdige glimmerskiferen øverst i Lilleelv-gruppen (nr.6). De sedimentære avsetningene går så etter hvert over til å bli en ren karbonatbergart (nr.7), som vel må betraktes som et kjemisk sediment, men det er delvis også her en fin bånding med små klastiske kvartskorn i tynne lag. Marmoren som er gitt betegnelsen Gæirajavre marmor, har som før nevnt liten mektighet, men den er svært utholdende.

Under avsetningen av sedimentene i Lilleelv-gruppen og i Gæirajavre-marmoren (nr.7) har de sedimentære betingelser fra Vaddas til Birtavarre vært temmelig like. I de overliggende bergartsenheter i Vaddas-gruppen er det derimot stor forskjell i sedimentasjons-forholdene og mektighetsvariasjonene er også store.

I Gæirajavre-marmoren forekommer grafittførende bånd som indikerer reduserende forhold under sedimentasjonen. De samme reduserende betingelser fortsatte å gjelde ved avsetningen av "Rustkvartsitt"-enheten som sees fra de grafittholdige fyllittiske bånd. De spredte sulfidkorn i enheten tyder også på dette. Glimmerskiferen over Rustkvartsitten er også ofte grafittførende i de lavere deler, noe som spesielt er tilfelle ved Vaddas. Totalt betyr da dette at sedimentasjonsbetingelsene har vært reduserende ved avsetning av 200-300 m sedimenter, under en veksling mellom pelittisk (fyllitt og glimmerskifer) og psammittisk (Rustkvartsitten) materiale. Sedimentene var i

begynnelsen psammittiske, men utviklet seg etter hvert til å bli mer pelittiske og også med tynne lag med karbonatavsetninger (marmorbenker i bergart nr.11).

Over disse enhetene kommer Vaddas-kvartsitten som er et metamorft temmelig modent psammittisk sediment med meget store variasjoner i mektigheten.

Mellom Vaddas-kvartsitten og Loftani grønnsteinene er det sedimenter med stort karbonatinnhold og til dels rene marmor og hvor flere konglomerathorisonter er utviklet. Matriksen i konglomeratene er uvanlig i sammensetning, den er karbonatisk og består vanligst av kalkspat som hovedmineral (40-90%). I konglomeratet over Vaddas-kvartsitten fra aksla mellom nordhelningen på Vaddasgaissa og Gressdalen og videre mot NNV har det imidlertid vært leirholdig og sandig matriks mellom bollene. Et typisk trekk for kalkkonglomeratene er at volummengden av bollemateriale som er oligomikt er liten (maksimalt opptil 20-30%). Mektigheten på konglomeratet kan som nevnt lokalt være opptil 80-90 m (Frokosthaugen), og det er benevnt kalkkonglomerat på grunn av karbonatmatriksen, og på grunn av noen få marmorboller.

Undre Loftani grønnstein fingrer ut i kalkkonglomeratet, og i grønnsteinen har en puter som sannsynligvis er primære. Det vanlige er at puter i en lava dannes på vandyp større enn en viss grense. Det må være mindre gasstrykk i lavaen enn vanntrykk ved den subakvatiske lavastrømningen om det skal utvikles puter. Hvis dette ikke er tilfelle, blir erupsjonen eksplosiv. Likevel er det funnet f.eks. fra Island at lava, etter å ha flytt over land og blitt "avgasset", kan danne puter i strandkanten. Puteutvikling i lava kan altså skje like ved strandkanten, men fordi det over konglomeratet og som benker i grønnsteinen opptrer glimmerskifer, har det mest sannsynlig skjedd en transgresjon etter at konglomeratet er avsatt og dermed grønnsteinen dannet subakvatisk. I kalkkonglomeratet er det imidlertid boller eller fragmenter av tre hovedtyper. For det første er det kvartsittiske til sparagmittiske boller som er godt rundet. Videre opptrer rundete boller av til dels grovkornig kalkspat marmor og til sist grafittiske marmorskiferfiller som ikke har vært utsatt for noen form for slitasje. Skiferfillene har relativt liten utbredelse og er bare funnet på strekningen Vaddas-Rieppe, som

samtidig er det området hvor mektigheten er størst.

Fra andre deler av kaledonidene er konglomerater med kalkholdig matriks beskrevet fra Grong-distriktet av Foslie og Strand (1956) (Limingen-konglomerat). Fra Ofoten-området er det et konglomerat med kalkglimmer-skifer-matriks og delvis også marmorboller, beskrevet av Foslie (1949) og Gustavson (1966).

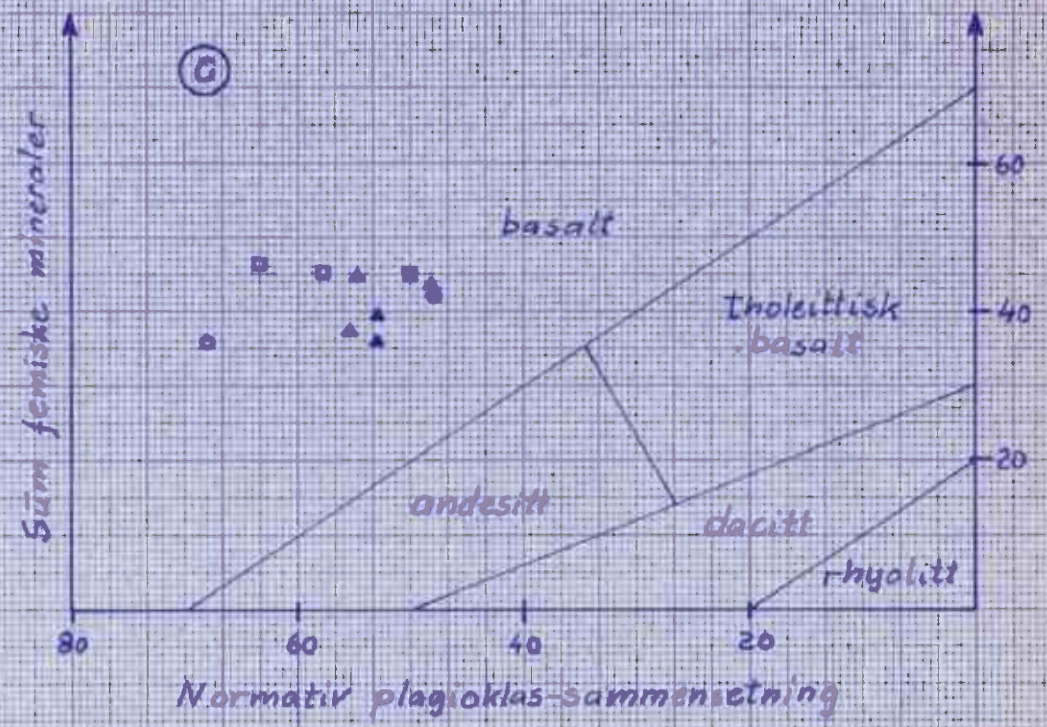
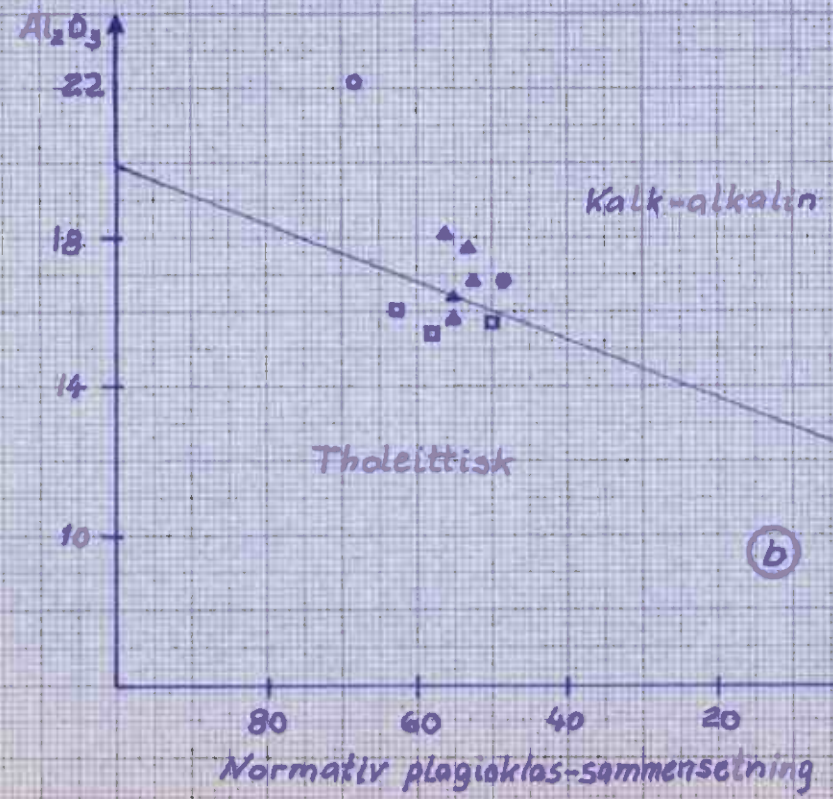
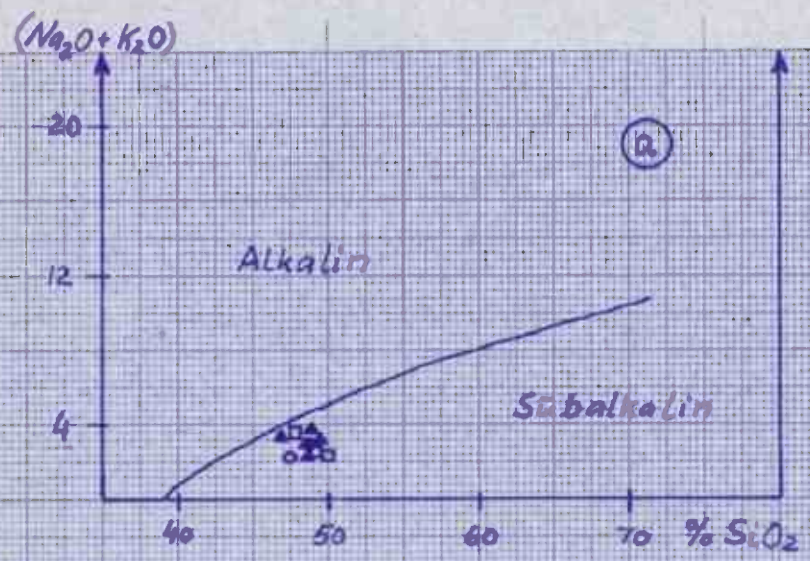
Kalkkonglomeratet i Vaddas-feltet i de deler hvor det i stor grad inneholder marmorskifer-filler er vanskelig å tenke seg dannet uten en eller annen form for glidning eller ras i kalkslam-avsetninger med spredt sparagmittisk bollemateriale. Grønnsteinen som fingerer ut i kalkkonglomeratet kan da ha vært introdusert på noe dypere vann enn i selve strandkanten etter at glidningene i kalkslam/konglomerat-avsetningen fant sted. De karbonatiske avsetninger i forbindelse med dette er vel av shelf til rev-type sedimenter.

Over de karbonatiske sedimentene i Vaddas-gruppen (bergart nr. 16-19) er det grønnstein og en brun glimmerskifer som er svakt karbonatholdig. Den brune glimmerskiferen er mest sannsynlig et pelittisk sediment. Loftani grønnstein er, selv om putestrukturen er suspekt (fig.1.23 og 1.25), ansett for å være en submarin lava, noe som også passer inn i bergartenes avsetningsmiljø. Loftani grønnstein har de største mektigheter ved Vaddas og tynner ut både mot nordvest og syd-sydvest. Det var altså en relativt lokal vulkanisme i området.

Kjemiske analyser av grønnsteinen med normberegning er presentert i tabellene 1.1 og 1.2. I fig.1.31 er analysene plottet inn i diagram etter Irvine og Baragar (1971) for klassifisering av bergartstypen. Padget (1955) og Vokes (1957) har publisert analyser av bergarter i Ankerlia-skiferen som er betegnet som "green-beds", og også av amfibolitter. Analysene ligger meget nær de av Loftani grønnstein og er tatt med i diagrammene.

Ved først å plote analysene i diagrammet på fig.1.31-a, kan lavabergartene klassifiseres ifølge Irvine og Baragar (1971) i en alkaline og en subalkaline gruppe. Grønnsteinene og amfibolittene fra Vaddas-Rieppe og Birtavarre faller da i det subalkaline felt. En videre klassifisering i en kalkalkaline og en

REPLICA Ad 210 x 297 mm



- ▲ Loftani grænsten
- "Green beds", Birtavarre (Padget, 1955)
- Amfibolitt, Birtavarre (Padget, 1955)
- ◻ Amfibolitt, Birtavarre (Vokes, 1957)

Fig. 1.31

J. dindahl

tholeittisk gruppe er ikke mulig ut fra fig.1.31-b. Forsøk på plotting i AFM-triangel ($A = K_2O + Na_2O$, $F = FeO + 0.8998 Fe_2O_3$ og $M = MgO$) gir heller ingen mulighet for videre klassifisering. På fig. 1.31-c faller plottingen av analysene markert i det basaltiske felt. At en lava av denne sammensetning ville ha vært en basalt eller nøyaktigere en olivinbasalt kan også sees direkte fra normberegningen (tabell 1.1 og 1.2).

Den kjemiske analysen av Loftani grønnsteinen er meget lik de som er gjort på lignende bergarter i Birtavarre-feltet (Vokes 1957, p.67). Likheten er også stor med analyse av f.eks. Støren grønnstein, som også er påpekt av Vokes. Analyser av grønnsteiner fra Grongfeltet viser også meget stor likhet med analysene av Loftani grønnstein (pers.medd. G.Gale, 1973). Denne kjemiske sammensetningen synes altså å være meget vanlig for grønnsteinsbergarter i de norske kaledonider.

Over Loftani grønnstein opptrer den "kontaktmetamorfe" serien, hovedsaklig en amfibolitt som ofte er båndet. Amfibolittene kan for det første ha tilknytning til Vaddasgaissagabbroen. Store amfibolitt-linser opptrer hyppig i mulig Oksfjordskifer på Girjegaissa (Kleine-Hering, 1972) og også på den sørlige del av Corrogaissa. En sone eller utløper med "kontaktmetamorf" amfibolitt går nordvestover fra gabbrofeltet og mot Doaresgaissa, hvori det også opptrer linser med metagabbro. Det er altså en stor mengde amfibolittlinser og kropper rundt gabbrofeltet som kan stå direkte i forbindelse med selve gabbrointrusjonen.

Som et annet alternativ kan amfibolittbergartene rundt selve gabbroen være en kontaktmetamorf utgave av Oksfjord-skiferen. Den markerte båndingen i amfibolitten kan indikere dette. Innfingringen av amfibolitter i de båndete bergartene sørvest for Jiekkejavre og mot Girjegaissa er imidlertid vanskelig å forklare med en kontaktmetamorfose.

Oksfjordskiferen har i Birtavarre Ankerlia-skiferen som ekvivalent. Den er av Padget (1955) og Vokes (1957) tolket som et opprinnelig gråvakke-sediment. Som det går fram av beskrivelsen, er bergarten i de to feltene meget lik av utseende og i mineralogisk sammensetning. Det er ikke ved undersøkelsene kommet fram noen momenter som kan avkrefte eller støtte tolkningen

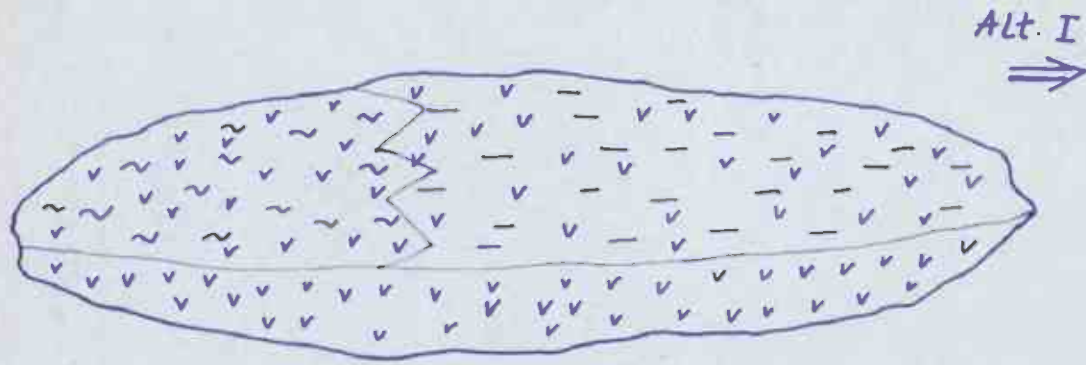
fra Birtavarre-feltet angående bergartens opprinnelse.

Vaddasgaissa-gabbroen er en intrusiv gabbro, noe som også Th.Vogt (1927, p.152) har konkludert med. I hovedtrekkene er strukturene i gabbroen og omgivende bergarter konkordante. Unntak her er det på vestsiden av gabbrofeltet (Indre Gressdal) hvor Oksfjordskiferen har en markert diskordans til gabbroen (se Pl.1.15). Langs den sørlige og sørvestlige begrensning til malmen er det en markert breksje, som mest sannsynlig er en intrusjonsbreksje. Den består av fragmenter av "kontaktmetamorf" bergart og også Oksfjordskifer i en lysere syenittisk matriks. Breksjen er funnet i Røieldalen (se Pl.1.15). Langs vestsiden av gabbroen er det funnet klare tegn til kontaktmetamorfose. Noe slikt er mindre framtrædende på østsiden av feltet, men kornstørrelsen i den "kontaktmetamorfe" serien og migmatittiseringen av denne øker innover mot gabbroen. Dette tyder også på en intrusiv gabbrokropp.

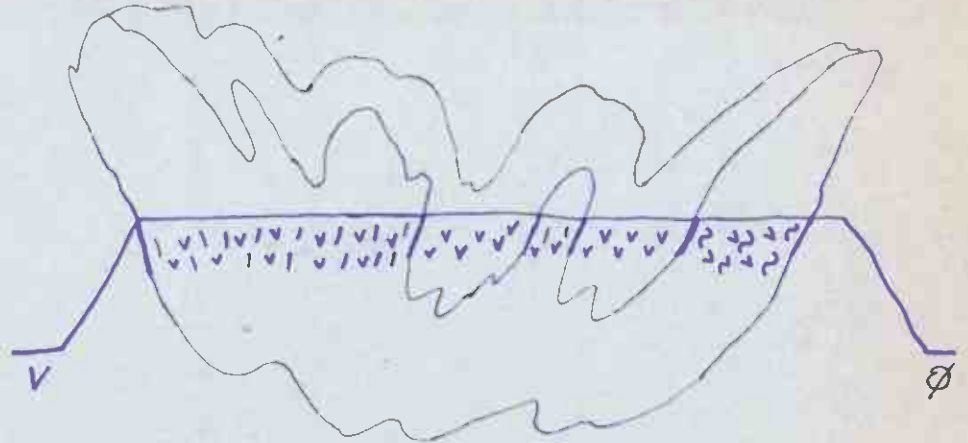
Vaddasgaissa-gabbroen omfatter en olivingabbro og en hyperstenførende gabbro. Den markerte båndingen i den olivinførende gabbro og den middelkornige hyperstengabbroen (se fig.1.27) er en magmatisk bånding dannet under avkjølingen og krystalliseringen av intrusivet. Olivingabbroen i massivet sitter i to sentrale soner. På østsiden av disse er gabbrogneisen grovkornet og uten bånding, mens den altså på vestsiden er middelkornig og har en markert bånding. Et forsøk på tolkningen av denne strukturen er antydnet på fig.1.32 i en skjematisk skisse, hvor to alternativer er sett på.




Alternativ I. Gabbroen har hatt den vanlige utviklingen ved krystallisasjonen med olivingabbro i bunnen, mens den i store deler er blitt båndet og noen steder grovkornet og gneissig uten bånding. Ved foldning og invertering kan så den formen den har nå oppnås (se fig.1.32).

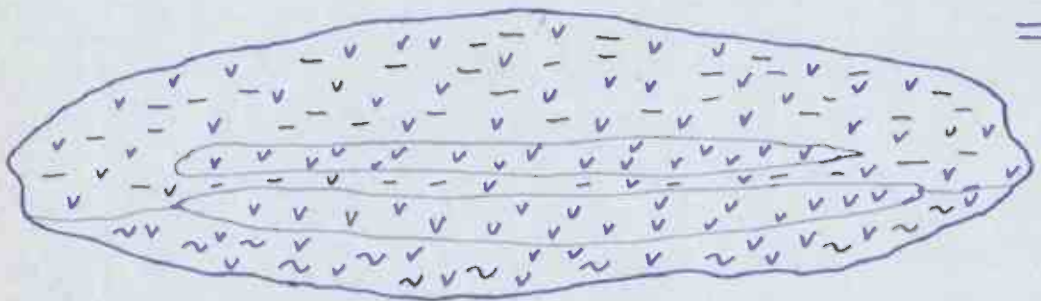
Alternativ II. I gabbro-magmaet er det ved krystallisasjonen dannet olivin i forskjellige stadier. Etter Wager (1968) kan olivin utkrystallisere ved forskjellige tidspunkt, med forskjellig An-innhold i plagioklasen og MgO-FeO-forhold i magmaet. En annen mulig årsak til de to olivinsonene kan være to eller flere forskjellige pulser i intrusjonen. Ved en oppbikking av



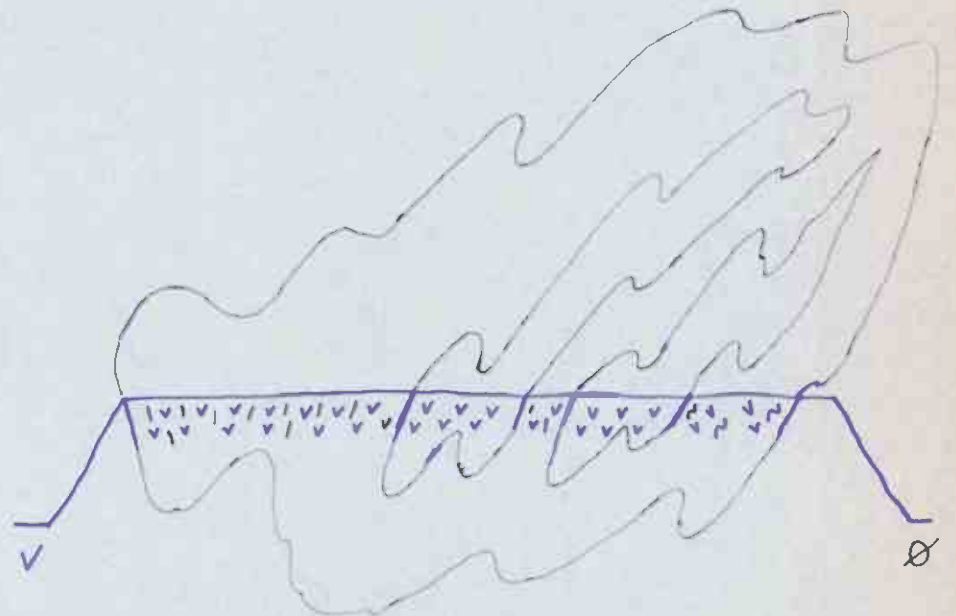
Alt. I
⇒



-  Olivin gabbro
-  Gabbro gneis - grovkornig
-  Båndet middelkornig gabbro gneis



Alt. II
⇒



VADDAS & AISSA - GABBROEN
Ideskisse sett mot N.

Fig. 1.32

gabbrolegemet som vist på fig.1.32 fås så det bildet som gabbroen viser nå. I den vestlige delen av feltet mot toppen av intrusjonen er gabbroen til og med invertert.

Det er ikke i forbindelse med gabbroen funnet store omfoldningsstrukturer som kan indikere en inversjon av hele gabbroen og det menes derfor at alternativ II er den beste tolkningen av hvordan gabbrokroppen er kommet på plass. Dette alternativ er også Th.Vogts (1927) oppfatning av gabbrointrusjonen. I alternativ I er det kanskje noe problematisk å tenke seg at det i en del av gabbrokroppen like over olivingabbroen er dannet en middelkornig og til dels finkornig båndet gabbro, mens det i en del er dannet en grovkornig gabbrogneis.

Vanlig An-innhold i plagioklasen fra olivingabbroen og gabbrogneisen er gitt under bergartsbeskrivelsen. Det er gjort noen An-innhold bestemmelser i plagioklasen (utført av T.Prestvik) i gabbrokomplekset etter Fouque's metode som er beskrevet i Trøger (1959). Fra antatt bunn til topp (fig.1.32, alt.II) er det gjort noen spredte bestemmelser som har gitt:

1. Grovkornig gabbrogneis - 65 % An
2. Olivingabbro - 65 % An
3. Gabbrogneis (båndet) - 30 % An
4. Olivingabbro - 45 % An
5. Gabbrogneis (båndet) henholdsvis 60 - 55 - 55 % An.

Det er ikke kommet fram noen entydig kryptisk lagning i gabbroen, selv om det må sies at prøvene er spredte og alt for få til å avgjøre noe om dette. Det kommer imidlertid fram så klare inversjoner i An-innholdet at en pulserende intrusjonsserie synes sannsynlig.

Nord og nordvest for Vaddas opptreer en granittisk bergart, Rappesvarre gneisgranitt, som dekker store deler av Rappesvarre og Boatkavarre, henholdsvis på østsiden og vestsiden av Oksfjorddalen. Bergarten ligger i Vaddas-kvartsitten i de lavere deler av denne. Rappesvarre gneisgranitt er ikke nøyere undersøkt i dette arbeid da den ligger helt i de perifere deler av feltet.

Gneisgranitten kan være en forgneisning av Vaddas-kvartsitten og deler av underliggende glimmerskifer. Den kan også være intrusiv, kanskje i sammenheng med intrusjonen av Vaddasgaissa-

gabbroen. Th.Vogt (1927, p.152) tolker gneisgranitten som en "lagerinjeksjon". Barkey (1964) betrakter også bergarten som intrusiv. G.S.Strand (1971, p.46) som har studert mineraliseringer i nærheten av gneisgranitten, mener at den er en for-gneising av bergarten den ligger i, Vaddas-kvartsitt og glimmerskifer. Han påpeker at det ikke finnes noen avkjølingskontakt i forbindelse med bergarten som burde finnes om den var intrusiv. Grensen til omgivende bergart er derimot en gradvis diffus overgang. Det samme er inntrykket etter de få observasjonene som er gjort av forfatterne i Skardalen like sør for Boatkavarre. Den mest sannsynlige tolkning av gneisgranittens genese, er dermed at det er en palingenetisk gneis med granittisk sammensetning.

Metamorfose.

I Vaddas-Rieppe-feltet er det to faktorer som har spilt inn ved metamorfosen av bergartene. Dette er regionalmetamorfosen som har virket inn i hele området og kontaktmetamorfosen rundt selve Vaddasgaissa-gabbroen. Mest markert kontaktmetamorf er bergartene på vestsiden av gabbrofeltet (Indre Gressdal). Th.Vogt (1927, p.155) sier at den lavere del av gabbroen er regionalmetamorfosert, mens dette ikke er tilfelle med den lagdelte øvre del.

Metamorfosen har, ut fra orienteringen av inneslutningene, inne i de porfyroblastiske krystallene som opptrer, virket både pretektonisk, syntektonisk og posttektonisk. Metamorfosen og tektonisk påvirkning synes altså å ha skjedd omtrent i samme tidsepoke.

Ved beskrivelsen av de forskjellige bergartene fra feltet (se foran) kommer det fram at mineraler som granat, amfibol, zoisitt, biotitt, staurolitt og kyanitt opptrer som metamorfe porfyroblaster. En gjennomgående tendens i sedimentene i Vaddas-Rieppe-feltet er at granater og også mineralene som amfibol og zoisitt, har vist en poikiloblastisk tekstur. Inneslutningene synes generelt å være konsentrert mot sentrum i disse krystallene. Som før nevnt, tyder dette på en hurtig vekst i begynnelsen av

metamorfosen, som så har avtatt og krystallene har dermed fått tid til å rense seg opp i randsonen.

Ser en på mineralselskapet i glimmerskifrene i Vaddas-Rieppfeltet, som er pelittiske bergarter, opptrer mineralselskapet: Kwarts ± plagioklas ± granat ± staurolitt ± biotitt ± muskovitt ± kyanitt. Staurolitt er et typisk mineral for lav amfibolitt facies eller staurolitt-almandin subfacies av almandin-amfibolitt facies. (Winkler, 1967). Enkelte steder opptrer også kyanitt (i tillegg til staurolitt) som er typisk for midlere amfibolitt facies, eller kyanitt-almandin-muskovitt subfacies av almandin-amfibolitt facies (Winkler, 1967).

I bergartene er det et typisk trekk at sonene rundt granatene mangler biotitt (se fig. 1.4). Det vil si at granaten har vokset på bekostning av biotitten. Dette er en metamorf reaksjon som skjer mellom lavere og midlere amfibolitt-facies og den klarlegger metamorfosegraden eksakt.

Mineralselskapene som er beskrevet foran i bergartene utenom glimmerskifer passer også med i en metamorfosegrad på grensen lavere og midlere amfibolitt facies. Som vi skal se senere, har også malmene i feltet betydelige mengder med staurolitt, som viser at mineraliseringene har vært gjennom en like høy metamorfosegrad. Det at kloritt også forekommer aksessorisk i bergartene og malmene skyldes tilbakeskridende metamorfose.

Når det gjelder alderen av metamorfosen i relasjon til alderen av gabbro intrusjonen, synes det som om prosessene har pågått i omtrent samme tidsrom. Bare den lavere del av gabbrogneisen (i øst), sannsynligvis den del som har krystallisert ut først, er metamorfosert (Th.Vogt, 1927). I denne lavere del er alltid en del av den magmatiske pyroksen (diabas) omvandlet til hornblende i randsonen. I de øvre deler av gabbroen (i vest) derimot, er pyroksen helt frisk i den middelkornige lagdelte bergarten.

TEKTONIKK
=====

Foldning - linjasjon.

De sparagnittiske bergartene i Lilleelv-gruppen er mest sannsynlig eokambriske og sedimentasjonen i området synes å ha utviklet seg mer eller mindre kontinuerlig fra den tiden og utover. Som beskrevet forekommer konglomerater, men uten iakttagbare diskordanser. Det generelle fallet på bergartene i regionen fra Vaddas til Birtavarre er mot vest og tildels mot VNV.

Zwaan (pers.medd. 1973) som er i ferd med å sammenstille geologien på kartblad Nordreisa (1:250 000) har den oppfatningen at bergartene er foldet i et stort regionalt dragfold-mønster hvor hver sjenkel kan være flere kilometer. Disse sjenklene er lite foldet, mens foldningene i de skarpe ombøyningene er meget intense. Delvis forekommer også avrivinger med overskyvninger. Aksene på disse foldningene går omtrent i retning nord-sør.

Vaddas-området sedimentert med den intrusive Vaddasgaissagabbroen skulle da ligge på en av disse sjenklene. Barkey (1964) har satt opp et tektonisk kart over Oksfjord-Reisa-området. Hovedstrukturene som han har kommet fram til er Reisadal-antiklinalen og Oksfjord-synklinalen, som har en markert aksedepresjon i Vaddas-Gæiradalområdet. I denne depresjonen ligger Vaddasgaissagabbroen (se Pl.1.16).

Oksfjord-synklinalen har Barkey (1964) framstillet med akse-retning NNV-SSØ. Forfatterens oppfatning er at denne har mer retning nord-sør. Den dreier mot sørvest i Måskogaissa-området (se Pl.1.16). En annen markert regional synform kommer klart fram i Favresvarre-Heindal-området. Aksen til denne bøyer rundt fra en nord-sør-retning over mot en øst-vest-retning vestover mot Reisadalen. Denne foldningen i regional målestokk som også kan ses i detalj som små runde slepefolder i Vaddas-Rieppe-feltet er den som Zwaan (pers.medd. 1973) benevner F3.

De to nevnte synformene er muligens isoklinal-foldet og overfoldet mot øst når en kommer på vestsiden av Reisadalen, slik at det her blir et monotont fall med vest på denne siden av dalen og

sørover mot Birtavarre. På denne måten kan Vaddasgaissa-gabbroen være en intrusjon delvis i og på grensen mot Ankerlia-skiferen. Den store mektigheten på Ankerlia-skiferen kan delvis ha sin årsak i en isoklinalfoldning hvor ombøyningen av synformen er i Favresvarre-området. Den entydige ombøyningen kan også bare være en del av det regional foldesystem med store slepefolder. Vaddasgaissa-gabbroen har imidlertid virket inn under foldningene og forstyrret mønsteret omkring denne. Den samme oppfatning gir også Barkey (1964) uttrykk for.

Denne fasen (F₃) er så igjen foldet regionalt i store åpne folder med akseretning NV-SØ i en antiform gjennom Lilleelvdalen ved Vaddas og en synform over Rieppe (se Pl.1.16). Reisadal-antiklinalen er sannsynlig den samme foldningsfasen, men har en noe annen retning, mer NNV-SSØ. Forskjellen i akseretningen er sannsynlig forårsaket av Vaddasgaissa gabbromassivet. Gabbroen er tolket som pretektonisk intrusiv. Den har deltatt i foldningene og virket som et stivt legeme. Den sistnevnte åpne foldningsfasen er den som Zwaan (pers.medd. 1973) benevner F₄.

Disse to fasene (F₃ og F₄) er de som dominerer det regionale foldefasebildet i Vaddas-Rieppe-området. Men det er altså relativt store avvik i detalj rundt selve Vaddasgaissa-gabbroen.

Th. Vogt (1952-a) har målt strekningsstrukturer, eller "flowage structures" ved noen av de norske kisforekomstene. I en rapport fra Vaddas er resultatet av slike målinger ved Vaddas og langs E6 fra Nordreisa til Kvænangen presentert (Th. Vogt, 1952-b). Det omfatter vesentlig måling av detaljfolder og minerallinjasjoner. Resultatet gir ikke et helhetsbilde for feltet, til det er det for få målinger gjort kun langs alfarvei. De store avvik som Vaddasgaissa-gabbroen gir i strekningsstrukturene er ikke kommet fram.

I de siste årene er det gjort flere strukturgeologiske arbeider i området og da spesielt ut mot kysten. Pearson (1970) og Armitage (1972) har tatt Ph.D. i henholdsvis Strømfjord og Nordreisa-områdene. Flere, spesielt fra engelske universiteter, har arbeidet i Nord-Troms og Vest-Finnmark og et symposium om "The Caledonian Geology of Northern Norway" på Univ. College, Cardiff ble holdt i 1970 (Roberts, D. and Gustavson, M. ed., 1971).

Pearson (1971) har funnet et annet foldesystem enn det som er beskrevet, med en stor dekkefold mot vest, "Kvænangen Nappe Fold". Pearson mener at Rappesvarre gneisgranitt og Vaddas-kvartsitten er kjernen i Kvænangen dekkefold. Det som er svakheten med de strukturgeologiske undersøkelsene i feltet er bergartenes petrografi. Pearson (1971) har således parallellisert Vaddas-skiferen ("sølvskifer"), en sparagmittisk glimmerskifer, og Ankerlia - eller Oksfjord-skiferen, noe som absolutt ikke passer. Begge bergartene er forskjellige av utseende (makroskopisk) og petrografisk, og har utstrekning fra Nordreisa-området via Vaddas og til Birtavarre. Pearson har heller ikke tatt hensyn til konglomeratene over Vaddas-kvartsitten selv om de tidligere er beskrevet av Th.Vogt (1927) og Barkey (1964). Zwaan (pers.medd. 1973) som arbeider i området er også av den oppfatning at Kvænangen dekkefold ikke eksisterer.

På detaljnivå er det funnet at det i Vaddas-kvartsitten og andre av sedimentene kan opptre runde slepefolder. Disse har en flat akse i omtrent nord-sør retning på strekningen Vaddas-Rieppe, og de synes å fortsette tilnærmet parallelt med gabbrogrensene. Nord for Vaddas vil dette si mot nordvest og sør for Rieppe, mot SSV. Langs Vaddas-veien på strekningen fra Gressdal til Vaddas er det en sterkt utviklet linjasjon i glimmerskiferen under Vaddas-kvartsitten som faller svakt mot NV.

Det kan også måles en detalj-folderetning som har fall mot V til VSV på strekningen Vaddas-Rieppe. Mest framtrædende er disse i grønnsteinene og spesielt da sør for Rieppe-forkastningen på Rieppevarre. Ved undersøkelsene er det gjort målinger på detalj-folder i Vaddas-Rieppe området. På fig.1.33 er resultatet av målingene framstilt (Fig.1.33 b). Plotningen av observasjonene på Schmitt nett er gjort med EDB. Plotningene fra Barkey (1964) målinger er tatt med i fig.1.33 a.

Barkeys (1964) observasjoner er gjort i Oksfjord-Reisdal-området, mens de målinger som nå er utført er gjort i Vaddas-Rieppefeltet med størst mengde observasjoner omkring Rieppe. Likheten på de to nettene er imidlertid stor og det kommer fram en foldningsakse med relativt bratt fall mot V og en flat N-S akse (se fig.1.33).

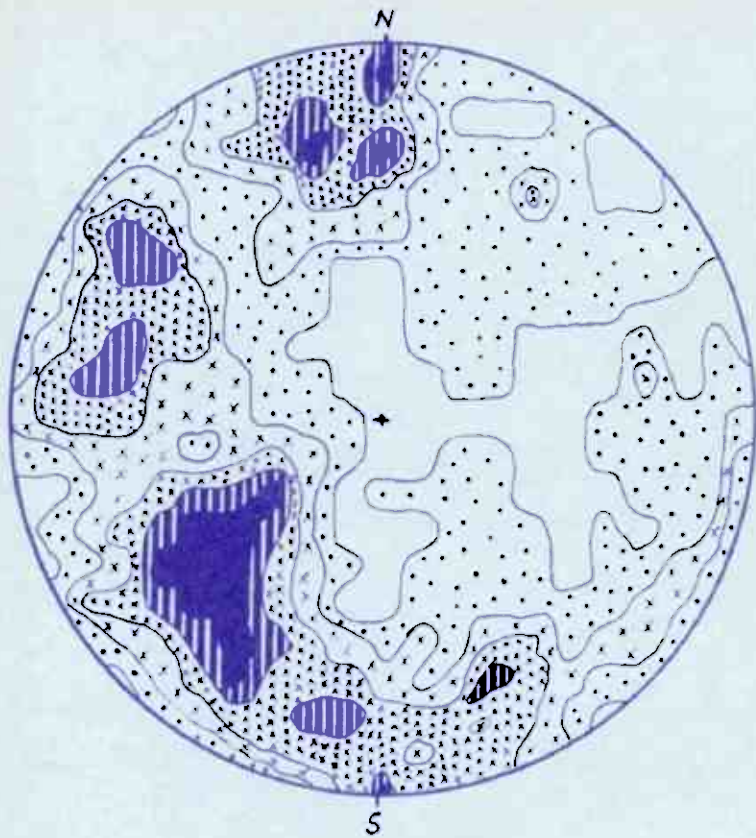


Fig. 1.33a

Målinger utført av Barkey (1964)
1962-64 i Nordreisa-Kvænangen-
området. Tils. 466 observasjoner

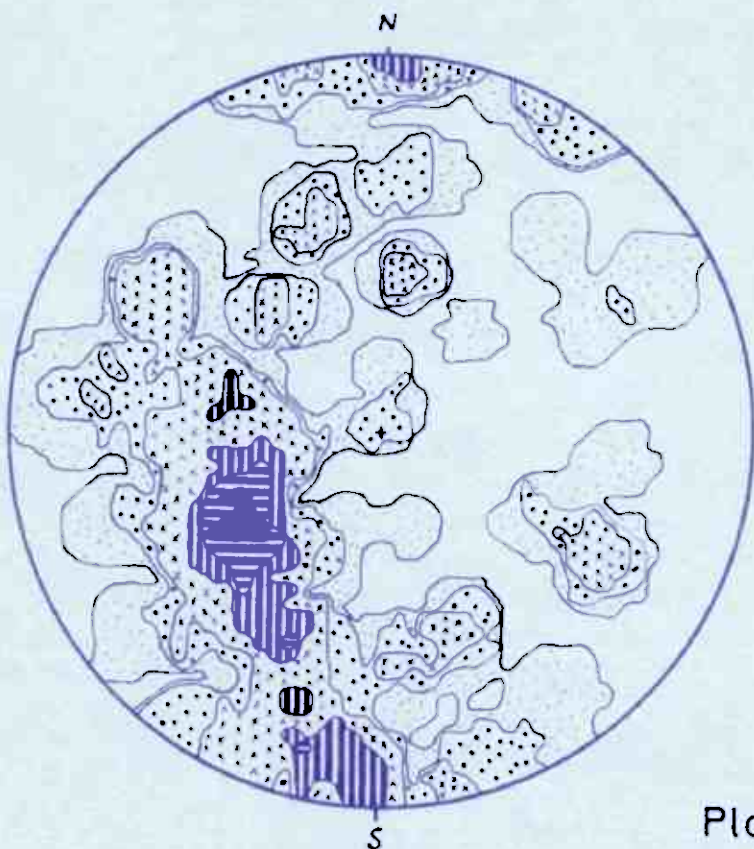
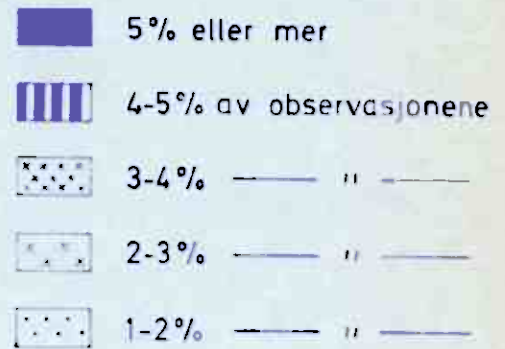


Fig. 1.33b

Målinger fra undersøkelsene
i Vaddas-Rieppe-feltet 1969-
72. Tils. 128 observasjoner.
Utskrift fra datamaskin



Plotninger på Schmittnett,
nedre hemisfære, av målte
akser på detaljfolder.

Forkastninger - oppsprekning.

I området er det to store regionale forkastninger. Dette er Rieppe-forkastningen og Durmålsskar-forkastningen (se Pl.1.16). Durmålsskar-forkastningen kan følges fra Sokkelvika på vestsiden av Reisafjorden og østover til Kvænangen. Vertikalkomponenten er ifølge Barkey minst 350 m hvor den nordlige blokk er falt ned. Spranghøyden synes imidlertid størst på Kvænangsfjellet og blir mindre mot vest (pers.medd. Zwaan, 1973).

Rieppe-forkastningen har ennå større vertikalkomponent, minst 800 m ved Rieppe. Den nordlige blokk har også her falt nedover. Forkastningen synes å splitte opp både mot vest og mot øst, over i blokkforkastningssystemer. Forkastningen er relativt ung og yngre enn overskyvningen av Vaddas-dekket.

Utenom disse regionale forkastningene som er betydelig i kaledonidene i Nord-Norge (Barkey, 1964), er det flere mindre blokkforkastninger som sannsynlig er forårsaket av og samtidig med dem. En del er tatt med på Pl. 1.16, og i detalj kommer forkastningene fram på de geologiske kart (Pl.1.2 -1.9). Fra det tektoniske kart (Pl.1.16) kan det virke som det er hyppigst med blokkforkastninger mellom Vaddas og Rieppe. Det er imidlertid en serie med blokkforkastninger øst for Storslett (Nordreisa) der hvor Rieppe-forkastningen splitter opp i vest (Wontka, 1971).

De regionale og også mindre forkastningene ses i terrenget som dype daler og skar. Mindre elver renner gjerne i disse forkastningssonene og danner enkelte steder flere titalls meter dype juv spesielt ved overgang fra harde til bløtere bergarter (se fig.1.2). Selve forkastningssonene er temmelig smale. I Rieppe-porten hvor bergartene er blottet på begge sidene av Rieppe-forkastningen er mektigheten på forkastningssonen omtrent 10 m. Det er altså her en temmelig knivskarp forkastning med stor spranghøyde.

Utenom de skar og elvedaler som er utviklet langs forkastningssoner er det også eksempler på at skarpe daler og skar er utviklet langs større sprekker hvor det ikke har skjedd noen forskyvning.

På strekningen Vaddas-Rieppe er det målt sprekker over et lite areal på 20 forskjellige lokaliteter (utført av tyske studenter). Det er gjort ca. 100 målinger på hver lokalitet, altså tilsammen

ca. 2000 målinger. Resultatet er vist på fig.1.34. Det kommer fram en dominerende øst-vest sprekkeretning, den samme hovedretningen som for større og mindre blokkforkastninger i feltet.

Det synes å være en viss øket sprekkehyppighet med retning omtrent nord-syd. Dette er sannsynligvis dalsidesprekker på grunn av det topografiske relieff. Målingene er med unntak fra 3 lokaliteter gjort i grønnsteinene, gjerne i nærheten av mineraliseringen i Vaddas-nivå. Sprekkerose for hver av de 20 lokalitetene er framstilt hver for seg med avmerking av målested i rapport fra feltarbeidene i 1969 (Lindahl, 1969).

Overskyvninger - bevegelsesplan.

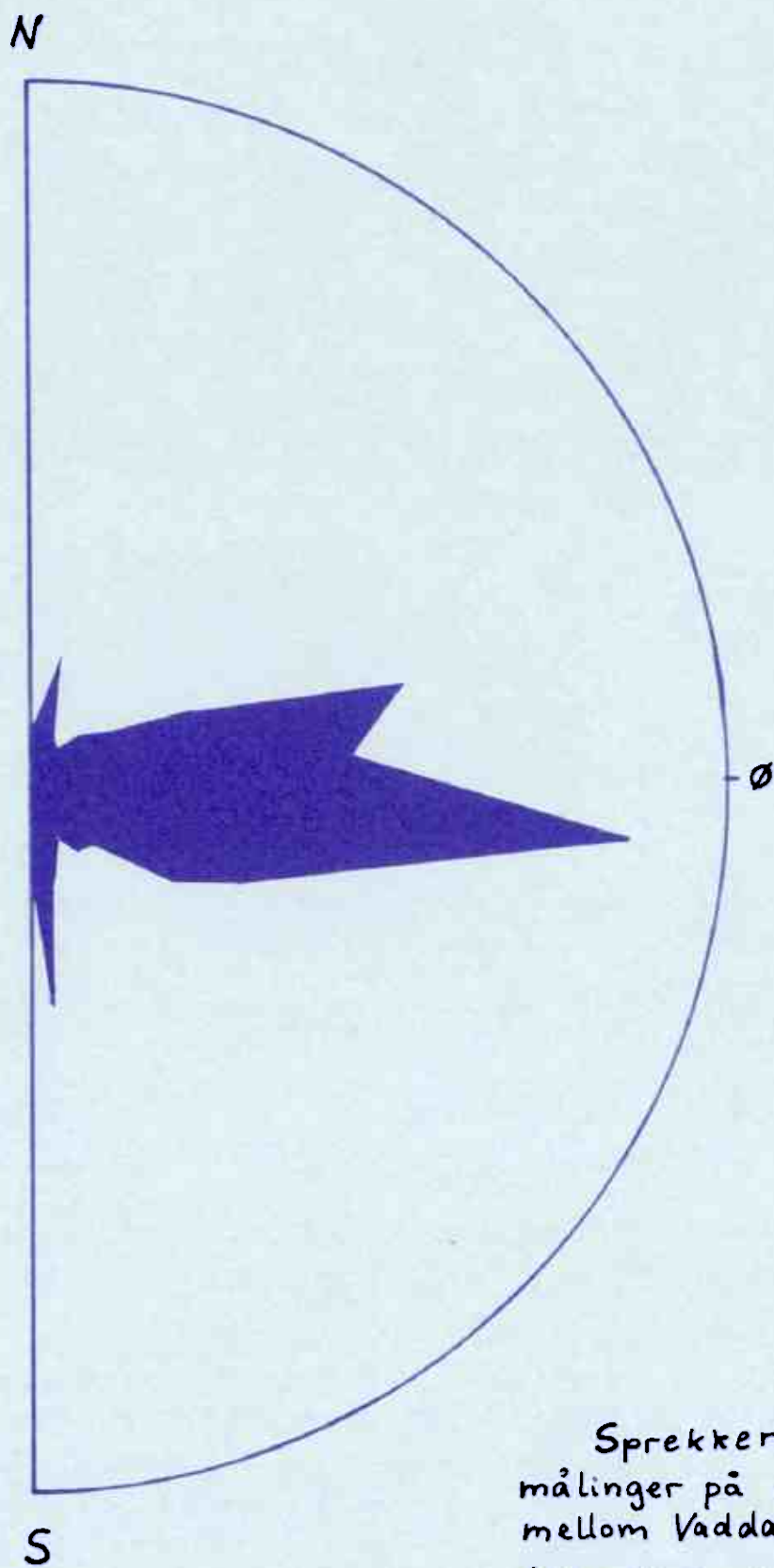
I den stratigrafiske oversikten over bergartene i feltet er det under Vaddas-dekket lagt en skyvesone. Overskyvningssonen kan kartlegges som en øyegneis som er en blastomylonitt (Ryghaug, 1973) med rundete porfyroblaster av feltspat og granat. Skyvesonen er tatt med på det tektoniske kart (Pl.1.16). Den er kartlagt av Zwaan-gruppen.

Utenom denne hoved-skyvesonen er det flere plan nær parallelt lagningen hvor det har skjedd en bevegelse. Hele Vaddas-nivå med mineraliseringer er "durchbewegt". Skiferfiller og bergartsfragmenter flyter i en sulfidmatriks (se under malmenes beskrivelse). Det har skjedd en markert knaing av malmen hvor også sidesteinen er involvert.

Det har også skjedd bevegelser i malmer som Nedre Nomilolgi og i Rieppe som ligger i andre stratigrafiske nivå. Det må også regnes med at det i bergartsserien har skjedd flere små forskyvninger uten at disse kan kartlegges eksakt.

Alle overskyvningene, regionalt og i mikromålestokk, er sannsynlig forårsaket av samme skjærkraftpar.

Ut fra de mineralogiske observasjonene fra skyvesonene er det klart at denne knaingen og overskyvningen er eldre enn den siste metamorfosetoppen.



Sprekkerose for
målinger på 20 lokaliteter
mellom Vaddas og Rieppe.
(tils. 2015 observasjoner
med ca. 100 på hvert sted)

Fig 1.34

MALMGEOLOGI.

=====

Innledning.

Kambro-siluriske kaledonske bergarter forekommer langs fjellkjeden i en lengde av omkring 1500 km, fra Rogaland til Nord-Troms. I disse bergartene opptrer det massive sulfidforekomster fra Karmøy i sydvest til Vaddas-området i nordøst, som av Vokes (1958) er betegnet som en kaledonsk metallogenetisk provins for forekomstene av denne typen. Kisforekomstene er ikke jevnt fordelt i hele dette belte, men samlet i bestemte distrikter eller subprovinser. I de fleste av områdene er kisforekomstene nær knyttet til bergarter av vulkansk opprinnelse. Disse kan være (pute)lavaer eller tuffer og agglomerater. Skifre i kisleltene som er metasedimenter, er også tilblandet mye vulkansk pyroklastisk materiale. De fleste kisforekomster synes å ligge i bergarter av ordovisisk alder.

Sulfidforekomstene i Vaddas tilhører den nordligste av de ovennevnte subprovinser og ligger nordøstligst i et belte som strekker seg sørvestover, forbi Birtavarre-området og Skibotndalen til Signaldalen. I tillegg kan de pyrittiske forekomstene på Ringvassøy nevnes (Vokes, 1958). I de øvrige kaledonske subprovinser med kiser, er flere av forekomstene økonomisk drivverdige og er i drift. I Nord-Troms er det for tiden ikke påvist forekomster av økonomisk betydning. Før siste verdenskrig var det drift på Birtavarremalmene, Moskodal grube og undersøkelsesdrift i Vaddas. Ved vurderinger først på 1950-tallet med igangsetting av en "Nord-Norge plan" ble Vaddas-området sett på som det mest lovende.

C.W.Carstens (1935) og Foslie (1926 og 1933) har presentert en klassifikasjon av de kaledonske kisforekomstene som delvis ennå er benyttet, men som kanskje ikke idag legges så stor vekt på. Klassifiseringen har følgende grupper :

1. Leksdalstypen eller vasskisen.
2. Rørostypen, med enten svovelkis eller magnetkis som hovedsulfider.
3. Rødhammertypen (Carstens) eller Bjørkåsen-typen (Foslie) som hovedsakelig er svovelkismalmer med lite Cu.
4. Fløttumtypen (Carstens) som er svovelkis eller magnetkismalmer med Zn, Pb, Cu og gjerne noe arsen.

Klassifiseringen er i stor grad basert på genetiske kriterier etter de idéer som gjaldt for dannelsesprosessene, men er også delvis gjort etter mineralogien i malmene.

Vokes (1962) har gjort forsøk på en klassifikasjon av de norske kisforekomstene og delt inn i hovedgruppene konkordante svovelkisforekomster og mindre regulære magnetkismalmer som oftest er breksierte. Saager (1967) foreslår også en klassifisering av de norske kisforekomstene, med en inndeling basert på svovelkis-magnetkis mengdeforholdene og dessuten på mengdeforholdet mellom Cu-Zn-Pb. Waltham (1968) har gjort et forsøk på en klassifikasjon med mineralogi, "base-metals" og tekstur som kriterier. Arbeidene av Saager (1967) er gjort i Rana-området og av Waltham (1968) i Follidal-området og bærer et visst preg av det, med tildels navn på lokale gruber og skjerp som gir gruppene navn.

I forekomstene i Vaddas-feltet er magnetkis det dominerende sulfidmineral. I mindre mengde opptrer svovelkis, fra akessorisk mengde til henimot i like stor mengde som magnetkis. De økonomisk viktige "base-metals" i feltet er vesentlig Cu som opptrer som kopperkis. I Rieppe-forekomsten opptrer Zn i økonomisk interessante mengder. En klassifisering av forekomstene i feltet vil være at Vaddas-forekomsten er en overgangstype kismalm mellom magnetkis og svovelkis-type. Th.Vogt (1927) har betegnet Vaddas-malmene som et typisk eksempel på Røros-Sulitjelma-typen ut fra Carstens & Foslie. Rieppe-malmen er en uregelmessig mineralisering av magnetkis-type med betydelige mengder Zn og noe Cu. Både Vaddas og Rieppe-malmene er helt entydig kraftig "durchbewegt".

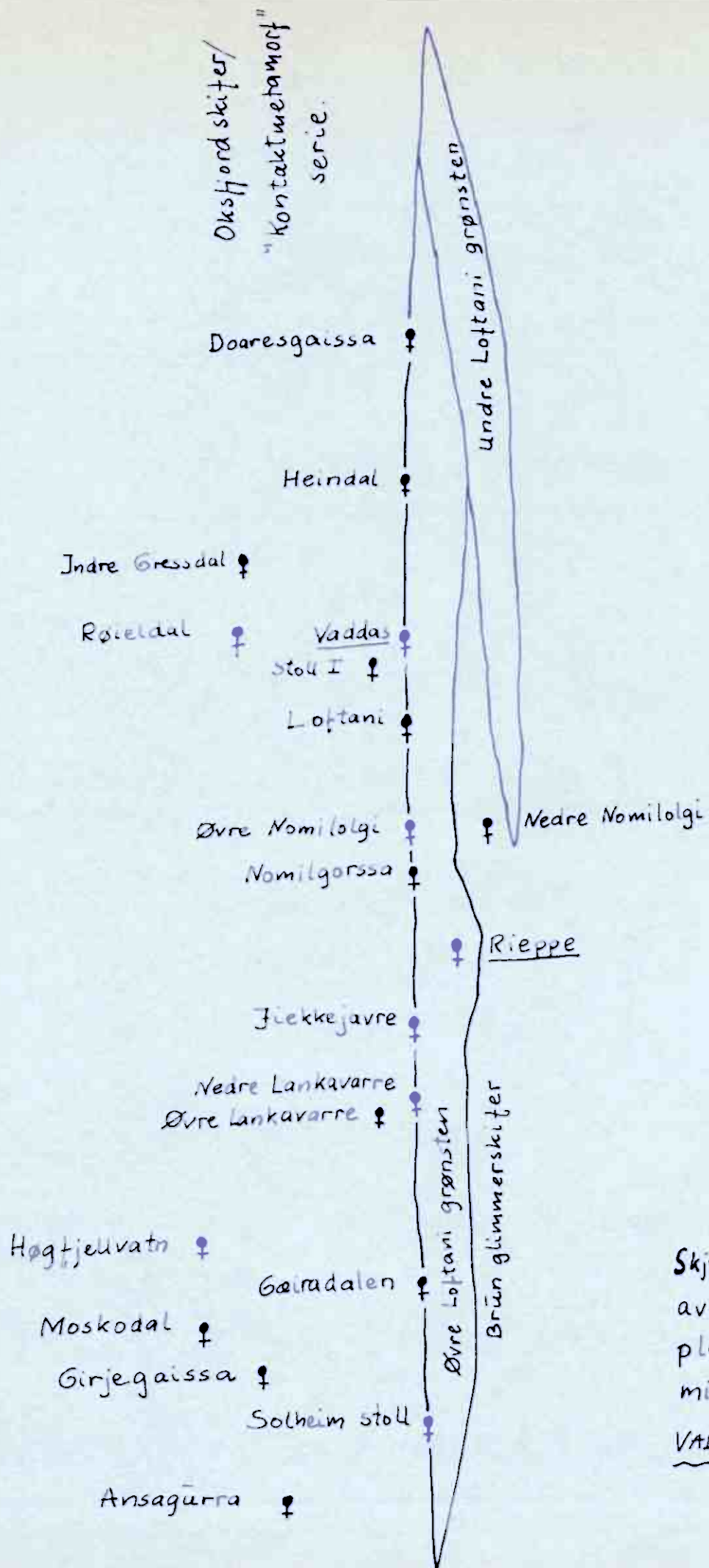
I det kartlagte feltet opptrer de forskjellige sulfidforekomstene i bestemte lithostratigrafiske nivåer. Dette er framstilt på den skjematiske skissen på fig.1.35. Loftani-grønnsteinens utbredelse sammen med en skjematisert framstilling av forekomstenes beliggenhet framgår også av skissen. Det ses av fig.1.35 at det i feltet klart kan skilles ut 4 forskjellige nivåer, eller mineraliserte soner.

I det laveste nivå er det kun en forekomst, Nedre Nomilolgi. Den ligger i den brune glimmerskifer i en markert "durchbewegt" sone.

I det neste mineraliserte nivå forekommer Rieppe-malmen som eneste forekomst. Den skiller seg markert ut fra de andre mineraliseringene med sitt store Zn-innhold. Malmen er også i dette nivå markert "durchbewegt" og uregelmessig. Den ligger langt nede i øvre Loftani grønnstein.

Vaddas-nivå med mineraliseringer er hovednivået i feltet med mange forekomster av massive sulfider. Det ligger på toppen av øvre Loftani grønnstein og er svært utholdende. Nivået langs strøket kan følges i en lengde av ca. 35 km fra Doaresgaissa i nordvest til Solheim stoll på østsiden av Reisadalen. (Se plottingen på Pl.1.15). Malmene i Vaddas-nivået er også tydelig tektonisk påvirket og "durchbewegt" med boller av sidestein i malmen.

Det øverste nivå med mineraliseringer i feltet ligger oppe i den "kontaktmetamorfe" serien, eventuelt i Oksfjord-skifer eller ifølge betegnelsen i Birtavarre-feltet, Ankerlia skifer. Det er flere spredte forekomster i denne mineraliserte sonen som er valgt å kalle Birtavarre-sonen. Forekomstene kan ikke i detalj etter de undersøkelser som hittil er gjort, påvises å ligge eksakt i samme nivå og derfor er sone brukt som betegnelse. I Vaddas-området er det flere forekomster i Birtavarre-sonen. Det kan nevnes, Moskodal, Høgfjellvatn, Røieldal, Girjegaissa og Indre Gressdal. (Se Pl.1.15 og fig.1.35). Forekomster som øvre Lankavarre og Stoll I i Vaddas-Rieppe-feltet tilhører muligens også denne gruppen, men skiller seg ut på grunn av sitt innhold av svovelkis. Dette mangler i de andre forekomstene. Den nordligste forekomst på vestsiden av Reisadalen i Birtavarre-sonen er



Skjematisk framstilling
 av litostratigrafisk
 plassering av
 mineraliseringene i
VADDAS-RIEPPE feltet.

Fig 1.35

J.d.

Ansagurra.

Tidligere har ikke disse forskjellige mineraliseringsnivåene vært klarlagt. Vokes (1958, p.18) sier at Moskodal Gruve mest sannsynlig ligger i Ankerlia-skiferen, noe som også er i overensstemmelse med de undersøkelser som nå er gjort. Færden (1955) sier - "Ved konferanse mellom, og rekognoseringer med, geologer fra Norges Geologiske Undersøkelse og A/S Norsk Bergverk er det nu fastslått at malmdraget Birtavarre-Vaddas henger sammen". Dette stemmer ikke helt med de nye undersøkelsene, men er dog avhengig av hva en definerer som "malmdrag".

De fire forskjellige nivåene med sulfidmineraliseringer kan skilles fra hverandre ut fra måten å opptre på (form, utstrekning), makroskopisk forskjell på malmtypen i håndstykke, fra mineralogi og mengdeforhold med sporelementer. Dette blir behandlet nærmere i de etterfølgende avsnitt.

Av de massive sulfidforekomstene i den kaledonske metallogenetiske subprovins i Nord-Troms er det bare Birtavarre-forekomstene som er nøyere undersøkt malmgeologisk. Dette ble gjort på 1950-tallet (Padget, 1955 og Vokes, 1957). Noen sammenfattet beskrivelse av malmene i Vaddas-Rieppe feltet utenom de teknisk-økonomiske, er ikke gjort med unntak av notater hvorav bare noen få er publiserte.

Th.Vogt (1927) betegnet forekomstene som plateformige og injiserte i amfibolittisk skifer. Bjørlykke og Jarp (1948) har gjort en undersøkelse av Co-innholdet i svovelkis og gitt en analyse fra Loftani. Færden (1954) har sett på sammenhengen mellom Cu-gehalten i malmen og mektigheten i Vaddas. Bjørlykke (1956) har vurdert mengdeforholdet av svovelkis og magnetkis i Vaddas-forekomsten. Barkey (1964) har dessuten gitt en kort makroskopisk beskrivelse av de forskjellige mineraliseringene.

Kleine-Hering er for tiden i ferd med å skrive en doktorgrad ved Universitetet i Mainz om malmineralogien i Moskodal gruver og de omkringliggende forekomstene Høggfjellvatn og Girjegaissa.

MALMENES MINERALOGI. =====

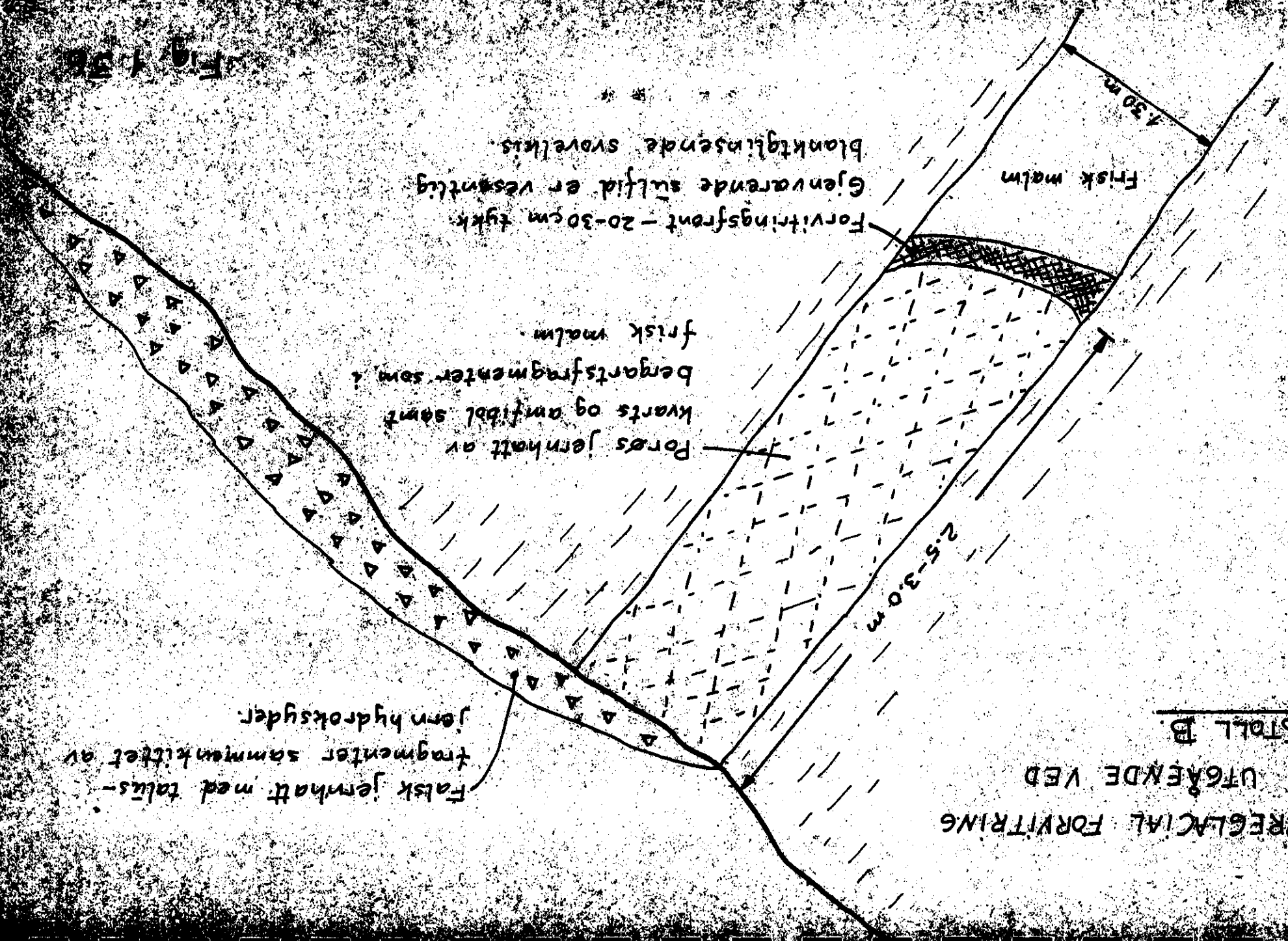
Malmene og mineraliseringene i Vaddas-feltet er fra impregnasjoner til semimassive malmer. I Vaddas-nivå med mineraliseringer er det typisk med et mengdeforhold mellom sulfid/silikat på ca. 1:1. Silikatene utgjør dermed en viktig del av selve malmen og derfor er det valgt også å ta med både sulfidene og silikatene i beskrivelsen av malmenes mineralogi.

I Vaddas-feltet varierer graden av forvitring i utgående av mineraliseringene temmelig mye. Enkelte steder er det en oksydasjonssone på noen få dm, mens det andre steder er minst 3 m. Dette er antatt å henge sammen med at utgående av malmene ligger i området omkring toppen av antatt øvre grense av is under den siste glaciële periode. De største mektigheter med jernhatt er derfor mest sannsynlig rester av en preglacial forvitring. Det er også av stor betydning om utgående har ligget i trykkskygger ved isbevegelsen eller på trykkpunkter. Totalt gir dette at forvitningsgraden av malmene i utgående viser et meget usystematisk bilde.

På Doaresgaissa, Indre Gressdal, Loftani og Lankavarreforekomstene er det en oksydasjonssone på utgående som er mindre enn $\frac{1}{2}$ m. Det samme gjelder stort sett for Rieppeforekomsten. I deler av utgående på øvre Nomilolgi, Heindal og ved Jiekkajavre er oksydasjonssonen stedvis opptil et par meter. I Grytlia ved Vaddas får en ved innslaget til Stoll B et meget klart inntrykk av overflateforvitringen, som her er 2-3 m mektig. Se fig. 1.36. Ved Stoll A og Stoll I derimot er oksydasjonssonen over malmens utgående av betydelig mindre tykkelse, mindre enn $\frac{1}{2}$ m. Disse store variasjoner i forvitningsgrad skyldes nettopp slike nevnte rester av preglacial jernhatt.

Mikroskopiske undersøkelser viser at det sulfid som helt markert aller først utsettes for forvitring er magnetkis. De andre sulfidene kommer i en gruppe for seg og både sinkblende og kopperkis er relativt resistente mot forvitring. De påvirkes kun i liten grad før det aller meste av magnetkisen er oksydert, men etter det kan en tydelig se at kopperkis angripes noe før svovelkisen.

PREGLACIAL FORVITRING
 I UTGÅENDE VED
 STOLL B.



Blanktblinsende svarellis
 Gjenvarande sulfid er vesentlig
 Forvitringsfront - 20-30 cm tykk

Fors jernhalt av
 kvarts og amfibol samt
 bergartsfragmenter som
 frisk malin

Falsk jernhalt med talus-
 fragmenter sammankittet av
 jernhydroksyder

Fig. 1. B.

Cementasjonssoner i forbindelse med sulfidmineralingenes forvitring mangler som regel helt. Det kan se ut som om overflatevannet oftest har ført bort metallionene, da først og fremst Cu, og dermed er det i svært liten grad kommet i gang noen utbytting av Fe med Cu. Cementasjonen i feltet har i allfall bare maksimalt et par dm tykkelse. Dette står i kontrast til Bjørlykkes (1960) oppfatning av at også de norske kaledonske kisforekomster har anrikning av Cu i de øverste deler. Observasjonene passer bedre med Vokes' (1961) oppfatning at det ikke er skjedd noen sekundær anrikning i disse kisforekomstene som har kopperkis som det eneste kopper-mineral. En anrikning synes meget lite sannsynlig under de klimatiske forhold som har rådd etter istiden, hvor isen gjerne har skrappt helt ned på uforvitret malm. Bergarten og malmen har vanligvis også så liten permeabilitet at en slik anrikningsprosess er relativt usannsynlig.

Malmmineraler.Sulfider.

Magnetkis

Svovelkis

Kopperkis

Sinkblende

Blyglans

Cubanitt

Markasitt

Mackinawitt

Arsenkis

Molybdenglans

Bornitt-idaitt-covellin

Oksyder

Magnetitt

Ilmenitt

Hemoilmenitt

Rutil

Hematitt

Andre mineraler.

Gedigent Bi

Hedleyitt

Fahlerts.

Boulangeritt

Kobberlasur og malakitt

Uidentifiserte mineraler

Sulfider.Magnetkis.

Magnetkis er det vanligst opptredende sulfidmineral, og er hovedmineralet i de fleste av mineraliseringene i Vaddas-feltet. I Vaddas-nivå med mineraliseringer og i forekomstene Stoll I og Øvre Lankavarre er det magnetkis og svovelkis som er hovedsulfidene. I Vaddas-forekomsten dominerer magnetkis og forholdet magnetkis:svovelkis varierer vanligst fra 2:1 til 5:1. Et liknende forhold er funnet av J.H.L.Vogt (1920). Bjørlykke (1956-b) har skilt mellom forskjellig mengdeforhold mellom mineralene i deler av Vaddas-forekomsten, ut fra resultatene av Fe og S-analysene. Dette har gitt et svovelkis:magnetkisforhold på:

G-stoll	1:4
F-stoll	1:3
E-stoll	1:2
D-stoll	1:2

Egne visuelle inntrykk er at det samme forhold i stollene A og B er ca. 1:2.

I forekomstene på Loftani varierer mengdeforholdet mellom svovelkis og magnetkis omkring 1:1. I forekomstene Nomilolgi, Nomilgorssa og Undre Lankavarre dominerer magnetkisen sterkt. I Stoll I, ved Jiekkejavre og Doaresgaissa er det omtrent like mengder svovelkis og magnetkis, men med store svovelkisporfyroblaster.

Særlig tydelig fra Stoll A er det funnet en mineralbånding i malmen med 5-10 cm bånd hvor henholdsvis magnetkis eller svovelkis dominerer. I Stoll I er det også funnet en markert bånding, men her mellom sulfider og magnetitt. Utenom dette synes malmene relativt homogene i mineralforhold. Det generelle bilde av malmteksturen i malmene i Vaddas-nivå er at magnetkisen gjerne sammen med langt mindre mengder kopperkis, utgjør mellommassen mellom euhedrale og subhedrale silikatkrystaller, rundete bergartsfragmenter av amfibolitt og kvarts og idiomorfe til hypidiomorfe poikilittiske svovelkiskrystaller. Magnetkisen i denne mellommassen er kornet, oftest temmelig jevnkornig innen de forskjellige forekomstene, men varierer en del fra forekomst

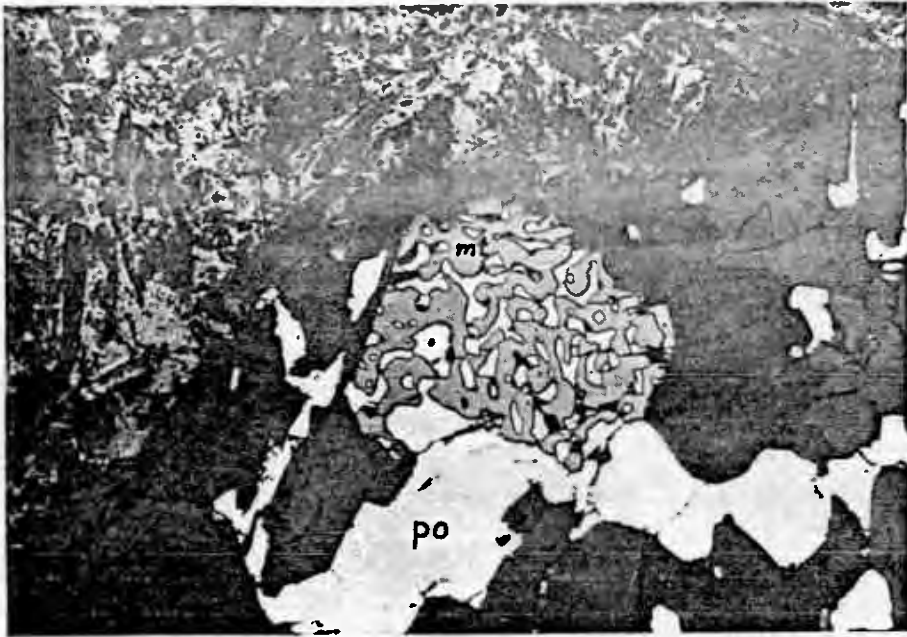


Fig.1.37

Myrmekittisk tekstur mellom magnetitt (mt) og magnetkis (po) i silikater. Reflektert lys, luft. 90X forstørrelse. (VR 536-3494, Indre Gressdal).

Fig.1.38.a

Svovelkis (py) erstattes av magnetkis (po). Det mørkeste er silikater. Reflektert lys, luft. 224X forstørrelse. (VR 368-3326, Vaddas-stoll G).

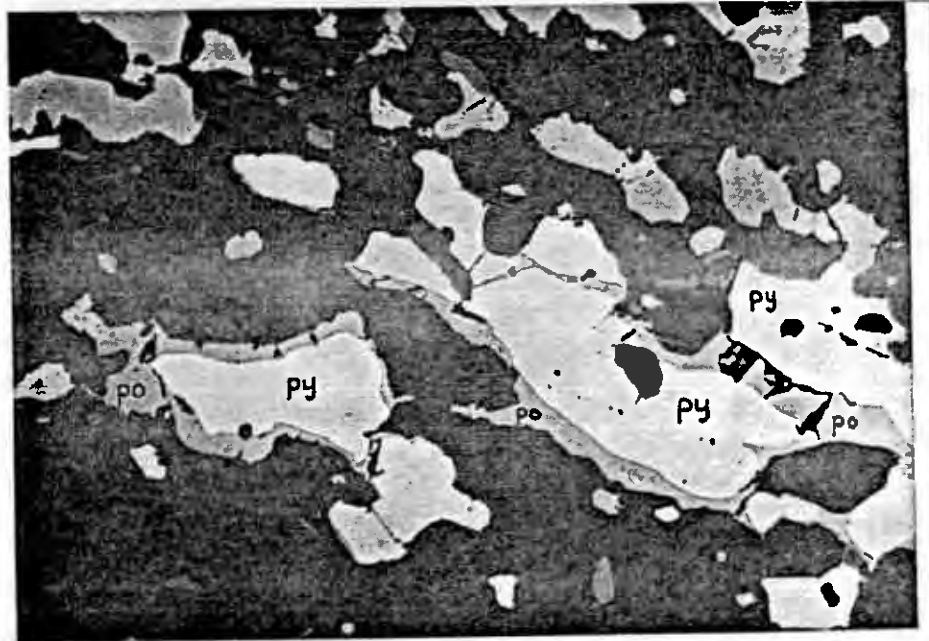
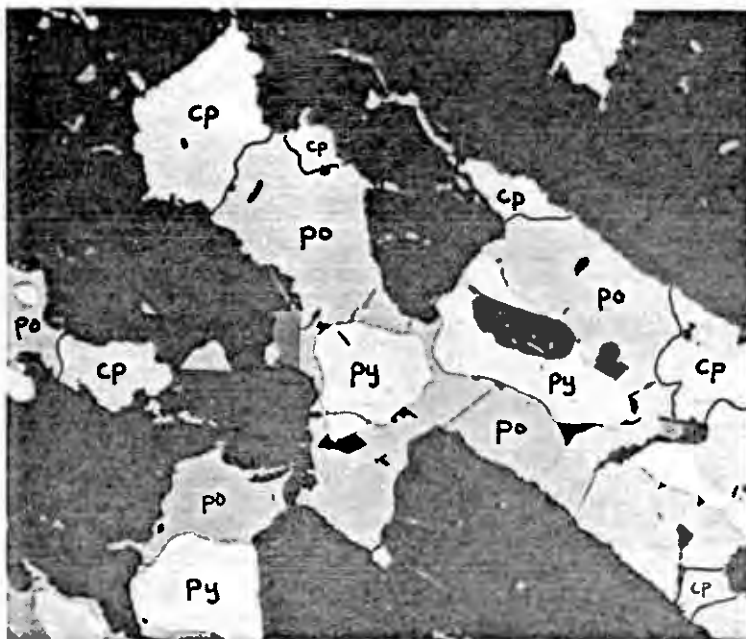


Fig.1.38.b

Svovelkis (py) erstattes av magnetkis (po) som igjen erstattes av kopperkis (cp). Det mørkeste er silikater. Reflektert lys, luft. 224X forstørrelse. (VR 368-3326, Vaddas-stoll G)



magnetkiskrystallene. Orienteringen av krystallene på begge sider av slike glidesoner kan ses er lik ut fra en svak tendens til spalteriss langs (0001)-plan, og dessuten går forvitringen av magnetkisen hurtigere langs disse spalterissene og gjør at de blir eksponert enda klarere.

Magnetkisen viser oftest en metamorf polygonal tekstur (Stanton, 1964). Det er ikke noen tegn til erstatning (replacement) utenom i ett tilfelle i Vaddas-gruven fra G-stoll. I en breksiert del av malmen, med en breksje som er entydig yngre enn den generelle "durchbewegung" av malmen, er ofte svovelkisen erstattet av magnetkis. Forskjellige grader av erstatning kan ses, fra en tynn randsone i svovelkiskrystallene som er erstattet til nær hele krystallene. Dette er vist i fig.1.38, hvor det også kan ses at magnetkisen igjen er delvis erstattet av kopperkis.

Prøvene av malmen fra Vaddas-Rieppe er oftest tatt temmelig overflatenære. Magnetkisen er derfor i de undersøkte slip gjerne forvitret i større eller mindre grad. Forvittringsfronten er gjerne sagtakket med spisser pekende innover i kornene langs spalteriss ((0001)-plan), og også langs sprekker hvor forvitringen går lettest. Bak forvittringsfronten har en det typiske "Zwischen"-produkt (Ramdohr, 1969) og så en sekundær svovelkis, og i noen spesielle tilfeller noe markasitt. Pene helt regelmessige "birds-eye"-teksturer kan også være utviklet. Spesielt fra Doaresgaissa kan en finne slike skoleeksempler på "birdseyes", og finne at den sekundære svovelkisen har begynt å utvikle idiomorfe krystaller.

Et inntrykk fra mikroskoperingen av malmene er at betingelsene for dannelsen av enten sagtakket forvittringsfront eller mer ideelle birds-eyes har skjedd med forskjellig forvittringshastighet under forskjellige fysikalsk-kjemiske betingelser. Pene birds-eyes er dannet i malmens oksydasjonssone nær forvittringsfronten. Lenger opp i oksydasjonssonen er forvitringen lengre framskredet og sonen med "Zwischen-produkt" er bred og magnetkisen har stor grad av nedbrytning. Forvittringsfronten i de enkelte mineralkorn er da alltid sagtakket.

Det er gjort mineralseparasjon på malm fra forekomstene i feltet. Magnetkiskonsentratene som er produkter fra flotasjon

og skilt fra svovelkisen med magnetseparasjon gir følgende variasjoner i Ni og Co-innhold.

Co: 0.012 - 0.11 %

Ni: 0.005 - 0.05 %

Undersøkelser av magnetkis med mikrosonde i svovelkis-magnetkismalm ga følgende Ni og Co-innhold:

Co: 0.05 - 0.12 %

Ni: 0.02 - 0.07 % (ekstremt i Doaresgaissa 0.11 - 0.13 % Ni).

Co-innholdet er markert lavere enn i svovelkis og Ni-innholdet høyere. (Se tabell 1.4 under beskrivelse av svovelkis).

Dette vil også bli omtalt nærmere senere ved sammenstillingen av elementfordelingen i malmene.

Svovelkis.

Det nest vanligste sulfid fra forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet er svovelkis. I mineraliseringene i Vaddas-nivå og Stoll I-nivå forekommer mineralet i størst mengde, mens det i Indre Gressdal og Rieppe-forekomstene er et aksessorisk mineral. Svovelkis opptrer også i temmelig liten mengde i en forekomst som Nedre Lankavarre og nærmest som et unntak for mineraliseringene i Vaddas-nivå.

Svovelkisen har som primært mineral alltid en metamorf poikiloblastisk tekstur. Krystallene er hypidiomorfe til idiomorfe, med inneslutninger av de andre hovedsulfidene, oksyder og silikater. Kornstørrelsen kan være fra $\frac{1}{2}$ mm og ekstremt oppover til 10 cm store krystaller (Stoll I og ved Jiekkejavre), mens den gjennomsnittlige kornstørrelsen kanskje ligger på 1-3 mm. Kornstørrelsen i svovelkisen som er poikiloblastisk har øket med metamorfosegraden og det viser at forekomstene Jiekkejavre, Stoll I og delvis også Doaresgaissa har vært utsatt for høyest metamorfose av de svovelkisrike forekomstene. Ved krystallveksten i svovelkisen kan det sees at ikke alle deler av samme krystallflate har vokst like langt på forskjellige sider av mineralkorn som er i ferd med å bli innesluttet. Se fig.1.39. Vokes (1963, p.39) har beskrevet samme tekstur fra Bleikvassli-forekomsten og også tolket dette som et resultat av metablastese.



Fig.1.39

Poikiloblastisk svovelkis (hvit) hvor magnetkis (lys grå), magnetitt (grå) og silikater (mørkest) blir innesluttet. Kubeflaten øverst har vokset med forskjellig hastighet. Reflektert lys, luft, 35X forstørrelse. (NTH-s-3329, Vaddas, F-stoll).

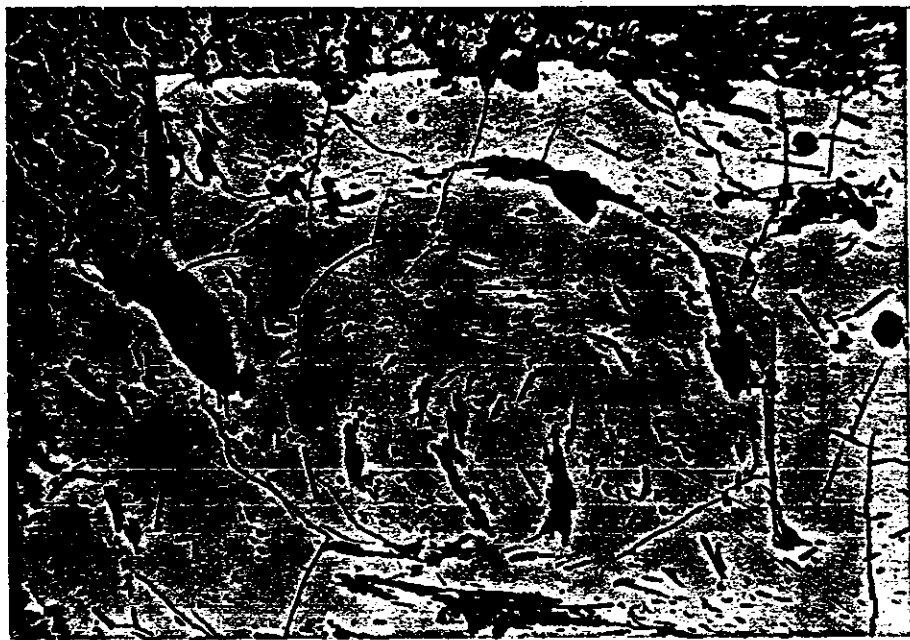


Fig.1.40

Svovelkisporfyroblast hvor den indre tekstur viser at den har rullet ved blastesen. Hvit = svovelkis, grå = magnetkis, mørk grå = magnetitt, sort = silikater. Reflektert lys, luft, 35X forstørrelse. (VR 326-3333, Jiekkejovre).

Svovelkiskrystallene er temmelig ofte svakt oppsprukket. I enkelte tilfeller er det skjedd en relativ forskyvning av bitene som krystallene er oppsprukket i, og i noen få ekstreme tilfeller kan svovelkisen være mylonittisert. De forskjellige grader av kataklase er tydelig tegn på postmetamorf tektonisk innvirkning med forskjellig intensitet.

Der hvor sprekkeene i svovelkisen har åpnet seg, er de fylt med andre sulfider som er remobilisert og migrert inn i disse. Hovedsaklig er dette kopperkis, men sinkblende og magnetkis kan også opptre i disse sprekkeene. Vanligvis er det ingen tegn til korrosjon og erstatning (replacement) av svovelkisen langs sprekkeene, det har kun skjedd en innfylling. Men i enkelte spesielle tilfeller ses det at svovelkisen er erstattet av kopperkis og i liten utstrekning sinkblende. Det er også i Rieppe funnet at sprekker i svovelkis kan være fylt av mobilisert blyglans og gedigent vismut.

Langs sene bevegelingsplan som en sjelden gang er funnet i Vaddas-malmen er svovelkiskrystallene mylonittiserte. I denne svovelkisbreksjen kan det også opptre korn av markasitt. Svovelkis-bitene kan være erstattet av kopperkis og magnetkis i randsonene (Se fig.1.38).

Fra Jiekkejavre-forekomsten er det funnet at svovelkiskrystallene er rotert under blastesen (Fig.1.40). Dette ses fra orienteringen av inneslutningene som er kvartskorn og amfibolnåler. Fra forekomstene hvor svovelkis opptrer, kan det også gjerne ses at kopperkisen er konsentrert ved svovelkiskrystallene, gjerne i trykkskygger (strain shadows) ved disse. Det tyder også på at malmen har vært utsatt for et visst stress etter krystallveksten. Lignende rotering av porfyroblaster i sedimentene i Vaddas-gruppen er før beskrevet. Det kan gjelde granater, amfibol, zoisitt og biotitt.

Svovelkisen viser ikke tegn til forvitring så sant en har rester av andre sulfider som ikke er forvitret. Det synes å være slik at det siste sulfidet som angripes ved oksydasjon i dette klima er svovelkisen.

Som nevnt under beskrivelsen av magnetkis er denne gjerne forvitret og svovelkis dannes da sekundært. I enkelte spesielle tilfeller (Doaresgaissa) er svovelkisen rekrystallisert til

synbare idiomorfe krystaller. Svovelkis er også dannet sekundært i malmen fra Indre Gressdal. Den kan dannes i kopperkis og i cubanittlameller i kopperkisen. Teksturen er her ingen typisk forvitringstekstur, men det er alltid en viss udefinerbar omvandlingssone rundt disse aggregater av små svovelkiskrystaller eller enkeltkrystaller som i noen tilfeller er idiomorfe (se fig. 1.41). I en likevektsinnstilling av sulfidsystemet Cu-Fe-S ved magmatisk krystallisering eller ved avkjøling etter høy metamorfose vil ikke svovelkis og cubanitt kunne opptre sammen (Yund og Kullerud, 1966). Identifikasjonen av de meget små idiomorfe svovelkiskrystallene er konfirmert ved mikrosonde.

Ved etsing av svovelkisen kan en som kjent få fram vekstplanene i krystallene. Dette er ikke gjort med svovelkis fra feltet, men ved å la polerslip ligge slik at det får et overflatebelegg, er det funnet en sonering som er parallell krystallplanene, og denne sannsynlige vekstsonering kommer pent fram i dette belegget med forskjellig tykkelse. Vekstsonene som eksponeres på denne måten, kan skyldes varierende mengder med f.eks. Co i svovelkisen i de forskjellige planene. Slik Co-sonering er blant annet funnet av Bartholomé et. al. (1971), hvor de Co-rike sonene i svovelkis har opptil 4% Co (Se fig. 1.74).

Det er fra 8 av forekomstene i feltet gjort undersøkelser av svovelkis med mikrosonde (ARL) for å finne fordelingen av Co og Ni innen krystallene og innhold i forhold til magnetkisen like ved krystallene. Det er kommet fram en klar variasjon i innholdet av de nevnte elementene i svovelkis fra de forskjellige forekomster og også innen enkelt-krystaller. En svovelkiskrystall som viste antatte vekstsoner ut fra det omtalte overflatebelegg er spesielt undersøkt (slip 2967 av Stoll I - malm). Det er kjørt linjescan med mikrosonde over krystallen i to retninger, travers I (Fig. 1.42-a) og travers II (fig.1.42-b). Traversene er merket av på foto av krystallen på fig.1.42-c. Co-verdiene fra analysepunkter i traversen er merket av på fig.1.42-a,b. Det er en stor variasjon i Co-innholdet 0.64-1.75% med en tendens til en rikere randzone, men også med Co-rike deler inne i krystallen. Ni-innholdet er bare så vidt over detekterbart innhold, det vil si større enn 0.01%, men viser en viss variasjon i fordelingen.



Fig.1.41.a

Sekundær svovelkis (py) i en cubanittlamell (cub) som ligger i kopperkis (cp). Det mørkeste er silikater. Reflektert lys, luft, 358X forstørrelse. (NTH-s-2965, Indre Gressdal).

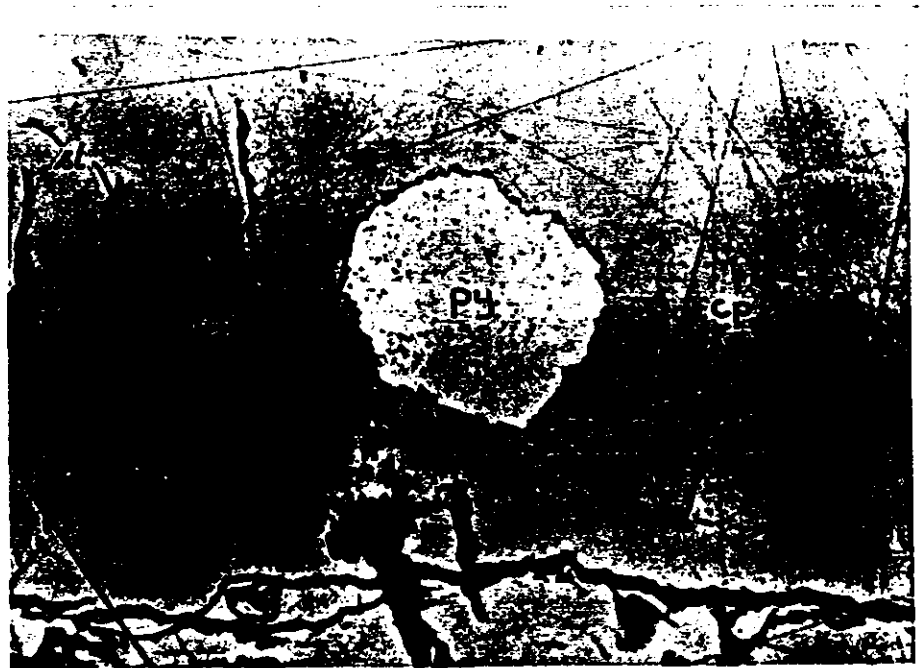
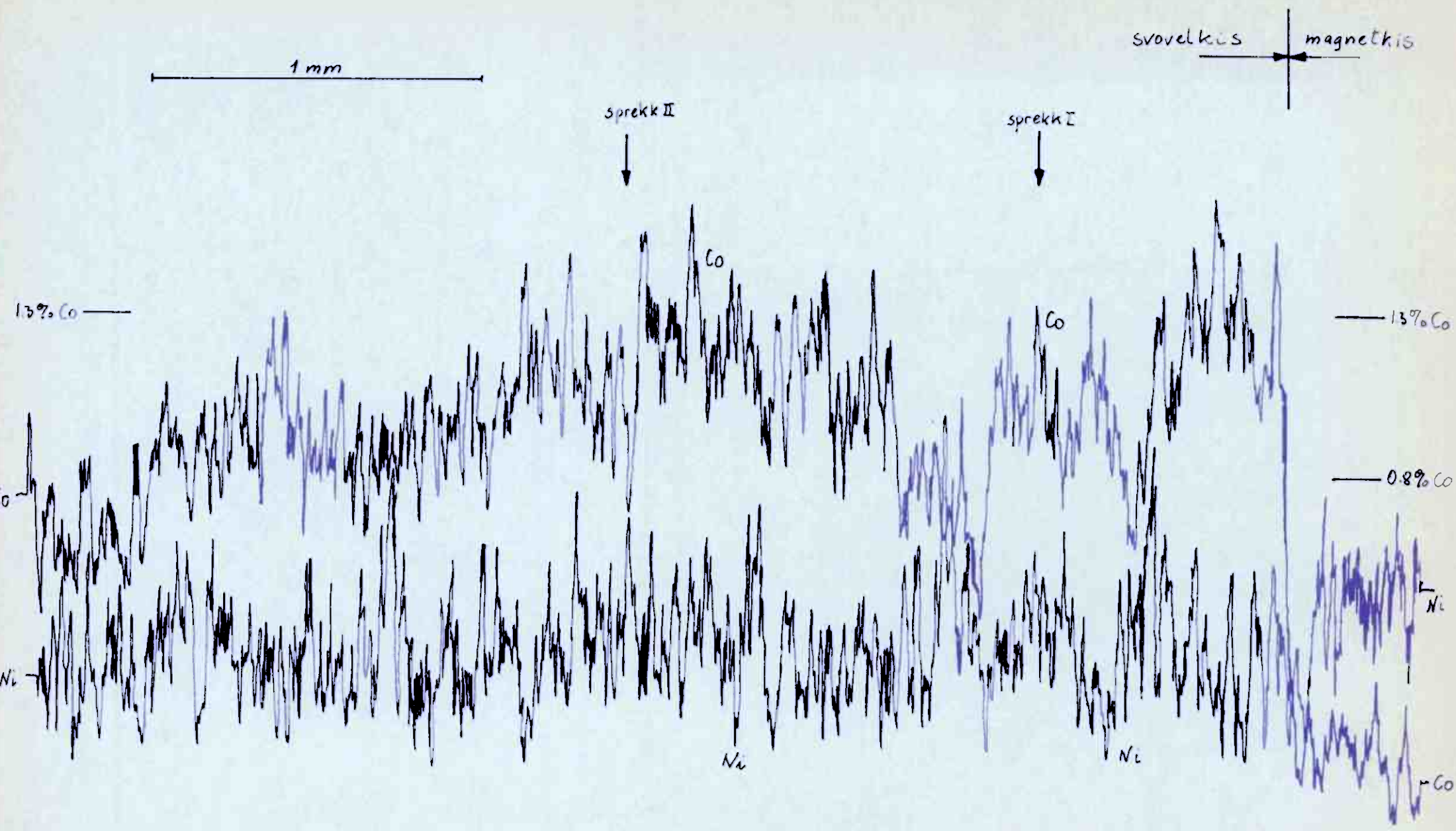


Fig.1.41.b

Sekundær svovelkis (py) i kopperkis (cp) med et par sinkblendeskjeletter (sl). Reflektert lys, luft, 358X forstørrelse. (NTH-s-2966, Indre Gressdal).



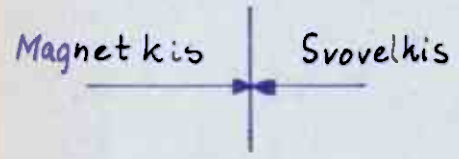
TRAVERS I
(fig. 1.42-c)

Linjescan i svoelkis/magnetkis
med mikrosonde.
(Stoll-I malm, slip 2967)

Fig 1.42-a

JL.

1 mm



TRAVERS II
(fig. 1.42-c)

1.8% Co —

0.89% Co —

Ni

Ni

Co

Co

Linjescan i svovelkis/magnetkis
med mikrosonde.
(Stoll I malm, slip 2967)

Fig 1.42-b

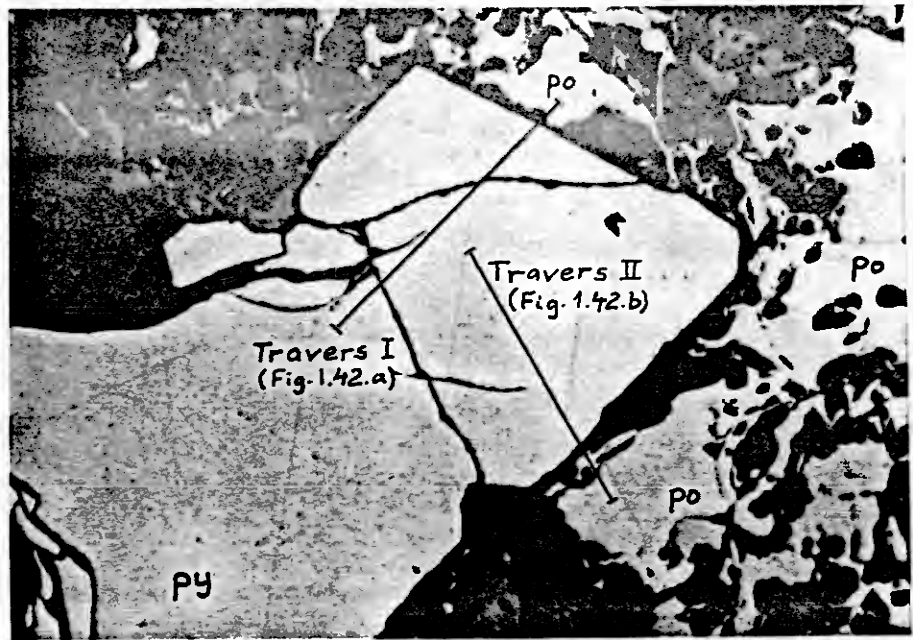
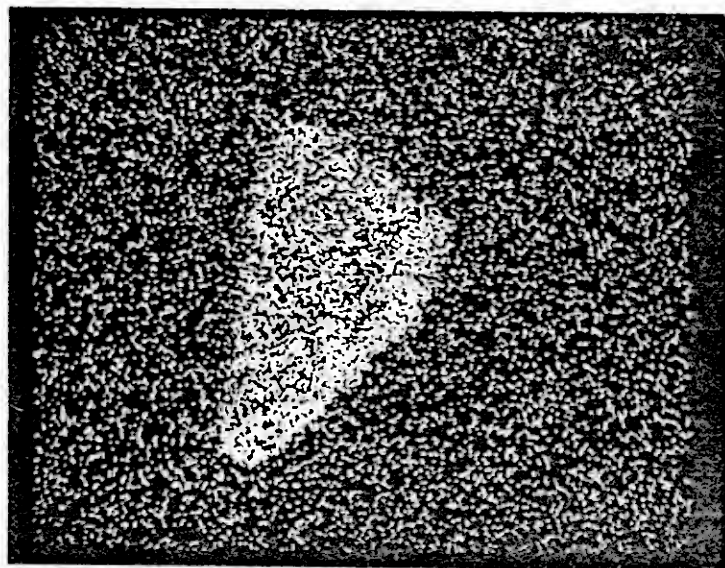


Fig.1.42.c

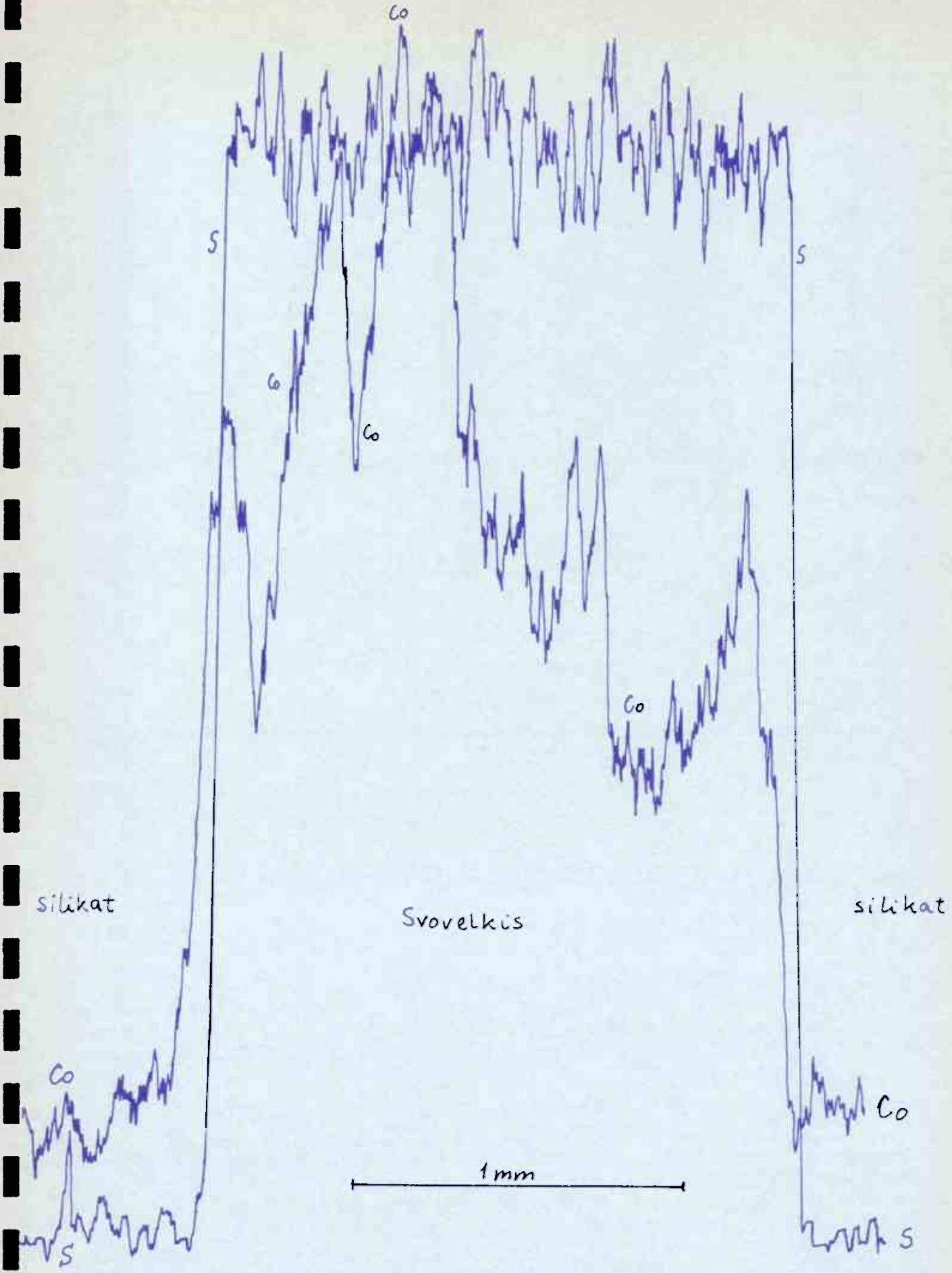
Svovelkiskrystall (py) omgitt av magnetkis (po) og magnetitt (grå) som det er kjørt linjescan på med mikrosonde. Traversene er merket. Reflektert lys, luft, 140X forstørrelse. (NTH-s-2967, Stoll I, Grytlia).



— 30 μ

Fig.1.42.d

Co-röntgenbilde av en svovelkiskrystall (mikrosonde). Randsonen er rikest på Co. (NTH-s-2967, Stoll I, Grytlia).



Linjescan over svovelkiskrystall i silikat med mikrosonde.

(Doaresgaissa malm, VR574 slip 3496)

Fig 1.42-e

Røntgenbilde av en liten idiomorf svovelkiskrystall fra Stoll I (slip 2967), viser også en tendens til Co-rikere sone ut mot krystallbegrensningene (fig.1.42-d). Et slikt forhold gjelder imidlertid ikke generelt, som er erfart fra mange analysepunkter i svovelkiskrystaller fra andre forekomster. Dette kommer klart fram på en linjescan i en idiomorf krystall fra Doaresgaissa-forekomsten gjengitt i fig.1.42-e. (Prøve VR 574, slip 3496). Denne ligger omgitt av silikater, som ses klart av svovelnivåene. (Det kan tydelig ses en viss forskyvning mellom utslagene for S og Co som kun skyldes skriverne).

I tabell 1.4 er analyseverdiene for undersøkelsene av svovelkis oppgitt hvor variasjonsbredden er fra 0.05 - 1.75 % Co i krystallene.

Det er også gjort mineralseparasjon på malm fra forekomstene i feltet. Svovelkiskonsentratene, som er produkter fra bulk kisflotasjon og er så magnetseparert fra magnetkis, viser følgende variasjoner i Co og Ni-innhold.

Co: 0.13 - 0.50 %

Ni: 0.001- 0.018%

Dette vil også bli omtalt nærmere senere ved sammenstilling av elementfordelingen i malmene.

Tabell 1.4

Analyse med ARL-mikrosonde på Co og Ni i svovelkis og magnetkis (py = svovelkis, pyxx = svovelkiskrystall, po = magnetkis. Analysefelt med et bestemt nr. er i og omkring en svovelkiskrystall. Et sett tallverdier for Co og Ni representerer ett analysepunkt når ikke annet er angitt.

Doaresgaissa (VR 574, slip 3496).

	<u>% Co</u>	<u>% Ni</u>
Felt I: a) I kant av liten krystall-py:	0.63	0.10
b) I po-felt like ved:	0.10	0.13
Felt II: a) I py-felt:	0.05	0.11
b) I po-felt like ved:	0.10	0.13

Vaddas, stoll A. (VR 70, slip 2491)

Felt I: a) Rel. liten pyxx, rand (2 pkt):	0.30	0.01
b) " " " , sentraldel (2 pkt):	0.23	0.01
c) I po-felt like ved:	0.05	0.04
" II: a) Randsone - liten idiomorf pyxx:	0.18	0.02
b) " " " " (2 pkt)	0.32	0.02
c) Sentral-pkt " " " (3 ")	0.19	0.01
d) I po-felt like ved:	0.08	0.03
" III: a) Punkter i stort py-felt (5 pkt):	0.26	0.00
b) Punkter i po-felt like ved (3 pkt):	0.09	0.02

Stoll I, Grytlia. (NTH-S, slip 2967).

Undersøkt en sonert pyxx med fem analysepunkter, merket på foto fig.1.42-c. Linjescan er fremstilt i fig. 1.42-a,b. Innhold i andre krystaller i slipet er som i undersøkt korn. Intet påvisbart større innhold av Ni i po enn i py.

	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>	<u>4</u>	<u>5</u>
% Co	1.33	0.64	1.16	1.06	1.75
% Ni	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00

Loftani. (VR 173, slip 2929).

I forekomsten er det mere Co i sentrale korndeler enn i randsonen (dvs. langs krystallflater).

Sprede analysepunkter:	<u>% Co</u>	<u>% Ni</u>
a) I rand - pyxx:	0.17	0.02
b) " " :	0.20	0.00
c) I sentrale deler av pyxx (2 pkt):	0.18	0.00
d) " " " (2 pkt):	0.34	0.01
e) " " " (2 pkt):	0.36	0.02
f) I po-felter:	0.06	0.02

Øvre Nomilolgi. (VR 184, slip 2935).

Felt I:	a) Sentraldel av liten pyxx:	0.48	0.00
	b) Randsone i pyxx:	1.11	0.01
	c) " " :	0.65	0.01
	d) I po-felt like ved:	0.08	0.05
" II:	a) Rand i middels stor pyxx (2 pkt):	0.57	0.03
	b) Sentraldel " " " (2 pkt):	0.40	0.01
	c) I po like ved:	0.09	0.07
" III:	a) Randpkt - lite/middels pyxx (2 pkt):	0.43	0.01
	b) Sentraldel " " " :	0.31	0.00
	c) I po-felt like ved:	0.08	0.04
" IV:	a) I randsone rel. liten pyxx (2 pkt):	0.41	0.02
	b) Sentraldel i rel. " " (3 pkt):	0.49	0.00
	c) I po-felt like ved:	0.07	0.03

Rieppe. (VR 354, slip 3332).

Felt I:	a) XX-flater i rel. stor pyxx (2 pkt):	0.55	0.01
	b) Sentrale deler " " " (3 pkt):	0.13	0.02
	c) I po like ved (2 pkt):	0.09	0.04
" II:	a) Separat pyxx i po-felt, rand (2 pkt):	0.38	0.01
	b) " " " " :	0.18	0.01
	c) " " " sentraldel:	0.38	0.03
	d) " " " " (3 pkt):	0.18	0.00
	e) I po-felt like ved (2 pkt):	0.08	0.04

Rieppe, forts.

		<u>% Co</u>	<u>% N1</u>
Felt III:	a) Idiomorf pyxx i kant av py-felt:	0.35	0.02
	b) " " " " " :	0.60	0.03
	c) " " " " " :	0.70	0.03
	d) " " sentraldel:	0.10	0.01
	e) " " " (3 pkt):	0.29	0.03
	f) I po-felt like ved (2 pkt):	0.10	0.04
" IV:	a) Punkter i stort py-felt (5 pkt):	0.21	0.02
	b) " " " (2 pkt):	0.43	0.02

Jiekkejavre. (VR 33, slip 2492).

Felt I:	a) Kant av stor pyxx:	0.77	0.03
	b) Sentraldel " :	0.31	0.02
	c) I po like ved:	0.11	0.04
" II:	a) Kant av stor pyxx:	0.92	0.01
	b) Sentraldel "	0.36	0.01
	c) I po-felt like ved:	0.11	0.05
" III:	a) Rand i liten pyxx (4 pkt):	1.00	0.01
	b) Sentrale deler av pyxx (2 pkt):	0.40	0.00
	c) I po-felt like ved (3 pkt):	0.12	0.04
" IV:	a) Rand i middels pyxx (3 pkt):	0.91	0.00
	b) Sentraldel " " (3 pkt):	0.35	0.00
	c) I po like ved (2 pkt):	0.12	0.04

Nedre Lankavarre. (VR 319, slip 3322).

Felt I:	a) Rel. stor separat pyxx, rand:	0.42	0.01
	b) " " " " " (2 pkt)	0.18	0.00
	c) " " " " sentr.del (2pkt)	0.75	0.03
	d) " " " " " (3 pkt):	0.21	0.02
	e) I po-korn like ved (3 pkt):	0.05	0.05
" II:	a) Idiomorf liten pyxx, rand (3 pkt):	0.29	0.02
	b) " " " sentraldel :	0.74	0.02
	c) " " " " (3pkt):	0.26	0.02
	d) I po-felt like ved:	0.08	0.04

Nedre Lankavarre, forts.

	<u>% Co</u>	<u>% Ni</u>
Felt III: a) Stor pyxx, poikilob'. Nær korngrense	0.51	0.02
b) " " " " "	0.09	0.03
c) " " " " " (4 pkt):	0.28	0.03
d) " " " Sentr. deler :	0.08	0.02
e) " " " " " (5 pkt):	0.21	0.01
f) I po-felt like ved (3 pkt):	0.08	0.06

Kopperkis.

Kopperkis forekommer i alle malmene i større eller mindre mengde. I deler av forekomstene Indre Gressdal, Rieppe, og Øvre Lankavarre kan malmen være ekstremt rik på kopperkis (20-50%). I malmene i Vaddas-nivå er innholdet av kopperkis temmelig konstant og ligger vanligst på mellom 5 og 10 volum-%.

Kopperkisen i malmene har alltid anedral krystallform og utgjør gjerne sammen med magnetkis matriks mellom idiomorfe svovelkis- og silikatkrystaller, samt bergartsfragmenter. Kopperkisen sitter som korn i og sammenvokset med magnetkis, og er vanligvis anrikt i trykkskyggene ved svovelkiskrystaller og silikatfragmenter i malmene. Dette skyldes sannsynligvis en metamorf remobilisering hvor kopperkisen har migrert mot lokale trykkminima. Kopperkisen er vanlig innesluttet i de andre hovedsulfidene (svovelkis, magnetkis og sinkblende) og inneslutter også disse sulfidene. I deler av malmen fra Rieppe kan det være gjensidig intim dråpeavblanding mellom kopperkis og sinkblende, en tekstur som er meget finkornig. I spesielle tilfeller er det funnet at dråper av sinkblende er orientert som parallelle "perlerader" på krystallgitterplan i kopperkisen. Fra Indre Gressdal forekomst og også i et tilfelle fra Vaddas er det funnet sinkblende-"sternchen" (Ramdohr, 1969) i kopperkis, og sinkblende skjelettkrystaller ut mot kopperkisisens korngrenser mot silikatene (se fig. 1.46). Fra Indre Gressdal er det funnet avblandingslameller av cubanitt i kopperkisen, og dessuten også små spindler av mackinawitt (se senere). Det er i samme forekomst funnet at kopperkis også opptrer i myrmekittisk sammen-

voksning med magnetitt og også med silikat-korn (se fig.1.43). Ramdohr (1969, p.530) sier at myrmekitter med kopperkis er meget sjeldne, kanskje spesielt sjeldne med et silikat.

I kopperkisen er det funnet tvillinglameller i de fleste forekomstene. Ekstra hyppig opptrer dette i Indre Gressdal forekomst. Tvillingene i kopperkisen kan være inversjonstvillinger eller trykktvillinger, alt etter formen (Ramdohr, 1969, p.525). Yund og Kullerud (1966) har i sine sulfidfaseforsøk funnet at inversjonstvillingene dannes ved $547 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ved en inversjon fra høytemperatur kubisk kopperkis til tetragonal kopperkis. Temperaturen som er oppgitt, gjelder ved atmosfære-trykk, og den vil avta endel med økende trykk, ca. 4°C for 1000 bar, og er da $400 \pm 5^{\circ}\text{C}$ ved 40 kb (Yund og Kullerud, 1966).

Sugaki og Tashiro (1957) har eksperimentelt funnet at sinkblende sternchen i kopperkis begynner å vokse ved ca. 500°C . I Cu-Fe-S systemet har Yund og Kullerud (1966) funnet at cubanittfasen dannes ved temperatur like over 500°C . Alt dette tyder da på at metamorfosen i sulfidparagenesen har vært relativt høy, kanskje $4-500^{\circ}\text{C}$.

Av de vanligst opptredende sulfidene mobiliserer kopperkisen først ved metamorfose, og mineralet forekommer da også som sprekkefyllinger i svovelkis og også i silikater. Kopperkis kan korrodere og enkelte ganger i tydelig grad erstatte svovelkis og magnetkis. I silikatene (se fig.1.38) synes det ikke å være noen korrosjon langs sprekkefyllinger. Idiomorfe silikatkrystaller forekommer også inne i kopperkisfelter uten å være korroderte av kopperkisen. I ett enkelt tilfelle fra Vaddas er det funnet at kopperkis har erstattet hematittlamellene i en hemoilmenitt. Dette er sannsynligvis ikke direkte erstatning av hematitt, men meget vanlig fra Vaddas forvitrer hematittlamellene til jernhydroksyder og disse er så sannsynligvis erstattet av kopperkis.

I Indre Gressdal forekomsten er det i liggsonen av mineraliseringen en sleppesone på omkring en meter. I denne sonen er bergarten bleket og det er dannet leirmineraler, tydelig på grunn av gjennomstrømning av vandige løsninger. I heng og vegger i undersøkelsesstollen kan det ses malakitt og kopperlasur.



Fig.1.43.a.

Myrmekitttekstur mellom kopperkis og silikat
omgitt av kopperkis (hvit).
Reflektert lys, luft, 90X forstørrelse.
(VR 475-3488, Indre Gressdal).

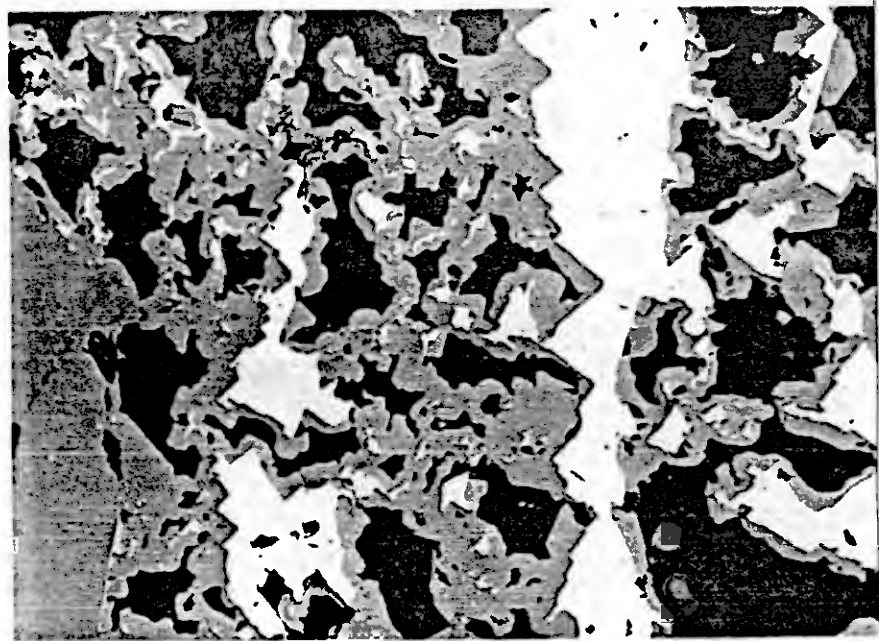


Fig.1.43.b

Sammenvoksning mellom kopperkis (hvit) og
magnetitt (grå) med litt silikat (sort).
Reflektert lys, luft, 224X forstørrelse.
(320-32B, Indre Gressdal).

I bergarten var det sannsynligvis opprinnelig en disseminasjon av bornitt med lameller av kopperkis og med svovelkis i tillegg. Langs randsonen av kornene med sammenvoksningstekstur mellom bornitt-kopperkis er denne temmelig ofte erstattet av kopperkis (fig.1.44). Hele sammenvoksningsteksturen kan enkelte steder være helt erstattet av kopperkis, mens teksturen av det opprinnelige kopperkis-bornitt korn beholdes. Svovelkisen er i denne sleppesonen også delvis erstattet av kopperkis langs korn-grensene.

Det er gjort mineralseparasjon på malm fra forekomstene i feltet. Kopperkiskonsentratene er hovedsaklig flotasjonsprodukter med godt over 20% Cu. Analyseresultatene av kopperkiskonsentratene er satt opp i tabell 1.5. Innholdet av edelmetaller i kopperkisen er relativt lavt. En sammenstilling av elementfordelingen i malmene er satt opp i et eget avsnitt.

Sinkblende.

Sinkblende er tilstede i større eller mindre mengde i alle sulfidforekomstene i feltet. I en forekomst som Rieppe er sinkblende et av hovedsulfidene, og kan i enkelte prøver utgjøre 30 volumprosent. I selve Vaddas-forekomsten, Loftani og Stoll I - mineraligseringen er derimot sinkblende et aksessorisk mineral. I de andre forekomstene i feltet opptrer sinkblende i moderate mengder, vanligvis i størrelsesorden 1 - 3 volumprosent.

Sinkblenden er sammenvokset med de andre sulfidene i en metamorf polygonal allotriomorf tekstur (Stanton, 1964). I et par prøver fra Rieppe er det imidlertid funnet at sinkblenden synes å være hypodiomorf i noen få korn som er omgitt av silikater. Enkelte steder i Rieppe-forekomsten kan sinkblenden ha en kornstørrelse på opptil 1 mm, men den er vanligvis langt mindre, både i Rieppe og spesielt der hvor sinkblende er et aksessorisk mineral.

Sinkblenden er vanlig assosiert med kopperkis, som gjelder spesielt i forekomster hvor mineralet forekommer aksessorisk og i små mengder. Her sitter sinkblende som små korn i de større kopperkislefelter, hvor disse som nevnt synes remobilisert og har så migrert mot trykkminima ved metamorfosen. De to mineralene synes derfor å ha hatt en lignende oppførsel ved metamorfosen.

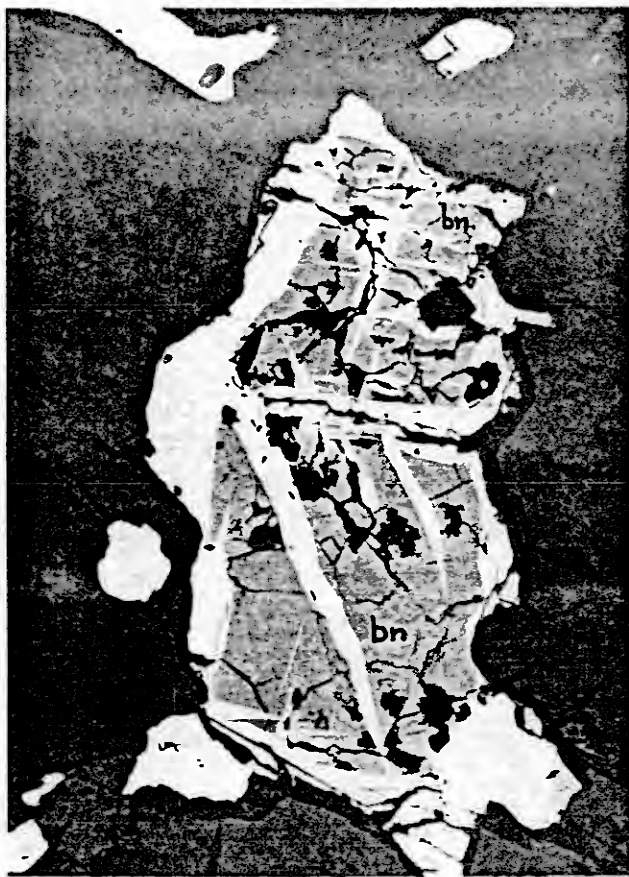


Fig.1.44.a

Kopperkis (hvit) bornitt (grålig, bn), sammenvoksning i silikater (sort). De mørkere flekkene i bornitten er covellin. Utenom det forekommer også idait i bornitten.

Reflektert lys, luft,
287X forstørrelse.

(VR 479-3536, Indre Gressdal)

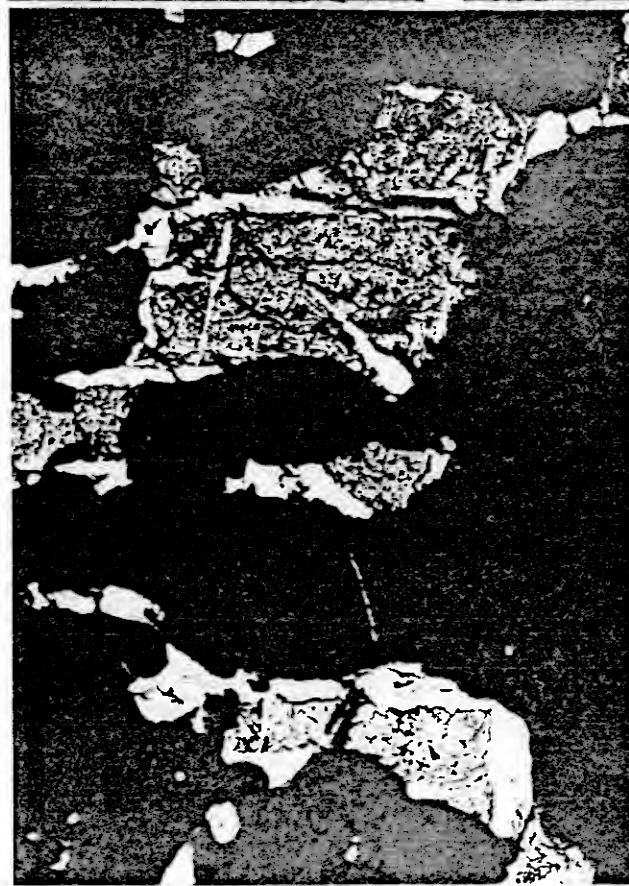


Fig.1.44.b

Kopperkis (hvit) og porøs kopperkis som har erstattet bornitt i den opprinnelige sammenvoksnings-teksturen.

Reflektert lys, luft,
90X forstørrelse.

(VR 479-3536, Indre Gressdal)

Tabell 1.5.

Analyse av kopperkiskonsentrat fra flotasjon.

Analysert av P.R.Graff, NGU.

Forekomst	% Cu	% As	ppm Ag	ppm Au
Doaresgaissa	21.90	<0.01	119	0.50
Indre Gressdal	31.39	0.03	24	1.70
Vaddas, Stoll A-B	23.07	<0.01	27	0.35
Vaddas, Stoll E-F-G	26.60	<0.01	19	<0.20
Vaddas F 3 (E-F-G) (flotasjonsforsøk)	24.53	<0.01	20	2.50
Stoll I	31.07	<0.01	33	<0.20
Loftani	27.26	<0.01	41	<0.20
Øvre Nomilolgi	17.03	<0.01	28	<0.20
Rieppe	26.03	<0.01	48	Ikke påvist
Jiekkejavre	26.88	<0.01	34	<0.20
Øvre Lankavarre	24.97	<0.01	7	0.31

Også i Rieppe-forekomsten hvor sinkblende er et av hovedsulfidene, forekommer mineralet oftest sammen med kopperkis. Men sinkblende er også ofte jevnt fordelt mellom magnetkiskorn. En viss mineralbånding mellom de forskjellige sulfidene som er parallell skifriheten kan enkelte ganger ses. Idiomorfe silikatkrystaller og bøyde kloritt og aktinolit-nåler sitter ofte inne i sinkblendekorn. Silikatcornene synes helt upåvirket av sulfidene, uten tegn til korrosjon og erstatning.

Sinkblende opptrer innesluttet i kopperkis som små korn, og sammenvokset med kopperkis. Enkelte ganger er det fra forekomster som Indre Gressdal og Rieppe funnet en meget intens finmønstret sammenvoksning mellom kopperkis og sinkblende. Dette er vist på fig.1.45. En sjelden gang kan samme type sammenvoksning forekomme mellom sinkblende og magnetkis.

Innesluttet som små dråper i sinkblende kan det opptre magnetkis, kopperkis, i sjeldnere tilfeller blyglans og meget sjelden

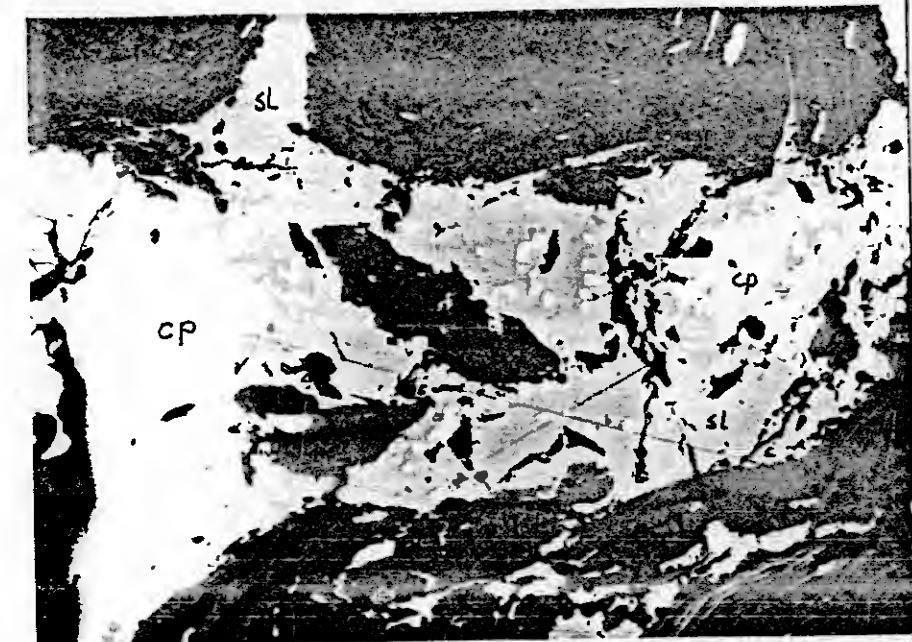


Fig.1.45.

Intim sammenvoksning mellom kopperkis (hvit) og sinkblende (grå). Det mørke omkring er silikater. Reflektert lys, luft, 90X forstørrelse. (320-34, Rieppe).

Fig.1.46

Sinkblende skjellkrystaller (grå) ut mot korn grensen i kopperkis (cp) omgitt av silikater (mørkest). Reflektert lys, luft, 287X forstørrelse. (NTH-s-2965, Indre Gressdal).

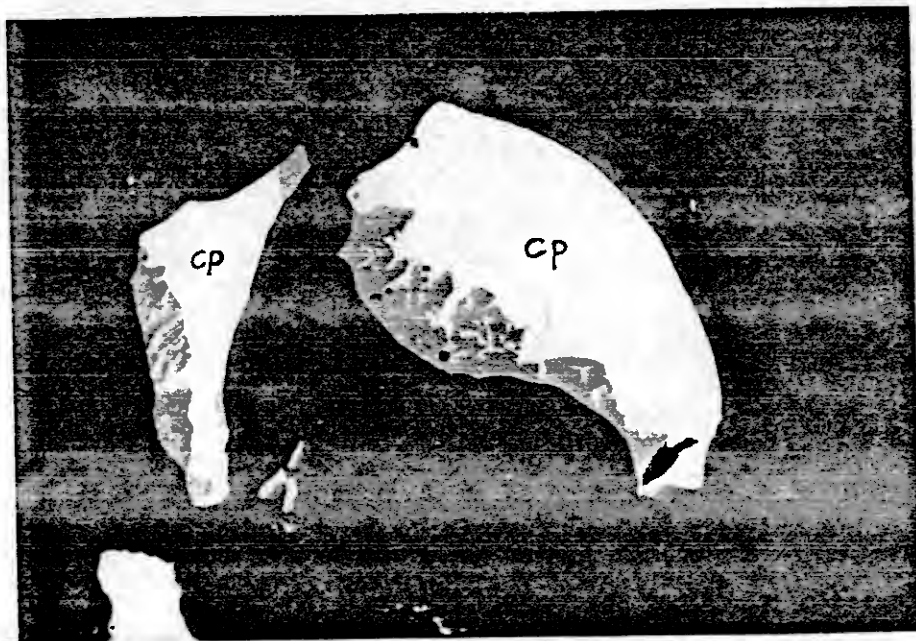
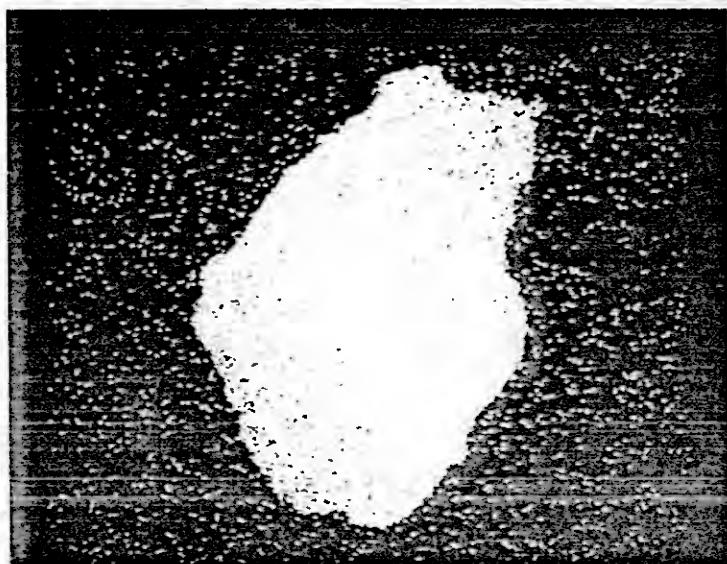


Fig.1.47

Zn-røntgenbilde (mikrosonde) av et sinkblendekörn. Endene av kornet har det laveste Zn-innhold eller mest jern. 200X forstørrelse. (NTH-s-2966, Indre Gressdal)



gedigent Bi (Rieppe). Sinkblende er som nevnt meget ofte innesluttet i kopperkis, men også i magnetkis og i blyglans der det forekommer. Små sinkblendedråper i kopperkis kan være orientert på krystallgitterplan, på samme måte som kopperkisdråper kan være orientert på krystallgitterplan i sinkblende.

Små sinkblendedråper kan også sitte på korn grenser mellom kopperkiskorn, og meget små kopperkis avblandingsdråper kan i en forekomst som Rieppe sitte jevnt fordelt i sinkblendekorn.

Sinkblende er i Indre Gressdal forekomst også "påvokset" oksydene magnetitt og ilmenitt. Sinkblende kan videre spesielt i Vaddas-nivå med mineraliseringer være innesluttet i magnetittkrystaller. Sammen vokset med de andre hovedsulfidene og som egne korn, er sinkblende også funnet innesluttet i svovelkisporyroblaster.

Sinkblende forekommer i Indre Gressdal forekomst også som "sternchen" og skjelettkrystaller i kopperkis. Ofte opptrer skjelettkrystaller i kopperkisen ved korn grensene mot silikater. Dette er vist i fig. 1.46. Sinkblende skjelettkrystallene tyder på at forekomsten har vært metamorfosert med en temperatur opp mot 500°C (Sugaki og Tashiro, 1957). Sinkblenden viser alltid dypt røde indre reflekser i mineralkornene. Dette indikerer at sinkblenden har en del Fe i gitteret, selv om det skal temmelig lite Fe til for å få kraftig røde reflekser, kanskje bare ca. 1% Fe.

Det er gjort mikrosondeanalyser av sinkblende fra de forskjellige forekomstene i feltet. Totalt er det gjort 131 punktanalyser i sinkblendekorn, med gjennomsnittlig seks analyser pr. prøve. Det er analysert på elementene Zn, Fe, Mn, Cd og S i hvert punkt. Det er også av Ljøkjell (1972) gjort analyser av 20 korn i et sink-konsentrat fra flotasjonsforsøk med malm fra Rieppe. Resultatet av analysene er gitt i tabell 1.6.

Fe-innholdet i sinkblende ligger i de aller fleste forekomstene på mellom 6 og 10 vektprosent Fe eller langt vanligst mellom 7 og 9%. Som unntak må her nevnes Indre Gressdal forekomst, hvor jerninnholdet ligger på 10-12%. Det er forholdsvis liten variasjon i Fe-innholdet i hver enkelt prøve (malmslip), men endel variasjon innen forekomstene, og markert variasjon fra

Tabell 1.6

Mikrosondeanalyser (ARL-instrument, NTH) av sinkblende i malmslip.
 \bar{x} = gjennomsnittsverdier, σ^2 = varians, σ = standard avvik.
 (Som standard er brukt sinkblende med 57.90% Zn, 33,71% S,
 7.80% Fe, 0.30% Cd og 0.23% Mn). Alle analyses tall i vekt%.

Lokalitet	Prøve / Slip nr.	Ant. pkt.	Zn	Fe	S	Mn	Cd	Sum	\bar{x} σ^2 σ
Doares- gaissa	NTH-u /2979	5	56.99	8.50 0.0367 0.19	33.49	0.00	0.35 0.0031 0.06	99.33	\bar{x} σ^2 σ
Indre Gressdal	NTH-s/2966	11	54.81	11.03 0.6081 0.78	33.96	0.02	0.15 0.0018 0.04	99.97	\bar{x} σ^2 σ
	VR536/3494	5	55.05	10.65 0.7640 0.87	33.49	0.03	0.53 0.045 0.07	99.75	\bar{x} σ^2 σ
Vaddas Gruve	NTH-s/2971	6	56.61	9.58 1.3073 1.14	33.32	0.01	0.58 0.0095 0.10	100.10	\bar{x} σ^2 σ
	VR367/3336	6	55.26	10.29 0.0754 0.28	33.29	0.01	0.98 0.0264 0.16	99.83	\bar{x} σ^2 σ
Stoll I	VR306/3337	6	55.89	9.03 0.1016 0.32	33.37	0.06	1.29 0.0049 0.07	99.64	\bar{x} σ^2 σ
Loftani	LL2-72/3640	5	57.01	8.41 0.6193 0.79	33.92	0.01	0.43 0.0005 0.02	99.78	\bar{x} σ^2 σ
Loftani- Nomilvagge	VR193/2934	6	57.78	7.97 0.2337 0.48	33.41	0.00	0.23 0.0003 0.02	99.39	\bar{x} σ^2 σ
Øvre Nomilolgi	VR184/2935	9	57.66	8.27 0.1946 0.44	34.10	0.03	0.18 0.0002 0.02	100.24	\bar{x} σ^2 σ
Nedre Nomilolgi	VR205/2932	8	57.52	8.10 0.5985 0.77	33.94	0.16 0.0004 0.02	0.30 0.0011 0.03	100.01	\bar{x} σ^2 σ
Nomil- gorssa	VR153/2937	6	58.16	8.18 0.1614 0.40	33.75	0.04	0.10 0.0009 0.03	100.23	\bar{x} σ^2 σ

Lokalitet	Prøve/ nr.	Slip nr.	Ant. pkt.	Zn	Fe	S	Mn	Cd	Sum	\bar{x} σ^2 σ
Rieppe	VR21/2485		5	59.38	7.55 0.0945 0.31	33.19	0.04	0.09 0.0025 0.05	100.25	\bar{x} σ^2 σ
	VR52/2482		5	58.70	7.98 0.025 0.16	33.70	0.02	0.16 0.0004 0.02	100.50	\bar{x} σ^2 σ
	VR89/2493		6	57.63	8.59 0.1673 0.41	33.47	0.06	0.13 0.0009 0.03	99.88	\bar{x} σ^2 σ
	VR353/3331		6	59.41	7.41 0.104 0.32	33.40	0.07	0.14 0.0001 0.01	100.43	\bar{x} σ^2 σ
	VR354/3332		7	59.36	7.05 0.291 0.54	33.51	0.07	0.13 0.003 0.02	100.12	\bar{x} σ^2 σ
	VR361/3341		5	58.06	8.10 0.002 0.05	33.59	0.06	0.14 0.007 0.03	99.95	\bar{x} σ^2 σ
	VR400a/3429		7	58.88	7.10 0.2036 0.45	33.60	0.05	0.15 0.003 0.02	99.78	\bar{x} σ^2 σ
Rieppe	Konsentrat (Ljøkjell, 1972)		20	58.50	7.8 0.275 0.51	33.70	0.04	0.14 0.0004 0.02	100.18	\bar{x} σ^2 σ
Jiekke- javre	VR33/2492		5	58.98	7.01 0.0904 0.30	33.74	0.02	0.48 0.0039 0.06	100.23	\bar{x} σ^2 σ
Øvre Lanka- varre	VR310a/3340		5	57.06	9.03 0.7445 0.21	33.43	0.06	0.16 0.016 0.04	99.74	\bar{x} σ^2 σ
Undre Lanka- varre	VR319/3322		7	59.34	6.99 0.7445 0.86	33.01	0.02	0.13 0.008 0.03	99.49	\bar{x} σ^2 σ

forekomst til forekomst. Alle de omtalte variasjoner er større enn standardavviket for analysemetoden.

Fe-innholdet kan også variere i samme sinkblendekorn, og dette er funnet spesielt å gjelde for forekomsten i Indre Gressdal. Dette går fram av Fe-røntgenbilde av et sinkblendekorn som er vist i fig.1.47. Endene av kornet har ca. 1½% høyere Fe-innhold enn sentraldelen. Det er erfaring fra de andre forekomstene i feltet at Fe-innholdet i samme sinkblendeområde kan variere, men

ikke så sterkt som i kornet vist på fig.1.47. I hydrotermale Zn-forekomster har Panto og Panto (1972) funnet forskjeller i Fe-innhold på opptil 10% i samme sinkblendekorn. I forekomsten Indre Gressdal som må betaktes som en metamorf forekomst, skulle en kunne vente relativt likt Fe-innhold i de enkelte sinkblendekorn. En forskjell i jerninnholdet på 1½% må her betraktes som relativt stor.

Analysene med mikrosonde på Fe-innholdet i sinkblende har vist at standardavviket for metoden ligger på 0.05% (Ljøkjell, 1972), og analysene på de fleste prøvene som er gjort fra Vaddas-Rieppe feltet viser en variasjon langt større enn dette.

Ved senere undersøkelser gjort av Ljøkjell (pers.medd. 1973) viser det seg at Fe gir røntgen-fluorescens fra analysepunktets omgivende felt i en radius av muligens opptil 100 μ fra analysefeltet. Dette vil kunne gi for høye Fe-verdier mot Fe-sulfider i forhold til de sentrale deler av sinkblendekorn. Samtidig er de forskjeller som er funnet, de samme som en skulle vente fra røntgen fluorescens også forklarlig fra en metamorf effekt som vil medføre økning av jerninnholdet mot de Fe-rikeste omgivelsene. Reelle forskjeller i sinkblendens Fe-innhold kan imidlertid sikkert ses ut fra fig.1.47, hvor det langs forskjellige korn-grenser mot magnetkis har varierende Fe-innhold.

I tabell 1.7 er det satt opp eksempler fra punkt-analyse på Fe av sinkblende fra samme sinkblendefelt. Eksempelene er tatt fra der hvor forskjellene i Fe-innhold er størst fra grense til sentrale deler av sinkblendefelt. Forskjellen i Fe-innhold er gjerne langt mindre, og enkelte ganger varierer det usystematisk gjennom hele feltet.

Også fra resultatene gitt i tabell 1.7 går det fram at det er en reell forskjell i Fe-innholdet innen sinkblendefelt. Årsaken til jernrike randsoner i disse forekomstene antas å være en metamorf effekt hvor overgangen i Fe-innhold fra sinkblende til Fe-sulfidene er noe utjevnet. Det er påvist at forekomstene har vært utsatt for relativt høy metamorfose og at forskjellen i Fe-innholdet skyldes krystallvekst under en eventuell hydrotermal avsetning som Panto og Panto (1972) har funnet er lite sannsynlig.

Tabell 1.7.

Mikrosondeanalyser av Fe i sinkblende fra forskjellige deler av sinkblendefelt. (po = magnetkis, py = svovelkis, cp = kopperkis, Sl = sinkblende).

Lokalitet Prøve/slipnr.	Analyse- pkt. nr.	Korndel	% Fe	
Indre Gressdal NTH-s/2966	50	Stort felt, sentrum	10.01	
	51	" " randsoner mot po	11.43	
	52	" " " " po	11.80	
	53	Korngrense mot sulfider	12.29	
	54	" " silikater	10.74	
	55	Stort felt, sentrale del	9.80	
	56	" " mot korngrense sulfid	11.81	
	57	" " " " silikat	10.93	
	Øvre Nomilolgi VR184/2935	62	Stort felt, sentrale del	7.93
		63	" " , mot korngrense py	9.02
64		" " " " silikat	8.37	
Nedre Nomilolgi VR205/2932	69	Stort felt, mot korngrense sulfid	8.40	
	70	" " , sentrale del	7.12	
	71	" " , mot korngrense silikat (stor variasjon her)	7.50	
	73	I Sl-felt, sammenvoksn. med cp	9.37	
	74	" , sentrale del	7.40	

Cd-innholdet i sinkblende varierer temmelig mye og markert fra forekomst til forekomst mellom ytterpunktene 0.10 og 1.29% Cd. Innen samme forekomst, som for eksempel fra Rieppe (tabell.1.6), ses det at Cd-innholdet er relativt konstant. Standardavviket ved analysemetoden er for Cd 0.02% (Ljøkjell, 1972). Det er ikke funnet noen markert variasjon i Cd-innholdet i samme kornfelt uansett størrelsen.

Vaddas-forekomsten som er Zn-fattig skiller seg ut med høy Cd-gehalt i sinkblendene (0.98 og 1.29%), mens en Zn-rik forekomst

som Rieppe har i gjennomsnitt kun 0.14% Cd. Cd substituerer med letthet Zn i sinkblendegitteret og elementet opptrer alt vesentlig i dette mineral. Råmalmen i Vaddas som har mer enn en tier potens mindre sinkgehalt enn Rieppe, blir likevel etter de funne gehalter fattigere på Cd enn Rieppeforekomsten, om en forutsetter at Cd inngår kun i sinkblende.

Mn-innholdet i sinkblendene er lavt, men med tydelig nivåforskjeller i de forskjellige forekomster. Variasjonsbredden i gehalt varierer mellom 0.01 og 0.07%. Analysemetodens standardavvik er ifølge Ljøkjell (1972) 0.01%. Et unntak her er Nedre Nomilolgi forekomst som skiller seg klart ut og har en Mn-gehalt på 0.16%. Forekomsten er samtidig den eneste som ligger i en brun glimmerskifer, og det antas at bergartsmiljøet har spilt inn.

Malmenes innhold av de forskjellige sporelementer blir sammenstilt i et etterfølgende avsnitt.

Blyglans.

Blyglans er bare funnet i noen få av forekomstene i Vaddasfeltet. I Rieppe er mineralet funnet lokalt i temmelig stor mengde, men opptrer ellers meget sjelden i forekomsten. I Indre Gressdal forekomst er det også funnet blyglans, vanligvis i små sprekkefyllinger og andre uregelmessige mineralansamlinger, i grenseområdet mellom malm og sidestein, som sannsynligvis er metamorfe mobilisater. I Doaresgaissa er blyglans funnet i aksessoriske mengder.

Blyglans er ikke observert i feltet tidligere. Fra Rieppe er det imidlertid ved de nye borerer funnet at Pb-innholdet over en meters mektighet av malmsonen et sted er omkring 2%. Blyglansen er mest vanlig sammenvokset med sinkblende, men også med kopperkis. Gjensidige inneslutninger mellom de nevnte mineraler forekommer. Sammenvokningen blyglans-sinkblende viser at sinkblende har konvekse flater mot blyglans, mens blyglans har spisse innstikkende hjørner inn i sinkblende. Dette tyder på en metamorf tekstur (Stanton 1964).

I de xenomorfe sulfidmineralene blyglans, sinkblende, kopperkis og magnetkis, sitter idiomorfe silikatnåler av amfibol, kloritt og talk. Silikatkrystallene er ofte bøyd og så parallell-

orienterte. Se fig.1.48. Fra alle lokalitetene fra feltet hvor blyglans er funnet, er alltid gedigent Bi assosiert med mineralet. Dette ses også på fig.1.48.

Blyglans kan i Rieppe også opptre som egne korn i silikatene. Fra andre deler av Rieppe-forekomsten hvor mineralet er funnet som aksessorium, sitter det gjerne i forbindelse med poikiloblastiske svovelkiskrystaller, og er også noen ganger innesluttet i svovelkis. På denne måten forekommer også blyglansen fra Doaresgaissa, hvor den i tillegg er funnet som inneslutning i en idiomorf magnetittkrystall.

Blyglans opptrer i Indre Gressdal også sammen med plumasitter, og i et tilfelle er blyglansen intimt sammenvokset med plumasitter, (boulangeritt) og fahlerts, og i tillegg forekommer gjerne arsenkis og som overalt ellers sammen med blyglans, elementært vismut.

Cubanitt.

Cubanitt forekommer i betydelig mengde i Indre Gressdalen forekomst og delvis også i Øvre Lankavarre forekomst. Disse mineraliseringene er samtidig hvor svovelkis mangler som primært mineral. Observasjonene som er gjort, passer derfor bra med resultatene fra Yund og Kulleruds (1966) studier av trefase-systemet Cu-Fe-S, hvor det kommer fram at cubanitt og svovelkis utelukker hverandre i et sulfidsystem som er i likevekt.

Cubanitt opptrer også i forekomstene Rieppe og Doaresgaissa. Cubanitt er funnet meget sjelden fra Stoll I, Loftani, Jiekkejavre og i et eneste slip fra Vaddas-forekomsten (Stoll G). De forekomstene som her er nevnt, har også svovelkis. Cubanitten sitter imidlertid alltid i magnetkisrike deler av malmene.

Cubanitt forekommer vanligst som lameller i kopperkis. Ifølge Ramdohr (1969, p.620) sitter lamellene på (111)-plan og de er funnet i opptil tre retninger i kopperkiskrystaller. Formen på lamellene i de undersøkte forekomstene kan være fra meget tynne og lange til tykke og med mindre utstrekning. Lamellene kan ende i spisse hanekam-mønstre eller i flammeform. Cubanittlamellene i kopperkisen skjærer alltid dette minerals tvillinger under en viss vinkel.

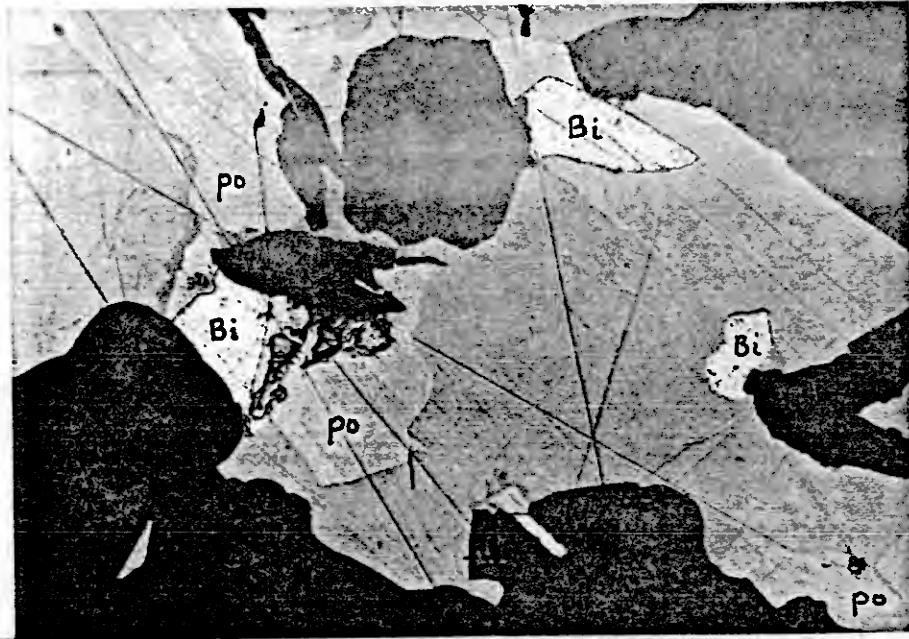


Fig.1.48

Gedigent Bi (Bi)
Sammenvokst med bly-
glans (mest ripet)
og magnetkis (po) i
silikater (mørke).
Også andre faser enn
Bi i blyglansen.
Reflektert lys,
olje, 540X for-
størrelse.
(VR 400a-3429, Rieppe)

Fig.1.49

Cubanittlamell i
kopperkis (mørkest).
I cubanitten en
markert "mursteins"-
tekstur.
Reflektert lys,
X nic., 224X for-
størrelse.
(VR 313-3637,
Øvre Lankavarre).

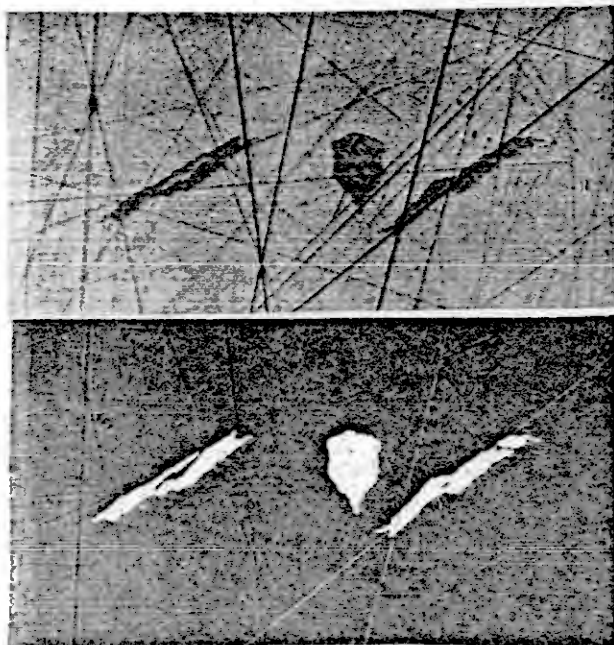
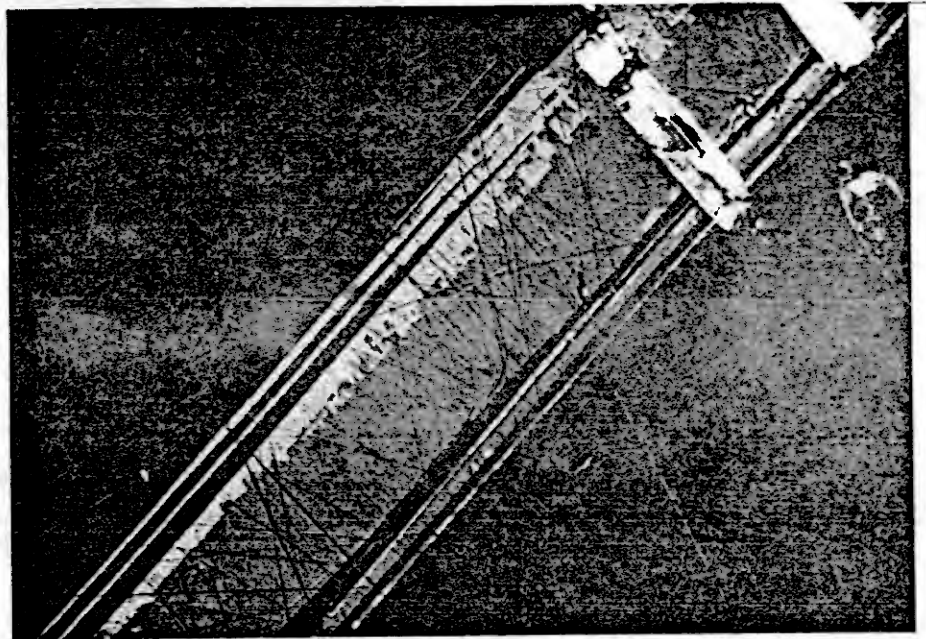


Fig.1.50.

Macinawitt-spindler i kopperkis.
Reflektert lys, olje.
(a) - // lys, (b) - X nic.
896X forstørrelse.
(VR 313-3637, Øvre Lankavarre).

(a)

(b)

Utenom de vanlige lamellene av cubanitt i kopperkis kan mineralet opptre som linseformete inneslutninger, eller også i kornet sammenvoksning med kopperkis. Dette er ofte tilfelle i malm fra Indre Gressdal. Forekomstmåten av cubanitt der hvor den er aksessorium, er lameller i kopperkis, gjerne i separate sammenvokste korn i silikatene. Fra Jiekkajavre er cubanitt funnet innesluttet i et magnetittkorn.

I cubanitt-lamellene finner en to forskjellige modifikasjoner av mineralet, ortorombisk og tetragonal. Dette ses ved en form for murstenstekstur, hvor de to fasene har markert forskjell i graden av anisotropi. Dette er funnet både fra Øvre Lankavarre og Indre Gressdal forekomst. Tetragonal cubanitt er stabil over 213°C og ortorombisk fase er stabil under denne temperaturen (Yund og Kullerud, 1966).

Murstensteksturen er tidligere beskrevet fra Skardalen i Lyngen (Ramdohr, 1969), og fra Birtavarre-feltet av Vokes (1957). Samme tekstur kommer fram på foto, men er ikke beskrevet av Jøsang (1964) ved hans undersøkelse av Røros-malmene. Ramdohr (1969) sier at modifikasjonen som er stabil ved høyest temperatur er heksagonal, mens altså de nyere undersøkelser av Yund og Kullerud (1966) har vist at den er tetragonal. Murstenstekstur i cubanitt er også observert fra Kongsfjell på Helgeland (Lindahl, 1968), og den opptrer sannsynligvis mer som en regel enn som et unntak (se fig. 1.49).

Enkelte steder kan cubanitt-lamellene være bøyet. Fra Øvre Lankavarre er lamellene noen steder knekket og delene kan delvis synes forskjøvet relativt til hverandre. Det må i så fall ha skjedd en flytning i sulfidene (kopperkis-cubanitt) etter at avblandingen fant sted. Inversjonstvillingene som ellers kan danne den omtalte murstenstekstur, er i dette tilfelle hvor cubanitt er påvirket av stress, meget uregelmessig utviklet.

Tvillingene kan også her i sin helhet skyldes stress.

Fra Indre Gressdal forekomst er det spesielt ofte funnet at kopperkis og cubanitt omvandles eller "forvitrer" og svovelkis dannes sekundært. Det synes som om cubanitten omvandles lettere til svovelkis enn kopperkisen. Ramdohr (1969, p.622) sier også

at cubanitt er meget ustabil og spalter gjerne til andre faser. Det er også tidligere av Lindahl (1968, p.78) observert at cubanitt forvitrer lettere enn kopperkis, men i det omtalte tilfelle var omvandlingsproduktet covellin.

Cubanitt er et koppermineral som i en forekomst er relativt uønsket. Det er lite kjent hvordan det oppfører seg ved flotasjonen. I et kopperkiskonsentrat vil det på grunn av større jerninnhold enn i kopperkis senke gehalten av Cu i konsentratet. Mineralet flotterer sannsynligvis noe tyngre enn kopperkis, som også er erfaringen fra Hjerkin, Folldal Verk (pers.medd. geolog Motys). Cubanitt er markert forskjellig fra kopperkis i magnetisk susceptibilitet, hvor cubanitten er langt mere magnetisk (Lindahl, 1968, p.67). Dette kunne eventuelt brukes til å skille den fra kopperkis, men vanligvis opptrer mineralet i så underordnet mengde at det ikke er aktuelt.

Markasitt.

Markasitt finnes i meget små korn i sammenvoksning med svovelkis i det sekundære produkt som er dannet ved forvitring av magnetkisen. Forvitringsteksturer opptrer meget vanlig i de undersøkte prøver og små mengder markasitt er dermed meget ofte tilstede. Ikke alltid kan markasitten sammen med den sekundære svovelkisen i "birds-eyes" ses tydelig, men i ett tilfelle fra Indre Gressdal er det mye markasitt i dette produktet.

Det er også fra Indre Gressdal funnet at markasitt kan dannes ved omvandling eller forvitring av cubanitt, også i dette tilfelle sammen med sekundær svovelkis. Fra Vaddas er det funnet separate korn med markasitt i et lokalt glideplan hvor det også er blitt dannet en svovelkis-mylonitt.

Ved forsøk i det rene Fe-S-systemet (Kullerud, 1967) er ikke markasitt funnet som egen fase. Ved å sette meget små mengder arsen eller H_2 til systemet, fås imidlertid markasitt. Fra observasjonene i Vaddas-Rieppfeltet synes det også som om markasitt opptrer i størst mengde i forvittringsproduktene i Indre Gressdal forekomst, som samtidig er den mineraliseringen som har mest arsenkis. Dette kan da være årsaken til den større markasitt-mengde.

Mackinawitt.

Sammensetningen på mackinawitt er MeS, hvor Me hovedsaklig er Fe, men kan også være Ni, Co og Cu. Tidligere er ofte mackinawitt identifisert som valleriitt. Dette er blant annet gjort av Ramdohr (1960), mens det i Ramdohrs engelskspråklige utgave av 1969 er identifisert som mackinawitt også fra sin norske lokalitet Sulitjelma. Det er sannsynlig at det som er identifisert som valleriitt fra Birtavarre (Vokes, 1957, p.126), Bleikvassli (Vokes, 1967, p.60), Røros (Jøsang, 1964), Mofjell (Saager, 1967) og Svenningdal (Bundrock, 1967) er mackinawitt. Det er også trolig mackinawitt er et mineral som er meget utbredt i kismalmene våre i aksessoriske mengder.

I Vaddas-Rieppe-feltet forekommer mackinawitt vanlig i forekomstene Doaresgaissa, Indre Gressdal og Øvre Lankavarre. Minerallet er ikke funnet i Vaddas, Ytre Gressdal, Loftani, Nomilolgi og Nomilgorssa, og opptrer sjeldent i de andre forekomstene i feltet.

Mackinawitt forekommer alltid som små spindler i kopperkis eller ut mot kopperkisens korn grenser mot andre mineraler, sulfider, oksyder og silikater. Minerallet opptrer gjerne langs sprekker og synes ofte som en forvitringstekstur. Spindlene sitter også vanlig på gitterplan i kopperkisen. Dette kommer fram på fig.1.50.[†] Måten å opptre på passer godt overens med de illustrasjonene som er gitt av Vokes (1957, p.128-130), hvor da valleriitt sannsynligvis er mackinawitt.

Fra de observerte særtrekk synes det mulig at mackinawitt kan være nedbrytningsprodukter eller erstatning av kopperkis. Ramdohr (1969, p.681) sier at mackinawitt mest sannsynlig er dannet ved avblanding fra Fe-holdig ikke-støkiometrisk kopperkis ved en temperatur lavere enn ved avblandingen kopperkis-cubanitt. Sarkar (1971) beskriver to typer mackinawitt, en som tolkes som hypogen dannet ved relativt lave temperaturer og en type som er en svovelrik grå fase som er dannet ved supergen omvandling. Sarkar (1971) tolker mackinawitt som et typisk mineral dannet ved retrograd omvandling av et tidligere metamorfosert mineralselskap.

[†]Etter side 1.98

Uytenbogaardt og Burke (1971) beskriver tre måter som mackinawitt er dannet på, som alle kan være mulig for Vaddas-Rieppe-feltet. Det er avblanding i kopperkis hvor mackinawitt sitter på krystallplan, omvandling av kopperkis til mackinawitt langs sprekker eller mackinawitt dannet i en reaksjonssone mellom kopperkis og magnetkis. Dette siste er relativt sjelden i Vaddas-Rieppe feltet.

Arsenkis.

Arsenkis er funnet kun i en av mineraliseringene i Vaddas-Rieppe-feltet, Indre Gressdal forekomst, hvor mineralet kan opp-
tre i betydelige mengder. Arsenkis er også identifisert makro-
skopisk da mineralet delvis opptrer som $\frac{1}{2}$ cm-store idiomorfe
krystaller. I polerslip viser også arsenkisen hypidiomorf til
idiomorf krystallform.

Som nevnt, kan arsenkis enkelte ganger opptre i minerali-
seringen i mengder som gjør at det er hovedmineral. Arsenkis
kan sitte som spredte korn i silikatene ved sulfidimpregnasjoner
hvor kopperkis og magnetkis forekommer. Arsenkis sitter også
innvokset i sulfidmatriks som kan være kopperkis, magnetkis
eller blyglans. De idiomorfe krystallene kan en sjelden gang
ha inneslutninger av de vanlige sulfidene, av silikater og også
en sjelden gang av oksydkorn (ilmenitt og magnetitt).

Arsenkiskrystallene viser i noen få tilfeller oppsprekning.
Sprekkene som er "åpnet" kan være fylt med kopperkis, blyglans
eller blyglans og vismut. Det er i enkelte tilfeller tydelig
at arsenkiskrystaller har "kollidert" ved at krystallene er
oppsprukket hvor kanter av idiomorfe krystaller synes å ha blitt
trykket mot hverandre. Det synes som om arsenkiskrystallene
har "flytt" i en plastisk sulfidmatriks som senere er re-
krystallisert, mens arsenkisen har vært sprø og ikke re-
krystallisert.

Fra forvitret malm viser arsenkisen i polerslip ingen tegn
til forvitring. Det samme gjelder i håndstykke-observasjoner
av jernhatten hvor arsenkis ses som blanke idiomorfe krystaller.

Molybdenglans.

Molybdenglans er funnet i bare noen få slip fra forekomstene Indre Gressdal, Stoll I, Nomilgorssa og Rieppe. Mineralet forekommer som idiomorfe bøyde flak inne i sulfidmineraler (vanligst kopperkis) og på grensen sulfid/silikat.

Molybdenglans er sannsynligvis et mineral som opptrer i meget liten mengde i de fleste sulfidmalmene dersom de studeres nøye under malmmikroskopet. Mineralet er funnet fra blant annet Birtavarre (Vokes, 1957), Bleikvassli (Vokes, 1963), Røros (Jøsang, 1964), Follidal (Page, 1964), Mofjell (Saager, 1967), Kongsfjell (Lindahl, 1968) og fra Kvikne (Nilsen og Mukherjee, 1972).

Bornitt - idaïtt - covellin.

Disse mineralene er funnet kun i en spesiell del av mineraliseringen i Indre Gressdal forekomst. Mineralselskapet forekommer i en sleppesone hvor bergarten er forandret av vandige løsninger som har bleket hele bergarten og delvis omdannet silikater til leirmineraler.

Som primære mineraler i paragenesen, synes det å ha vært dannet en bornitt med kopperkis som avblandings-lameller. Under innflytelse av de vandige løsninger er bornitt erstattet av kopperkis (se fig.1.44).[†] Dette er behandlet tidligere under beskrivelse av kopperkis. Bornitten i sammenvoksningsen med kopperkis viser alltid, som et ledd i nedbrytningen og erstatningen, en "Sprungkrankheit" (Ramdohr, 1969), tildels med covellin og idaïtt i den "syke" bornitten. Bornittkornene omgis gjerne av en randsone med kopperkis, hvor bornitten er blitt erstattet (replaced).

Covellin sitter gjerne i rosetter langs sprekker i bornitten og er uvanlig kraftig blåfarget. Den hører til den typen som forblir blå også i olje, og som Ramdohr (1969, p.668) benevner som "blaubleibende" covellin. Opprinnelsen er utvilsomt supergen. I et par korn er det også funnet idaïtt, et mineral som første gang er rapportert funnet i Norge av Krause (1965). Idaïtt ligner på bornitt i parallelt lys i mikroskopet.

[†] Se etter side 1.90

Anisotropifargene er karakteristiske, grønne med en gul tint. Idaitt sitter på korn grensen mellom koppekis lamellene og bornitt i de typiske sammenvoksningene. Idaitt er sett på som et nedbrytningsprodukt av bornitt (Ramdohr, 1969, p.682). Uyténbogaardt og Burke (1971) sier at idaitt kan opptre som et supergent omvandlingsprodukt av bornitt eller også være hypogent og opptre i store heksagonale krystaller. I Indre Gressdal forekomst er idaitt et supergent omvandlingsprodukt av bornitt.

Idaitt er sannsynligvis relativt vanlig i Cu-rike sulfidparageneser. Mineralet er funnet fra kopperfremkomster i Telemark (pers.medd. Vokes, 1972). Av forfatteren er det tidligere funnet i slip fra Kongsfjell ved Bleikvassli og fra fremkomster i Kvænangfeltet.

Oksyder.

Magnetitt.

Magnetitt er funnet i alle fremkomstene i Vaddasfeltet med unntak av Nedre Nomilolgi, Rieppe, Nedre Lankavarre og Øvre Lankavarre. I de massive fremkomstene utenom de nevnte opptre magnetitt jevnt fordelt i mengder på 0.5 - 2 vol.%. Variasjonen i innholdet er størst i fremkomster som Stoll I og Indre Gressdal hvor det lokalt kan være betydelig større.

Magnetitt forekommer som hypidiomorfe til idiomorfe krystaller, som kan ha inneslutninger av de fleste hovedsulfidene. Magnetitt kan også ha inneslutninger av silikater, og den kan gjerne være sammenvokset med ilmenitt og hemoilmenitt. Fra Stoll I er det funnet magnetitt som har lamellær sammenvoksning med ilmenitt, se fig.1.51.* Parallellorienterte magnetittlameller er også funnet i silikatkrystaller fra Stoll I. Lamellene sitter langs krystallflater til silikatet som mest sannsynlig er en amfibol.

Idiomorfe magnetittkrystaller kan i sjeldnere tilfelle ha inneslutninger av sinkblende. Blyglans er også fra Doaresgaissa funnet som inneslutninger i magnetitt. Foruten at magnetitt er innesluttet i hypidiomorfe svovelkiskrystaller kan mineralet sitte som "ormer" i svovelkisen (Stoll I). Det er også fra

* Etter side 1.106

Stoll I funnet en meget intim sammenvoksning mellom magnetitt, magnetkis, kopperkis og svovelkis. Sammenvoksningsteksturen kan tyde på at det har vært en kataklase av magnetitten med påfølgende cementering av de andre sulfidene. Magnetitt viser også en myrmekittisk sammenvoksning med kopperkis og magnetkis, noe som hyppigst opptrer fra Indre Gressdal og delvis også fra Stoll I. Sammenvoksningen er vist på figurene 1.37 og 1.43.

Fra Indre Gressdal og Stoll I er det også funnet magnetittkrystaller med inneslutninger av en annen spinell (hercynitt?) på oktaederplan. Det er den samme teksturen som er vist på fig.1.30 fra olivingabbroen. Mengden av spinell er langt mindre i sulfidforekomstene enn i den magmatiske magnetitten. Teksturen kan fra forekomstene Indre Gressdal og Stoll I muligens være dannet ved en kontaktmetamorfose.

Magnetitten er i noen tilfeller sammenvokset med ilmenitt i en jevnkornig mosaikk-tekstur, og med mer vilkårlige grense- og størrelsesforhold til ilmenitt og hemoilmenitt. Rundete ilmenittkorn kan også være innesluttet i magnetittkrystaller. Magnetitt kan i noen tilfeller være oppsprukket, hvor også svovelkisen viser oppsprekning. I en tynn tektonisert sone i Vaddas, hvor svovelkisen er mylonittisert, er også det samme tilfelle med magnetitten.

Mot sidestein i Stoll I og også fra Loftani og Nomilvagge kan det i noen tilfeller ses en bånding mellom magnetitt og sulfider. I de rike magnetittbåndene er krystallene sammen- vokset i en polygonal tekstur.

Ilmenitt.

Ilmenitt som rene korn er et vanlig aksessorisk mineral i de fleste av forekomstene i det undersøkte felt. I Doaresgaissa og Rieppe forekommer det meget sjelden og mineralet mangler helt i de slip fra Nedre Nomilolgi som er undersøkt.

Ilmenitt forekommer som hypidiomorfe til idiomorfe krystaller i silikatene sammen med sulfidene. I en allotriomorf kornform opptrer mineralet i sammenvoksning med magnetitt, og i større ilmenittfelter er det meget vanlig med en mosaikk-tekstur. Mineralet forekommer også som inneslutninger i hovedsulfidene

og i magnetitt. Ilmenitt er noen steder hvor det opptrer som korn i silikatene, sammenvokset med rutil og delvis også med hematitt. Det synes her som om ilmenitt-kornene har en randzone av hematitt og rutil som er en slags omvandlings- eller reaksjonsrand. (Se nærmere under beskrivelse av rutil). Sammenvoksningen ilmenitt-hematitt kan i noen få tilfeller være uregelmessig, men en "avblandings"-tekstur hematitt-ilmenitt er vanlig og blir beskrevet som hemoilmenitt. Som vist i fig.1.51, kan også ilmenitt og magnetitt opptre i lamellær sammenvoksning.

Korn av ilmenitt har i noen tilfeller pent utviklede tvillinger. Noen få steder kan de opptre i to krystallretninger. Ramdohr (1969, p.959), sier at tvillinger i de fleste tilfeller skyldes tektonisk påvirkning, noe som godt kan være tilfelle i de "durchbewegte" malmene i feltet.

Hemoilmenitt.

Sammenvoksninger av ilmenitt og hematitt forekommer nesten alltid i prøver fra Doaresgaissa, Ytre Gressdal, Vaddas og Stoll I, de er mindre vanlig fra forekomstene Indre Gressdal, Loftani-Nomilvagge, Jiekkejavre og Nedre Lankavarre og i de resterende forekomstene i feltet er de ikke funnet. I Vaddasforekomsten forekommer hemoilmenitt alltid i malmen og gjerne i en mengde på omkring 1%. Hemoilmenitt er ikke rapportert fra feltet utenom i en slipbeskrivelse av A.Iversen (Geol. Inst. NTH).

Hemoilmenitten består oftest av en kjerne med lamellær sammenvoksning mellom hematitt og ilmenitt, hvor hematitt vanligst utgjør størst mengde (se fig. 1.52). Kjernen eller sentraldelen kunne dermed benevnes ilmenoematitt. Kjernen har oftest en skarp grense mot ilmenittranden, som sitter rundt selve kjernen. Randen av ilmenitt kan være en helt ren mineralfase, men i noen tilfeller kan også den indre del av randsonen være pepret med meget små spindler av hematitt (se fig. 1.53). Noen få ganger kan også lameller av magnetitt forekomme i slike sammenvokste korn.

Utenom de rette slanke hematittlamellene i kjernen av hemoilmenitt kan hematitt opptre i sentrale deler av ilmenittkorn i mer uregelmessige kropper. I tillegg kan også omgivende randzone være full av små orienterte hematittspindler. Sammen-



Fig.1.51

Oksyd-sammenvoksning.
 Magnetitt (mt),
 ilmenitt (ilm) og
 mt-ilm sammenvoksning.
 Silikat = mørkt.
 Omgitt av svovelkis
 (hvit) og magnetkis
 (po).
 Reflektert lys, luft,
 90X forstørrelse.
 (VR 306-3337, Stoll I)



(a)

Fig.1.52.a-b

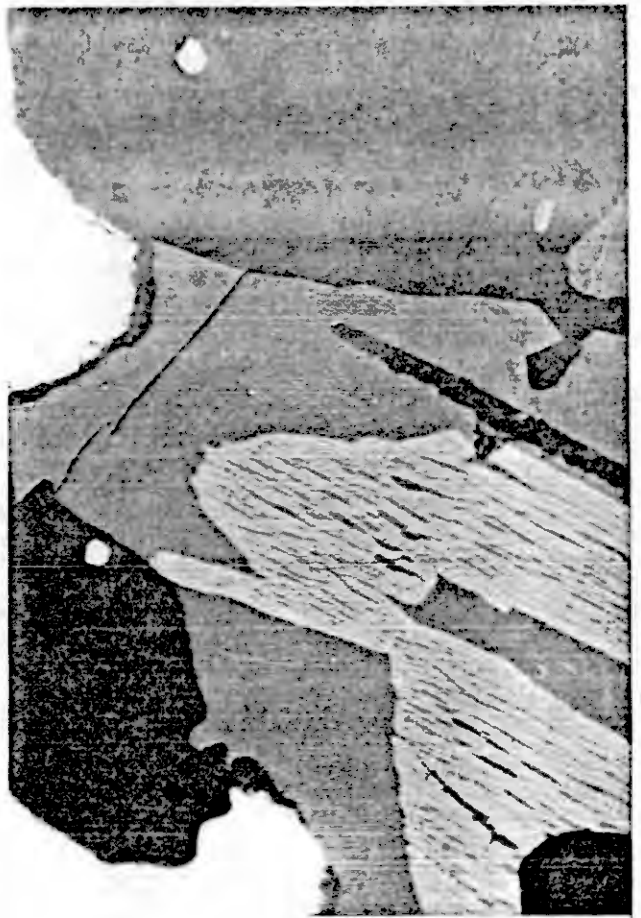
Hemoilmenitt-korn
 med bred randsone
 mot sulfidene (hvit)
 og med tynn eller
 manglende randsone
 mot silikater (mørke)
 Reflektert lys, luft
 (a) 358X forstørrelse
 (b) 224X forstørrelse.
 (VR 305-3323, Stoll I)



(b)



(c)



(d)

(e)

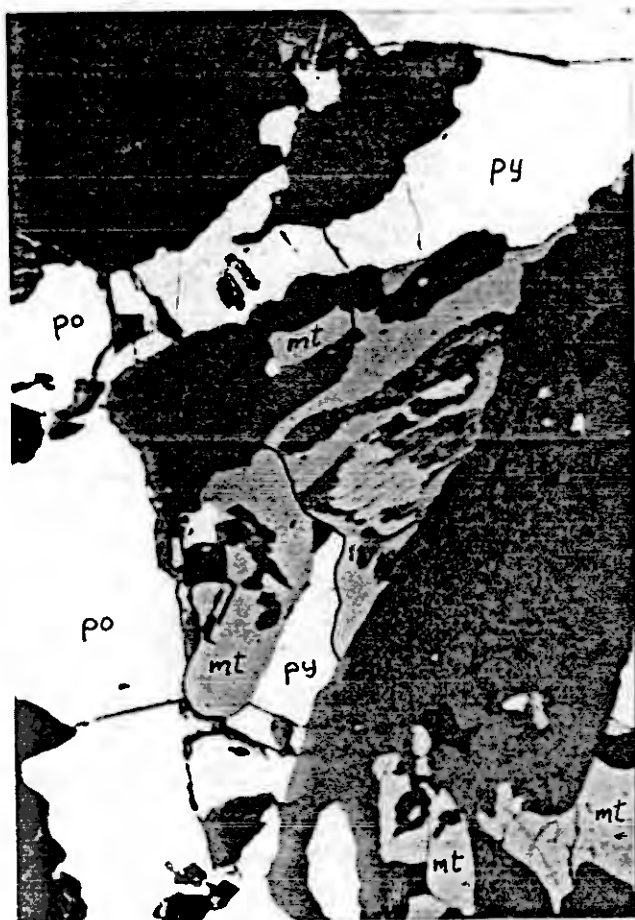
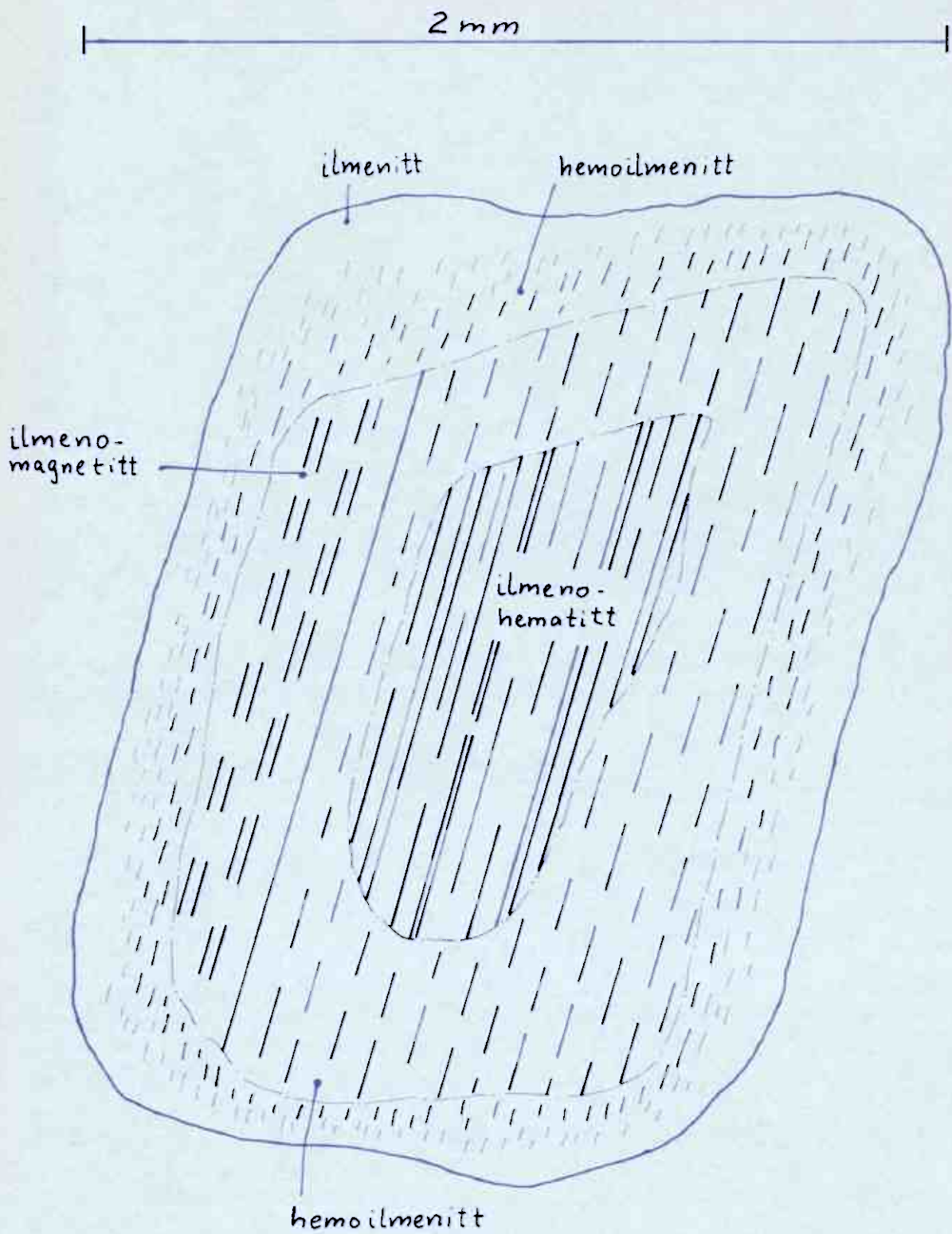


Fig.1.52.c.d.e

Hemoilmenitt-sammenvoksnings

- (c) Uregelmessig sammenvoksnings.
Reflektert lys, luft,
358X forstørrelse.
(VR 232-2829, Vaddas, E-stoll).
- (d) Hemoilmenitt også med fine
spindler i randsonen mot
sulfidene (hvit).
Reflektert lys, olje,
1400X forstørrelse.
(VR 208-2833, Vaddas, G-stoll)
- (e) Hemoilmenitt og magnetitt (mt)
omgitt av svovelkis (py) og
magnetkis (po). Hematitten
er delvis forvitret.
Reflektert lys, luft,
358X forstørrelse.
(VR 66-2494, Vaddas, A-stoll).



EKSEMPEL PÅ SAMMENSATT
OKSYDKORN (Stoll I)

Fig. 1.53

voksningene mellom hematitt og ilmenitt i kjernen og i randsonen synes å være av to generasjoner (se fig.1.52). Ramdohr (1969, p.963) har tolket denne typen avblanding som dannet ved minkende temperatur.

Randsonen i hemoilmenitt-kornene varierer i tykkelse, fra relativt tykk i forhold til hele kornet til hvor den enkelte steder mangler helt. Randsonen viser en helt klar tendens til at den mot sulfider og oksyder er tykkere enn mot silikater, også i samme korn. Randsonen mangler ofte helt mot silikatene. Dette kommer fram på fig.1.52 og på skissen på fig.1.53. Variasjonen av randsonens bredde har mest sannsynlig en metamorf årsak. Ved metamorfosen har det skjedd andre likevektsreaksjoner i sonen mot silikater enn mot sulfid og oksyd. I en "reaksjonsone" mot silikatene kan det f.eks. være dannet titanitt og kanskje i tillegg andre titanholdige mineraler. Titan-jernoksydet har vanskeligere for å delta i noen reaksjon med oksyder og silikater, som kan være årsaken til at sonen er "bevart".

Vrålstad (1967, p.40) har også i Rausand-malmen funnet forskjellig bredde på randsonen der hvor hemoilmenittkorn grenser mot henholdsvis magnetitt og magnetkis pluss silikater. Sammenvekning mellom to eller flere hemoilmenittkorn har i Vaddas smal randsoner langs sammenfallende korn grense, mens korn grensen mot malmineraler henholdsvis silikater er det samme som før beskrevet. Det samme forhold gjelder også for Fe-Ti-malmen på Rausand (Vrålstad, 1967, p.39).

Randsonen kan i hver enkelt prøve ha en karakteristisk tykkelse, men den varierer mye, også utenom det faktum at den vil variere med snittplanet. I noen forekomster som Ytre Gressdal, er randsonen meget tynn og er nærmest bare en tynn film mot malmineralene, og mangler helt mot silikatene. Lamellær ilmenitt-hematitt-sammenvoksning som forekommer i små korn i silikatene synes å være rester av kjerner i hemoilmenitt-korn. Inne i svovelkiskrystaller kan også samme type korn i enkelte tilfeller opptre, og da helt uten randsoner.

Enkelte korn av hemoilmenitt viser tegn til "forvitring". Det er da hematitten som omvandles til jernhydroksyder, mens ilmenitten ikke viser tegn til forvitring. Dette er vist i fig.1.52. Denne forvitringsteksturen kan finnes i prøver fra

Vaddas og er også meget pent utviklet i en sleppesone i Indre Gressdal, hvor det er dannet leirmineraler og bergarten er sterkt bleket.

En vanlig tolkning av de omtalte teksturene i hemoilmenitt er at det er en avblanding i en Fe-Ti-O fase som er homogen med høyere temperaturer. (Ramdohr, 1969, p. 963). Ved temperaturer over 600°C vil Fe_2O_3 og FeTiO_3 være fullstendig blandbar, men under denne temperaturen vil det dannes hematitt og ilmenittfaser.

Ved noen borprofiler gjennom Vaddas-malmen: på Loftani, på Øvre Nomilolgi og i Vaddas-gruven, er det laget polerslip av malm og av sidestein i forskjellig avstand fra malmen. Fra det ses at hemoilmenitt kun opptrer i malmen og dens umiddelbare nærhet. I en avstand på noen få dm fra malmen finnes ikke hemoilmenitt. I sidesteinen er Ti-mineralene rutil og ilmenitt, hvor rutil dominerer. Det synes som om den tilgjengelige jernmengden i malmsonen i form av jernsulfider har vært nødvendig for å få dannet hemoilmenitt, kanskje ved homogenisering av en Fe-Ti-O fase muligens ved metamorfosen.

Rutil.

Rutil forekommer i meget liten mengde i malmene i feltet. Minerallet sitter oftest som små nåler, vanligvis omgitt av silikater, men kan også være innesluttet i hovedsulfidene. Rutilkorn kan være sammenvokset i allotriomorfe kornaggregater, hvor også noen ilmenittkorn kan inngå.

Rutil og ilmenitt kan også forekomme i en intim sammenvoksning hvor rutil gjerne opptrer som en ytre randsone rundt ilmenitt, eller ut mot korn grensen. Sammenvoksningene kan noen steder tyde på at det er en slags reaksjonssone eller omvandlingszone mot silikatene. Dette er vist på fig.1.54. Enkelte steder er det bare meget små rester av ilmenitt inne i rutil. Tvillinger helt lik de som er funnet i ilmenitt, er også observert i rutilkorn, og det kan være tvillinger som er "arvet" fra ilmenitt. Et annet indisium på at rutil er et omvandlingsprodukt fra ilmenitt er funnet i Indre Gressdal forekomst hvor det utelukkende finnes ilmenitt i malmen, mens det i en sleppesone (før omtalt) også finnes rutil, som opptrer på samme måte som ilmenitt, som

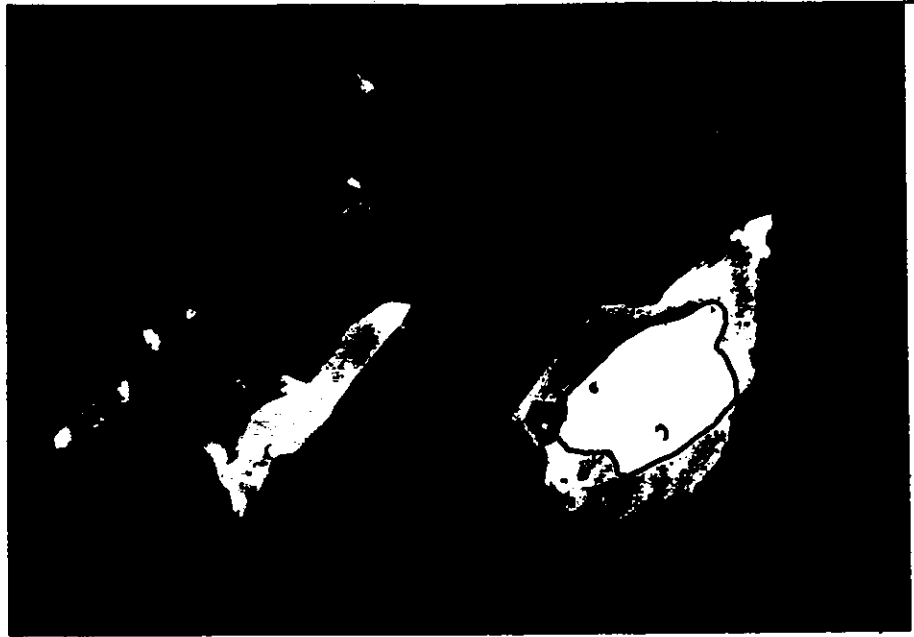


Fig.1.54

Ilmenittkorn (hvitt) i malmens sidestein nær malmen hvor randsonen er omvandlet til rutil. Mørkest = silikater. Reflektert lys, olje, 896X forstørrelse. (VR 382-3413, Øvre Nomilolgi - NP8-71).

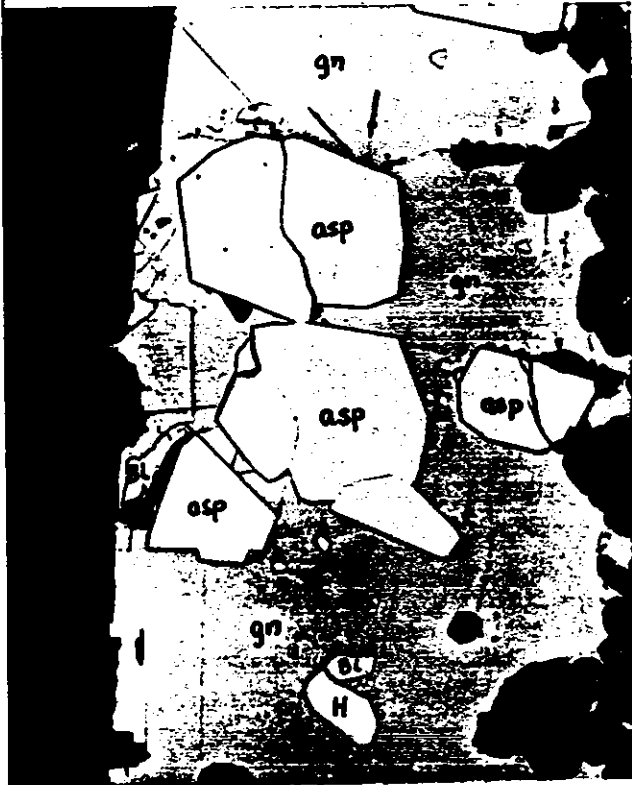


Fig.1.55

Arsenkiskrystaller (asp) i blyglans (gn). Hvite korn i blyglansen er gedigent Bi (Bi) og delvis hedyeritt (H). Reflektert lys, luft, 90X forstørrelse. (VR 474-3491, Indre Gressdal.)

egne korn i silikatene.

Fra borkjerner er det i noen tilfeller laget polerslip av malmen og av sidesteinen i forskjellig avstand fra malmen. Det har da vist seg at det i malmen er ilmenitt som er det dominerende titanførende mineral, mens det i sidesteinen er rutil. Overgang fra der hvor ilmenitt til der hvor rutil er vanligere som aksessorisk mineral, skjer i en avstand mindre enn en meter fra malmene. Bare noen få rutilkorn opptrer i malmene og kun noen få ilmenittkorn i sidesteinene.

Ut fra de observerte data er det mest sannsynlig at dannelsen av rutil har skjedd ved en omvandling av ilmenitt. Den bergarten som Vaddas-malmen ligger i, er i sammensetning en basalt-lava, og et vanlig aksessorisk mineral i en slik bergart, er ilmenitt. En slik omdannelse av ilmenitt til rutil er også beskrevet av Ramdohr (1969, p. 983).

Et alternativ til rutildannelsen er at det er dannet to forskjellige titanmineraler ved metamorfosen, rutil i sidesteinen og ilmenitt + hemoilmenitt i forbindelse med malmene. Det er imidlertid mest sannsynlig med en primær ilmenitt, og at denne altså i sidesteinen er blitt til rutil, mens det i malmene er blitt til hematitt og hemoilmenitt på grunn av større tilgjengelig jernmengde.

Hematitt.

Hematitt forekommer som nevnt meget vanlig som sammenvoksning med ilmenitt og er da beskrevet som hemoilmenitt. Men hematitt opptrer også utenom dette i noen få tilfeller i mer uregelmessige sammenvoksninger med ilmenitt. Fra Vaddas, Stoll I, og Øvre Nomilolgi, er det i noen få tilfeller funnet små hematittnåler, vanligst blant silikat-korn.

Andre mineraler.Gedigent Bi.

Gedigent Bi er funnet i tre forekomster i Vaddas-Riepefeltet, Doaresgaissa, Indre Gressdal og Rieppe. Bi opptrer som rundete korn, mest vanlig i blyglans, men også i sinkblende, kopperkis og sjeldnere i magnetkis og som egne korn i silikatene. I blyglans kan også Bi opptre som lister som er orientert på gitterplan i flere retninger, forskjellig fra de kubiske spalteredninger. Samme tendens til orientering av Bi-listene på gitterplan er funnet av Lindahl (1968, p.68) fra Kongsfjell.

I Rieppe opptrer Bi sammen med sulfidene blyglans, sinkblende, kopperkis og magnetkis mellom euhedrale silikatnåler (se fig.1.48). Fra Doaresgaissa er hovedmineralene de samme, men det opptrer langt mindre sinkblende og blyglans. Sammenvekningen mellom Bi og blyglans kan her være innesluttet i idiomorfe svovelkiskrystaller. Fra Indre Gressdal forekommer Bi i en arsenrik paragenese, hvor en god del arsenkis opptrer og bl.a. sitter som idiomorfe krystaller i blyglans. Bi er også observert på sprekker i arsenkiskrystallene (se fig.1.55).

Med mikrosonde er det gjort kvantitative analyser på Bi fra Rieppe og Indre Gressdal. Som standard ved analyser er brukt metallisk Bi. Fra Rieppe er fem korn analyserte, og fra Indre Gressdal tre korn. Dette ga:

<u>Prøve nr.</u>	<u>Lokalitet</u>	<u>Slip nr.</u>	<u>Antall korn</u>	<u>% Bi</u>
VR 47	Rieppe	2486	1	99.99
VR 400 a	Rieppe	3429	4	99.99
VR 475	Indre Gressdal	3491	3	100.00

For Bi fra Rieppe er det påvist meget små mengder sølv i metallet; mens det i Indre Gressdal ikke er funnet detekterbare mengder av verken sølv, tellur eller antimon. (På grunn av det nær like innhold av Bi i standard og prøve, er det ikke kjørt korreksjonsprogram, men gehalten er regnet ut direkte).

Gedigent Bi har de typiske optiske egenskaper som er beskrevet i Uyttenbogaardt og Burke (1971, p.36). Tvillinger i lamellform er funnet og mere uregelmessige variasjoner i krystallorientering

i samme kornfelt. Poleringsegenskapene er dårlige, og mineralet har mye striper, noe som skyldes at det er langt bløtere enn de omgivende mineraler; vanligst blyglans.

Blyglans med et uvanlig stort innhold av elementært Bi er også beskrevet fra Kongsfjell av Lindahl (1968, p.69). Blyglanskonsentrat ga her ved røntgenspektrografisk analyse et Bi-innhold på mellom 0.5 og 0.8% Bi, og i et tilfelle hele 1.7% Bi i blyglansen. Blyglansen fra Rieppe og Indre Gressdal viser minst like stort innhold av elementet Bi som på Kongsfjell.

Hedleyitt (Bi₁₄As₆).

Dette mineralet er ikke rapportert funnet tidligere i Norge.

Hedleyitt ble bestemt som eget mineral fra Hedley, British Columbia, Canada, av Warren og Peacock (1945). Uytnebogaardt og Burke (1971, p.246) og Ramdohr (1969) nevner bl.a. blyglans, elementært Bi og arsenkis som mineralet hedleyitt opptrer sammen med. Dette er også typisk for de forekomstene i Vaddasfeltet hvor mineralet opptrer. Dette er i størst mengde i Indre Gressdal, men også i Doaresgaissa, Rieppe og Øvre Lankavarre.

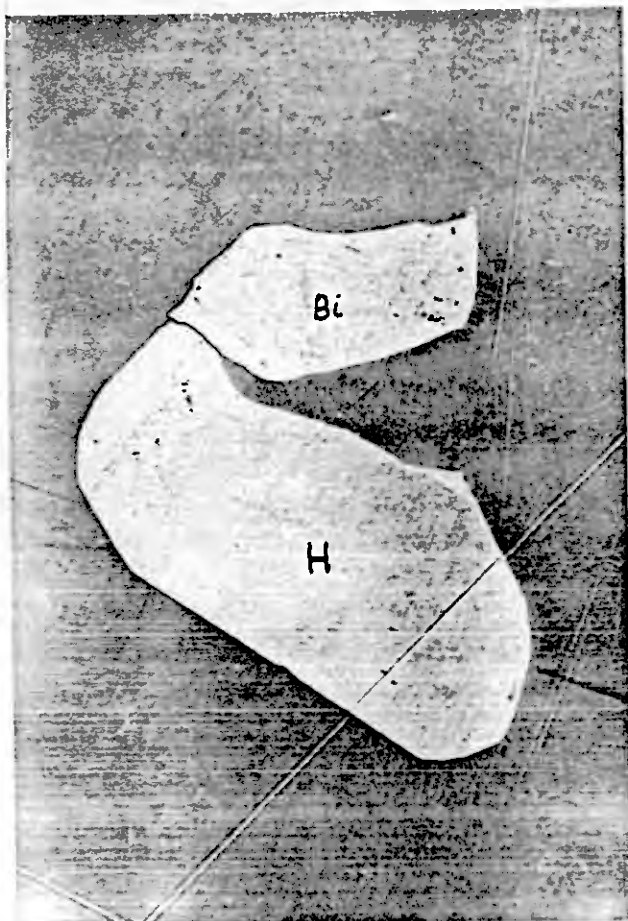
I tynnere uregelmessige sprekker ut fra selve hovedmalmsonen i Indre Gressdal forekommer noe blyglans og arsenkis som kan bestemmes makroskopisk. Hedleyitt sitter vanligst i denne mineralparagenesen, som altså utenom de nevnte mineralene blyglans, elementært Bi og arsenkis også har kopperkis, cubanitt, samt noe magnetkis og sinkblende.

Hedleyitt opptrer som egne dråpeformete runde korn i blyglans. Typisk kan også hedleyitt forekomme sammenvokset med Bi, og da påfallende ofte med korn grensen mellom mineralene som er rette plan. Som også Bi, sitter hedleyitt som tynne lameller på krystallplan i blyglans forskjellig fra de kubiske spalteplan i blyglansen (se fig. 1.56). I disse lamellene av hedleyitt kan det sitte en tynn stripe av Bi i den sentrale del av lamellen. Det kan synes som om hedleyitt er "påvokst" elementært Bi.

Hedleyitt har i planslip en ren hvit farge med en svak blålig grønn tint, spesielt mot Bi, en fargetone som blir mer markert i olje. Birefleksjonen er svak, men kan observeres. Anisotropifargene viser variasjon fra utslokning til gråbrunlig beige, med



(a)



(c)

(b)

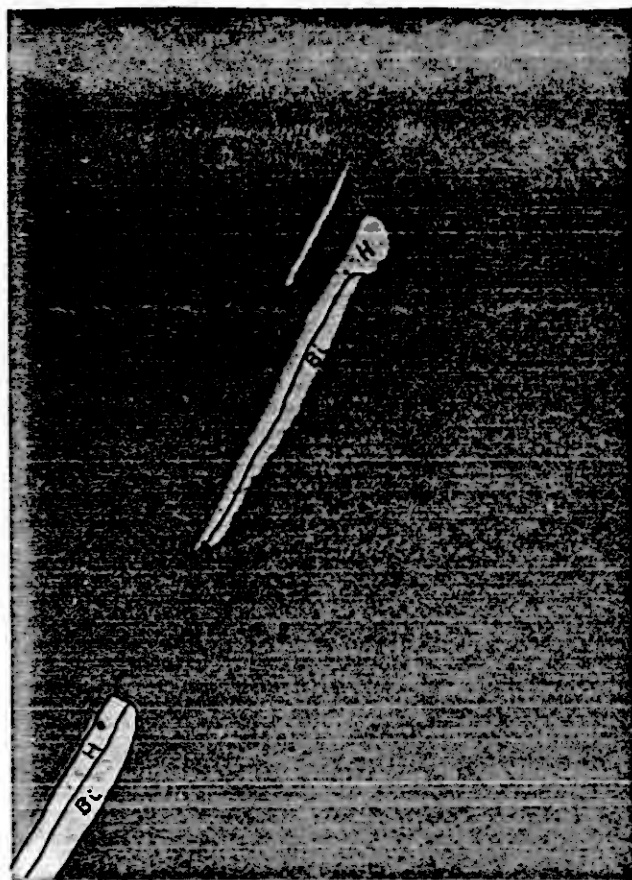


Fig.1.56.a.b.c

Gedigent Bi (Bi) og hedleyitt (H) i blyglans.

(a)+(b). Lameller av sammensatt hedleyitt og Bi på oktaederplan i blyglans. Spalteriss (a) etter kubeplan.
(VR 474-3542, Indre Gressdal)

(c) Sammensatt Bi-hedleyitt-korn i blyglans.
(VR 474-3491, Indre Gressdal)

Reflektert lys.

(a) olje, 224X forstørrelse
(b) olje, 1400X forstørrelse
(c) olje, 560X forstørrelse.

en markert anisotropi. Polerhårdheten er langt lavere enn for blyglans og litt høyere enn for Bi. Dette er riktig sammenheng også i Vickers hardhet som er oppgitt av Uytterbogaardt og Burke (1971, p.246).

Mineralet er i siste fase identifisert med røntgen mikrosonde og det er gjort kvantitative punktanalyser på mineralet som har gitt:

Analysepunkt	1	2	3	4	5	6
Bi	80.95	80.46	80.62	80.47	80.60	81.33
Te	17.59	17.55	17.51	17.53	17.49	17.59
Sum	98.54 =====	98.01 =====	98.13 =====	98.00 =====	98.09 =====	98.92 =====

Som standard er brukt Bi og Te metall. Det er ikke funnet detektbare mengder av Sb, As, Pb, Ag eller S i hedleyitt. Summen av analysene er meget lave, noe som kan ha sin forklaring ved interferens ved mikrosondeanalysen av de små hedleyitt-kornene.

Fahlerts.

Fahlerts er kun observert i noen få prøver fra Indre Gressdal. Mineralet forekommer sammen med sinkblende. Delvis opptrer en mer intim sammenvoksning mellom sinkblende og fahlerts i en henimot myrmekittisk tekstur. Sammenvokset med fahlerts forekommer også boulangeritt og blyglans.

Sulfidparagenesen i Indre Gressdal er arsen-rik som slutes ut fra temmelig stort arsenkis-innhold. En rimelig antakelse er da at fahlertsen er henimot tennantittisk i sammensetning.

Boulangeritt.

I større mengde er boulangeritt funnet i kun en prøve fra Indre Gressdal. Mineralet er ikke sikkert identifisert. Det kan eventuelt være et annet mineral av plumasittgruppen. Optiske data, sammen med måten å opptre på, samt krystallform, tyder imidlertid på at mineralet mest sannsynlig er boulangeritt. Mineralet har markert bireflektans som ses klart mot fahlerts og blyglans som

det opptrer sammen med. Reflektiviteten ligger mellom den til de to nevnte mineralene og polerhårdheten tilsvarer blyglansens.

Mineralet har en hvitlig-grå farge med grønnlig-oliven fargetone, ^{og} i lyseste stilling ligger reflektiviteten temmelig nær opp til blyglansens. Anisotropifargene er svakt grå-blå som mest distinkte farge, men har også i en stilling en brunlig fargetone. Kornaggregatene kan virke fibrige med tabulære krystaller.

Kopperlasur og malakitt.

Disse to typisk supergene koppermineralene er ikke vanlige fra Vaddas-Rieppe-feltet, men i en sleppesone i ligg av Indre Gressdal forekomst opptrer mineralene hyppig. Den samme sleppesonen viser også en Cu-rik mineral-paragenese (se under beskrivelse av bornitt-covellin-idaitt).

Uidentifiserte mineraler.

I forbindelse med de deler av forekomstene i Indre Gressdal og Doaresgaissa, hvor de sjeldne mineralene gedigent Bi og hedleyitt opptrer i blyglans, er det også flere uidentifiserte faser i blyglansen. Mineralfasene har gjerne reflektivitet rundt og lavere enn blyglansen. Anisotropieffektene varierer fra svake til meget distinkte. Kornene er meget små, og er av den grunn vanskelig å identifisere.

En fase som er funnet i Doaresgaissa-malmen har optiske karakteristika som passer med hessitt. At hessitt kan forekomme her, synes meget sannsynlig ut fra at malmen har visse mengder av Te (hedleyitt). Nettopp i Doaresgaissa-malmen er det også funnet det høyeste sølvinnholdet i kopperkis (119 ppm).

Fra Rieppemalmen er det funnet et par mineralkorn som har de optiske karakteristika til rødgyldig erts. Mineralfasen opptrer sammen med Bi-mineralene, svovelkis, blyglans og sinkblende.

Det er også i blyglans hvor gedigent Bi og hedleyitt opptrer funnet andre faser som har høy reflektivitet, i størrelsesorden den samme som disse mineralfasene. Dette kan være andre Te- og Bi-mineraler.

Felles for alle disse uidentifiserte mineralfasene er at de forekommer som meget små korn og i meget liten mengde. Dermed er de vanskelig å identifisere sikkert.

Gangmineraler.

Av det som i Vaddas-Rieppe feltet er betegnet som massiv malm utgjør silikatene gjerne så mye som 40 - 60 volum%. Derfor er silikatmineralogien også viktig for malmens helhetsbilde. Det er studert tynnslip av selve malmen og også tatt med observasjoner fra den umiddelbare sidestein. Med sidestein menes her mindre enn et par meters avstand fra mineraliseringene.

Identifiserte bergartsdannede mineraler er følgende:

Silikater

Plagioklas
Kvarts
Monoklin amfibol: aktinolitt - hornblende
Rombisk amfibol : antofyllitt
Kloritt
Talk
Staurolitt
Epidot - zoisitt - clinozoisitt
Biotitt
Granat
Zirkon
Titanitt
Pyroksen: diopsid

Andre mineraler

Karbonat
Spinell, pleonast
Apatitt

Silikater.

Plagioklas.

Plagioklas er det hyppigst opptredende silikatmineral i malmene i Vaddas-Rieppe feltet. Det forekommer likevel kun aksessorisk i forekomster som Rieppe, Nedre Nomilolgi og Øvre Lankavarre. I mengde kan feltspat utgjøre opp mot 40 volumprosent av malmen. Mengdevariasjonen innen hver enkelt forekomst er imidlertid temmelig stor.

Feltspaten i malmene og i sidesteinen helt nær er nesten alltid en plagioklas med tvillinger. Et enkelt unntak er her Indre Gressdal hvor det helt aksessorisk er funnet mikroklin. I Indre Gressdalen hvor sidesteinen er en hornfels har den en svært An-rik plagioklas og med få krystaller som har tvillinger.

Plagioklas er gjerne finkornet i malmene, men det forekommer også temmelig ofte porfyrkrystaller. Porfyrkrystallene kan være sonerte, og det er funnet fra Vaddas at krystallkjernen kan ha 35% An, mens randsonen har 25% An. Porfyrene er gjerne omvandlet i større eller mindre grad. De kan være serisittiserte, og enkelte ganger kan også kloritt og en sjelden gang amfibol, sitte langs tvillingplan i krystallene. Enkelte ganger opptrer også epidot og zoisitt i feltspaten, men det er gjerne i malmenes sidestein, og det er også et typisk trekk i grønnsteinen og amfibolittene utenfor selve malmsonen.

Randsonen av feltspatporfyrene i malmene er det nesten alltid omvandlet til amfibol. Det er en moderat grønnfarget monoklin amfibol (se fig.1.57). Bredden på koronaens randsoner varierer, men selve teksturen er meget karakteristisk, og finnes i de fleste forekomstene. Denne omvandlingen er begrenset til selve malmsonen og er ikke observert utenfor.

Kvarts.

I malmene i Vaddas nivå finnes rundete bergartsboller av amfibolitt og grønnstein som er fragmenter av sidesteinen. Utenom det ses temmelig ofte også runde boller av glassklar kvarts.

I tillegg opptrer kvarts som mindre korn og kornaggregater i

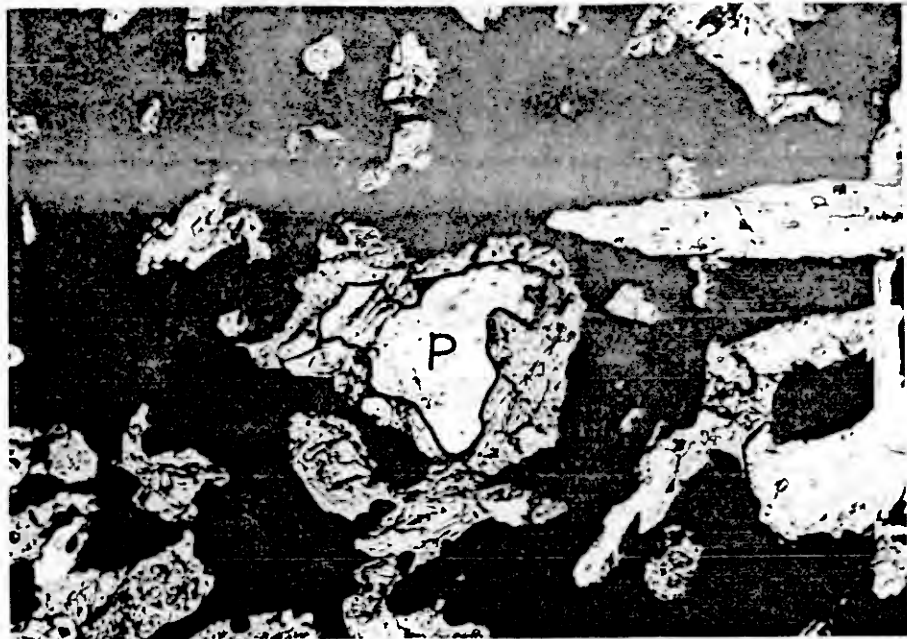


Fig.1.57

Plagioklas (P) med korona av hornblende i sulfider (svart). Listeformete mineralkorn er antofyllitt. Gjennomfallende lys, 141X forstørrelse. (Va 48, Vaddas, Stoll A).

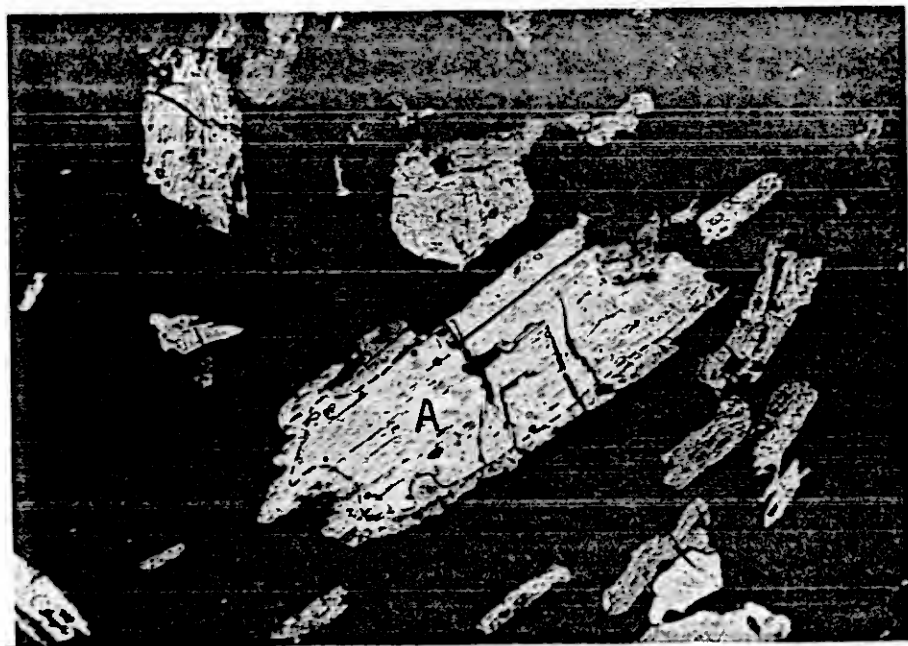


Fig.1.58

Antofyllitt (A) med randstone som er omvandlet til hornblende (noe mørkere). Gjennomfallende lys, 88X forstørrelse. (Va 48, Vaddas, Stoll A).

malmene. Mengden kan gå opp i 25 - 30%, men vanligvis ligger den på omkring 10%, og kanskje noe lavere enn det. Kvartsen som sitter i kornaggregater har gjerne en mosaikktekstur, og den viser oftest en undulerende utslukning. Mindre kvartskorn i malmene opptrer spredt og jevnt fordelt uten noen typisk mineralassosiasjon.

Monoklin amfibol; aktinolitt-hornblende.

Den monokline amfibolen som opptrer i forekomstene i Vaddas-Rieppe-feltet har varierende farge i tynnslip. Den er fra meget svakt til kraftig grønnfarget, og i enkelte tilfelle henimot skittenbrun. Fargetoningen har gradvise overganger. Den markert fargete amfibolen er sannsynlig en hornblende, mens den nærmest fargeløse amfibolen er en aktinolitt.

Aktinolitt-hornblende forekommer i alle de undersøkte forekomstene, men er temmelig sjeldne i mineraliseringene i Rieppe og Øvre Lankavarre. Mineralgruppen kan opptre i mengde på opp mot 25%, men mer vanlig forekommer den i mengde på omkring 10 volum%.

Aktinolitt-hornblende har sine typiske optiske karakteristika, og opptrer som listeformete krystaller, men utgjør også randsonen i koronateksturer som omvandlingsprodukt av plagioklas og antofyllitt (se under beskrivelse av plagioklas og antofyllitt, og fig. 1.57 og 1.58). Fargen på den monokline amfibolen i koronateksturen kan også variere innen den enkelte forekomst og fra forekomst til forekomst.

Fra Doaresgaissa er det funnet at hornblende kan opptre som porfyroblaster med små inneslutninger av kvarts og feltspat. Porfyroblastene er noen ganger rullet eller bare bikket, under eller henholdsvis etter blastesen. I Jiekkejavre mineraliseringen forekommer to typer, sterkt farget og fargeløs monoklin amfibol, både aktinolitt og hornblende. I tillegg opptrer også antofyllitt, slik at det synes å være tre amfiboler i samme mineralisering.

Fra Stoll I er det også funnet en nær fargeløs monoklin amfibol, sannsynligvis en aktinolitt. Det synes også å være typisk for Stoll I at randsonen i koronaen rundt antofyllitt og plagioklas er svakere grønnfarget enn i de andre forekomstene.

Rombisk amfibol; antofyllitt.

Den rombiske amfibolen som sannsynlig er en antofyllitt opptrer i de fleste av forekomstene. Unntaket her er Nedre Lankavarre, Nedre Nomilolgi, og den er heller ikke observert i slip fra Øvre Nomilolgi. I mengde kan antofyllitt enkelte ganger utgjøre 50 volum% av mineralene i malmene, mens innholdet vanligvis ligger på 10 - 20%.

Antofyllitt er nær fargeløs. I større eller mindre grad er alltid antofyllitt omvandlet til hornblende ut mot korngrensen. En slik koronatekstur er vist på fig.1.58. Randsoneens bredde kan variere temmelig mye, men den er alltid til stede.

Antofyllitt sitter ofte i størst mengde i sulfidrike områder. Fra tynnslip som er tatt med liten avstand fra malmen langs borkjerner gjennom malmen er det funnet at antofyllitt er knyttet kun til selve malmen. Så snart en kommer 10 - 15 cm ut fra malmen både i heng og ligg finnes ikke antofyllitt, men kun grønn hornblende.

Antofyllittførende bergarter er altså i Vaddas-Rieppe-feltet knyttet kun til sulfidmineraliseringene. Vokes (1957, p.150) beskriver også antofyllittførende bergarter i forbindelse med malmene i Birtavarre-feltet. Antofyllittbergartene opptrer i malmsonen og i nær sidestein med en maksimal mektighet på 10 - 20 m. Nilsen (1971) og Nilsen og Mukherjee (1972) beskriver også antofyllitt i malmenes sidesteiner i Rødhammeren og Kvikne gruver. Det går ikke fram om antofyllitt også opptrer som gang-mineral i selve sulfidforekomstene. Malmene i Vaddas-Rieppe-feltet har altså i motsetning til de andre nevnte forekomstene antofyllitt kun begrenset til selve malmen.

Kloritt.

Kloritt er et vanlig aksessorisk mineral i de fleste av forekomstene i det undersøkte felt. I forekomster som Nedre Nomilolgi, Rieppe samt Nedre og Øvre Lankavarre er det derimot et av hovedmineralene. Her kan kloritt opptre i en mengde på henimot 40%.

Kloritten er fra nær fargeløs til svakt grønnfarget. Den

forekommer som flak innesluttet i sulfider og blant de andre silikatene. Klorittflakene er svært ofte bøyet og foldet i sterkere eller svakere grad. I motsetning til dette er ikke biotitten som også forekommer som flak bøyd.

Biotitt-krystaller i malmene er ofte i randsonen omvandlet til kloritt. Enkelte ganger har denne nedbrytningen gått så langt at bare en meget liten del av den opprinnelige biotitt-kjernen er frisk. Enkelte ganger er også biotitten helt gått over til kloritt. Mineraliet er mest sannsynlig i de fleste tilfeller et omvandlings- eller nedbrytningsprodukt av biotitt, dannet ved tilbakeskridende metamorfose.

Talk.

Talk er et mineral som hovedsakelig forekommer i Rieppe, men det er også identifisert som aksessorisk mineral i Nedre Lankavarre. I Rieppe ligger talkinnholdet ganske høyt i store deler av malmen. Enkelte steder er mengden opp mot 30 - 40%, men i gjennomsnitt ligger kanskje talkinnhold i malmen på 5 - 10%.

Talk opptrer i den mineraliserte sonen i Rieppe og er begrenset til selve malmsonen. Krystallene er bøyd og foldete som for kloritten, og har altså vært utsatt for en tektonisering etter krystallveksten.

Vanligvis opptrer som kjent talk i omvandlete ultrabasiske bergartskropper, som et diaforetisk omvandlingsprodukt av mineraler som olivin, pyroksen og amfibol. I Rieppe opptrer mineraliseringen i basaltiske lavaer. Malmsonen i Rieppe representerer her ekstreme verdier i FeO (sulfidene) og MgO-innhold i disse bergartene. På samme måte synes mineraliseringene i Vaddas-nivå anrikt på MgO ut fra antofyllitt-innholdet. I tillegg er malmene SiO₂-rikere enn grunnsteinene om en ser bare på gangmineralene i malmene (se tabell 2.11). I Vaddas-nivå med mineralisering er det hovedsakelig dannet antofyllitt, mens det i Rieppe er dannet både talk og antofyllitt som MgO-rike mineraler.

De høye innhold av MgO i malmene kan ha sin årsak i den malmdannende prosess eller være en metamorf effekt. Dette vil bli diskutert i et senere avsnitt.

Det er ikke helt uvanlig at Zn-Cu (Pb) forekomster i slik bergarter fører talk. Det kan her nevnes Garpenberg forekomsten i Sverige som har betydelige mengder talk i malmen (Magnusson, 1953, p.303). Talk forekommer også i sidesteinen til Skorovasforekomsten (Gjelsvik, 1968).

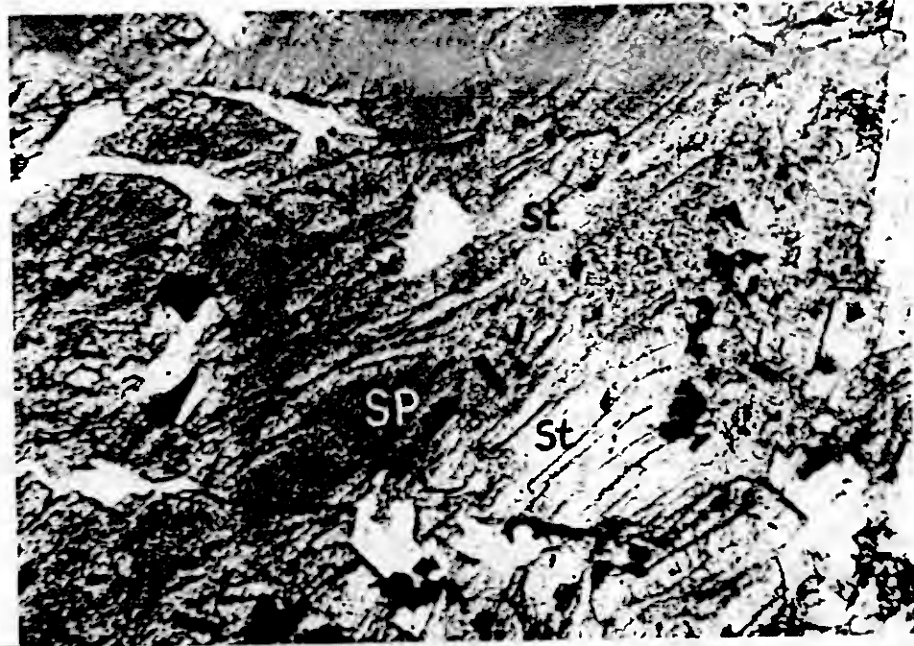
Staurolitt.

Staurolitt er funnet i forekomstene Doaresgaissa, Ytre Gressdal, Stoll I og Øvre Lankavarre. Vanligvis utgjør staurolitt mindre enn 5% av malmene, men det er også funnet i mengde på opp mot 20% (Doaresgaissa).

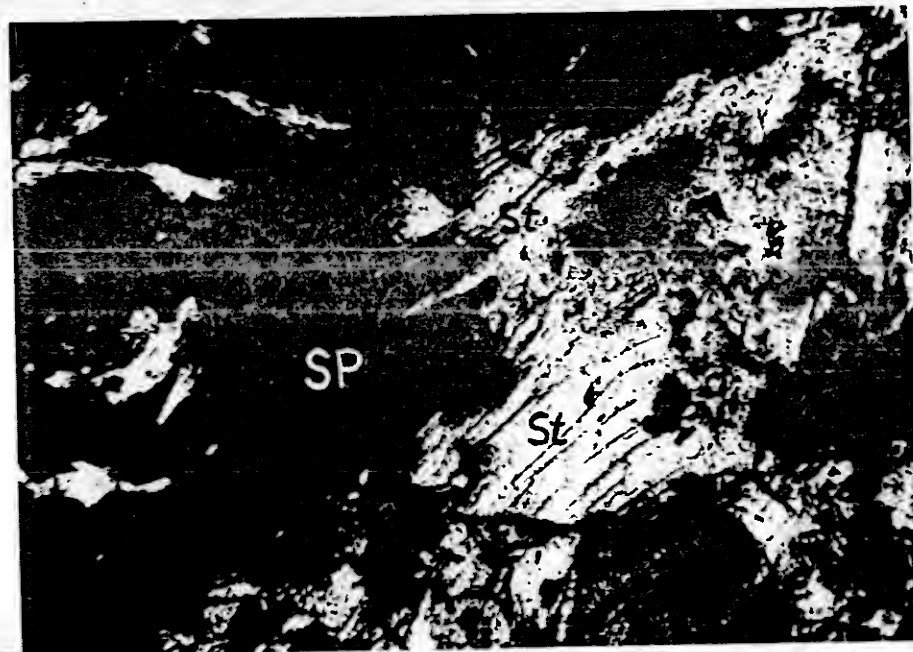
Staurolitt forekommer som euhedrale krystaller som er poikilittiske med inneslutninger vesentlig av kvarts. Fra Stoll I er det også funnet staurolitt-krystaller som er pepret med opake mineraler. Staurolitt sitter fortrinnsvis i forbindelse med sulfider, men kan også sitte som små korn i antofyllitt og hornblende. Enkelte steder finnes også de typiske staurolitt-tvillingene ("penetration twins"). Større staurolittkrystaller kan vise begynnende kataklase. Det synes derfor som om malmene har vært bare svakt tektonisert etter staurolitt-blastesen.

Fra Øvre Lankavarre er det funnet tegn som tyder på en staurolittisering av spinell som vist på fig. 1.59. Spinell kan være både et metamorft mineral og et mineral i eruptivbergarter, mens staurolitt er et typisk metamorft mineral som dannes i sedimenter. Den grønne spinellen er mest sannsynlig en pleonast, altså en Fe og Al spinell. Staurolitt har de samme elementene og i tillegg SiO₂ og OH grupper. Sammensetningen på de to mineralene er dermed temmelig lik, og en omvandling fra spinell til staurolitt, eventuelt en metamorf blastese hvor begge mineralene er dannet samtidig er mulig.

Fra Birtavarre (Vokes, 1957, p.150) er det også funnet staurolitt i mineraliseringens sidestein. Dette er i de antofyllittførende bergarter tilhørende den mineraliserte sonen. En del av sidesteinen til malmen i Bleikvassli har også staurolitt (Vokes, 1963). Fra Rødhammeren (Nilsen, 1971) og fra Kvikne gruber (Nilsen og Mukherjee, 1972) er det også vanlig



(a)



(b)

Fig.1.59

Staurolittisering av spinell (sp). Grensen mellom staurolitt (st) og spinell er diffus og gradvis.

Gjennomfallende lys, (a) planpolarisert,

(b) X nic., 88X forstørrelse.

(VR 315-7077, Øvre Lankavarre).

med staurolitt i de antofyllittførende bergarter i forbindelse med malmene og i de andre omgivende bergarter.

Staurolitt opptrer altså i selve malmen i Vaddas-Rieppefeltet. Mineralet er ikke funnet i grønnsteinene eller den "kontakt-metamorfe" serie, men lengre nede i sedimentene kan det forekomme sammen med bl.a. kyanitt.

Epidot-zoisitt-klinozoisitt.

Epidot-zoisitt-klinozoisitt er aksessoriske mineraler i malmene, og det er bare identifisert i omtrent halvparten av forekomstene. I sidesteinen, når en kommer kun en dm ut i denne, er derimot epidot-zoisitt-klinozoisitt meget vanlige mineraler.

Zoisitt forekommer ofte med sine typiske anomalt blå og 1.ordens grå interferensfarger. Aksebildet er toakset positivt med $2v = ca. 30^{\circ}$. Zoisitt-krystallene er gjerne poikilittiske med inneslutninger av kvarts. Sammenvoksningsteksturen kan i noen tilfeller ligne en myrmekitt. Poikilittene opptrer gjerne i mm-store korn, mens det utenom også forekommer små krystaller av zoisitt. I tillegg til zoisitt kan også epidot-klinozoisitt opptre i samme slip.

Den samme poikilittiske oppbygningen av zoisitten synes å være en typisk tekstur. Poikilittisk zoisitt er beskrevet foran fra bergartene i Vaddas-Rieppefeltet, og den er også funnet som en typisk tekstur fra Kongsfjell på Helgeland (Lindahl, 1968, p.24).

Biotitt.

Biotitt er et relativt vanlig aksessorisk mineral i malmforekomstene, men opptrer alltid i liten mengde. Biotitt forekommer inne i malmsonen, men er langt sjeldnere ute i heng og liggbergarten.

Biotitten har vanlig krystallform og er relativt finkornig. Det er ikke funnet biotitt-flak i malmene som er bøyde, mens derimot andre fyllosilikater, kloritt og talk ofte er meget intenst foldet og bøyet. Fargen på biotitten er markert og varierer fra rødbrun til mer ren brun.

Biotitten er gjerne omvandlet til kloritt langs korn grensene. Klorittiseringen kan være mer eller mindre fremskreden. I fronten mot omvandlingen er biotitten bleket slik at det er en gradvis overgang i omvandlingssonen fra biotitt til kloritt. Biotitten sitter gjerne jevnt fordelt i malmene og er ikke knyttet til bestemte mineralassosiasjoner.

Granat.

Granat er funnet i kun to av forekomstene i feltet, i Stoll I og i Indre Gressdal. Mineralet opptrer kun lokalt i forekomstene, men da i nokså stor mengde.

I Indre Gressdal forekommer opptil 3 - 4 cm store dyp røde granater i overgangen malm/sidestein og også et par steder inne i malmsonen. Røntgendiffraktogram som er kjørt på et håndplukket mineralkonsentrat viser at granaten er en almandin.

I Stoll I forekomsten er granatene opptil 3 cm store rødlige krystaller som er idiomorfe. De sitter gjerne på grensen malm-sidestein. I båndet amfibolitt-bergart kan også 2 - 3 mm store granater danne en mineralbånding.

Zirkon.

Zirkon er et vanlig opptredende aksessorisk mineral i malmene. Det forekommer i nær alle forekomstene, men i meget liten mengde. Små zirkonkrystaller danner gjerne radioaktive haloer i biotitt, kloritt og amfibol.

Titanitt.

Titanitt er et vanligere aksessorisk mineral enn zirkon. Det sitter oftest i forbindelse med ilmentitt eller hemoilmenitt.

Pyroksen, diopsid.

I malmen i Indre Gressdal og i sidesteinen til denne opptrer en sjelden gang litt pyroksen. Den er blekt grønnlig og er mest sannsynlig en diopsid.

Andre mineraler.

Karbonat.

Karbonat forekommer i Nedre Nomilolgi, Rieppe, Nedre Lankavarre og aksessorisk i Øvre Nomilolgi og Nomilgorssa. Karbonat er ujevnt fordelt i malmene og i de preparatene hvor mineralet er funnet. I enkelte slip fra Rieppe kan karbonat utgjøre 10 - 15% av volumet.

Karbonatet opptrer gjerne i mm-store korn. Om det er kalkspat, dolomitt eller kanskje magnesitt er ikke bestemt. I forekomstene hvor karbonatet opptrer (typisk i Rieppe) er det gjerne store mengder kloritt og delvis også talk. Det er en meget Mg-rik paragenese, og det er kanskje sannsynlig at karbonatet er en dolomittisk kalkspat.

Spinell, pleonast.

Spinell opptrer hyppig i malmen på Loftani hvor det er funnet i nær alle preparatene. Spinell opptrer også i Øvre Lankavarre i mengder på opptil 15 - 20%. Utenom det er spinell også funnet i malmene fra Indre Gressdal og Stoll I.

Spinellen er alltid grønnfarget i større eller mindre grad. Det er sannsynligvis en pleonast. Oftest er den farget kraftig gressgrønn som er typisk for Loftani -malmen. I Øvre Lankavarre er spinellen gjerne blekere grønnfarget. Fargesonering i mineralet er også funnet, hvor den ytterste del av krystallen er svakest farget (se fig.1.60). Fra Øvre Lankavarre er det funnet utviklet en reaksjonssone av kloritt på grensen sulfid/spinell (se fig.1.60).

Spinellen er sjelden utviklet i idiomorfe krystaller. Den sitter gjerne "inneklemt" mellom sulfidkorn eller sulfid og silikat-korn. Fra Stoll I er det imidlertid funnet at spinell opptrer som meget små idiomorfe krystaller i silikatene. Det vanlige ellers er at spinellen forekommer som temmelig store korn. Under beskrivelsen av staurolitt er det omtalt at spinellen kan vise tegn som tyder på staurolittisering (se fig.1.59).



Fig.1.60.a.

Fargesonerings i spinell (mørkeste sentrale del av fig.) i silikater.
Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse.
(Va 54, Øvre Lankavarre).



Fig.1.60.b

Spinell i sulfider (sort) hvor det i overgangen er dannet en klorittsone.
Gjennomfallende lys, 35X forstørrelse.
(Va 172, Øvre Lankavarre).

Spinell i malm er av den typen som er i Vaddas-Rieppe feltet er sjelden. Det er ikke funnet beskrevet fra norske forekomster.

Apatitt.

Apatittkrystaller er funnet i meget små mengder i noen få av de undersøkte preparatene fra malmene. Mineralet opptrer som små hypidiomorft utviklede krystaller.

Sammenstilling av malmenes mineralogiske sammensetning.

I de forutgående avsnitt er mineralogien i forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet beskrevet. En sammenstilling av mineral-sammensetningen i malmene er satt opp tabellarisk i fig.1.61. Av figuren kan det ses at de forskjellige malmforekomstene har sine spesielle mineralogiske karakteristika. Den mineralogiske forskjell er markert mellom de enkelte nivåene, mens for eks. forekomstene i Vaddas-nivå har flere fellestrekk. Konklusjonen av dette er at det også ut fra mineralogien kan skilles mellom de forskjellige mineraliserte nivåer, og også delvis mellom forekomstene i Vaddas-nivå.

Karakteristisk for malmene i Vaddas-nivå er at de er magnetkisforekomster med varierende mengde svovelkis: Med unntak av malmen i Stoll I er svovelkis aksessorisk i de øvrige forekomstene, og er ofte bare til stede som sekundært mineral. Hemoilmenitt er et annet typisk mineral for malmene i Vaddas-nivå, men forekommer også i Stoll I-malmen og helt aksessorisk i Indre Gressdal.

De andre forekomstene i Vaddas-Rieppfeltet har også sine mineralogiske karakteristika, som f.eks. Indre Gressdal hvor det gjerne opptrer en viss mengde arsenkis. Typisk i malmen fra Indre Gressdal er også at cubanitt opptrer i betydelig mengde.

Rieppe-malmen har også sine typiske trekk, med magnetkis som det dominerende sulfid og hvor det er mer sinkblende enn kopperkis. Forekomsten har som den eneste betydelige mengder talk som gangmineral. Malmen mangler også magnetitt og hemoilmenitt.

Et typisk trekk med en malm som Stoll I er at magnetitten har små spindler av hercynitt. I malmen i Øvre Lankavarre er det typisk at grønn spinell, kloritt og antofyllitt dominerer som silikatmineraler.

På tross av disse nevnte mineralogiske fellestrekk eller forskjeller mellom forekomstene er det klart at sammensetningen kan variere mye fra prøve til prøve innen samme forekomst. Dersom en ønsker å få et eksakt forhold mellom mengden av de forskjellige mineralene, er det nødvendig med et stort antall systematiske

Mineral	Forekomst	Doaresgaissa	Ytre Gressdal	Vaddas	Loftani	Øvre Nomilolgi	Nomilgorssa	Jiekkejavre	Nedre Lankavarre	Indre Gressdal	Stoll I	Øvre Lankavarre	Rieppe	Nedre Nomilolgi
Apatitt														
Spinel														
Karbonat														
Diopsid														
Titanitt														
Zirkon														
Granat														
Biotitt														
Epidot-(K/Al)zoisit														
Staurolit														
Talk														
Kloritt														
Antofyllitt														
Hornblende														
Kvarts														
Plagioklas														
Cu-lazur-malakitt														
Fahlerit														
Hedleyitt														
Elementært Bi														
Boulangeritt														
Magnetit-limenitt														
Hematitt														
Rutil														
Hemimelenitt														
Ilemenitt														
Magnetitt														
Bornitt-daritt-cov.														
Molybdenglans														
Arsenikis														
Mackinawitt														
Markasitt														
Cubanitt														
Byglans														
Sinkblende														
Kopperkis														
Svovelkis														
Magnetkis														

- X Hoved mineral
- Vanlig optredende
- Aksessorisk mineral
- ⊗ Dominerende optakt mineral

Fig 1.61

Mineralsammensetning for malmene i Vaddas-Rieppe feltet.

prøver. Som neste skritt er det påkrevd med et stort antall polerslip og tynnslip fra malmene som det må gjøres modalanalyse på.

Ved de undersøkelsene som er gjort er det ikke forsøkt å utføre en slik prøvetakning og med påfølgende modalanalyse. Kun et lite vilkårlig antall slip er plukket ut og analysert. Resultatet er gitt i tabell 1.8. Som det kan ses av tabellen varierer mineralmengden temmelig mye i de enkelte slip fra samme malmforekomst. Det er ikke sikkert at det bare er avvik mellom enkelte prøver i en forekomst som spiller inn eller inhomogenitet i en prøve slik at det lille areal som et slip representerer kan gi uriktige mineralmengder. Det er også som nevnt markante variasjoner i mineralogisk sammensetning innen hver enkelt malmkropp som spiller inn.

En annen måte å bestemme mineralogisk sammensetning i malmene på er å beregne den ut fra analyseverdiene. Fra dem kan innholdet av koppekis og sinkblende beregnes temmelig nøyaktig, og forholdet svovelkis/magnetkis kan estimeres ved å kombinere S og Fe-analyse-verdiene. Også ut fra det vil den mineralogiske sammensetning variere regelmessig innen forekomstene. Dette gjelder mest markert forekomsten øvre Nomilolgi hvor det er en markant økning i sinkblende-innholdet ved den sørligste del av utgående. I Rieppe er det også markerte systematiske variasjoner i sinkblende og koppekisinnhold (øvre og undre malmsone).

For Vaddas-malmen er det også en markert systematisk variasjon i mineralinnholdet. Vurdert ut fra analysene av S og Fe har Bjørlykke (1956-b) satt opp et mineralforhold fra Vaddasgruven på magnetkis/svovelkis. Dette var:

D og E-stoll	2:1
F-stoll	3:1
G-stoll	4:1

Fra vurderinger synes forholdet magnetkis/svovelkis for A og B-stoll å ligge på det samme som for D og E-stoll, på 2:1. I C-stollen derimot dominerer svovelkis helt, selv om også magnetkis-malm uten svovelkis finnes lokalt. Det er i tabell 1.9 gjort forsøk på å sette opp en oversikt over omtrentlig forhold mellom svovelkis og magnetkis i de forskjellige forekomstene.

Tabell 1.8

Modalanalyser av malm fra Vaddas-Rieppe feltet. Når ikke annet angitt er det talt ca. 1000 punkter på hvert preparat. Ved forvitret magnetkis er forvittringsproduktet talt som magnetkis.

Forekomst Prøve nr. Slip nr. Mineral	Vaddas gruve		Loftani ⁺⁺		Nomil- gorssa	Jiekke- javre	Stoll I VR68- 2478	Rieppe		
	Stoll A VR70- 2491	Stoll B VR66- 2494	VR174- 2928	LL2-72 -3639	VR33- 2484	VR33- 2492		NGU- Bergark. nr. 228	NGU- Bergark. nr. 232	VR51- 2482
Silikater	47.7	37.3	53.0	50.0	19.7	19.9	31.5	35.3	33.8	13.6
Magnetkis	21.4	25.0	16.0	42.0	72.1	54.7	19.9	57.6	38.5	37.9
Svovelkis	23.5	30.9	19.5	2.0	-	11.2	34.3	-	0.3	-
Kopperkis	6.0	4.2	6.0	2.4	0.2	12.5	10.4	3.8	2.0	25.3
Sinkblende	0.2	-	0.5	0.1	6.7	0.3	-	3.3	25.4	23.2
Magnetitt	1.0	0.6	3.0	2.5	1.1	1.4	2.0	-	-	-
Hemofilm. ⁺	1.0	2.0	2.0	1.0	0.2	-	1.9	-	-	-
Sum	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

⁺ Både sammensatte hemøilmenittkorn og noen få ilmenittkorn er tatt i denne gruppen.

⁺⁺ Modalanalysert som studentøvelse ved malmmikroskopi særkurs, NTH, våren 1973.
Hver prøve er tatt av 5 studenter med 1000 pkt. hver.
De angitte tall er gjennomsnittet av modalanalysene.

Tabell 1.9

Forhold mellom magnetkis og svovelkis i forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet, basert på makroskopiske vurderinger.

Doaresgaissa	10:1	Indre Gressdal	100:1 ⁺
Ytre Gressdal	10:1	Stoll I	2:1
Vaddas	2-5:1	Øvre Lankavarre	100:1 ⁺
Loftani	1:1	Nedre Nomilolgi	100:1 ⁺
Øvre Nomilolgi	10:1	Rieppe	100:1 ⁺
Nomilgorssa	100:1 ⁺		
Jiekkejavre	5:1		
Nedre Lankavarre	50:1		

⁺ Dette forhold er hvor magnetkisen dominerer helt og svovelkis kan også mangle helt.

Ut fra det store antall analyser som er gjort på borkjerner fra malmene i feltet var det planlagt å sette opp en mer sofistikert mineralfordeling enn gitt i tabell 1.9, men på grunn av usikkerheten i analyseverdien er det ikke grunnlag for dette.

Utenom den mineralogiske sammensetning av malmene kan også teksturene karakterisere de enkelte forekomstene. Malmenes kjemiske sammensetning av hoved- og sporelementer kan også karakterisere malmene, selv om hovedelementinnholdet oftest vil forandres parallelt med mineralogien. Elementfordelingen og teksturene blir videre behandlet i de påfølgende avsnitt.

MALMENES KJEMI.
=====Innledning.

Ved A/S Norsk Bergverks undersøkelser i Vaddas-Rieppe feltet ble det gjort et stort antall analyser, spesielt fra Vaddas-gruven (se Pl.2.8). Det ble gjort analyse på elementene Cu, Fe, Zn og S. Også for boringene som ble gjort i Rieppe av A/S Norsk Bergverk (Borhull nr. 1-20), ble kjernene fra malmen analysert på de samme elementene. Analysering av prøvene som ble tatt tidligere ble for det meste gjort av A/S Sulitjelma Gruber. Det ble analysert på Cu og S, men også på endel av prøvene ble det bestemt SiO₂-innhold (se tabell 2.11). Ved et tilfelle er det gjort tilnærmet totalanalyse av malmen (se tabell 2.12).

Undersøkelsene som er gjort fra 1968 til 1972 har hovedsaklig omfattet diamantboring og borkjernene fra malmene er rutinemessig analysert på Cu, Zn, Fe og Pb. I enkelte tilfeller er det også analysert på S, Co, Ni og Bi. Utenom dette er det gjort mikrosonde analyser på sinkblende på elementene Zn, Fe, Mn, Cd og S. Svovelkis og magnetkis er analysert på Co og Ni.

Dette avsnittet om malmenes kjemi er delt i to hvor først hovedelementene og dernest sporelementene behandles. Som hovedelementer i malmene er tatt med Cu, Zn, Fe, og S. De eldre SiO₂-analysene blir også til en viss grad vurdert. Under avsnittet om sporelementene blir Co og Ni-innhold og fordelingen av disse vurdert, og også innholdet av Cd og Mn i malmene. Mengdene av disse elementene bygges på tall fra mikrosondeanalysene, men også på borkjerneanalyser for Co og Ni vedkommende. Det blir antatt at Mn-innholdet i malmene er proporsjonalt med innholdet i sinkblende. Det antas videre at hoveddelen av Cd i malmene foreligger i sinkblendens, og malmenes Cd-innhold kan da vurderes ut fra innholdet i sinkblende og mengde sinkblende i malmene.

Når det gjelder analysene på hovedelementene i malmene er det konstatert at verdiene er usikre. Det var planlagt en elektronisk databehandling av analyse-materialet, men på grunn av de store usikkerhetene i analyseverdiene anses en slik behandling å ha liten verdi og sløyfes derfor.

Hovedelementene.

Ved loggingen av borkjernene fra boringen i perioden 1969-72 ble det tatt ut prøver til kjemisk analyse. Utvelgelse av de forskjellige lengder som ble tatt med i en og samme analyse er gjort ut fra en visuell bedømmelse hvor lik malm tas med i samme analyse. Øvre grense for kjernelengde i samme analyse er ca. 2.5 meter og minste lengde er ca. 0.25 meter.

Det ble gjort forsøk på en grafisk framstilling av metallgehaltene i malmsonen ved boringen på de forskjellige forekomstene. Inntrykket for Rieppe-malmen er at fordelingen av Cu og Zn varierer svært uregelmessig innen malmsonen. Det skifter fra rikmalm til nær "steril" grønnstein eller grønnsteinsskifer. Det er imidlertid en klar tendens til at den øvre malmsonen i Rieppe er Zn-rikere enn den undre malmsonen (ca. 4 og ca. 2% Zn). Innen de to malmsonene er det ikke mulig å finne noen klar tendens til endring i elementinnholdet fra heng til ligg. Med velvilje kan det imidlertid i enkelte hull kanskje sies at Zn-innholdet er noe høyere mot henggrensen.

På grunn av det store antall borhull i Rieppe er det (for å unngå en stor papirmengde) kun plukket ut noen eksempler på elementvariasjonen innen malmsonen. Dette er framstilt i Pl.1.17. Eksemplet omfatter typiske gehaltvariasjoner både fra øvre og undre malmsone.

Det er også fra boringene på Øvre Nomilolgi satt opp en grafisk framstilling av malmens elementinnhold fra heng til ligg basert på rutine-analyser. Framstillingen syntes å vise en svak tendens til økende Cu-gehalt mot hengen (se Fig.1.62). For å kontrollere om denne variasjonen er reell ble den resterende halvdel av borkjernen gjennom malmen plukket ut og analysert i lengder på 10 - 30 cm for to av borhullene, NP2-71 og NP6-71. Det ble analysert på Cu, Zn, Fe og i tillegg også på Co og Ni. Resultatet av dette er satt opp i figurene 1.63 og 1.64. Co og Ni-analysene er tatt med på de samme figurene.

Fra boringene på Loftani er det gjort den samme parallell-analyseringen med grafisk framstilling av resultatene. Dette er gjort for LP3-72 og LP5-72, og resultatet er oppstilt i Fig.1.65 og Fig.1.66. En lignende framstilling er også gjort for malmen

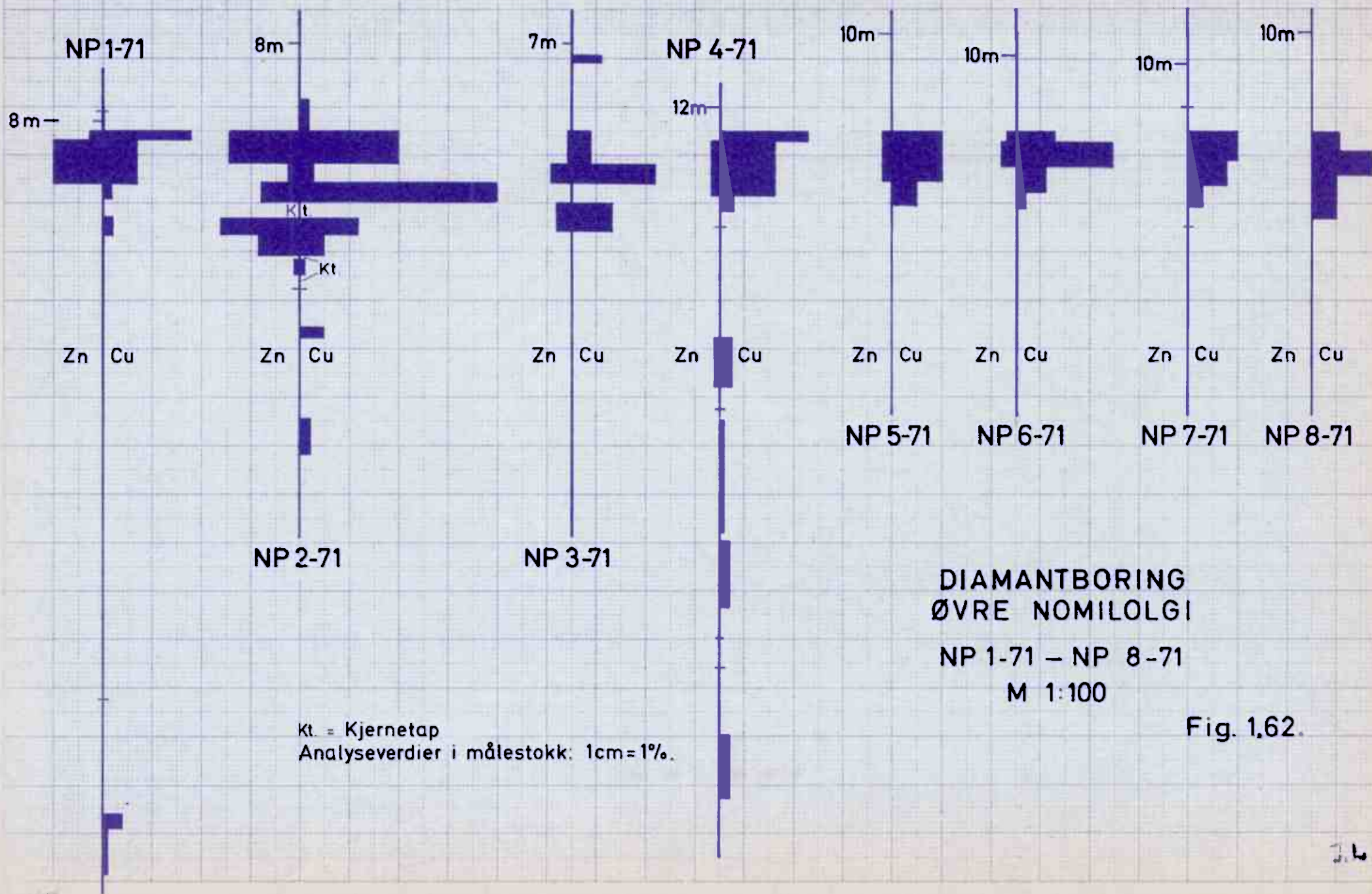
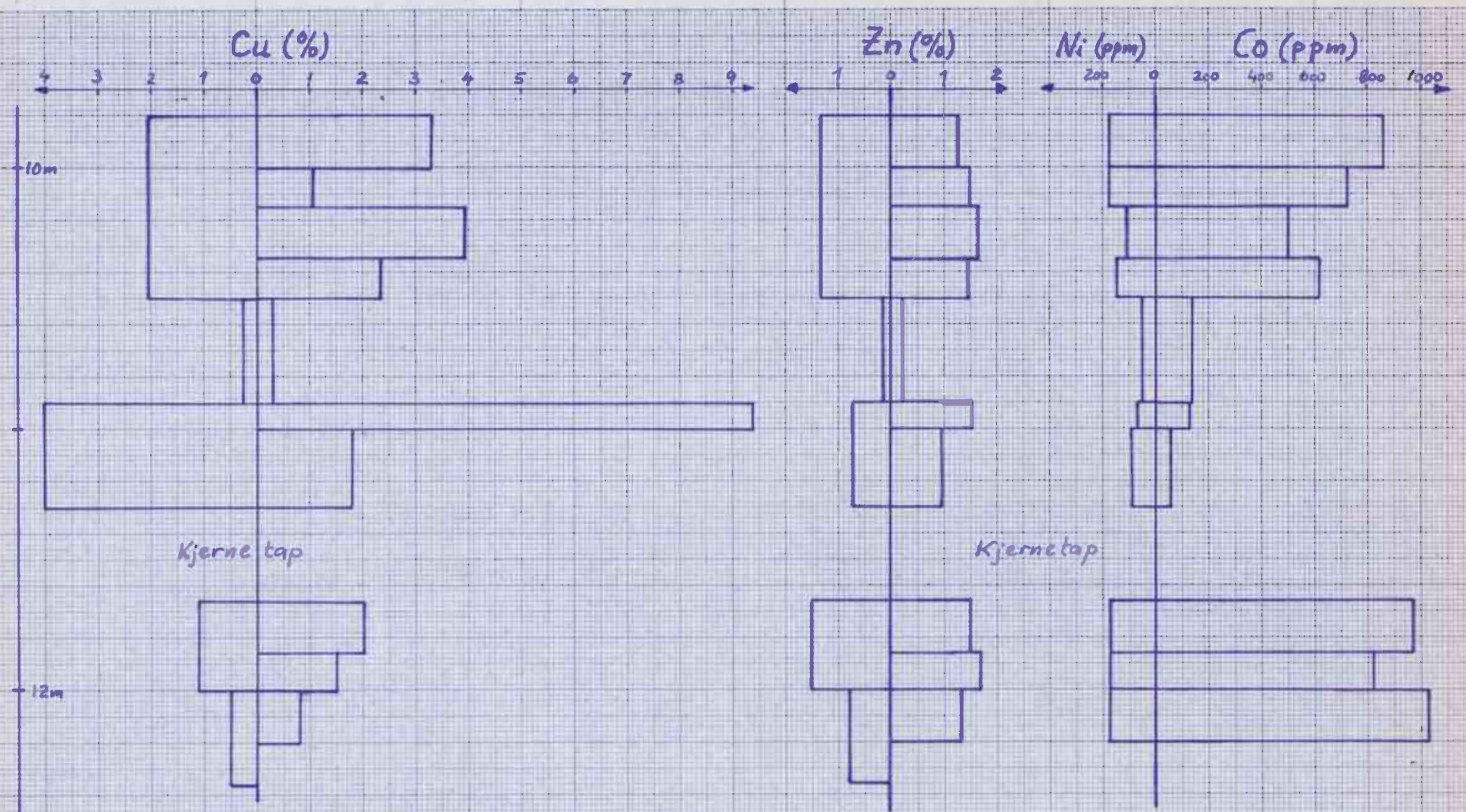
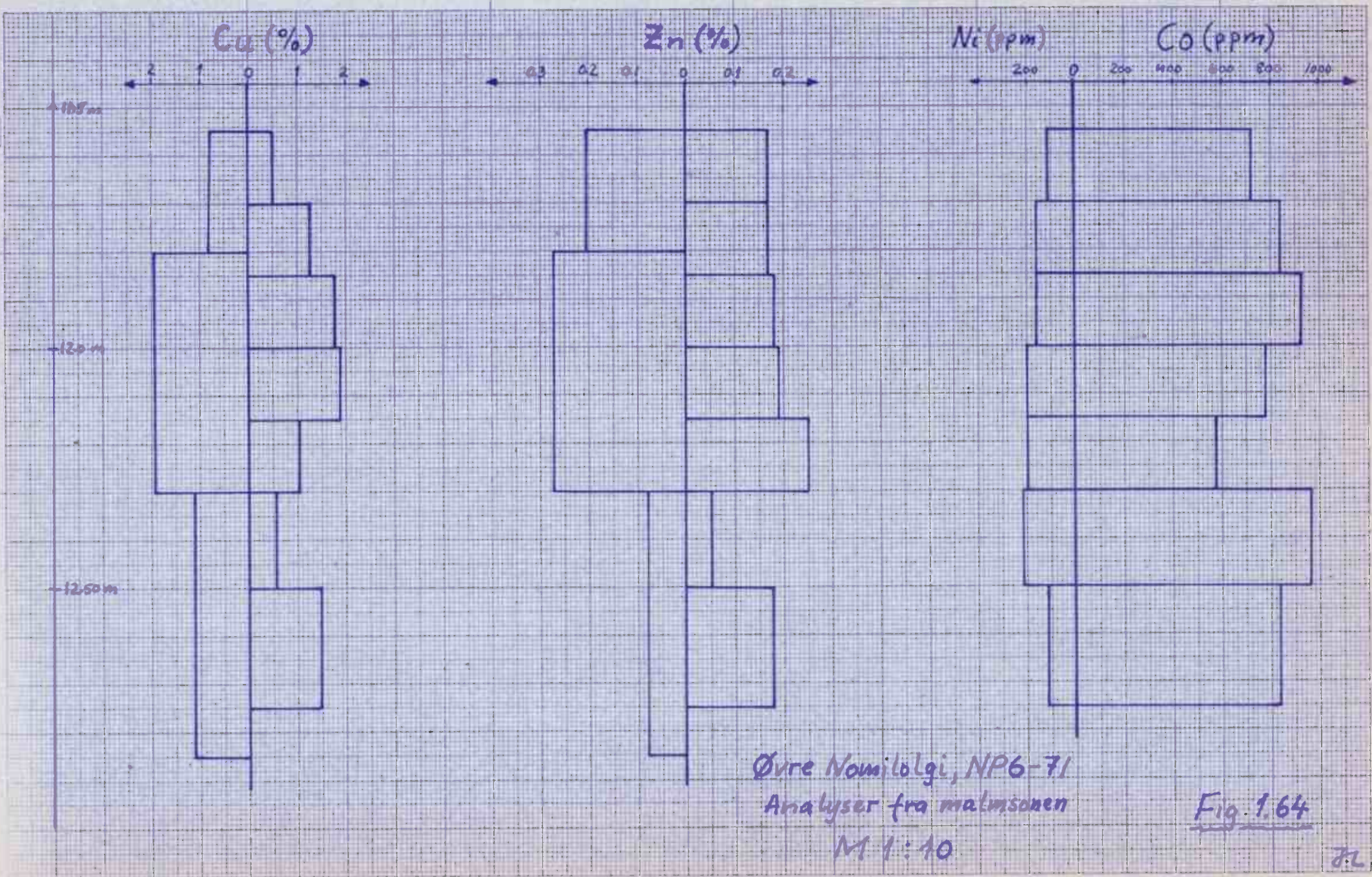


Fig. 1.62.



Øvre Nornitolgi, NP2-71
 Analyser fra malmsonen
 M 1:20

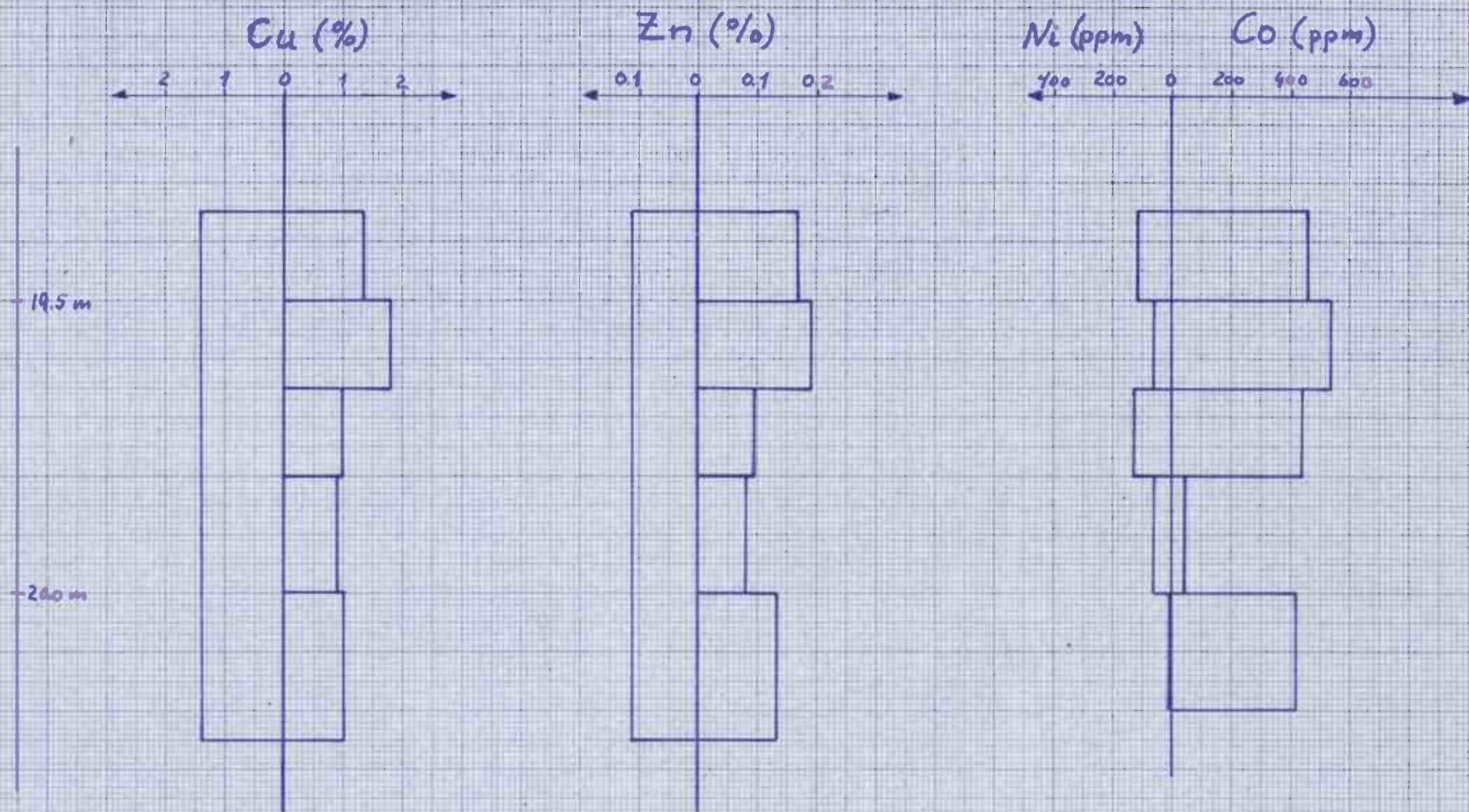
Fig. 1.63.



Þvire Namiölgi, NP6-71
Analýser frá matunsonen
M 1:10

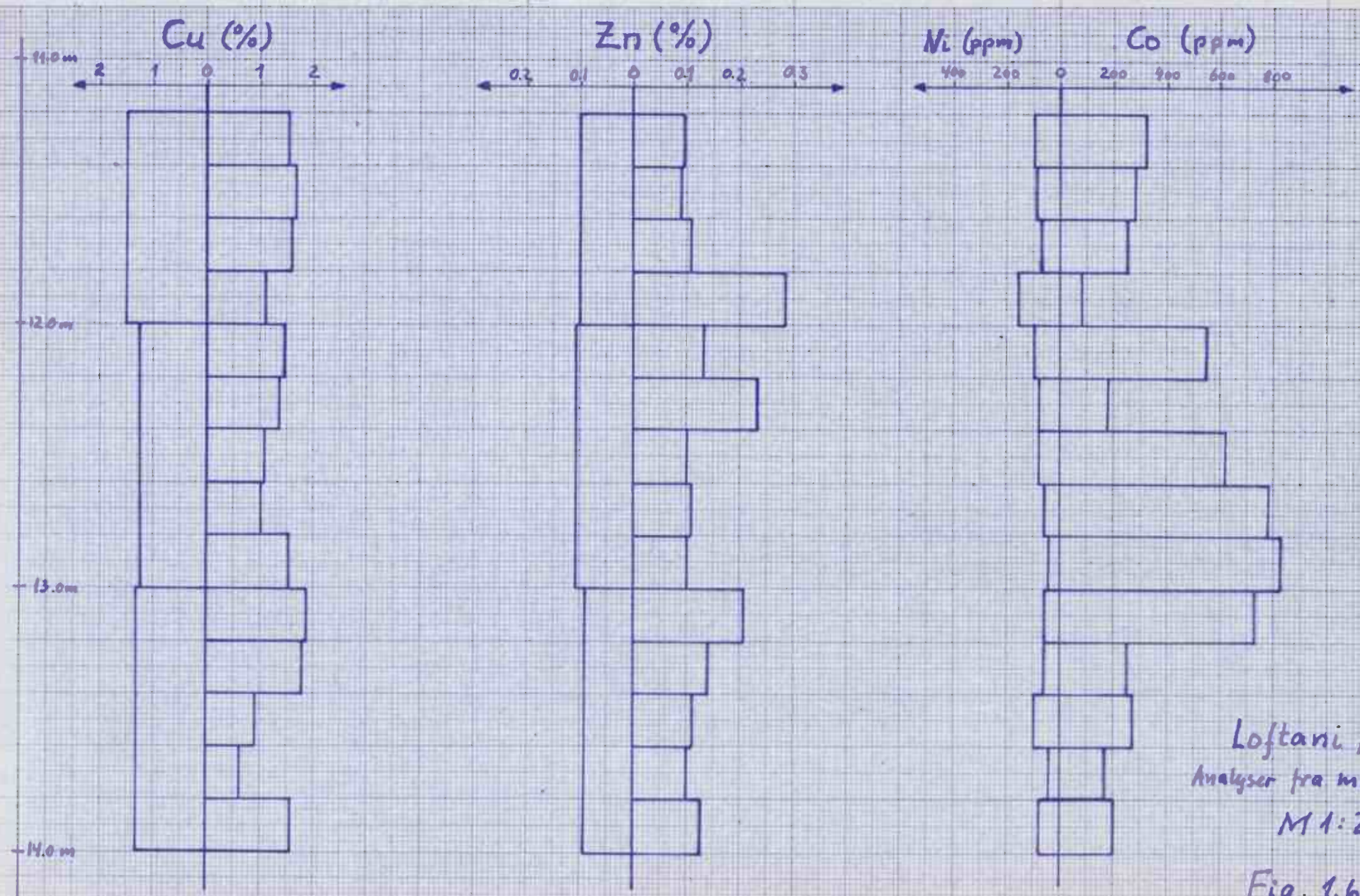
Fig. 1.64

11111 A 4 210 x 297 mm



Loftani, LP3-72
Analysen fra malmsonen
M 1:10

Fig. 1.65



Loftani, LPS-72
Analysen fra malmsonen
M 1:20

Fig. 1.66.

malmen i Vaddas-gruven (fra Packsack-boringene), også her med samme resultat (ikke tatt med her).

Konklusjonen på undersøkelsen av elementvariasjonene fra heng til ligg i Vaddas-nivå med mineraliseringer er at det ikke er funnet noen systematiske variasjoner i elementinnholdet. Noe slikt skulle vel heller ikke ventes med slike små mektigheter, hvor malmen ganske tydelig har vært utsatt for en sterk tektonisk påvirkning og er markert knadd og "durchbewegt". Samtidig har den vært utsatt for metamorfose som sannsynlig også har hjulpet til å viske ut en eventuell primær systematisk elementvariasjon.

Ved den grafiske framstillingen på figurene 1.63 - 1.66 synes det å komme fram en gehaltforskjell på Cu og Zn ved analysering av de to motstående kjernehalvdelene. Dette kan skyldes problemene med analysene i Åga (se del II), men det kan også skyldes at borkjernene ikke er nøyaktig splittet eller kan ha en viss naturlig variasjon i gehalten på grunn av at malmen ikke er homogen i denne målestokken.

Malmen i Vaddas-nivå med mineraliseringer har langt mindre variasjon i elementinnholdet i malmsonen enn i Rieppe-malmen. Dette går klart fram fra figurene 1.63 - 1.66 sammenlignet med Pl. 1.17. Forskjellen mellom malmtypene sees også klart makroskopisk og de store elementvariasjonene i Rieppe er et av de typiske trekk som skiller de to malmtypene i Vaddas og Rieppe klart fra hverandre.

Det er altså ingen klar tendens til systematisk forandring i elementinnholdet i malmene i Vaddas-nivå fra heng til ligg. Derimot er det en klar endring av Cu og spesielt Zn-gehalten langs utgående i Vaddas-nivå. De nordligste (NV) forekomstene har lavt Zn-innhold, mens gehalten øker gradvis mot sørøst og sør. I tabell 1.10 er Cu/Zn-forholdet i de forskjellige malmforekomstene satt opp ut fra gjennomsnitt av håndstykkeanalyser. Plotning av det samme gjennomsnittet av håndstykkeanalysene er satt opp i Fig. 1.67.

Det kan også i Øvre Nomilolgi ses en markert variasjon i Zn-innholdet langs utgående i samme forekomsten (se fig. 1.62). Zn-innholdet tiltar her mot sør som også passer for den generelle tendensen for forekomstene i hele feltet i Vaddas-nivå. Økningen i Zn-innholdet mot sør i Øvre Nomilolgi går også fram fra

Analyse av håndstykkeprøver fra forekomstene i VADDAS-RIEPPE feltet

- Forekomst:
- 1 Doaresgaissa
 - 2 Indre Gressdal
 - 3 Vaddas gruve
 - 4 Stoll I
 - 5 Loftani
 - 6 Øvre Nomilolgi
 - 7 Nedre Nomilolgi
 - 8 Nomilgorssa
 - 9 Rieppe
 - 10 Fiekejavre
 - 11 Øvre Lankavarre
 - 12 Nedre Lankavarre

- x Gjennomsnitt av håndstykkeanalyser.
 ⊗ Gjennomsnittsnittsverdier ved malmberegning, borkjernanalyse.
- | | |
|---------------------------------|------------------|
| A Rieppe, malmberegning | -3.0 mill. tonn |
| B Vaddas, malmberegning | -0.7 mill. tonn |
| C Loftani, malmberegning | -0.2 mill. tonn |
| D Øvre Nomilolgi, malmberegning | -0.15 mill. tonn |
| E Fiekejavre, borkjerner | |

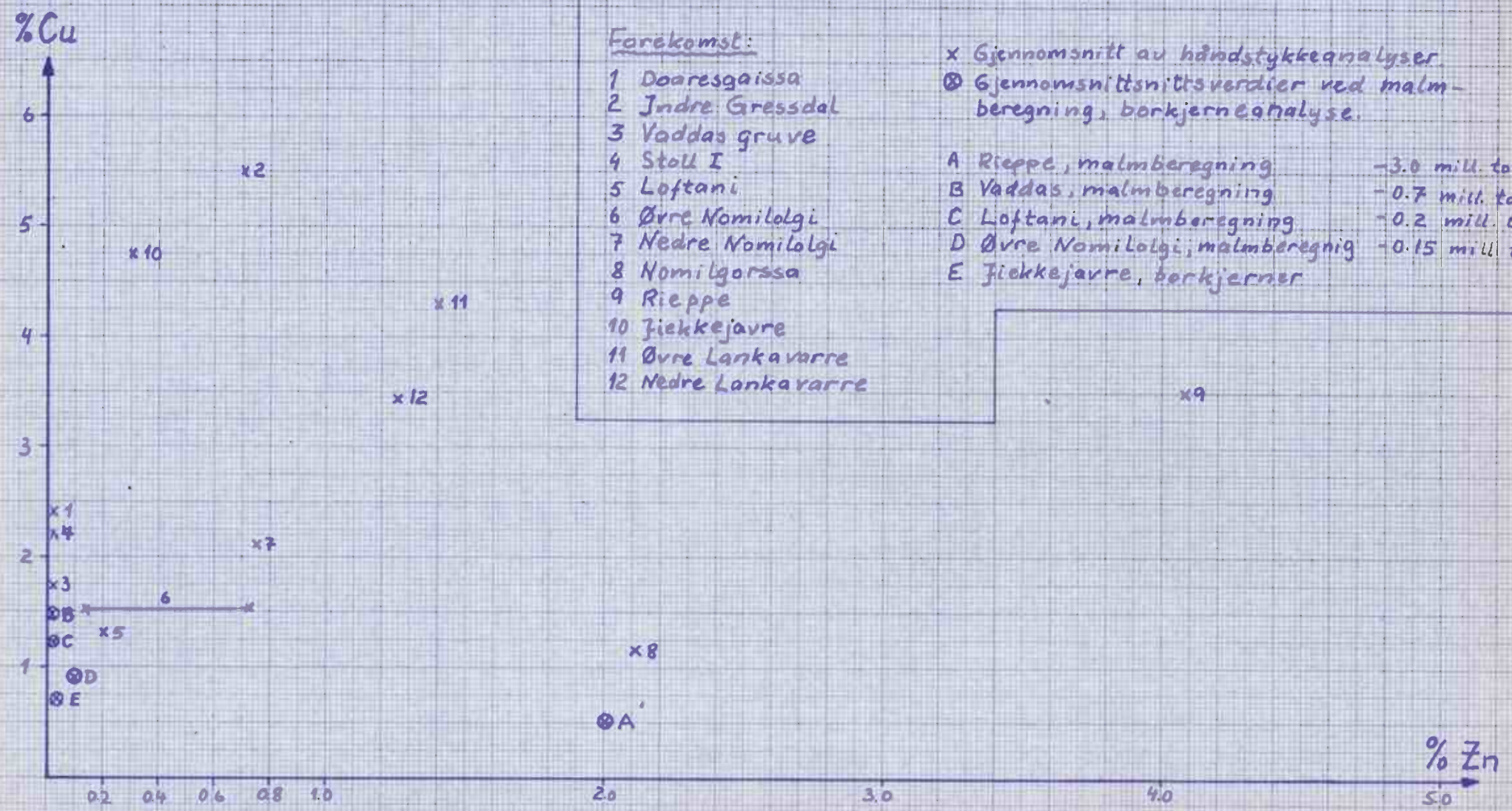


Fig. 1.67.

Tabell 1.10

Cu/Zn-forhold for mineraliseringene i Vaddas-nivå, og de andre forekomstene i feltet. Tallene er gjennomsnitt fra analyser av håndstykkeprøver.

	Forekomst	Omtrentlig Cu/Zn-forhold
Vaddas-nivå:	Doaresgaissa	80
	Vaddas, E-F-G	50
	Vaddas, A-B	30
	Loftani	7
	Øvre Nomilolgi	4
	Nomilgorssa	$\frac{1}{2}$
	Jiekkejavre	15
	Nedre Lankavarre	2
Andre forekomster:	Indre Gressdal	8
	Stoll I	50
	Nedre Nomilolgi	3
	Rieppe	$\frac{1}{4}^+$
	Øvre Lankavarre	3

⁺Fra malmberegningen.

malmberegningsoverslaget i tabell 2.21. Det er imidlertid den eneste av forekomstene i Vaddas-nivå hvor en slik klar trend i elementvariasjonen langs utgående av samme forekomst finnes.

Som tidligere nevnt varierer gehalten av hovedelementene Cu og Zn mye innenfor malmgrensene i Rieppe. Eksempler på dette er satt opp i Pl.1.17. Histogram for gehalten i de forskjellige malmberegningblokkene i Rieppe og for gehalten i samtlige prøver innen

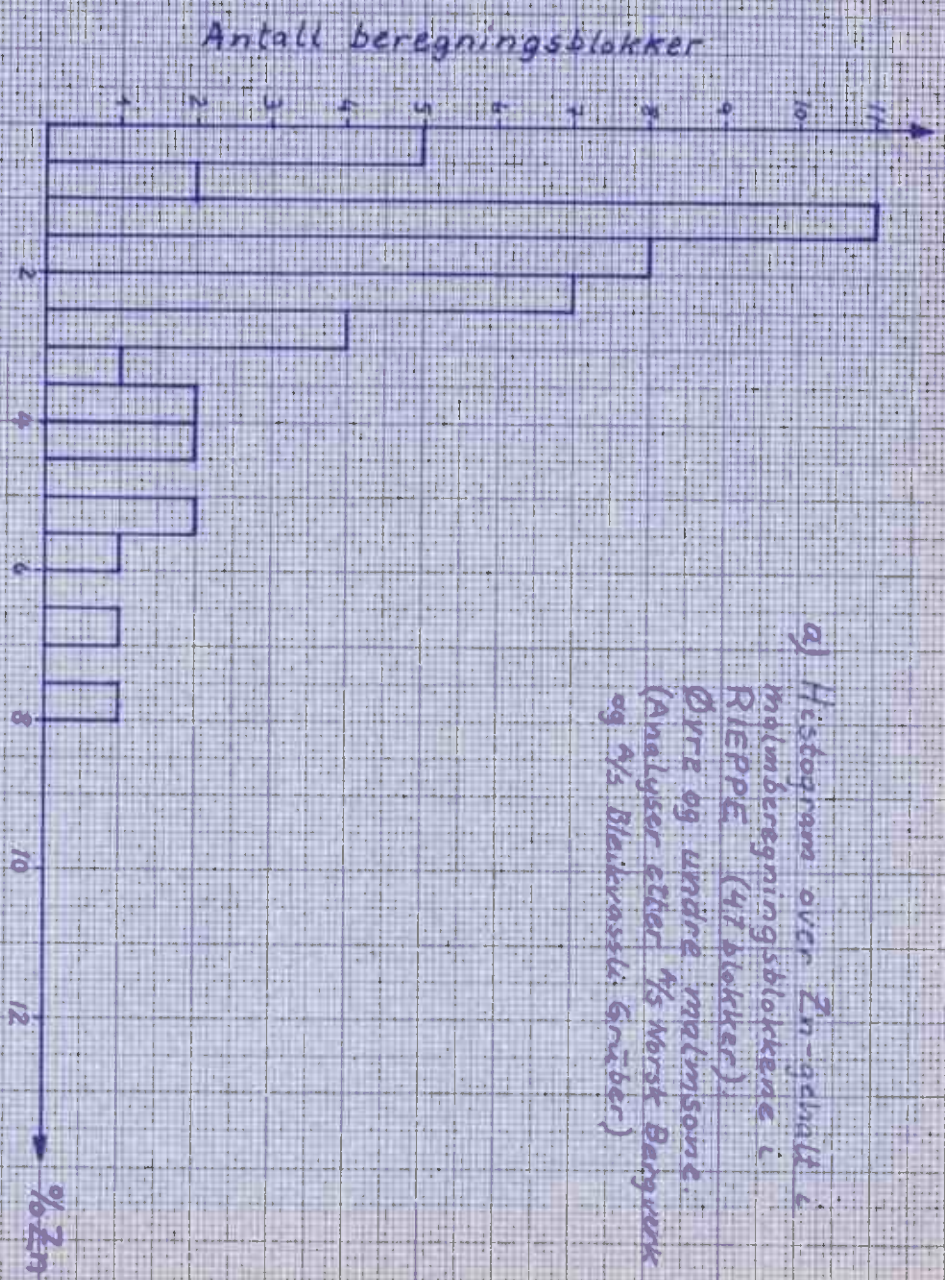
malmsonen som er tatt med i malmberegningen er satt opp i Fig.1.68 og Fig. 1.69.

Fra Zn-histogrammet for de enkelte analysene (Fig.1.68b) ses det at svært mange analyser viser mindre enn $\frac{1}{2}\%$ Zn (101 av 270 analyser). Videre er det et jevnt avtakende antall analyser jo høyere Zn-gehalten er. Den aller beste malmen viser over 14% Zn. Histogrammet bekrefter det visuelle inntrykket av malmen fra utgående og fra borkjernene, at den har Zn-rike uregelmessige "klumper", og at gehalten i deler av malmsonen er svært lav. Dette er i tykke grønnsteinslinser hvor også sulfidinnholdet er ubetydelig. Ofte er innholdet her nede i 0,0X% Zn. Gjennomsnittlig Zn-gehalt i hele malmsonen over hele malmarealet i Rieppe-malmen ligger på ca. 2%.

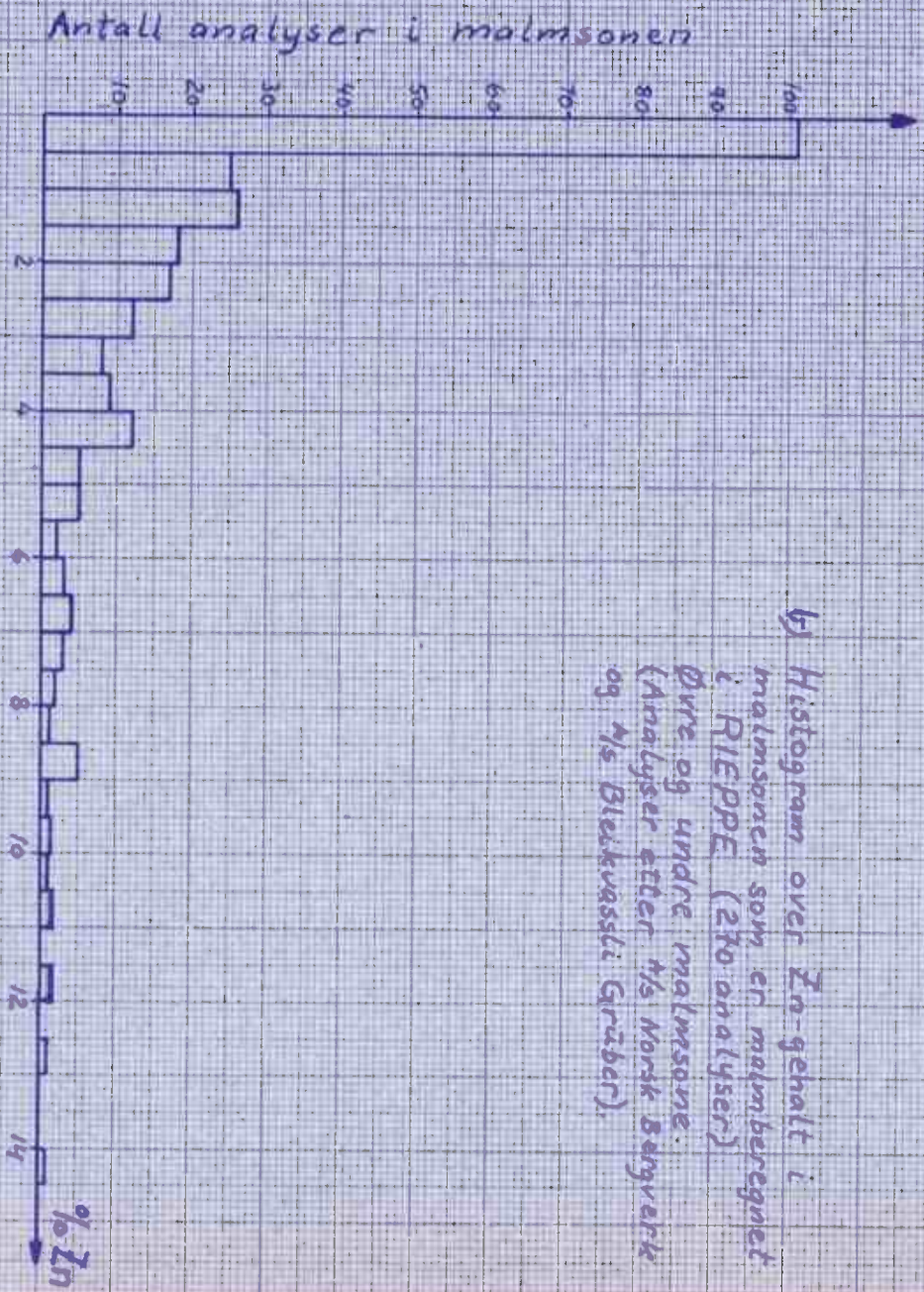
Histogrammet over Zn-gehalten i beregningsblokkene (Fig.1.68,a) viser at den beste blokken har mellom 7.5 og 8% Zn, mens de fleste av de beregnede blokkene har en gehalt på mellom 1.0 og 2.5% Zn.

Histogrammet for Cu-gehalten i malmberegningsblokkene i Rieppe (Fig. 1.69.a) viser at de beste gehaltene i blokkene ligger opp mot 1.3%. Det kommer fram en topp i fordelingen rundt 0.5% Cu. Ser en på de enkelte Cu-analysene innenfor den beregnede malmsonen (Fig.1.69.b), kommer det fram en skjev fordeling med en topp ved omkring 0.25% Cu. Histogrammet sier også som det tilsvarende for Zn, at det i malmsonen er enkelte rike partier, men at det også er 60 av 270 analyser med mindre enn 0.2% Cu. Den maksimale Cu-gehalten i en enkeltanalyse kan ligge på opp mot 3.5%.

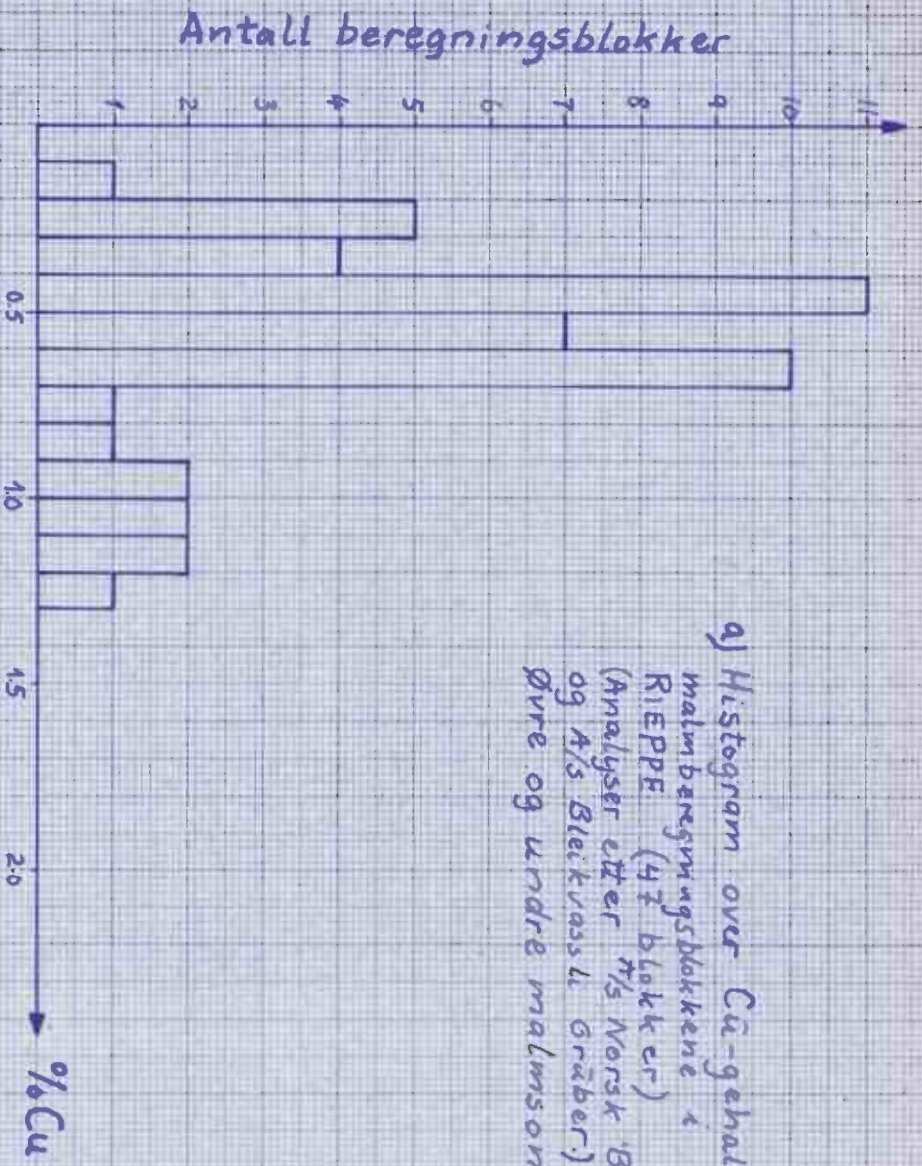
Sammenhengen mellom Cu og Zn-innholdet i Rieppe-malmen er satt opp i Fig.1.70. Det er gehaltene i de enkelte beregningsblokkene som er plottet inn. Det kommer fram en svak tendens til lineær sammenheng mellom Cu og Zn-gehaltene i malmen. Dette går best fram fra plottingen av gjennomsnittsgehalten i de tre delene av Rieppe-malmen (se Fig.1.70). Fra plotningen i diagrammet av de enkelte malm-blokkene er det derimot vanskelig å se noen lineær Cu-Zn-korrelasjon. Det synes da å komme fram en gruppering av plotningene fra undre malmsone og fra den Zn-fattige del av malmen i undre malmsone. Bare analysene fra øvre malmsone har en tendens til lineær korrelasjon mellom Cu og Zn, da med noe brattere helning enn den som er antydnet gjennom plotningene av gjennomsnittsgehalten for de enkelte hoveddelene av malmen.



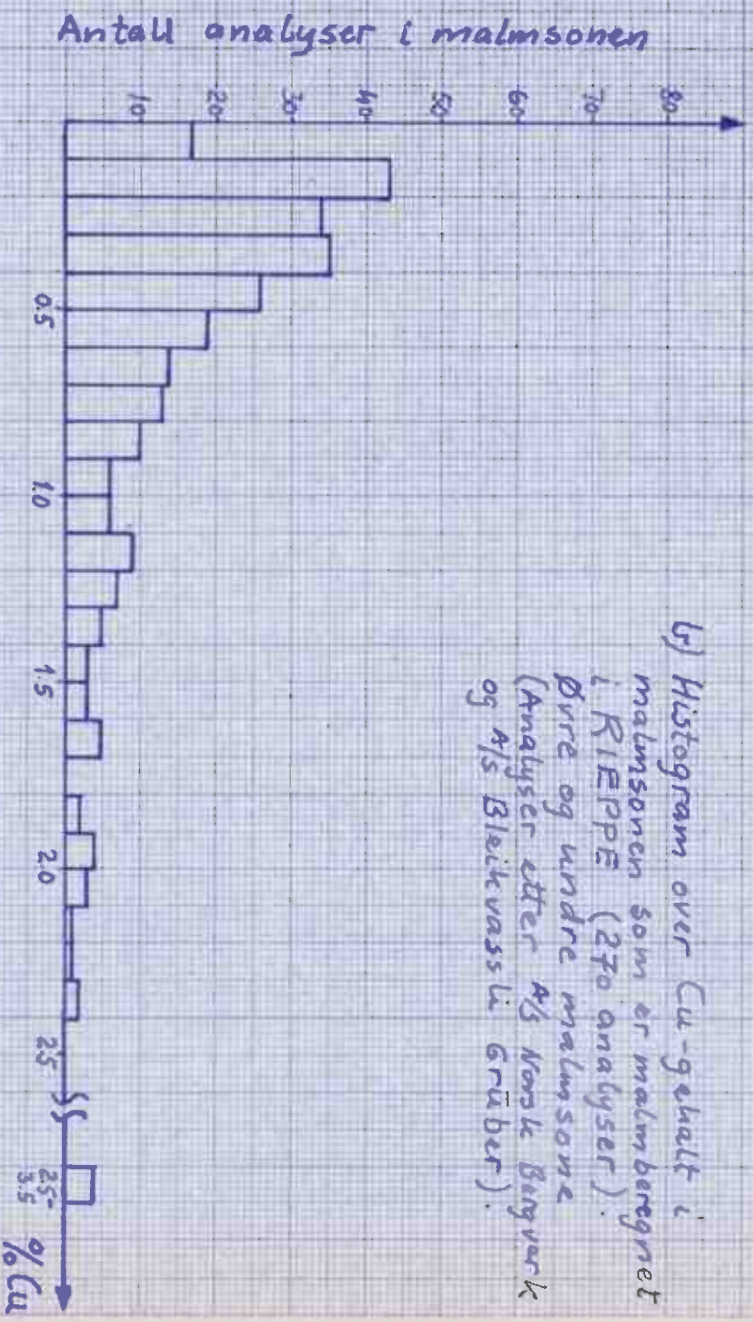
b) Histogram over Zn-gehalt i malmsonen som er malmbergnings i RIEPPE (270 analyser).
 Øvre og undre malmsone (Analyser etter 1/3 Norsk Bergverk og 1/3 Bleikvassli Gruber).



Zn-histogram, RIEPPE Fig. 1.68.



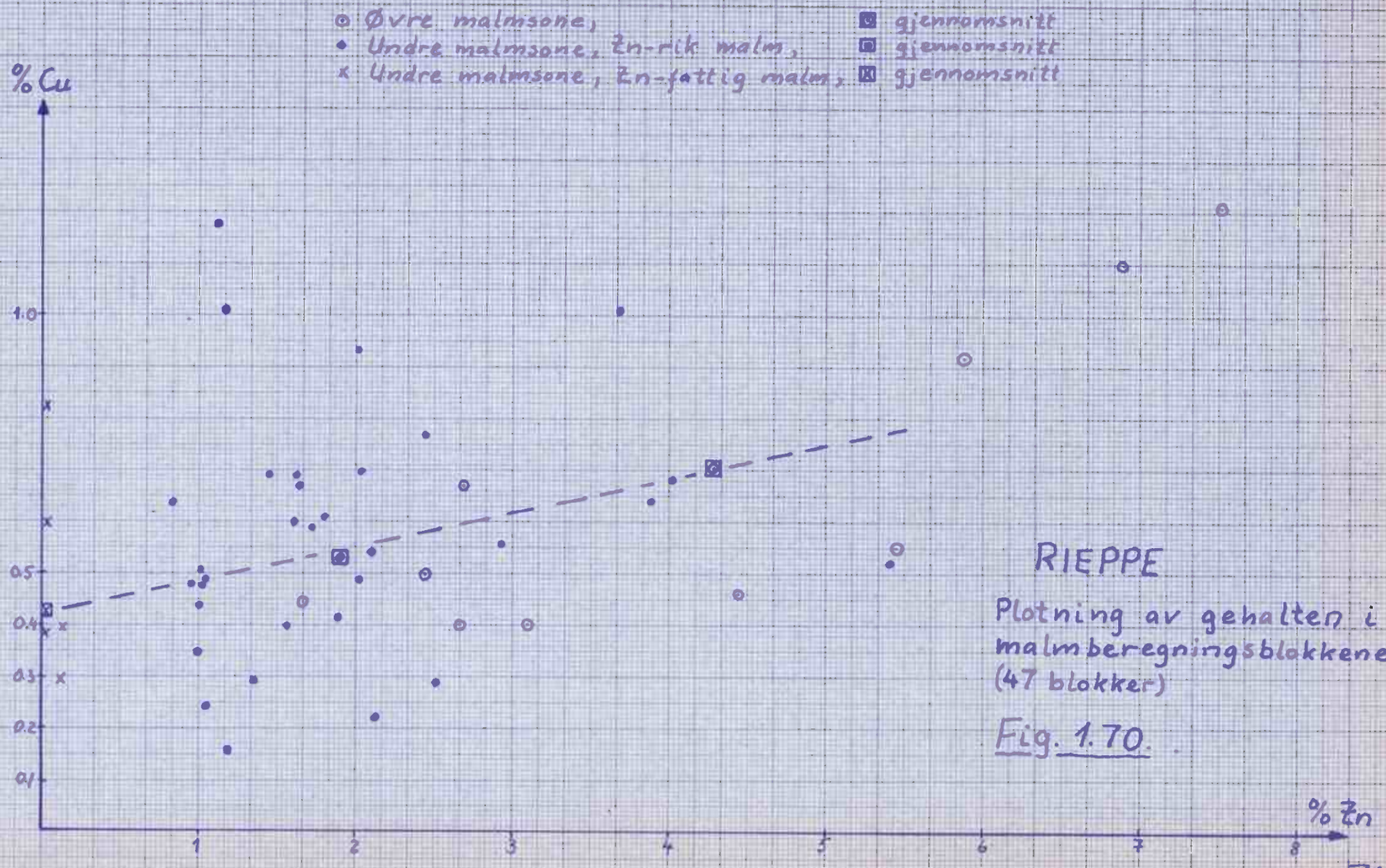
a) Histogram over Cu-gehalt i malmbergningsblokkene i RIEPPE (47 blokker) (Analyser etter A/S Norsk Bergverk og A/S Bleikvassli Gruber).
 Øvre og undre malmsone



b) Histogram over Cu-gehalt i malmsone som er malmbergnert i RIEPPE (270 analyser). Øvre og undre malmsone (Analyser etter A/S Norsk Bergverk og A/S Bleikvassli Gruber).

Cu-histogram, RIEPPE

Fig. 1.69.



RIEPPE

Plotning av gehalten i
malm beregningsblokkene
(47 blokker)

Fig. 1.70.

JK.

Vaddas-malmen er Zn-fattig med en gjennomsnittlig gehalt på omkring 0.1% Zn. På Fig. 1.71 er det satt opp histogram over Cu-innholdet i Vaddas-forekomsten på grunnlag av prøver som er tatt inne i gruven. Analysene er delt i tre grupper etter svovelinnholdet i malmen. Det er:

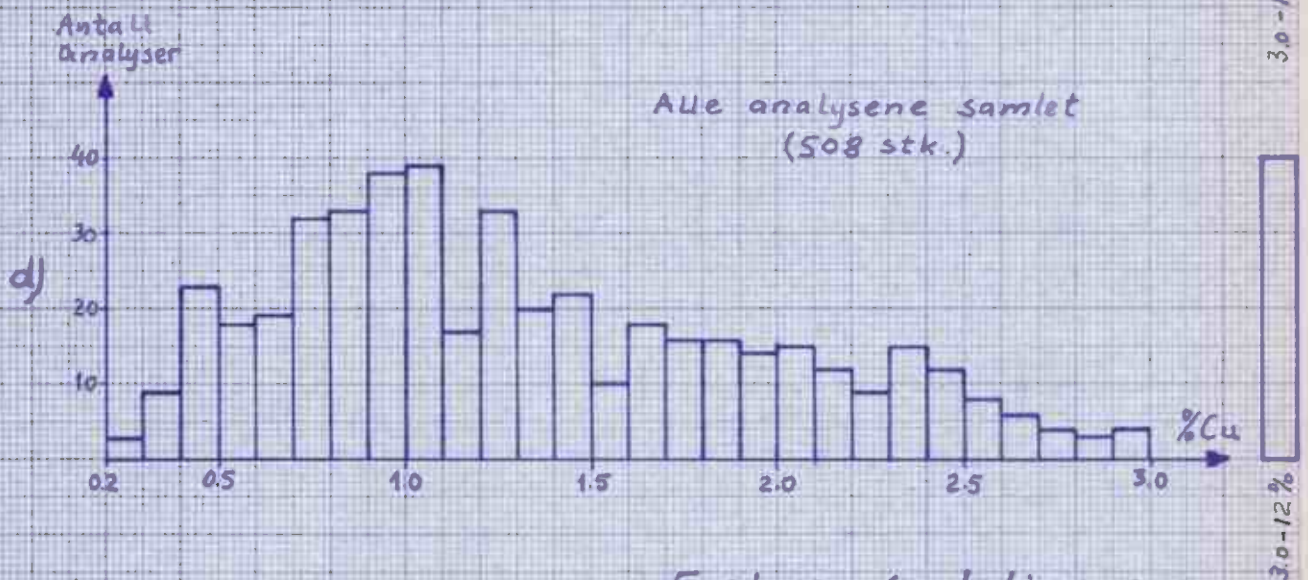
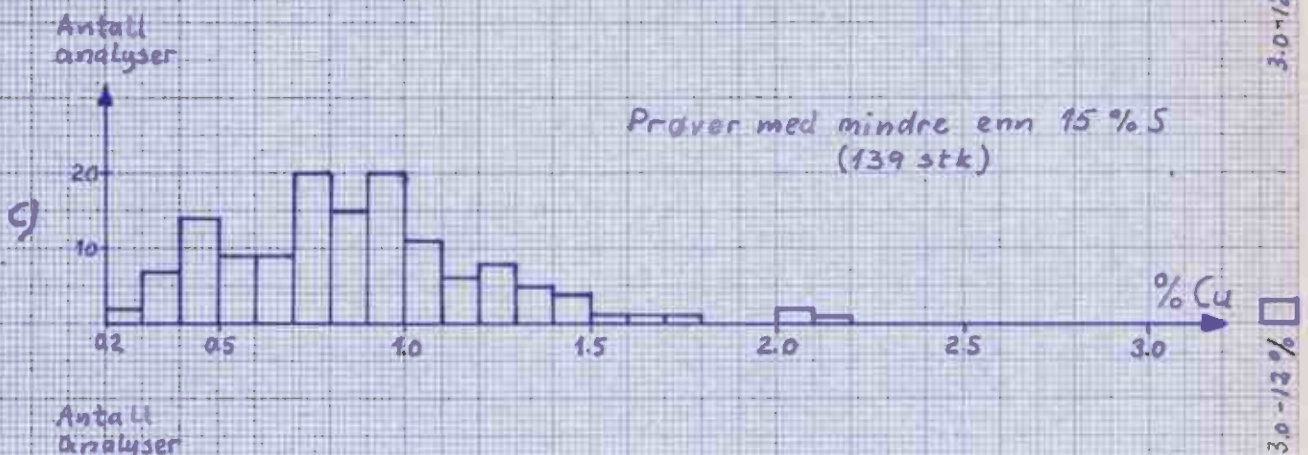
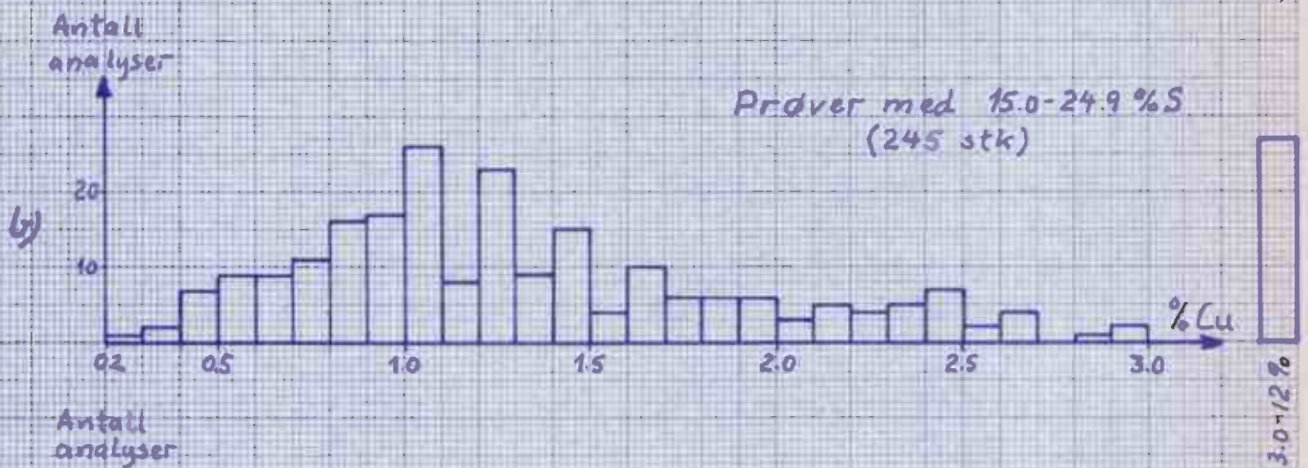
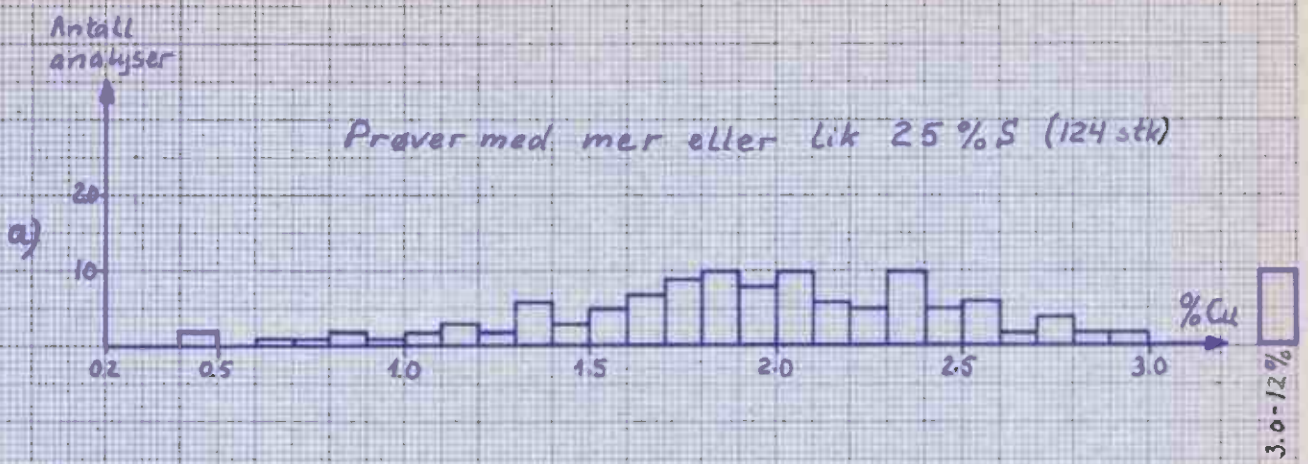
- | | |
|--|-------------|
| 1) Svovelinnhold $\geq 25\%$, 124 analyser | Fig. 1.71.a |
| 2) Svovelinnhold mellom 15 og 25%, 245 analyser, | Fig. 1.71.b |
| 3) Svovelinnhold $< 15\%$, 139 analyser | Fig. 1.71.c |

Det er forsøkt å sette opp histogram for Cu-gehalten i Vaddas-malmen fra tre deler av gruven (Stoll G, indre del av Stoll F og Stoll D-E med ytre deler av Stoll F), men det kunne ikke ses noen forskjell i histogrammene fra de enkelte delene av forekomsten og derfor er analysene slått sammen og framstilt for hele Vaddas-gruven under ett.

På Fig.1.71.a-c ses det at Cu-gehalten synes å øke med økende svovelinnhold. For malm med mer enn 25% S synes Cu-gehalten å ha en normalfordeling (Fig.1.71.a) med en gjennomsnittlig gehalt på litt over 2% Cu. Fordelingene med lavere svovelinnhold i malmen er skjeve fordelinger med en topp på 1.1% Cu for svovelinnhold fra 15 - 25%, og med en topp på 0.8% Cu når det er mindre enn 15% svovel i malmen. Den samlede fordeling av samtlige Cu-gehalter fra Vaddas-gruven synes å ha en topp på ca. 1% Cu (Fig. 1.71.d). Et antall på 40 (av 508) analyser fra malmen har mer enn 3% Cu. Maksimale Cu-gehalter i analysert malm over få dm mektighet er mellom 11 og 12%.

Sulfid-mengden i Vaddas-malmen er ikke bare avhengig av svovelinnholdet, men også av mineralogien, og i dette aktuelle tilfelle forholdet mellom mengde svovelkis og magnetkis. Det foreligger imidlertid for få data til å kunne si om Cu-innholdet kan ha en bestemt korrelasjon til svovelkisinholdet. Inntrykk fra undersøkelsen av malmen tilsier ikke dette. Den framkomne sammenheng med at Cu-innhold øker med økende svovelinnhold eller sulfidmengde synes iallfall såpass klar at den sannsynlig overskygger de relativt små variasjoner i magnetkis/svovelkis-forholdet som er aktuelt å regne med. Konklusjonen er dermed at Cu-innholdet i Vaddas-malmen øker med økende sulfidmengde.

Som nevnt er det store variasjoner i gehalter og mektigheter



Frekvensfordeling av
Cu-gehalten i
VADDAS-forekomsten
(Analyser etter $\frac{1}{2}$ Norsk Bergverk)
Fig. 1.71.

J.L.

i malmsonen i Rieppe. På den delen av mineraliseringen som det er gjort malmberegning på er det forsøkt satt opp en metall-verdi på malmen hvor produkt av mektighet og gehalt er brukt som parameter ved framstillingen. Dette er gjort for å unngå at en ensidig variasjon i gehalt eller mektighet i den uregelmessige malmen spiller for mye inn. Framstillingen som er gjort på Pl.1.18 gir da uttrykk for metallmengden i malmsonen. Det går fram at sonen opp mot utgående er den rikeste delen av malmen, og en malmakse med fall mot nord kommer fram. Den nedre del av en større linse er det som sitter igjen.

Som tidligere nevnt er SiO_2 -innholdet i malmene i Vaddas-nivå høyere i den volumdelen (omtrent 50%) av malmen som utgjøres av silikater enn det er i Loftani grønnstein. Dette går fram fra analysene i tabell 1.1 og tabell 1.2 som viser at SiO_2 -innholdet i grønnsteinen ligger på 46 - 50%, mens innholdet i malmene i Vaddas-nivå, hvor det ikke er mer enn ca. 50% silikater, ligger SiO_2 -innholdet på ca. 37% i gjennomsnitt (se tabell 2.11, side 2.76). Silikatdelen av Rieppe-malmen viser derimot omtrent det samme SiO_2 -innholdet som en har i Loftani grønnstein.

Sporelementene.

Det er gjort et relativt stort analysearbeid med mikrosonde på sinkblende fra malmene i Vaddas-Rieppe-feltet. Over 130 punktanalyser er gjort og i tillegg kommer de analysene som Ljøkjell (1972) har gjort på Zn-konsentrat fra Rieppe-forekomsten fra de utførte oppredningsforsøk ved NTH. Det er analysert på elementene Zn, Fe, Cd, Mn og S i sinkblende.

Jerninnholdet i sinkblender varierer i forekomstene fra 7 - 11%. Variasjonen i jerninnholdet skyldes trykk-temperaturforhold som blir omtalt senere, under avsnittet om malmens tekstur.

Mn-innholdet i sinkblende er lavt for alle forekomstene i feltet og viser liten variasjon (se tabell 1.6). Den eneste av forekomstene som her skiller seg ut er Nedre Nomilolgi med 0.16% Mn i sinkblenden, mens alle de andre forekomstene har omkring 0.05% Mn. Nedre Nomilolgi ligger i en brun glimmerskifer som er forskjellig fra de andre forekomstene som ligger i grønnstein/amfibolitt. Det er tenkelig at Mn-innholdet i sinkblende gjenspeiler Mn-innholdet i råmalmen, men det er ikke gjort noe forsøk på å finne ut av dette. Det er imidlertid klart at Mn-innholdet i Nedre Nomilolgi er markert høyere enn det er i de andre forekomstene.

Ljøkjell (1972) har analysert sinkblende fra mange av de større kisforekomstene i landet. Kisforekomstene som Løkken, Hjerkin, Sulitjelma, Skorovass o.s.v. har det samme lave Mn-innhold i sinkblenden som det er vanlig fra Vaddas-nivå med mineraliseringer. Bleikvassli og Mofjell gruver som ligger i et annet bergartmiljø har derimot et Mn-innhold på samme nivå som det i Nedre Nomilolgi (Ljøkjell, 1972, s.19).

Cd-innholdet i sinkblende varierer en god del fra forekomst til forekomst. Variasjonene er fra 0.10% til 1.29% Cd i sinkblende (se tabell 1.6). Zn-innholdet i de forskjellige forekomstene varierer også ganske mye. Plotning av Zn-innholdet i malmene mot Cd-innholdet i sinkblende er gjort på Fig.1.72. Det kommer fram at Cd-innholdet i sinkblende avtar med økende Zn-innhold i malmene. Dette betyr ikke at Cd-mengden i malmforekomsten minker med økende Zn-gehalt, men heller det motsatte. Forekomstene Doaresgaissa, Vaddas, Stoll I og Loftani har mindre eller opp mot 0.2% Zn i

HEIDEL A 4 210 x 297 mm

Cd i sinkblende og sink i forekomstene i VADDAS-RIEPPE feltet

- Forekomst:
- 1: Doaresgaissa
 - 2: Indre Gressdal
 - 3: Vaddas gruve
 - 4: Stoll I
 - 5: Loftani
 - 6: Øvre Nomilolgi
 - 7: Nedre Nomilolgi
 - 8: Nomilgorssa
 - 9: Rieppe
 - 10: Fiekkejarre
 - 11: Øvre Lankavarre
 - 12: Nedre Lankavarre

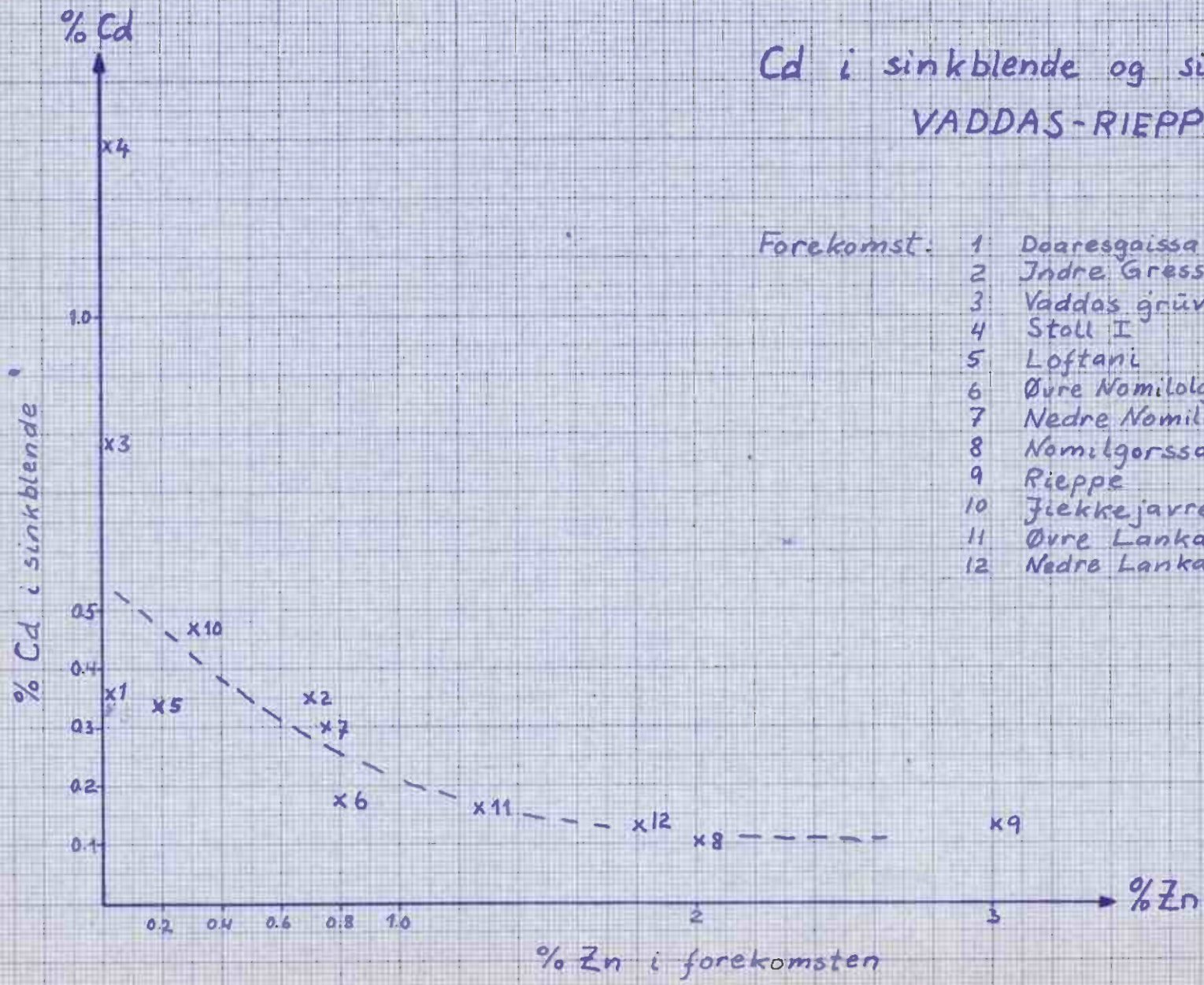


Fig. 1.72.

malmen og i gjennomsnitt 0.7% Cd i sinkblendene, mens analyser fra håndstykkeprøver fra Rieppe og Nomilgorssa har i gjennomsnitt 2.5% Zn i malmene og 0.1% Cd i sinkblende. Ved å regne ut Cd-mengden i malmene fra disse tall blir likevel Cd-innholdet 3-4 ganger større i de malmene som har mest sinkblende og minst Cd i dem. Det forutsettes da at det vesentligste av Cd-innholdet i malmene inngår i sinkblendegitteret.

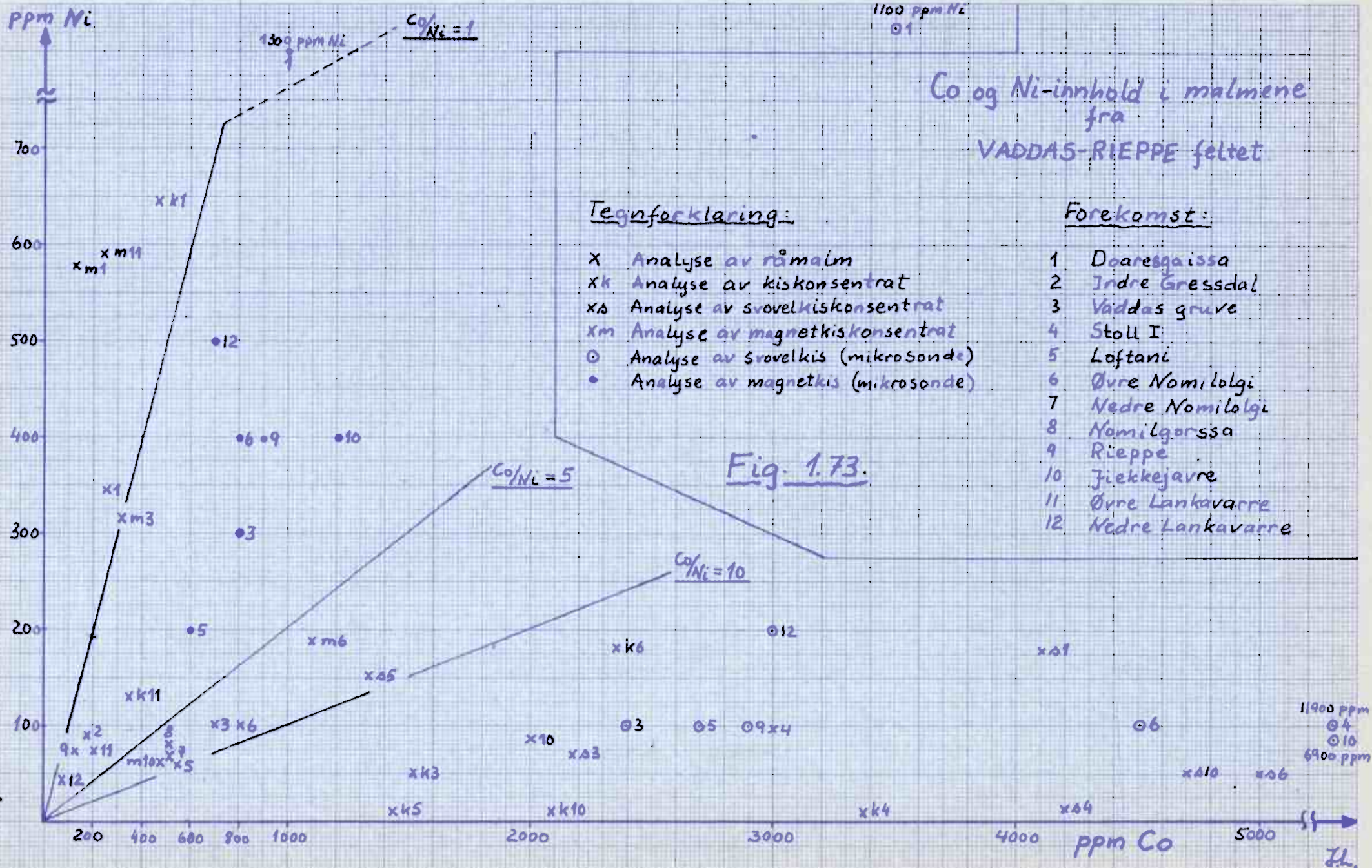
Ljøkjell (1972) har også i sitt analysearbeid på sinkblende med mikrosonde analysert på Cd. For de typisk massive kisforekomstene som Joma, Løkken, Hjerkinns o.s.v., har han fått i størrelsesorden det samme Cd-innhold i sinkblende som for forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet. Dette gjelder når en ser bort fra de forekomstene som har de ekstremt høye Cd-innhold (Vaddas gruve og Stoll I) og svært lave Zn-gehalter.

Det var ganske tidlig kjent at kismalmen i Vaddas og på Loftani hadde et temmelig høyt Co-innhold. Bjørlykke og Jarp (1949) publiserte en analyse på Co av råmalm fra Loftani og fra Grytlia Vaddas. Co-gehaltene var henholdsvis 0.065 og 0.13%.

Ved de undersøkelsene i feltet som er gjort er det utført analyser på råmalm, kiskonsentrater, mineralkonsentrater og med mikrosonde på mineralene svovelkis og magnetkis i polerslip. Resultatene fra disse analysene på Co og Ni er satt opp i Fig.1.73. Det ses av figuren at alle forekomstene i feltet unntatt Doaresgaissa har et Co-Ni forhold større enn 1 i råmalmen. Det høyeste Co-Ni forholdet har malmen i Stoll I med ca. 30:1. (Analysetallene for de enkelte forekomstene er gitt i tabellene under beskrivelsen av hver enkelt forekomst i avhandlingens Del II).

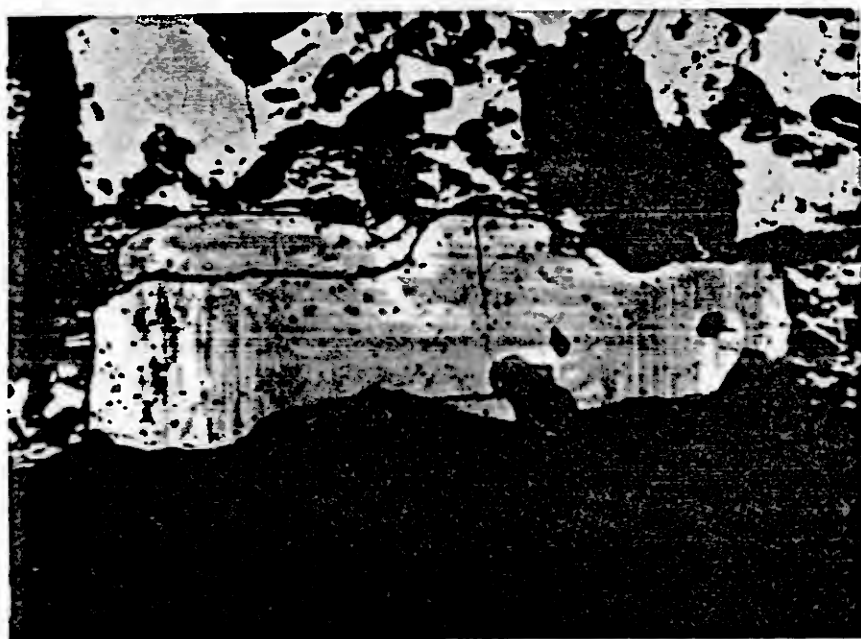
For Cd er det sannsynlig at det meste av elementet inngår i sinkblende. For Co er det derimot flere muligheter. Elementet har nær de samme krystallkjemiske egenskaper som jern og det kan substituere jern i de fleste Fe-holdige sulfidene. Likevel inngår Co i sterkt varierende mengde i de enkelte sulfidene. Dette går klart fram fra Fig.1.73 for innholdet i de to mineralene magnetkis og svovelkis (se også tabell 1.4).

I tillegg er det også vanlig at det i svovelkisen er sonering i Co-innholdet med de Co-rikste deler ut mot randsonen. Dette er vist på Fig.1.42 a-d. Soneringen ses tydelig på Fig.1.74 som her er sonering i et naturlig belegg dannet på polert svovelkis





(a)



(b)

Fig.1.74.

Sonering i naturlig belegg på svovelkis.
Soneringen parallell med vekstplan og Co-
innhold (?). Svovelkisen omgitt av magnetkis.
Reflektert lys, luft.

(a) 35X forstørrelse (VR 232-2829, Vaddas, E-stoll).

(b) 141X forstørrelse (VR 208-2833, Vaddas, G-stoll).

Ni-innholdet vil holde seg relativt konstant (Cambel og Jarkovský, 1967, p. 465). Fra forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet varierer Co-innholdet i svovelkisen ganske mye, mens Ni-innholdet hele tiden er lavt (mindre enn 300 ppm). Ved progressiv metamorfose vil Co-innholdet i svovelkisen stige mer eller mindre regelmessig (Cambel og Jarkovský, 1967, p.464). Årsaken til denne store variasjonen i Co-innholdet i svovelkisen i de forskjellige forekomstene i feltet kan muligens skyldes en viss forskjell i graden av rekrystallisering. Kornstørrelsen varierer iallfall en god del. Det kan også ses at svovelkisen har sonering av Co-innholdet i krystallene. Det skyldes sannsynlig en slik mobilisering og migrasjon av Co under svovelkisens metamorfe blastese.

Det er normalt svært lite arsen til stede i forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet. Den eneste som skiller seg ut er Indre Gressdal hvor det forekommer en god del arsen i form av arsenkis, men også en del i mineralene fahlerts og boulangeritt og andre mineralfaser som opptrer i meget liten mengde. Eksakte verdier for arsen-innholdet i råmalmen foreligger ikke. Det er også funnet arsenkis fra forekomstene i Moskodal og Høgfjellvatn (pers. medd. R. Kleine-Hering) og i tillegg i forekomsten i Røieldalen som alle er av lignende type som Indre Gressdal. Arsenanalyser i kopperkis-konsentrat er presentert i tabell 1.5, men det gir ikke noe eksakt uttrykk for malmenes arseninnhold, selv om Indre Gressdal ligger markert høyest med 0.03% As i Cu-konsentratet.

Bly forekommer også normalt i meget små mengder i kisforekomstene i feltet. Lokalt er det observert blyglans i betydelige mengder i Rieppe (se tabell 2.23.e.). I den breksierte kontakt mellom malm og sidestein i Indre Gressdal er det også i et par tilfeller funnet blyglans som er migrert inn i sprekker. Utenom det er det svært lite bly i malmene.

Vismut og Tellur synes å følge hverandre i malmene i Indre Gressdal og Rieppe og de to elementene er alltid assosiert med blyglans. Elementene forekommer som elementært Bi, og Tellur er bundet til Vismut i mineralet Hedleyitt. Elementene er sannsynlig migrert til lokale anrikninger sammen med blyglans og på slike steder er innholdet av elementene betydelig. Det er en

positiv korrelasjon mellom innholdet av vismut og tellur i malmer (Oftedahl, 1959). Høye Bi-innhold i blyglans er funnet tidligere fra Kongsfjell av Lindahl (1968). Ved en analyse fra Rieppe er det funnet et Bi-innhold såpass høyt som 0,12% (Tabell 2.23.e). Analysen må ikke betraktes som korrekt, men indikerer iallfall at et høyt Bi-innhold kan opptre lokalt i Rieppe-malmen.

Når det gjelder edelmetallene sølv og gull så er det ikke gjort systematiske analyser av råmalmen fra de forskjellige forekomstene. Det er imidlertid gjort edelmetallanalyser på Cu-konsentrater fra de fleste av forekomstene i feltet. Det meste av edelmetallene i malmene vil jo erfaringsmessig foreligge i kopperkisen. Analysene vil ikke gi noe riktig bilde av edelmetallinnholdet i malmene fordi mengden av kopperkis varierer ganske mye. Prøvene som er brukt til framstilling av Cu-konsentratene er også relativt beskjedne i størrelse, og kanskje ikke representative. Det synes imidlertid å komme fram at de mest sølvrike forekomstene er Doaresgaissa og Rieppe. Gullinnholdet er relativt høyt i Doaresgaissa, men også temmelig høyt i Indre Gressdal, Vaddas og Øvre Lankavarre.

MALMENES TEKSTUR.

=====

Innledning.

Under avsnittet om malmenes mineralogi er de enkelte mineralene beskrevet, delvis også med korngrenseforhold mellom de enkelte mineralene. I dette avsnittet blir det gitt en samlet vurdering av teksturen i malmene for om mulig å kunne si mer om hva slags hendelser den har gjennomgått.

Metamorfosegraden i Vaddas-Rieppe feltet som bergartene har gjennomgått ligger i lavere til midlere amfibolittfacies (se eget avsnitt om metamorfose). En må da stille seg spørsmålet om malmene har deltatt i den samme metamorfosen som de omgivende bergartene (grønnsteiner og sedimenter) har vært utsatt for? Mc Donald (1967) sier at resultatet ved metamorfose av en sulfidforekomst er 1) teksturelle mineralogiske forandringer, 2) dannelse av nye mineralfaser, 3) redistribusjon av hoved- og sporelementer og 4) mineral- og kjemisk sonering. Dette er den generelle oppfatning for hva som skjer under metamorfose. Det gjelder både for bergarter og malmer. Flere forfattere har skrevet om metamorfose av kisleforekomster og Vokes (1969) har laget en oversiktsartikkel om dette. Vokes (1962, 1963, 1968, 1971) har også skrevet om metamorfose av de kaledonske kisleforekomstene i Norge, generelt og spesielt. Spørsmålet er da om metamorfe prosesser kan spores i malmene i Vaddas-Rieppe feltet.

I dette avsnittet vil følgende inndeling bli gjort:

- Mineralfaser, kornstørrelse og korngrenseforhold.
- Metamorfe mineralfasereaksjoner.
- Remobilisering - migrasjon - erstatning.
- Tektonisk påvirkning på malmene.

Mineralfaser, kornstørrelse og korngrenseforhold.Svovelkis, arsenkis og magnetitt.

Av malmineraler med høy krystallisationskraft som opptrer i malmsonene i Vaddas-Rieppe feltet kan nevnes svovelkis, magnetitt og i Indre Gressdal arsenkis. Den høye krystallisationskraften gjør at mineralene gjerne opptrer i idiomorfe krystaller. Generelt har silikatene en større tendens enn sulfidene til å opptre i idiomorfe krystaller i malmen og har altså større krystallisationskraft enn de fleste sulfidene. Krystallflatene i svovelkis har lavest fri energi for bindingene av FeS_2 , men høyere fri energi enn de omgivende sulfidene og dermed dannes de idiomorfe svovelkiskrystallene (Stanton, 1964). Det er mulig å sette opp en krystalloblastisk serie for alle mineralene basert på den relative tendens til idiomorfi, det samme som kan gjøres for silikatene i metamorf petrologi.

Et mineral som svovelkis har i malmene oftest en poikilittisk tekstur, hvor både silikater, sulfider og oksyder kan være innesluttet. Tydelig kan dette ses av Fig. 1.39 hvor de forskjellige deler av krystallflatene i svovelkisen har vokset med forskjellig hastighet og hvor inneslutningene er mange og store. Det er på samme måte typisk med poikiloblastiske mineralteksturer i bergartene i feltet og mineralene er gjerne pepret med inneslutninger. Det kan være mineraler som granat, amfibol, zoisitt og biotitt som i tillegg ofte viser tydelig tegn på rotasjon eller dreining, under, samtidig med, eller etter blastesen (se bergartsbeskrivelse foran). Det er også i malmene funnet tegn på dreining av svovelkis under krystallveksten (se Fig. 1.40). Det tyder altså på at både krystallvekst og tektonisk påvirkning har skjedd i malmene samtidig med og også etter blastesen, altså det samme som i sedimentene ellers i feltet.

Svovelkisen viser tydelig, fra belegg som dannes på mineralet i polerslip som lagres, en sonering parallell krystallflatene i svovelkis. Dette må ha sin årsak i forskjeller som er oppstått under krystallveksten, enten i elementsammensetning eller andre forhold. Det er med mikrosonde observert en stor Co-variasjon i svovelkis, også variasjon i de forskjellige vekstplan, men det er gjort for få undersøkelser til å kunne si om soneringen i

belegget skyldes variasjoner i Co-innhold (Se figurene 1.42 og 1.74).

Det er også tegn som tyder på at svovelkisen var vokset til krystaller ennå mens det pågikk tektoniske bevegelser i malmen. Det er f.eks. funnet at svovelkiskrystaller kan ha kollidert og viser sprekker ut fra trykkpunktene. Det er da tenkelig at resten av sulfidene, vesentlig magnetkis og kopperkis, var plastiske og de ble rekrystallisert etter at denne svake deformasjonen var over. En svak oppsprekking enkelte steder i svovelkis-krystallene kan tyde på en ennå senere meget svak tektonisk påvirkning.

Arsenkis viser i Indre Gressdal forekomst også en pokiloblastisk tekstur med inneslutninger av både sulfider og silikater. Magnetitt viser også tegn til idiomorfi i sulfidforekomstene, men i noe mindre grad enn de to forannevnte mineralene. Magnetitt har inneslutninger av sulfider og silikater, men det er også noe mindre vanlig enn for svovelkis og arsenkis.

Matrikssulfider.

Sulfidene kopperkis, sinkblende og magnetkis viser ingen tegn til idiomorfi i sin krystallutvikling. Det er ikke utført noen spesiell undersøkelse av korngrenseforholdene mellom de enkelte mineralene, men fra magnetkis, som er sterkt anisotrop, kan disse forholdene ses uten å etse preparatene. Det synes her å gå fram at mineralet har en polygonal metamorf tekstur med vinkler på 120° mellom korngrensene. Lignende forhold men med andre vinkler mellom korngrensene synes å forekomme mellom kopperkis, sinkblende og magnetkis hvor det er trepunkt-sammenvoksnings mellom slike korn. Det samme gjelder forholdet mellom de nevnte sulfider og blyglans. Stanton (1964) har gjort en serie målinger av vinkler mellom de forskjellige korngrenser i trefasepunkter og funnet at det er bestemte vinkler for de forskjellige sulfidene avhengig av mineralenes overflateenergi.

Silikater.

Ett silikat i malmsonen som synes å ha en klar tendens til utvikling av idiomorfi er staurolitt. Mineraliet er poikilittisk med inneslutninger av andre silikater og også av sulfider og oksyder. Staurolitt er et typisk metamorft mineral som oftest opptrer i metamorfe sedimenter. At mineraliet har inneslutninger av sulfider, oksyder og andre silikater tyder på at disse mineralene var til stede før metamorfosen og krystallveksten. Det kan altså dermed konkluderes med at malmene i Vaddas-Rieppe feltet er premetamorfe og har gjennomgått den samme metamorfose som bergartene (også med staurolitt) ellers i feltet.

Granat forekommer noen få ganger i mineraliseringene, også det er et typisk metamorft mineral. Det er poikilittisk i malmsonen som ellers i bergartene i feltet.

Også mineraler som antofyllitt, hornblende, kloritt og talk viser en idiomorf krystallutvikling når de sitter i sulfidmatriksen. Kloritt og talk viser at det har skjedd en gjennombevegelse av malmen etter disse mineralers dannelse i og med at mineralflakene til dels er meget markert foldet og bøyet.

Mineralenes interne tekstur og sammenvoksningsforhold gir et entydig inntrykk av at malmene er metamorfoserte og at de har en premetamorf opprinnelse. Det er regionalmetamorfosen i området som har hatt betydning for malmene i feltet. Det må imidlertid gjøres ett unntak for malmen i Indre Gressdal som også er kontaktmetamorft påvirket. Dette ses fra sidesteinen som delvis er en hornfels og fra malmen som tydelig har vært gjennom en høyere termal metamorfose med myrmekitt-teksturer mellom sulfid og silikat, og eksempelvis sinkblende-skjelettkrystaller i kopperkis.

Kornstørrelse.

Det generelle resultat av en metamorfose av bergarter såvel som av malmer er at kornstørrelsen øker. For de kaledonske kiskeforekomstene er den økende kornstørrelse ved metamorfose omtalt av Carstens (1931). Han mener at vi finner en metamorf ekvivalent av den finkornede vasskisen (Leksdal-type) i

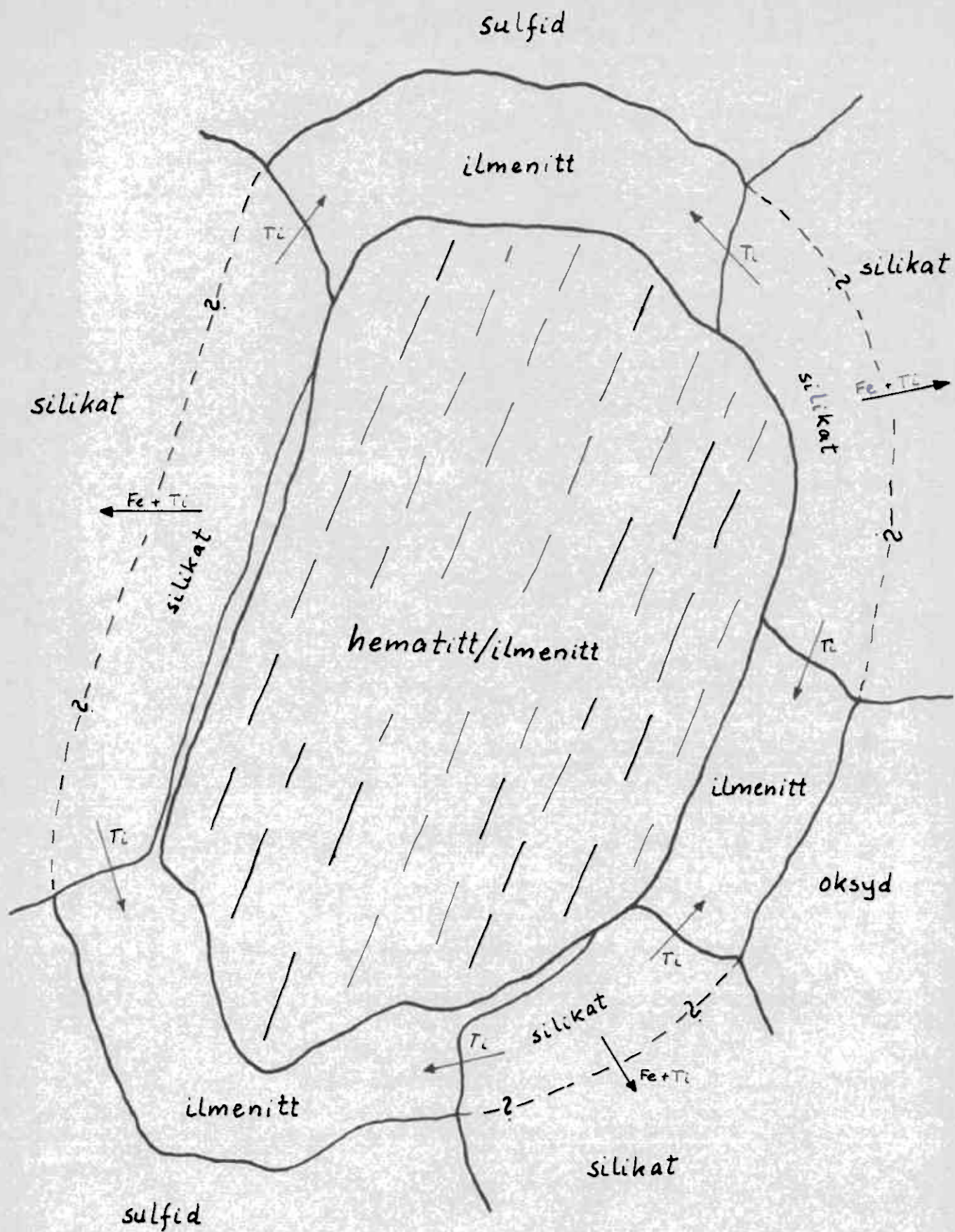
en avblanding ved relativt høy temperatur, i størrelsesorden 500°C. Den er funnet i så Fe-Ti fattige omgivelser som i kvartsitt med sillimanitt og kyanitt (Rumble, 1973). Med mere Fe og Ti til stede som i malmene i feltet er det større sannsynlighet for at slike avblandingsteksturer skulle kunne dannes.

I malmsonen er det også en klar tendens til at randsonen i hemoilmenitten som består vesentlig av ilmenitt har en annen tykkelse mot silikater enn den har mot sulfider og oksyder. Den kan også ofte mangle helt mot silikatene. Dette må tolkes som forskjellige mineralfasereaksjoner ved metamorfosen.

Ilmenitten kan i kontakt med silikater ha avgitt jern og titan som har gått til utvikling av en bredere randsoner mot jernrike sulfider og oksyder. Se fig.1.75. (Mikrobilder av hemoilmenitt er gitt i fig.1.52, etter side 1.106). Randsonen mot silikatene kan også ha blitt korrodert av disse og Fe og Ti kan ha gått inn i silikater og mineraler som titanitt osv. Korrosjon av ilmenitt er også antydnet i samme tekstur av Vrålstad (1967, p.63) i Rausand-malmen. Vrålstad (1967) mener også at det i Rausand-malmen har skjedd en metamorf redistribusjon av Fe og Ti i hemoilmenitt-teksturen. Han har funnet et økende Ti-innhold mot den ytterste delen av randsonen og mener dette skyldes en diffusjon av Fe til magnetitten utenfor. I Vaddas-Rieppe malmene kan for så vidt en slik diffusjon tenkes foregått ut til omgivende sulfider (sjeldnere oksyder). Det er iallfall tilfelle at randsonen inn mot den hematittrike kjernen kan være pepret med meget små spindler av hematitt, mens den ytterste kanten av randsonen er helt ren.

En annen mulighet er at det ikke har blitt dannet noen randsoner rundt hemoilmenitten i det hele tatt og at den bredere randsonen mot sulfidene er dannet ved tilgjengelig titan i malmen, og med jern fra sulfidet eller oksydet. Svovel kan da bare være flyttet lokalt som gjerne er tilfelle i en regional-metamorfose i et lukket system (Mc Donald, 1967; Vokes, 1969 og Tempelman-Kluit, 1970). I et åpent system som tenkt av Antun (1967) kan også svovel fjernes helt.

At ilmenitt metamorft omvandles til titan-oksyder og går inn i silikater ses tydelig når en går fra malmen og ut i sidesteinen.



Korngrenseforhold for hemoilmenitt

Fig. 1.75.

Mindre ilmenitt-korn i sidesteinen er delvis omvandlet til rutil i en tynn sone på 10 - 20 cm (se fig. 1.54 etter side 1.108) ut fra malmen. Lengre ut i sidesteinen er det kun rutil og titanitt i bergarten. Krystallformen viser at de er pseudo-morfoser etter ilmenitt. De mineralogiske forhold ved overgangen malm-sidestein er forsøkt vist i tabell 1.11.

Silikater.

Antofyllitt er et mineral som opptrer kun inne i malmen og bare i liten grad i en tynn 1 - 2 dm sone utenfor. Mineraliet er et metamorft produkt i seg selv, men det har også foregått reaksjoner i malmen hvor det i krystallenes randsone har skjedd en omdannelse til grønn hornblende (se fig. 1.58). Dette må være en reaksjon hvor:

Antofyllitt + tilgjengelige Fe danner hornblende.

Dannelsen av antofyllitt er først begrenset til selve malmen, hvor det har vært rikelig med Mg. Deretter har det altså skjedd en reaksjon med Fe i jernsulfidene og hornblende (aktinolitt) er dannet.

Det er tidligere tolket at antofyllitt i malmenes sidestein i Rødhammeren og Kvikne Gruber (Nilsen, 1971 og Nilsen og Mukherjee, 1972) er et produkt av en metasomatisk omvandling, men i forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet blir det tolket som en metamorf dannelselse hvor en bergart med hovedelementene $Fe + Mg + S + SiO_2$ har gitt en malm-bergart med hovedmineralene:

Antofyllitt + Plagioklas + Fe-sulfider + (stauro litt + spinell).

Forholdet sulfid/silikat ligger som nevnt på omkring 1:1.

Også plagioklasen viser en reaksjonssone mot sulfidene hvor randen er omdannet til hornblende. Dette er mest sannsynlig på samme måte en metamorf reaksjonssone hvor denne omvandlingen igjen er begrenset til malmsonen, hvor det har vært tilgjengelig jern til en slik reaksjon (se fig. 1.57).

Andre mineralfase-reaksjoner som har skjedd i malmene i Vaddas-nivå og som mer må betraktes som diaforetiske prosesser er at spinellen, som mest sannsynlig er en pleonast, er omvandlet til

Tabell 1.11

Mineralogiske forhold i malm og sidestein
for mineraliseringene i Vaddas-nivå.

Mineraler i		
Malm	Sidestein innen avstand 10-20 cm fra malmen	Sidestein utenfor
Hemoilmenitt	Ilmenitt (hematitt) Ilmenitt med korona av rutil.	Rutil Titanitt
Antofyllitt med Hornblendekorona	(Antofyllitt med Hornblendekorona)	-
Hornblende	Hornblende	Hornblende
Staurolitt Spinell (Epidot)	(Staurolitt) (Spinell) Epidot	- - Epidot
Plagioklas med Hornblendekorona	Plagioklas	Plagioklas
Magnetitt	(Magnetitt)	-

staurolitt (se fig.1.59, etter side 1.116). I malmer som Rieppe, Nedre Lankavarre og Nedre Nomilolgi har også diaforetiske prosesser virket inn og her er kloritt gått over til talk, noe som er meget typisk i Rieppe. I Nedre Nomilolgi er den typiske reaksjonen at biotitten i glimmerskiferen er klorittisert.

Sulfider.

Antun (1967) og Vokes (1969) påpeker at det ved metamorfose er en tendens til at svovelkisen går over til magnetkis. Det samme er resultatet som Tempelman-Kluit (1970) kommer til etter sine studier, og han sier at mengden av svovelkis i forhold til magnetkis er lavere i forekomster omgitt av høyere metamorfe bergarter enn forekomster omgitt av mer lavmetamorfe bergarter.

Dette vil altså si at noe av svovelet i sulfidforekomstene under metamorfosen må fjernes, eller eventuelt binde seg til tilstedeværende jern og så danne magnetkis som ny mineralfase. Reaksjonssonene mellom antofyllitt og sulfid og mellom plagioklas og sulfid kan tyde på at svovel må være fjernet og da har det overskytende Fe gått inn i denne reaksjonssonen og dannet hornblende.

I mineraliseringene i Vaddas-nivå er det generelle bildet at magnetkis dominerer i mengde over svovelkis. Metamorfosegraden i omgivende bergarter er opp mot midlere amfibolittfacies, og det passer da med den tendensen som Tempelman-Kluit (1970) har funnet at magnetkismengden i forekomster med denne metamorfosegrad er stor. Svovel må altså ha forsvunnet, under forutsetning av at mineraliseringene var svovelkisrike opprinnelig, eller gått inn i magnetkis sammen med tilgjengelig Fe som ny mineralfase. Mc Donald (1967) sier også at svovelkis ved metamorfose kan omvandles til magnetkis og kanskje til og med magnetitt. Magnetitten (1-2%) i Vaddas-malmen har en poikilittisk tekstur som mest sannsynlig skyldes en metamorf vekst. Om det var magnetitt til stede premetamorft eller om den er et resultat av metamorfosen er ikke klarlagt, men det er iallfall sikkert at det finnes svært lite magnetitt i sidesteinene i forhold til mengden i malmene.

Cambel og Jarkovský (1967, p.465) sier som alt nevnt at innholdet av Co i mineralene svovelkis og magnetkis er det som lettest lar seg forstyrre av metamorfe effekter.

Neumann (1950) har undersøkt hva som skjer med Co i svovelkis ved omvandling til magnetkis. Han kommer fram til at Co ikke passer like godt i magnetkisgitteret som i svovelkisgitteret og derfor blir Co i utstrakt grad neglisjert ved nydannelse til magnetkis. Neumann (1950) konkluderer med at sporelementene arves ved mineralfaseforandringer, men blir justert etter den grad det kan passe inn i det nye gitteret. I malmene i Vaddas-Rieppe feltet er det typisk med et høyt Co-innhold. Innholdet er også relativt høyt i magnetkisen. Spørsmålet er da om svovelkisen som kan være omvandlet til magnetkis ved metamorfosen til en viss grad har beholdt det opprinnelige Co-Ni-forhold, dog med fjerning av en del Co (Neumann, 1950). Co er så redistribuert i malmene og det har gitt Co-sonering i porfyroblastisk svovelkis

(se fig. 1.42). En slik mineralsonering i mikro- og makroskala er nettopp en av prosessene som skjer ved en metamorfose i sulfidansamlinger, noe som også er påpekt av Mc Donald (1967).

Også i sinkblendekorn er det konstatert en mindre tydelig variasjon i Fe-innholdet (se fig.1.47). Variasjonene i jerninnholdet i sinkblenden ble i sin tid antatt å være et godt geotermometer (Kullerud, 1953). Senere har det vist seg at det er nødvendig å ta flere faktorer som trykk og S-fugasitet med i vurderingen (Barton og Skinner, 1967) av dannelsesstemperaturen. I visse temperaturintervall kan Zn-Fe-S systemet brukes som geotermometer, i andre intervall kan det brukes som geobarometer (Scott, 1973), og ved lavere temperaturer er ikke systemet undersøkt tilstrekkelig (Scott og Kissin, 1973). Forutsetningen ved bruk er at de mineralogiske forhold er kjent og trykk eller temperatur for at en skal finne den andre ukjente faktoren. Variasjonen i innholdet av Fe i sinkblende i forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet er ikke særlig store. De ligger vanligvis mellom 7 og 9%. En forekomst, Indre Gressdal, skiller seg imidlertid ut, med omkring 11% Fe i sinkblenden. Erfaringene fra undersøkelsene i feltet og de teksturelle forhold i malmen tyder på at den har vært utsatt for metamorfose av høyere grad enn de andre, og det er den eneste forekomsten hvor det finnes kontaktmetamorfe effekter. Typisk for denne forekomsten er jo også at svovelkis mangler helt.

Remobilisering - migrasjon - erstatning.

I sedimentene under malmene i Vaddas-Rieppe feltet har det etter metamorfose og krystallvekst skjedd en trykkbelastning med innvirkning av små skjærkrefter hvor porfyroblastiske krystaller bare er bikket. De kan også delvis ha blitt dreiet sent i vekstperioden. Ved slike krystaller er det i trykkskygger dannet kvarts som er kommet dit ved lokal migrasjon mot trykkminima i bergartsmediet.

Malmene i Vaddas-Rieppe-feltet har vært utsatt for tektonisk påvirkning på samme måte som bergartene. I malmen er det ved porfyroblastiske svovelkiskrystaller og bergartsfragmenter som er dannet ved den tektoniske gjennombevegelse, at det er dannet

trykkskygger. I trykkskyggene ved slike fragmenter og krystaller er det dannet kopperkis, også ved en lokal migrasjon etter en remobilisering. Der hvor tektoniseringen har skjedd i en mer sprø bergart slik som i Indre Gressdal f.eks., har det også skjedd en remobilisering med migrasjon av kopperkisen inn i sprekker og inn i en oppknust silikatmasse. Sinkblende synes å ha fulgt kopperkis ved migrasjonen der hvor Zn er til stede. Blyglans og andre sjeldnere mineralfaser har i enda større grad enn kopperkisen trengt inn i sprekker og det kan helt lokalt og en sjelden gang være dannet blekede soner på opptil $\frac{1}{2}$ cm i bergarten rundt slike sprekkefyllinger (Indre Gressdal).

Erstatnings- eller replacement-tekturer i malmene er nokså sjeldent. Det er metamorfe mineralfasereaksjoner som dominerer. Klare erstatningsteksturer er funnet et sted i Stoll G i Vaddas hvor det har vært en postmetamorf oppknusning av malmen, av både silikater, svovelkis, magnetitt og hemoilmenitt. I denne oppknuste sonen er det innfylt mellom breksjebitene og i sprekker av kopperkis som er tilført sannsynlig bare med en lokal remobilisering. I denne teksturen kan det tydelig ses at svovelkisen er erstattet med magnetkis (se fig.1.38, etter side 1.79) og at magnetkisen igjen blir erstattet med kopperkis.

Et annet sted hvor det har skjedd en erstatning etter at malmen er metamorfosert, er i Indre Gressdal hvor bornitten i en slepesone er erstattet av en porøs kopperkis (se fig.1.44, etter side 1.90).

Andre omvandlinger av mineralfaser som har skjedd etter metamorfosen, og likevel ikke er en supergen dannelse er at hematitt i hemoilmenitt enkelte steder er gått over til Fe-oksyder (se fig. 1.52, etter side 1.106). Et annet forhold er at sekundær svovelkis er dannet i kopperkis, magnetkis og cubanitt fra Indre Gressdal (se fig.1.41, etter side 1.83). Identiske teksturer i cubanitt og andre sulfider er observert fra Birtavarreforekomstene (Vokes, 1957). Svovelkis er her et mineral som ikke er stabilt i det mineralselskapet som er dannet ved metamorfosen, men er dannet senere i malmprøver hvor det ikke er tegn til supergen forvitring av magnetkisen som er det mineral som først angripes ved en forvitring. Dette betyr at svovelkisen må være dannet etter metamorfosen men før forvitringen.

En redistribusjon av elementene som er ett av aspektene ved metamorfose av sulfidforekomster (McDonald, 1967; Vokes, 1971) har ikke skjedd i noen stor utstrekning i malmene i feltet, det er kun lokale elementforflytninger i dm-skala det dreier seg om. Hoved-drivkraften i denne prosessen er trykkgradienter. En annen gradient som muligens har virket, men i liten grad, er en kjemisk gradient ved at det i Stoll I-malmen er en utpreget anrikning av kopperkis rundt svovelkiskrystaller som vist på fig. 1.76. Denne synes uavhengig av trykkskyggeeffekter.

Supergene prosesser i malmene har skjedd i helt vanlige former i utgående hvor først magnetkisen omvandles til "birds-eye" tekstur og svovelkis dannes. Ved videre forvitring skjer en total utlutning av sulfidene og det dannes en jernhatt (se fig.1.36, etter side 1.75). Det siste sulfidet som fjernes ved en slik forvitring er svovelkisen.

Tektonisk påvirkning på malmene.

Ved tektonisk påvirkning på bergarter og sulfidmalmer er det ansett at sulfidene har langt lettere for å oppføre seg plastisk og begynne å flyte. Av tektonikk i Vaddas-Rieppe feltet som har hatt innflytelse på sulfidforekomstene er foldningen og de differentielle bevegelser som har skjedd i forbindelse med denne. Skyveplanet under Vaddas-dekket har hatt innflytelse med mindre "skyveplan" i hele lagpakken. En del av Vaddas-nivå med mineraliseringer ligger sub-parallelt med skyveplanet under Vaddas-dekket, og det samme gjelder for forekomstene Stoll I, Nedre Nomilolgi og Rieppe. Det er sannsynlig at sulfidmalmene har vært et markert utløsningsplan i denne serien av plan med differentielle bevegelser. Vaddasgaissa-gabbroen, som har virket som et forholdsvis stivt legeme under foldningen, har bidratt med å øke den tektoniske påvirkningen på malmene som ligger ved denne.

Malmens utseende i Vaddas-nivå av mineraliseringer viser at den er tydelig helt "durchbewegt". I malmen er det fragmenter av sidestein som er fra helt rundet og til mere kantet (se fig. 1.77). Den kan også ha rundete boller av krystallkvarts som ikke synes å være fra sidesteinen. Inntrykket er at absolutt hele

malmsonen er knadd helt gjennom, noe som må ha funnet sted før og i forbindelse med metamorfosen i feltet. Etter "knaingen" har sulfidene som magnetkis, kopperkis og sinkblende fått en polygonal metamorf tekstur, mens svovelkisen er hypidiomorf og poikilittisk.

Teksturen til malmen i Vaddas-nivå er vist i fig. 1.77. Lignende tekstur er tidligere funnet i deler av Bleikvassli-malmen (Vokes, 1963) hvor det har vært "durchbewegung" av malmen. Det samme er beskrevet fra Birtavarremalmene (Vokes, 1957, 1973). Det er også beskrevet fra mange andre sulfidforekomster fra flere deler av verden. Eksempelvis er det avbildet nær identisk malmteksturer fra forekomster i Apalakkere i Nord-Amerika fra en beskrivelse fra Kinkel (1967).

Grensene til sidesteinen er vanligst ganske skarpe hvor den knadde malmtypen går helt ut til denne grensen. Enkelte ganger kan det imidlertid være en svak impregnasjon i tynne bånd i skifriheten i nær sidestein. Sidesteinen er vanligvis lite til ingenting tektonisk påvirket. I Stoll I er det i overgangen malm-sidestein et par steder funnet en mineralbånding, hvor båndene kan bestå av henholdsvis magnetitt og sulfid. I Nedre Lankavarre er det imidlertid skjedd en tektonisering også av liggbergarten i en tykkelse på opptil 2 meter (se fig.2.24).

Malmteksturen med disse rundete bergartsfragmentene blir tolket som et resultat av "durchbewegung" (Vokes, 1963, p.53) og betegnes "boulder breccia" eller "ball texture" sementert av sulfider (Kinkel, 1967, p.43; Vokes, 1973). Dette synes å være en rimelig tolkning av teksturen også i Vaddas-malmen, det at en tilstedeværende sulfidmalm er tektonisert, knadd og så rekrySTALLISERT.

I de fleste av forekomstene i Vaddas-nivå av mineraliseringer er grønnsteinen eller amfibolitten relativt massiv og bergartsfragmentene er rundete uten at det kan ses noen spesiell intern struktur i dem. I Rieppe, Nedre Lankavarre og Nedre Nomilolgi er sidesteinen mer en grønnsteinsskifer. Disse malmene er også markert "durchbewegte", men her er bergartsfragmentene skiferfiller, som kan være deler av avrevne folder som er helt sammenkrøllet og sementert av en sulfidmatriks av magnetkis, kopperkis

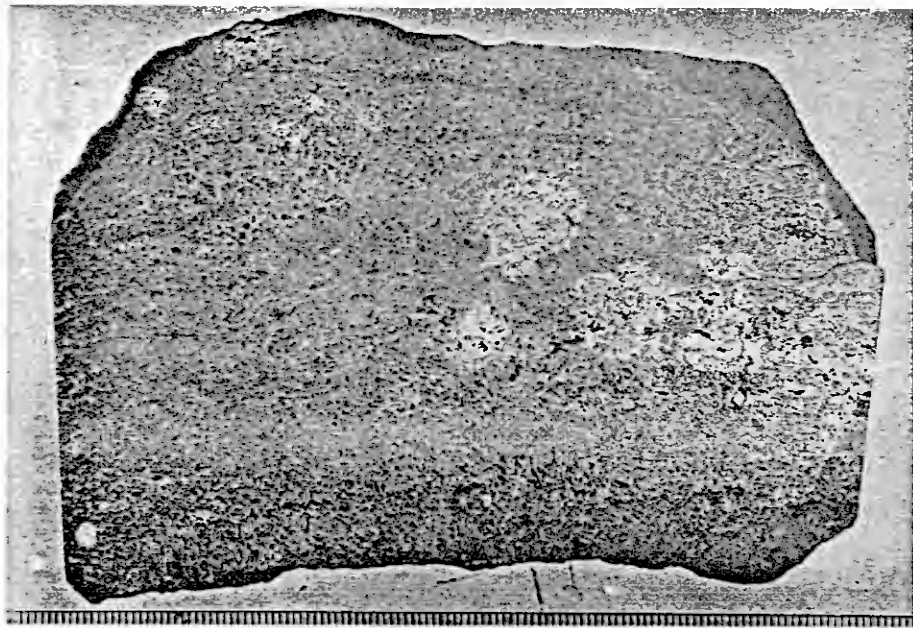


Fig. 1.76

Malm fra Stoll I.
Svovelkisorfyrro-
blaster med en
rand av kopperkis
rundt. Hoved-
sulfidet er magnet-
kis.

Prøve: VR 306.

Måleskala i mm.

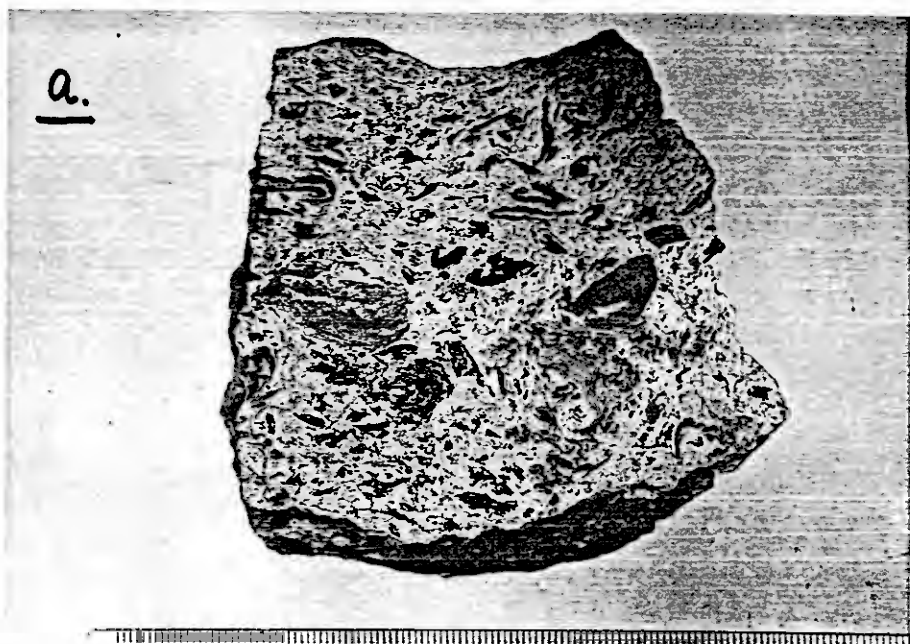
Fig. 1.78 a-b.

Malm fra Rieppe.
Durchbewegt malm
med skiferfiller
i sulfidmatriks.
Sulfidene er
magnetkis med
noe kopperkis
og sinkblende.

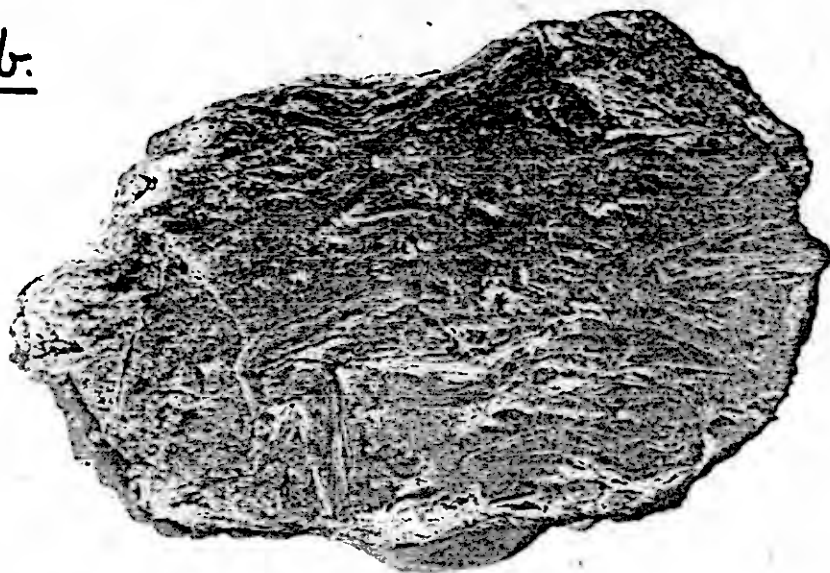
a: Prøve: VR 362.

b: Prøve: VR 43

Måleskala i mm.



b.



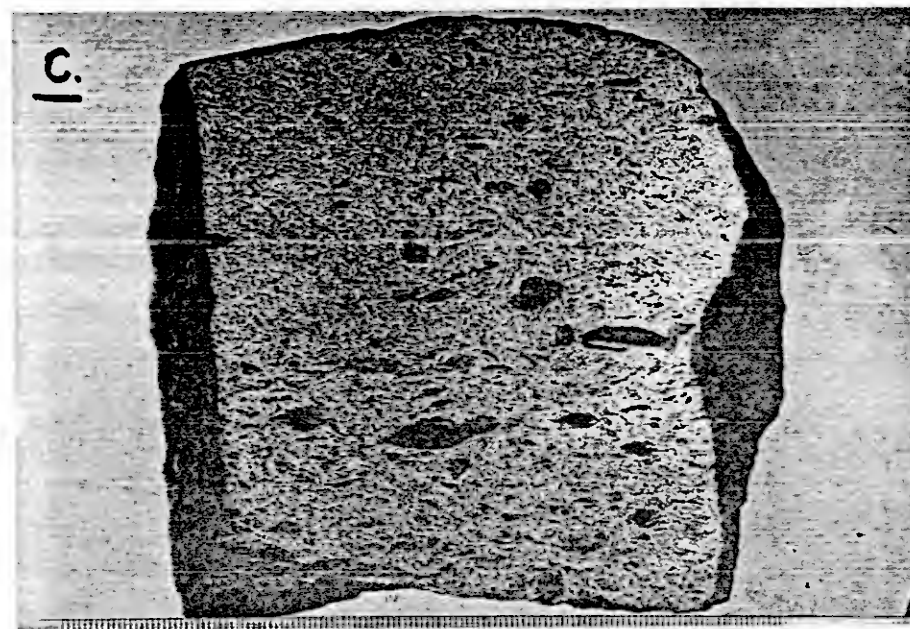
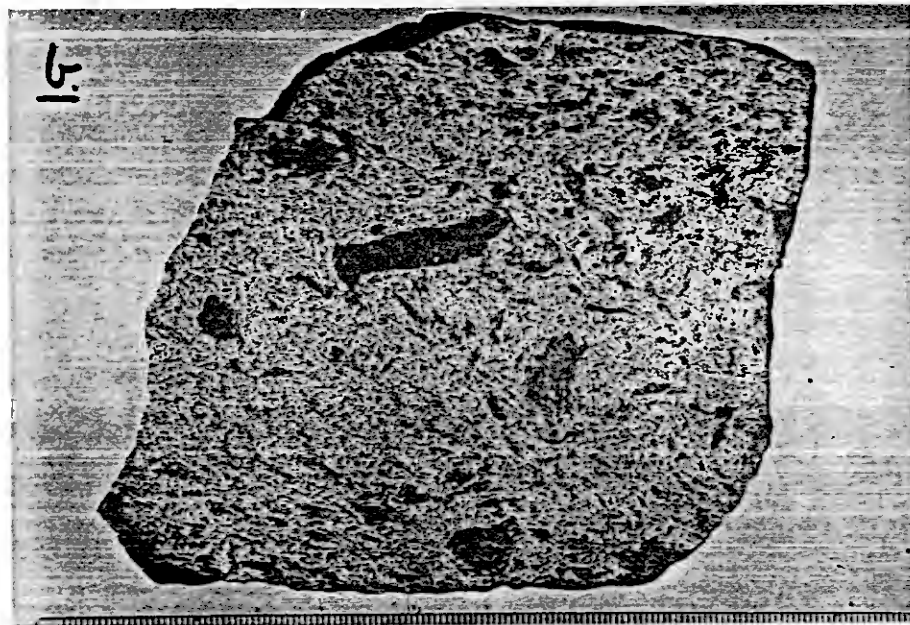
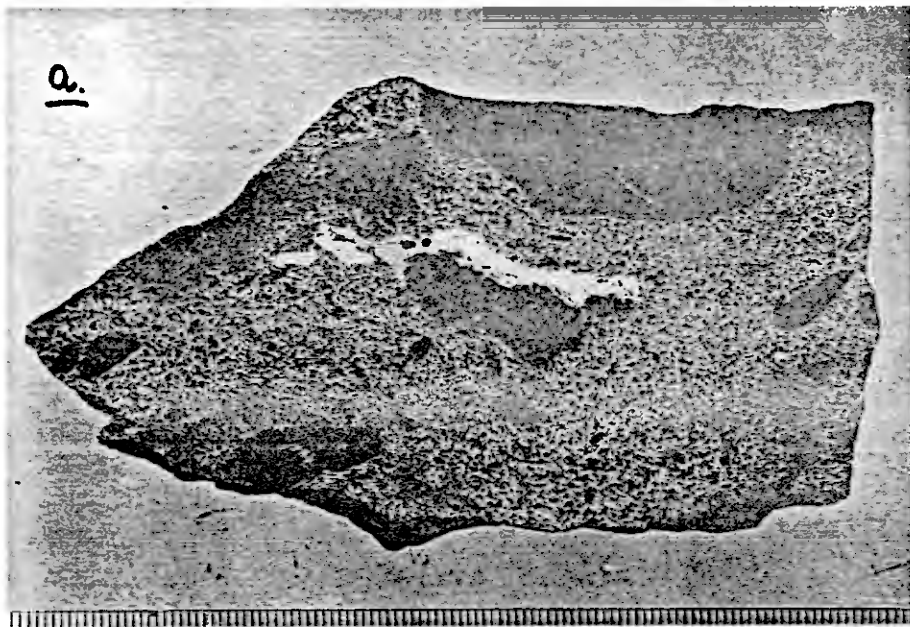


Fig.1.77. a-c

Typisk tekstur i malm fra Vaddas-nivå med mineraliseringer . Bergartsfragmenter flyter i en matriks av magnetkis, svovelkis og litt kopperkis.

a: Loftani
Prøve VR 196.

b: Nomilgorssa
Prøve VR 65

c: Nomilgorssa
Prøve VR 300

Måleskala i mm

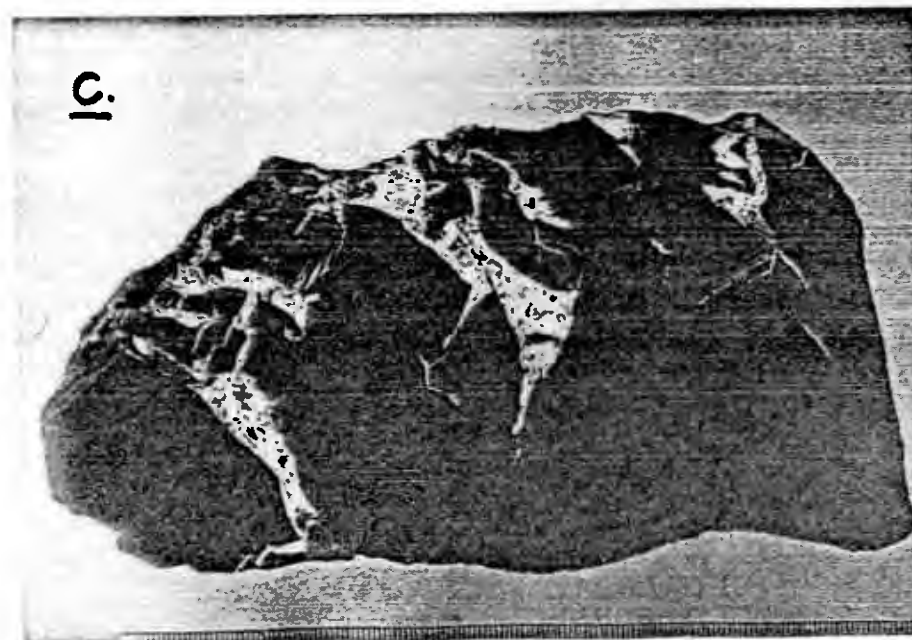
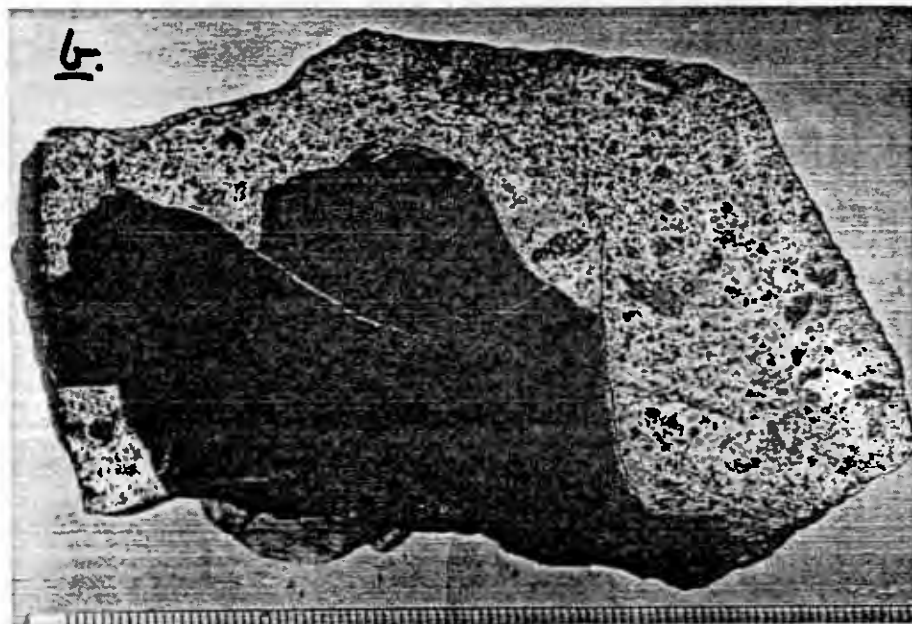
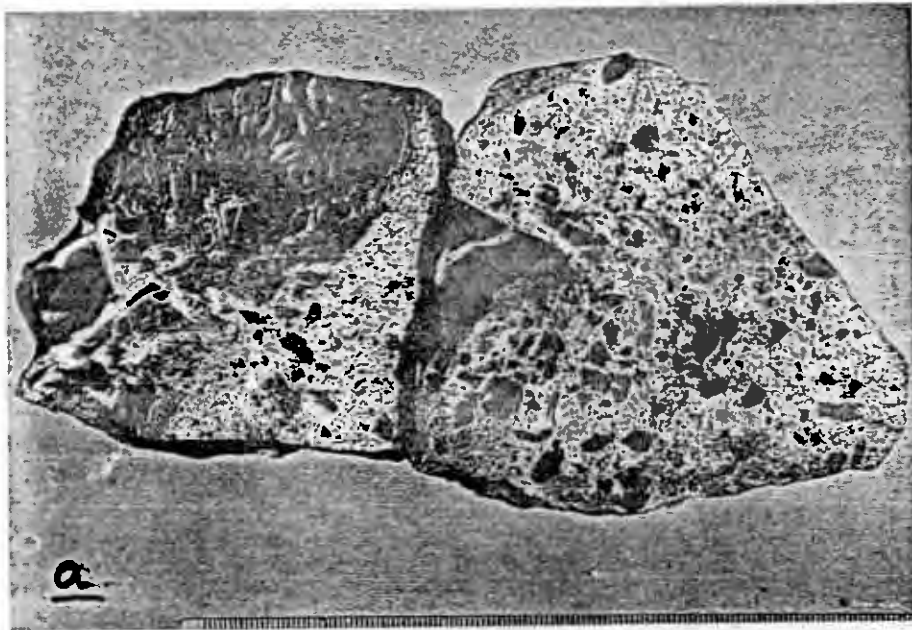


Fig.1.79 a-c

Malm fra Indre Gressdal. Breksjemalm med kantede fragmenter som også delvis er oppsprukket og kopperkis og magnetkis sitter på sprekkenes og som matriks. Mot sidesteinen sprekkefyllinger av sulfidene - (c).

a: Hovedmengden av sulfidene er kopperkis.
Prøve: VR 475.

b: Hovedmengden av sulfidene er magnetkis.
Prøve: VR 482.

c: Sprekkefylling, vesentlig kopperkis.
Prøve: VR 483.

Måleskala i mm.

og sinkblende (Se fig.1.78). I Rieppe kan som nevnt også større blokker på flere kubikkmeter "flyte" i en matriks av sulfider med slike små bergartsfragmenter som vist på fig.1.78. I disse mer skifrige bergartsfragmentene har det som nevnt skjedd en omvandling av silikatmineralene hvor biotitt er klorittisert (Nedre Nomilolgi) og kloritt er omvandlet til talk (Rieppe).

Den nevnte typen av tektonisk påvirkning av malmene er en plastisk deformasjon og "måling" av det innvolverte materiale. Sulfidmatriksen er så rekrystallisert mellom bergartsfragmentene. Et sted i Vaddas-malmen i G-stoll er det funnet at det har vært en sprø deformasjon hvor bergarten har kun kantede fragmenter og hvor også magnetitt-krystallene er oppknust. Denne massen er så sammenkittet med sulfider, som vesentlig er kopperkis og magnetkis. Denne oppknusningen antas å skyldes en senere tektonisk påvirkning på malmen etter hovedmetamorfosen.

I en forekomst som Indre Gressdal er en slik sprø breksiering av malmen typisk. Større skarpkantede bergartsfragmenter flyter her i en kopperkisrik matriks. Sprekkefyllinger med kopperkis i fragmentene er meget vanlig både i mikro og makro-skala. Dette er vist på fig. 1.79.

Den malmen i Vaddas-Rieppe feltet som synes minst tektonisk påvirket er malmen på Loftani. Samtidig er det den malmen hvor svovelkis opptrer i størst mengde. Det er funnet at magnetkisdominansen øker i forekomster med økende metamorfose på omgivende bergarter (Tempelman-Kluit, 1970). Vokes (1963) som har undersøkt malmen i Bleikvassli har funnet at den "durchbewegte" delen av malmen har langt større magnetkisinhold enn den malmen som er mindre tektonisk påvirket. Fjerning eller ny fordeling av svovel synes altså å ha skjedd i større utstrekning jo mer malmen er tektonisert. Samme årsak kan det ha at Loftani-malmen som er minst tektonisk påvirket har størst mengde svovelkis i forhold til magnetkis.

Den siste tektoniske påvirkningen av Vaddas-malmen er en meget svak deformasjon som bare kan ses ved at svovelkiskrystallene kan vise en svak oppsprekning.

SULFIDMALMENES GENESE.

=====

I det forutgående avsnitt er malmenes teksturelle forhold behandlet. Studiet av malmforekomstene i feltet har vist at alle forekomstene er metamorfe og har gått gjennom den samme grad av regionalmetamorfose som bergartene i Vaddas-Rieppe feltet. Primære strukturer i malmene er blitt forstyrret og utvasket ved metamorfosen. En annen faktor som i større grad har virket ødeleggende på primære strukturer er den intense tektoniseringen som har funnet sted. Denne har på en måte gjennomknadd (durchbewegt) og på en måte "homogenisert" malmen. Tektoniseringen har skjedd før og samtidig med metamorfosen og rekrystalliseringen, og meget få primære strukturer kan gjenkjennes.

I og med at alle de primære teksturer er så godt som utvasket, må det søkes etter andre kriterier for å kunne si noe om malmens dannelse.

Malmforekomstene i Vaddas-nivå av mineraliseringer må betegnes som konforme og stratabundet. Forekomstene ligger på toppen av en bergart som kan gjenkjennes som en olivin-basaltisk submarin lava med stor mektighet. Dette er stadfestet med analyser og katanorberegninger, og putene i Loftani grønnstein tilsier en subaquatisk erupsjon. Grønnsteinsenheten kan i feltet følges i en lengde på 40-50 km og malmforekomstene i en noe kortere strekning på toppen av denne enheten (se fig. 1.35, etter side 1.73). Mineraliseringene kan ikke følges som sammenhengende massive sulfidbenker, men de enkelte massive malmene i det mineraliserte nivået er knyttet sammen med impregnasjoner og tynne sulfidbånd. Mineraliseringene ligger innen en mektighet av ca. 50 m, og det kan stykkevis finnes to parallelle soner (Nedre Lankavarre) med 20-30 m innbyrdes avstand. I en forekomst som Jiekejavre er det en serie tynne soner med liten avstand (se Pl. 2.4).

Under Vaddas-nivå med mineraliseringer ligger det i feltet to forekomster i markert forskjellig stratigrafisk stilling. Det er Nedre Nomilolgi og Rieppe (se Fig. 1.35). Nedre Nomilolgi ligger i en brun glimmerskifer under undre Loftani grønnstein hvor

denne kiler ut, og Rieppe ligger nede i øvre Loftani grønnstein.

Alle disse tre mineraliserte nivå eller forekomster ligger i et grønnsteinsmiljø. Utbredelse og mektighetsvariasjon av Loftani grønnsteinen tyder på at det i området i Vaddas-Rieppe var et senter for erupsjon av basaltisk lava. Mektigheten på lavaen avtar derfra både mot NV og SV. Lavaen har strømmet ut på toppen av normale sedimenter, hovedsaklig av pelittisk, men også av psammittisk type. Undre Loftani grønnstein kiler ut i et karbonatrikt konglomerat, og det kan tyde på temmelig strandnære forhold hvor lavaen strømmet ut. Det er sannsynlig dannet i shelf- til rev-type avsetningsforhold (se avsnittet om bergarterenes dannelsesmiljø). Kisforekomstene finnes så på toppen av denne grønnsteinsenheten.

Gill et.al. (1960, s.81) definerer massive sulfidforekomster som malmer med mer enn 60% sulfider og med et større areal enn 140 m^2 (1000 square feet). Sangster (1972, p.11) gir en mer eksakt definisjon og sier at massive malmer bør bestå av minst 50 volumprosent sulfider, som tilsvarer omtrent 60 vektprosent. Arealmessig hører forekomstene i Vaddas-feltet til denne typen, men når det gjelder sulfidinnholdet ligger forekomstene nær og under den nedre grensen. Sulfid-silikat forholdet (volum) ligger på omkring 1:1 i malmene i feltet. At det er så lavt skyldes delvis også den tektoniske påvirkningen. Fragmenter av og "oppmalt" sidesteinen er kommet med i malmen og har på denne måten øket silikatinholdet. Forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet blir til tross for dette i fortsettelsen betraktet som massive kisforekomster.

Definisjonen på en massiv kisforekomst som her er gitt bygger kun på sulfidinnholdet, og det er ikke alltid en vulkanogen kisforekomst. Det som i tillegg til miljøet særpreger de vulkanogene kisforekomstene er et høyt innhold av jernsulfider.

Rundt omkring i verden er det flere steder kjent massive kisforekomster knyttet til vulkanitter, eller etter metamorfose, til grønnsteinsbergarter. Forekomstene synes knyttet til vulkanske ekstrusive bergarter av alder fra langt tilbake i prekambrium og oppover til helt aktualistiske eksempler på forekomster som er under utvikling i dag. Prekambriske kis-

forekomster i Canada er beskrevet av Sangster (1972), og den rikeste av unge forekomster som er funnet er i Atlantis II dypet i Rødehavet hvor de øverste 10 metrene har en gjennomsnittlig gehalt på: 29% Fe, 3.4% Zn, 1.3% Cu, 0.1% Pb og 54 ppm Ag (Bischoff & Manheim, 1969). Tonnasjen er regnet til 83 mill. tonn med denne gehalt.

Tilknytningen til vulkanske ekstrusiver er et signifikant fellestrekk for alle de massive kisforekomstene, som gjelder uansett dannelsesalder. Benevnelsen vulkanogene forekomster, etter vulkanogene sulfidforekomster er gjerne brukt som betegnelse på denne typen forekomster (Sangster, 1972; Hutchinson, 1973; osv.). Vulkanogen brukes i den mening at det er sammenheng mellom slike forekomster og vulkanisme og/eller vulkanske prosesser (Sangster, 1972). Forekomstene i et område sitter gjerne i en bestemt stratigrafisk stilling, innenfor en begrenset bergartsmektighet, eller også langs en bestemt horisont (Sangster, 1972). Malmene i Vaddas-Rieppe feltet har nettopp en slik karakter som beskrevet og ligger i nær samme horisont med meget stor strøklengde.

Formen på vulkanogene sulfidforekomster som ikke er tektonisk påvirket, er oftest rund til oval, og ligger gjerne temmelig nært det sted hvor det antas at løsninger har trengt fram til og på overflaten (Sangster, 1972; Hutchinson, 1973). Enkelte forekomster kan også være dannet litt lengre borte fra det sted hvor løsninger strømmet ut på overflaten, og i mer sedimentære omgivelser (Gilmour, 1971; Hutchinson et.al., 1971). Etter tektonisk påvirkning og fjellkjedefoldning er det gjerne skjedd en utvalsing av forekomstene eller anrikning av sulfider i foldeknær som f.eks. i Killingdal (Rui, 1973). Forekomstene kan da bli stavformede eller linseformede, orientert etter foldeakser eller linjasjoner i bergartene (Vogt, 1952-a). I Vaddas-Rieppe feltet er malmene tynne plateformede linser uten at det er observert tykkere tektoniske anrikninger.

Forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet er kanskje mest sannsynlig av ordovisisk alder som de fleste av forekomstene i de norske kaledonidene. Ingen fossilfunn eller aldersdateringer kan imidlertid stadfeste en slik antakelse av alderen til

grønnsteinen og forekomstene. I verdensmålestokk er de fleste massive sulfidforekomster knyttet til relativt sure vulkanitter som rhyolitter og dacitter (Tatsumi et.al. 1970; Sangster, 1972; Hutchinson, 1973). Spesielt de prekambriske forekomster synes å være knyttet til surere vulkanitter. Forekomstene i kaledonidene hører til en gruppe forekomster som er knyttet til mer basiske vulkanitter. Dette gjelder også for de kypriotiske forekomstene (Constantinou og Govett, 1973) og forekomster på Newfoundland (Upadhyay og Smitheringale, 1972). I Vaddas-Rieppe feltet er grønnsteinene olivinbasalter. Som nevnt sitter de på toppen av Loftani grønnstein i den samme stratigrafiske stilling som hovedvekten av verdens vulkanogene kisleforekomster, enten på toppen av en lavaserie eller i en lavaserie på et sted hvor det har vært et opphold i lavautstrømningen.

Ved dannelsen av de vulkanogene kisleforekomstene tenkes malm-løsningene med tungmetaller å ha vulkansk opprinnelse. Under kisleforekomsten eller i nærheten av denne kan tilførselskanalen eller sonen ofte finnes, og den blir gjerne betegnet rotsonen for forekomsten. En slik rotsone kan klart spores for forekomster som er lite eller intet tektonisk og/eller metamorft påvirket. Det er kjent fra Canadiske prekambriske forekomster (Sangster, 1972), i Troodos massivet på Kypros (Constantinou og Govett, 1973) og fra Japan (Tatsumi et.al., 1970). I rotsonen skjer en omvandling, gjerne prosesser som silifisering, argillittisering og klorittisering, og vanligvis også med avsetning av "stringer ore", men selve den massive forekomsten dannes submarint på eller nær overflaten. "Stringer ore" kan imidlertid også være en økonomisk malm som f.eks. i Kidd Creek, Ontario, Canada. En slik "stringer ore" eller rotsone kan indikere om forekomsten ligger riktig eller invertert, fordi den alltid opptrer i liggbergarten til en forekomst.

I forekomstene i Vaddas-området er det ikke funnet noen slik rotsone som kan være tilførselskanal for malmløsningene. Forekomstene i Vaddas-nivå ligger imidlertid på toppen av Loftani

grønnsteinen, på toppen av en vulkansk erupsjonsserie. De passer altså inn miljømessig og er i samme stratigrafiske stilling som forekomstene som er betegnet som vulkanogene sulfidforekomster.

Ved tektonisk påvirkning av kisforekomster, med påvirkning av skjærkraftpar vil imidlertid en rotsone forstyrres ved differensielle bevegelser og kan trekkes ut til ugjenkjennelighet, og kanskje bare fortsette som en svak sulfidimpregnasjon langs strøket.

Som nevnt har tektonikk og metamorfose visket ut primær struktur og tekstur i Vaddas-malmene. Et par steder er det imidlertid funnet en mineralbånding helt på overgangen mellom malm og sidestein. Alternierende sulfid og magnetittbånd er her funnet som sannsynligvis er en primær struktur. En viss mineralbånding er også funnet i malmen på Loftani og i Stoll A, hvor det er en bånding mellom svovelkis og magnetkis. Båndingen som opptrer med opp mot 5 cm tykkelse er mest sannsynlig ikke primær selv om den er konform med sidesteinen.

De vulkanogene kisforekomstene har ofte ovenpå selve kiskroppen en tynn kappe av en jernsulfid (oksyd)-formasjon, gjerne med lite tungmetaller. Sangster (1973) har beskrevet slike forhold. Det kan også lateralt lengre ute fra forekomsten dannes samme jernformasjon av sulfid eller oksydfacies (Tatsumi et.al., 1970; Hutchison et.al., 1971).

I malmene i Vaddas-Rieppe feltet er det observert en oksydsulfid mineralbånding som mest sannsynlig er primær og skyldes endringer i sedimentasjonsbetingelsene under avsetningen. I selve malmen i Vaddas er det et jevnt fordelt lite (1-2%) innhold av magnetitt. Dette kan ifølge McDonald (1967) være et metamorft produkt fra en omvandling av svovelkis, men her mest sannsynlig fra et primært lite magnetittinnhold i malmen.

En må også spørre seg om malmene kan være hydrotermalt epigenetisk dannet før den tektoniske og metamorfe påvirkning. Momenter som kan tale mot dette er den typiske stratabundne karakter med plassering på toppen av en vulkansk enhet og samtidig konformt over et meget stort areal. Det er litt av et sammentreff av plasseringen av en epigenetisk forekomst ligger nøyaktig i samme stratigrafiske stilling som en vulkanogen syn-genetisk ville ha hatt.

En hydrotermal epigenetisk malmforekomst får gjerne dannet et aureol med hydrotermalt omvandlede bergarter rundt seg. Dette i tillegg til en tilførselskanal hvor det også har skjedd en omvandling. Undersøkelsene har vist at forekomstene i Vaddasnivå ikke har noe slikt aureol av omvandlede bergarter.

Forekomstene i feltet ligger i nærheten av Vaddasgaissagabbroen. En må da spørre seg om gabbroen kunne ha vært en kilde til tungmetallene i forekomstene. Dette betviles imidlertid da det er lite tenkelig at en malm som opptrer så nær gabbroen med den som kilde ville ha fått et Co/Ni forhold som malmene har. Det er ikke kjent noen forekomster av Cu-Ni i tilknytning til Vaddasgaissa hovedgabbroen. Den synes derfor å ha vært svært fattig på Ni og S eller at det snittet en har idag er ugunstig. Noen få steder i mindre gabbrolinser i Øvervatn-området er det derimot noen impregnasjoner med Cu-Ni sulfider. Ni-sulfidene utgjør en stor del av sulfidmineralene og det er tydelig at gabbroen var svovelfattig. Co/Ni-forholdet i Vaddas-Rieppe feltets malmer er alltid høyt. I forekomster av vulkanogen opprinnelse som på Kypros er Co-innholdet stedvis større enn Ni-innholdet (Constantinou og Govett, 1973), men det kan også noen ganger være mer Ni enn Co i malmene. Økende grad av metamorfose vil som tidligere nevnt påvirke Co-innholdet slik at det har tendens til å øke med økende metamorfose. Dette antas delvis å være årsaken til det høye Co/Ni forhold i forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet. For de japanske forekomstene er det funnet et Co/Ni forhold som varierer fra 1:1 til 30:1 (Tatsumi 1970, p.62). Høymetamorfe forekomster har gjerne et enda høyere Co/Ni forhold.

I forbindelse med forekomster som Løkken, Høydal, Sulitjelma, Vaddas og også andre forekomster i kaledonidene og i andre deler av verden, opptrer større kroppar av gabbro eller lava med gabbroid tekstur. Med erfaring fra japanske kisforekomster mener Horikoshi (pers.medd., 1972) at slike gabbroide kroppar ikke nødvendigvis trenger å være intrusive. Det kan være store ekstrusive lavamasser som har dannet lokale lavasjøer på havbunnen og har kunne krystallisere der p.g.a. høyt hydrostatisk trykk. Det er da et diagnostisk trekk at sulfidforekomstene sitter i vulkanitter høyere oppe i stratigrafien over gabbroen.

Dette vil om en bruker samme modellen på Vaddas, medføre at forekomstene og grønnsteinen må være invertert. Undersøkelsene som er gjort i feltet tyder ikke på dette. Puter i grønnsteinen og graderingen av konglomerat under den tyder på at bergarts-serien ligger den riktige veien i lagpakken. Vaddasgaissa-gabbroen har også en intrusiv breksje i SV, vest for Moskodalen og Høgfjellvatn så gabbroen tolkes derfor som en pretektonisk tradisjonelltype intrusiv båndet (layered) gabbro. Vaddasgaissa-gabbroen har ikke vært noen kilde for sulfidforekomster i området. Den synes å ha vært fattig på tungmetaller, eller kanskje først og fremst svovel, og det er ikke kjent Ni-forekomster i forbindelse med gabbroen i det hele tatt.

Over Vaddas-nivå med mineraliseringer er det spredte sulfidforekomster som er betegnet Birtavarre-sonen. Mineraliseringene i Birtavarre er undersøkt av Vokes (1957) og de ligger i et sedimentært miljø i Ankerlia-skiferen (se Pl.1.14). Som spredte mineraliseringer kan denne typen følges mot nord og NØ til Ansagurra på vestsiden av Reisdalen og forekomstene Moskodal, Høgfjellvatn, Indre Gressdal og Røieldalen. Sulfidmineraliseringene opptrer ikke alltid i samme stratigrafiske nivå, men mer innen en sone. Typisk for forekomstene er at de fører svært lite (Vokes, 1957, p.111) eller ingen (Kleine-Hering, 1973) svovelkis. Forekomster høyere enn Vaddas-nivå som ikke er av denne typen, er Stoll I og Øvre Lankavarre. Begge har betydelige mengder svovelkis.

Dannelsen av malmene i Birtavarre-sonen var tolket som hydrotermale (Vokes, 1957, p.174), en oppfatning som senere er endret (Vokes, pers.medd.). Kleine-Hering har akkurat avsluttet sitt mineralogiske arbeid på malmene i Moskodal-Høgfjellvatn. Hans tolkning av dannelsen av disse forekomstene er at de er sulfidinjeksjoner knyttet til Girjegaissa-amfibolitten. Et viktig moment for underbyggelsen av denne teorien er at malmen som er breksiert, har fremmede bergartstyper som fragmenter i seg, også med pyroksen. Det regional bilde av forekomstene i Birtavarre-sonen er at den samme typen malm ikke opptrer bare i Moskodal og ved Høgfjellvatn, men også i Røieldal og Indre Gressdal på NV-siden av Vaddasgaissa-gabbroen. Birtavarre-sonen fortsetter så med spredte forekomster på vestsiden av Reisdalen (Ansagurra) og så

videre sørover til Birtavarre.

At teksturen i malmene kan ligne på teksturen i en Sudbury-malm er nok riktig som påpekes av Kleine-Hering (1973), men elementinnholdet i malmene tyder ikke på at malmen stammer fra et gabbromagma ved at Girjegaissa-amfibolitten er en metagabbro. Eksempelvis dominerer Co-innholdet over Ni-innholdet, forekomstene har gjerne arsenkis som aksessorisk mineral, og et relativt betydelig Bi-tellur-blyinnhold tyder heller ikke på noen magmatisk malm-genetisk sammenheng.

En mer sannsynlig tolkning må være at amfibolittene er meta-vulkanitter. I Birtavarre-feltet er det til og med funnet virkelige putelavaer (Padget 1955, p.33; pers.medd. P.Bøe, 1973). Metavulkanittene eller amfibolitten har små mektigheter i disse områdene. Det synes å være mindre lokale lavaerupsjoner som ble introdusert i et basseng med pelittiske sedimenter. Sulfidforekomstene sitter så i sedimentene i tilknytning til og delvis borte fra vulkanittene.

Malmen i Nedre Nomilolgi anses også å være en breksiert vulkanogen kisforekomst i sedimenter i et vulkanogent miljø. Rieppe-forekomstene ligger heller ikke på toppen av Loftani grønnsteinene, men som en forekomst nede i vulkanittene. Den kjennetegnes med et høyt Zn-innhold, og i den japanske terminologi er denne forekomsten mer lik en Kuroko-type (Horikoshi 1969; Tatsumi et.al. 1970).

Konklusjonen er dermed at forekomstene i Vaddas-Rieppe feltet er premetamorfe og pretektoniske vulkanogene kisforekomster. Metamorfosegraden i malmene er den samme som i bergartene i feltet. Ved metamorfosen og tektoniseringen (durchbewegung) er de primære teksturer og strukturer utvisket. Forekomstene i feltet er stratiforme og konforme, og de ligger på toppen av en tykk olivinbasalt-enhet. Bergartenes dannelsesmiljø og forekomstenes stratigrafiske stilling er den samme som for vulkanogene kisforekomster vidt spredt i alder og plassering rundt omkring i verden. Der disse er lite eller bare middels sterkt tektonisk påvirket, er primære teksturer mulig å tolke. Forekomstene blir tolket som vulkanogene med en hydrotermal tilførsel av tungmetaller fra den vulkanske aktivitet og med avsetning submarint på sjøbunnen. Forekomstene i Vaddas-feltet passer inn i denne genetiske modellen.

LITTERATURREFERANSER FOR DEL I.

=====

- Antun, P. 1967: "Sedimentary pyrite and its metamorphism in the Oslo region". Norsk Geol. Tidsskr. 47, p. 211-236.
- Armitage, A.H. 1972: "The stratigraphy, structure and metamorphism of western Nordreisa, Troms, North Norway". Ph.D.Thesis, Univ. of Wales, 117 pp + figs.
- Barkey, H. ed. 1964: "Malmgeologisk undersøkelse 1962-64, Nordreisa-Oksfjordområdet." Norges Geol. Unders. GM-rapp. nr. 555.
- Barth, T. 1962: "Theoretical Petrology". Wiley & Sons Ltd. Sec. ed., 416 pp.
- Bartholome, P., Katekeshā, F. and Lopez, J.R. 1971: "Cobalt zoning in microscopic pyrite from Kamoto, Republic of the Congo (Kinshasa)". Mineral.Deposita, 6, p. 167-176.
- Barton, P.B. and Skinner, B.J. 1967: In: Barnes, H.L. (Editor), "Geochemistry of hydrothermal solutions." Holt, Rinehart and Winston, New York., N.Y., 670 pp.
- Berthelsen, A. 1970: "Globulith a new type of intrusive structure, exemplified by metabasic bodies in the Moss area, SE Norway". Norges Geol. Unders. nr. 266, p. 70-85.
- Bischoff, J.L. and Manheim, F.T. 1969: "Economic potential of the Red Sea heavy metal deposits. In: Hot brines and Recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag, N.Y. pp. 535-541.
- Bjørlykke, H. og Jarp, S. 1949: "On the content of Co in some Norwegian sulphide Deposits." Norsk Geol. Tidsskr., 28, p. 151-156.
- Bjørlykke, H. og Færden, J. 1956-a: "Rapport over Norsk Bergverks undersøkelses arbeider i Vaddas, Nord-Troms." Norges Geol. Unders. - Bergarkivet nr. 4350, 12.9.1956, 11 sider + 3 bilag.
- Bjørlykke, H. 1956-b: "Notat - vedr. forholdet mellom magnetkis og svovelkis i Vaddas-malmen." Finmark Bergm. embetet arkiv. Rapport av 2.10.1956, 1 side.
- Bjørlykke, H. 1960: "Supergene anrikninger av kopper i våre kisleforekomster." Norges Geol. Unders. nr. 211, p.5-7.

- Bryn, K. 1954: Dagbok fra sommerarbeidene i Vaddas 1954. Finmark Bergm. embetes arkiv, 24 sider.
- Bundrock, G. 1967: "Die Silbererzgänge von Svenningdal." Diplomarbeit, Mainz Universität.
- Cambel, B. und Jarkovský, J. 1967: "Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei." Vydavatel'stvo Slovenskej akademie Vied Bratislava, 493 pp.
- Cambel, B. and Jarkovský, J. 1969: "Geochemistry of pyrrhotite of various genetic types." Univerzita Komenského, Bratislava, 333 pp.
- Carstens, C.W. 1931: "Die Kiesvorkommen im Porsangergebiet." Norsk Geol. Tidsskr., 12, p. 171 - 177.
- Carstens, C.W. 1935: "Zur Genese der Kiesvorkommen des Trondhjem-gebietes." Kgl. N. Vid.Selsk. Skr. nr.11, 40 pp.
- Constantinou, G. and Govett, G.J.S. 1973: "Geology, geochemistry, and genesis of Cyprus sulfide deposits." Econ. Geol. 68, p. 843-858.
- Foslie, S. 1926: "Norges svovelkisforekomster." Norges Geol. Unders. nr. 127, 122 pp.
- Foslie, S. 1933: "The copper deposits of Norway" i "The copper resources of the world." Int. Geol. Congress XVI Sess., p. 605-614.
- Foslie, S. 1938: "Betraktninger over kisforekomstenes dannelse." Norsk Geol. Tidsskr. 17, p.214-216.
- Foslie, S. 1949: "Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jern-mangan-malmer." Norges Geol. Unders. nr. 174, 129 pp.
- Foslie, S. og Strand, T. 1956: "Namsvatnet med en del av Frøydingsfjell." Norges Geol. Unders. nr. 196, 82 pp.
- Færden, J. 1954: "Ad tendensen for kobbergehalt og malmektighet i Vaddas Gruver." Norges Geol. Unders.-Bergarkivet nr. 4359. Rapp. av 25.5.1954, 1 side.
- Færden, J. 1955: "Rapport over det geologiske arbeide ved Vaddas Gruver sommeren 1955." A/S Norsk Bergverks arkiv, Rapp. av 6.9.1955 (Meddelt fra geolog Svinndal).
- Gill, J.E. et. al. 1960: "Symposium on the occurrence of massive sulphide deposits in Canada." CIMM Bull. p.75-98.

- Gilmour, P. 1971: "Strata-bound massive sulfide deposits - A review." *Econ. Geol.* Vol. 66, p. 1239-1249.
- Gjeldsvik, A. 1953: "Kort beretning om Norges geologiske undersøkelses ekspedisjon til Birtavarre gruvefelt i Troms, 1952." *Norges Geol. Unders.* nr. 184, p.184-187.
- Gjelsvik, T. 1968: "Distribution of major elements in the wall rocks and the silicate fraction of the Skorovas pyrite deposit, Grong Area, Norway." *Econ. Geol.* Vol.63, p. 217-231.
- Graff, P.R. 1954: "Dagbok fra sommerarbeidene i Vaddas 1954". Finmark Bergm. embetes arkiv, 17 sider.
- Gustavson, M. 1966: "The Caledonian mountain chain of the southern Troms and Ofoten areas. Part I: Basement rocks and Caledonian meta-sediments." *Norges Geol. Unders.* nr. 239. 162 pp.
- Gustavson, M. 1972: "The Caledonian mountain chain of the southern Troms and Ofoten areas. Part III: Structures and structural History." *Norges Geol. Unders.* nr. 283 (Bull. 11), 56 pp.
- Hedberg, H.D. Ed. 1972: "Introduction to an international guide to stratigraphic classification, terminology, and usage." *Lethaia*, 5, p. 283-295.
- Helland, A. 1899: "Topografisk-statistisk beskrivelse over Tromsø amt." *Norges Land og Folk*, del 1-2, Bd. 19.
- Holtedahl, O. ed. 1960: "Geology of Norway". *Norges Geol. Unders.* nr. 208, 540 pp.
- Horikoshi, E. 1969: "Volcanic activity related to the Formation of the Kuroko-type deposits in the Kosaka district, Japan." *Mineral. Deposita*, 4, p. 321-345.
- Hutchinson, R.W., Ridler, R.H. and Suffel, G.G. 1971: "Metallogenic relationships in the Abitibi belt, Canada: A model of Archean metallogeny." *Canadian Inst. Mining*, 74, p. 106-115.
- Hutchinson, R.W. 1973: "Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance." *Econ. Geol.* 68, p. 1223-1246.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971: "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks." *Canadian Journ. Earth Sci.* 8, 523-548.
- Jøsang, O. 1964: "En mikroskopisk undersøkelse av en del av Røros-malmene." *Norges Geol. Unders.* nr. 228, p. 180-216.

- Kinkel, A.R. 1967: "The Ore Knob copper deposit, North Carolina, and other massive sulfide deposits of the Appalachians." U.S. Geol. Survey prof. paper 558.
- Kleine-Hering, R. 1972: "Vorläufige geologische Beschreibung des Moskodal-Gebietes, Nörd-Troms, Nordreisa Kommune." Intern rapport A/S Bleikvassli Gruber. Rapp. RKH 7204 av 20.3.1972, 7 pp + bilag.
- Kleine-Hering, R. 1973: "Der geologische Rahmen und die Mineralogie der Pyrit-freien, Zinkblendeführenden Kupferkies-Magnetkies-Erzvorkommen des Moskodalen, Nordreisa-Kommune, Troms, Nord-Norwegen - unter besonderer Berücksichtigung der Moskodal Grube." Dr.-Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz, 116 pp.
- Kouvo, O., Vuorelainen, Y. and Long, J.V.P. 1963: "A tetragonal iron sulfide." Am. Minr. 48, p. 511-524.
- Krause, H. 1965: "Contribution to the mineralogy of Norway. No.33, Idaitite, Cu_5FeS_2 , from Konnerud near Drammen." Norsk Geol. Tidsskr. 45, p. 417-421.
- Kullerud, G. 1953: "The FeS-ZnS system, a geological thermometer." Norsk Geol. Tidsskr., 32, p. 61-147.
- Kullerud, G. 1967: "Sulfide Studies" - p. 286 - 321 in Abelson Ed. 1967 "Researches in Geochemistry", Vol.2, 282 pp.
- Lindhøll, I. 1968: "En undersøkelse av et mineralisert område på Kongsfjell, Korgen, Nordland." Dipl. oppgave NTH, 120 pp.
- Lindhøll, I. 1969: "Rapport fra prospekteringsarbeidene i Vaddas-Rieppe området sommeren 1969." Intern rapp. A/S Bleikvassli Gruber. (16.10.69), 14 sider + bilag og tillegg.
- Ljøkjell, P. 1972: "Norske sinkblendetyper - kjemisk sammensetning undersøkt med røntgen-mikroskop. Delrapport I - prosjekt "sinkblendeflotasjon". BVLI, Tekn. rapp. nr. 22/1., 23 pp + 24 bilag.
- Louis, H. 1907: "Statement concerning situation, geology, etc. at Vaddasgaissa." Finmark Bergm. embetes arkiv. Rapp. av 25.10.1907, 9 pp.
- Magnusson, N.H. 1953: "Malmgeologi". Jernkontoret, Stockholm, 439 pp.

- McDonald, J.A. 1967: "Metamorphism and its effects on sulphide assemblages". Mineral. Deposita, 2, p.200-220.
- Neumann, H. 1950: "Pseudomorphs of pyrrhotine after pyrite in the Ballachulish slates". Mineralogical Mag. 29, p. 234-238.
- Nilsen, O. 1971: "Sulphide mineralization and wall rock alteration at Rødhammeren mine, Sør-Trøndelag, Norway." Norsk Geol. Tidsskr., 51, p. 329-354.
- Nilsen, O. and Mukherjee, A.D. 1972: "Geology of the Kvikne Mines with special reference to the sulphide ore mineralization." Norsk Geol. Tidsskr. 52, p. 151-192.
- Norges Geologiske Undersøkelse, 1961. Årbok 1960. Norges Geol. Unders. nr. 213, 272 pp.
- Oftedal, I. 1959: "On the occurrence of tellurium in Norwegian galenas". Norsk Geol. Tidsskr. 39, p. 75-80
- Padget, P. 1955: "The geology of the Caledonides of the Birtavarre region, Troms, Northern Norway. Norges Geol. Unders. nr. 192, 107 pp.
- Page, N.J. 1964: "The sulfide deposit of Nordre Geitryggen Gruve, Folldal, Norway." Norges Geol. Unders., nr. 228, p. 217-270.
- Pantó, G. and Pantó, G. 1972: "Electron-probe check of Fe-distribution in sphalerite grains of the Nagybörzsony hydrothermal ore deposits, Hungary." Mineral. Deposita, 7, p. 126-140.
- Pearson, D.E. 1970: "The structure and metamorphic history of Straumfjord, North Troms, Norway." Ph.D.Thesis. Univ. of Wales, 193 pp + figs.
- Pearson, D.E. 1971: - Se Roberts, D. og Gustavson, M. - 1971.
- Petersen, K. 1870: "Geologiske undersøkelser i Tromsø amt." Kgl. N. Vid.Selsk. Skr. 6.
- Ramberg, I. 1967: "Kongsfjellområdets geologi. en petrografisk og strukturell undersøkelse i Helgeland, Nord-Norge." Norges Geol. Unders. nr. 240, 152 pp.
- Ramdohr, P. 1960: "Die Erzminerale und ihre Verwachsungen." Akademie-Verlag, Berlin, 875 pp.
- Ramdohr, P. 1969: "The Ore Minerals and their Intergrowths." Pergamon Press, Oxford 1969, 1174 pp.

- Randall, B.A.O. 1959: "A preliminary account of the geology of the southern portion of the peninsula of Lyngen, Troms, North-Norway." Upubl. Dr.avhandl., Univ. of Durham.
- Rui, I. 1973: "Structural control and wall rock alteration at Killingdal Mine, Central Norwegian Caledonides." Econ. Geol. 68, p. 859-883.
- Ryghaug, P. 1973: "Skyvedekkenes geologi i Alta-Kvænangen-området. Stratigrafisk del." Upubl. foredrag: Norsk geologisk vinterlandsmøte, Trondheim, Jan. 1973.
- Roberts, D. and Gustavson, M. Ed. 1971: "The Caledonian geology of Northern Norway." Norges Geol. Unders. nr. 269, 330 pp.
- Rumble, D. 1973: "Fe-Ti oxide minerals from regionally metamorphosed quartzites of Western New Hampshire." Contr. Mineral. Petrol., 42, p. 181-195.
- Saager, R. 1967: "Drei Typen von Kieslagerstätten im Mofjellgebiet, Nordland, und ein neuer Vorschlag zur Gliederung der Kaledonischen Kieslager Norwegens." Norsk Geol. Tidsskr., 47, p. 333-358.
- Sangster, D.F. 1972: "Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review." Geol. Survey of Canada, paper 72-22, 44 pp.
- Sarkar, S.C. 1971: "Mackinawite from the sulfide ores of the Singhdhum Copper belt, India." Am.Minr., 56, p.1312-1318.
- Scott, S.D. 1973: "Experimental calibration of the sphalerite geobarometer." Econ. Geol., 68, p. 466-474.
- Scott, S.D. and Kissin, S.A. 1973: "Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300°C." Econ. Geol., 68, p. 475-479.
- Sjøgren, H. 1907: "Berettelse til Sulitjelma AB om befarings av Vaddasgaisa kopparmalmfält." Finmark Bergmesterembetes arkiv. Rapp. av 17.7.1907, 6 pp.
- Sjøgren, H. 1913: "Rapport öfver Vaddasgaisa grufvor." Finmark Bergm. embetes arkiv., Rapp. av 12.2.1913, 10 pp.
- Skjerlie, F.J. og Tan, T.H. 1961: "The geology of the Caledonides of the Reisa Valley area, Troms-Finmark, Northern Norway." Norges Geol. Unders. nr. 213, p.175-196.

- Smith, H.H. 1910: "Rapport öfver Rieppesvarre kisforekomster, Nord-Reisen." Finmark Bergmesterembetes arkiv, Rapport av 13.1.1910, 2 pp.
- Stanton, R.L. 1964: "Mineral interfaces in stratiform ores." Bull. Inst. Min. and Met. nr. 696, p.45-79.
- Strand, G.S. 1971: "En undersökelse av sulfidmineraliseringene i Moallovvarre-Boatkavarre området, Nord-Troms." Diplom 1971, NTH, 72 pp.
- Sugaki, A. and Tashiro, C. 1957: "Thermal studies on the skeletal crystals of sphalerite in chalcopyrite." The Sci. Prep. Tohoku Univ. Ser. III, 5, nr.3, p. 293-304.
- Tatsumi, T. ed. 1970: "Volcanism and ore genesis." Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 448 pp.
- Tempelman-Kluit, D.J. 1970: "The relationship between sulfide grain size and metamorphic grade of host rocks in some strata-bound pyritic ores." Canadian Journ. Earth Sci. 7, p. 1339-1345.
- Tröger, W.E. 1959: "Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I. - Bestimmungstabellen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandl. Stuttgart, 147 pp.
- Upadhyay, H.D. and Smitheringale, W.G. 1972: "Geology of the Gullbridge copper deposit, Newfoundland: Volcanogenic sulfides in cordierite-anthophyllite rocks." Canadian Journ. Earth Sci., 9, 1061-1073.
- Uytenbogaardt, W. and Burke, E.A.J. 1971: "Tables for microscopic identification of ore minerals." Elsevier publ. Comp. 430 pp.
- Vogt, J.H.L. 1920: "Vaddasgaisa malmfelt". Norges Geol. Unders. Bergarkivet, 561, 25.2.20, 22 sider.
- Vogt, Th. 1927: "Sulitjelma feltets geologi og petrografi." Norges Geol. Unders. nr. 121, 560 pp.
- Vogt, Th. 1952-a: "Flowage structures and ore deposits of the Caledonides of Norway." Int. Geol. Congr. 1948, part XIII, p. 240-244.
- Vogt, Th. 1952-b: "Rapport angående Vaddasfeltet". Finmark Bergm.embetes arkiv, Rapp. av 8.9.52, 7 sider + 2 bilag.
- Vokes, F.M. 1957: "The copper deposits of the Birtavarre District, Troms, Northern Norway." Norges Geol. Unders. nr. 199, 239 pp.
- Vokes, F.M. 1958: "Metallogenetic provinces and epochs in Norway." Tidsskr. Kjemi, Bergv. og Met. 4, p.47-55.

- Vokes, F.M. 1961: Supergene alteration of Norwegian sulphide deposits - a query." Norges Geol. Unders. nr. 213, p.197-201.
- Vokes, F.M. 1962: "Mineral parageneses of the massive sulfide ore bodies of the Caledonides of Norway." Econ. Geol. 57, p. 890-903.
- Vokes, F.M. 1963: "Geological studies on the Caledonian pyritic zinc-lead ore body at Bleikvassli, Nordland, Norway." Norges Geol. Unders., nr. 222, 126 pp.
- Vokes, F.M. 1968: "Regional metamorphism of the Paleozoic geosynclinal sulphide ore deposits of Norway." Trans.Inst. Mining Met. Vol. 77, p. B53-B59.
- Vokes, F.M. 1969: "A review of the metamorphism of sulphide deposits." Earth-Sci. Rev. 5, pp.99-143.
- Vokes, F.M. 1971: "Some aspects of regional metamorphic mobilization of preexisting sulphide deposits." Mineral. Deposita, 6, p. 122-129.
- Vokes, F.M. 1973: "Ball texture" in sulphide ores. Geol. F6r. F6rh., 95, p. 403-406.
- Vrålstad, T. 1967: "En mineralogisk og geokjemisk undersøkelse av malmen i Rausand Gruber." Hovedoppgave i Geologi, Univ. Oslo, 91 pp.
- Wager, L.R. 1968: "Rhythmic and cryptic layering in mafic and ultramafic plutons", p. 573-622, 1 Hess, H.H. and Poldervaart: "Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Vol.2. Wiley & Sons, p. 483-862.
- Waltham, A.C. 1968: "Classification and genesis of some massive sulphide deposits in Norway." Trans. Inst. Min. and Met., 77, Nov. 68, p. B153-161.
- Warren, H.V. and Peacock, M.A. 1945: "Hedleyite, a new bismuth telluride from British Columbia, with notes on wehlerite and some bismuth-tellurium alloys." Univ. Toronto Studies, Geol. Ser., 49, p.78-84.
- Winkler, H.G.F. 1967: "Petrogenesis of metamorphic rocks." Springer-Verlag, New York Inc. 2.edition, 236 pp.
- Wontka, H. 1971: "Vorläufiger Bericht zur Kartierungsarbeit im Sommer 1971." Intern rapp. A/S Bleikvassli Gruber, 4 sider + kart.
- Wontka, H. 1972: "Bericht zur Kartierung über den Ostteil des Gebietes Sappen-Birtavarre, Nordreisa." Intern rapp. A/S Bleikvassli Gruber, 5 sider + kart.
- Yund, P.A. and Kullerud, G. 1966: "Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. Journ. of Petrol., 7, p. 454-488.

OVERSIKT OVER FIGURER

DEL I.

Fig.nr.	Innhold	Etter side
1.1	Lokalisering av Vaddas-Rieppe feltet (Kart)	XXV
1.2 a-f	Topografi i Vaddas-Rieppe området (Foto)	XXV
1.3	Olivinkelyfitt i metagabbro, bergart nr.1, (Mikrofoto)	1.7
1.4 a-b	Granatteksturer, bergart nr.3	" 1.7
1.5	Dreiet granat m/inneslutninger, berga.nr.4	" 1.10
1.6	Granatpoikiloblaster, bergart nr.5	" 1.10
1.7	Dreiet amfibolpoikiloblast, bergart nr.6	" 1.12
1.8	Zoisitt-porfyroblaster " "	" 1.12
1.9 a-c	Dreide porfyroblaster: amfibol, zoisitt, granat, berga.nr.9	" 1.16
1.10	Stratigrafisk sammenh. mellom bergartene 10-14 (Skisse)	1.16
1.11a-b	Dreid biotitt og amfibol, bergart nr.10 (Mikrofoto)	1.17
1.12	Glimmerskifer, bergart nr.11 (Skisse)	1.18
1.13	Mikrofoldet glimmerskifer, bergart nr.11 (Mikrofoto)	1.19
1.14	Zoisitt med inneslutninger, bergart nr.12	" 1.19
1.15a-b	Poikilittisk granat og zoisitt, bergart nr.14	" 1.22
1.16	Stratigrafisk sammenh. mellom bergartene 15-21 (Skisse)	1.22
1.17	Tektonisert Vaddas-kvartsitt, bergart nr.15 (Foto)	1.24
1.18	Profil i bergart nr.16 (Skisse)	1.25
1.19	Profil i bergart nr.17	" 1.26
1.20	Gradert konglomerat, bergart nr.18 (Foto)	1.24
1.21	Dreid granatpoikiloblast, bergart nr.18 (Mikrofoto)	1.28
1.22a-b	Kalk-konglomerat, bergart nr.19 (Foto)	1.28
1.23	Puter i undre Loftani grønnstein, b.a. nr.21	" 1.32
1.24	Granattekstur, bergart nr.23 (Mikrofoto)	1.32
1.25	Puter i Øv. Loftani grønnst., bergart nr.24 (Foto)	1.32
1.26a-b	Migmatittisering, bergart nr.25	" 1.40
1.27a-b	Mineralbånding i Vaddasgaissa-gabbroen, b.a.27	" 1.43
1.28a-b	Pegm. i Vaddasgaissa-gabbroen, b.a. 27	" 1.43
1.29	Diallag med hbl.korona berga.27 (Mikrofoto)	1.44
1.30	Magnetitt m/hercynitt-lameller " 29	" 1.44
1.31	Klassifisering av grønnsteinene (Diagram)	1.60
1.32	Idéskisse for foldning av Vaddasgaissa-gabbroen (Skisse)	1.62

Fig.nr.	Innhold	Etter side
1.33a-b	Akseretning for detaljfolder (Schmitt-nett)	1.68
1.34	Sprekkerose for strekn. Vaddas-Rieppe	1.70
1.35	Skjematisk plassering av sulfidforekomstene (Skisse)	1.73
1.36	Preglacial forvitring ved Stoll B "	1.75
1.37	Magnetitt-magnetkis myrmekitt (Mikrofoto)	1.79
1.38a-b	Erstatningsteksturer, py-po-cp "	1.79
1.39	Poikiloblastisk svovelkis "	1.81
1.40	Rullet svovelkispoikiloblast "	1.81
1.41a-b	Sekundær svovelkis i kopperkis og cubanitt "	1.83
1.42a-e	Linjescan og Co-røntgenbilde av svovelkis	1.83
1.43a-b	Myrmekitt cp-silikat og cp-mt (?) (Mikrofoto)	1.89
1.44a-b	Erstatningsteksturer, kopperkis-bornitt "	1.90
1.45	Sammenvoksning, sinkblende-kopperkis "	1.91
1.46	Sinkblendeskjelett i kopperkis "	1.91
1.47	Zn-røntgenbilde av sinkblende	1.91
1.48	Sammenvoksning, Bi-blyglans-magnetkis (Mikrofoto)	1.98
1.49	Cubanitt med murstenstekstur "	1.98
1.50a-b	Mackinawitt i kopperkis "	1.98
1.51	Sammenvoksning magnetitt-ilmenitt "	1.106
1.52a-e	Hemoilmenitt-teksturer "	1.106
1.53	Hemoilmenitt-tekstur (Skisse)	1.106
1.54	Ilmenitt med rutilhalo (Mikrofoto)	1.108
1.55	Arsenkis i blyglans med Bi og hedleyitt "	1.108
1.56a-c	Bi og hedleyitt i blyglans "	1.111
1.57	Plagioklas med hornblendekorona "	1.116
1.58	Antofyllitt med hornblendekorona "	1.116
1.59a-b	Staurolittisering av spinell "	1.120
1.60a-b	Sonering i staurolitt med klorittsone "	1.123
1.61	Mineralsammensetning for malmene (Diagram)	1.125
1.62	Cu-Zn innhold Øvre Nomilolgi "	1.130
1.63	Cu-Zn-Co-Ni fra boring, Øvre Nomilolgi "	1.130
1.64	Cu-Zn-Co-Ni fra boring, " " "	1.130
1.65	Cu-Zn-Co-Ni fra boring, Loftani "	1.130
1.66	Cu-Zn-Co-Ni fra boring, Loftani "	1.130
1.67	Cu-Zn-gehalter i malmene "	1.131

<u>Fig.nr.</u>	<u>Innhold</u>	<u>Etter side</u>
1.68	Zn-histogram, Rieppe	1.133
1.69	Cu-histogram, Rieppe	1.133
1.70	Cu-Zn-gehalter, Rieppe	(Diagram) 1.133
1.71	Cu-histogram, Vaddas gruve	1.134
1.72	Cd i sinkblende og Zn i malmene	(Diagram) 1.136
1.73	Ni-Co-gehalter i malmene	" 1.137
1.74a-b	Sonering i belegg på svovelkis	(Mikrofoto) 1.137
1.75	Korngrenseforhold for hemoilmenitt	(Skisse) 1.146
1.76	Svovelkiskrystaller med kopperkishalo	(Foto) 1.153
1.77a-c	Tekstur i malm, Vaddas-nivå	" 1.153
1.78a-b	Tekstur i malm, Rieppe, Nedre Nomilolgi	" 1.153
1.79a-c	Tekstur i malm, Indre Gressdal	" 1.153

OVERSIKT OVER TABELLER

DEL I.

Tabell nr.	Innhold	Side
1.1	Kjemisk analyse og normberegning, undre Loftani grønnstein	1.34
1.2	Kjemisk analyse og normberegning, øvre Loftani grønnstein	1.40
1.3	Lithostratigrafisk hovedinndeling	1.57
1.4	Co-innhold i svovelkis	1.85
1.5	Edelmetall og As-analyser av Cu-konsentrat	1.91
1.6	Mikrosondeanalyse av sinkblende	1.93
1.7	Fe i sinkblende i forskjellige korndeler	1.96
1.8	Modalanalyse av malm	1.127
1.9	Magnetkis-svovelkisforhold i malmene	1.128
1.10	Cu-Zn forhold for malmene	1.132
1.11	Mineralogi malm-sidestein	1.148

OVERSIKT OVER PLANSJER
 =====

DEL I
 =====

(Eget bind for plansjer)

Plansje nr.	Innhold	Målestokk
1.1.	Tegnforklaring til geologiske kart	
1.2	Oversiktskart over Vaddas-Rieppe feltet	1:100.000
1.3	Geologisk kart: Heindalen-Doaresgaissa	1:10.000
1.4	- " - : Gressdalen-Heindalen	1:10.000
1.5	- " - : Vaddas-Gressdalen	1:10.000
1.6	- " - : Gressdalen-Røfieldalen	1:10.000
1.7	- " - : Vaddas-Rieppe	1:10.000
1.8	- " - : Lankavarre-Rieppe	1:10.000
1.9	- " - : Gæiraskaret	1:10.000
1.10	Geologiske profiler: Vaddas-Doaresgaissa	1:10.000
1.11	- " - : Gæirajavre-Vaddas	1:10.000
1.12	Sedimentær faciesutvikling: Vaddas-Doaresgaissa	1:10.000
1.13	" " : Gæirajavre-Vaddas	1:10.000
1.14	Stratigrafisk korrelasjon, Birtavarre-Strømfjord	
1.15	Geologisk kart Vaddas-Rieppe feltet	1:50.000
1.16	Tektonisk kart Vaddas-Rieppe feltet	1:100.000
1.17	Eksempel på gehaltvariasjoner, Rieppe	1:1000
1.18	Elementmengdekart, Rieppe	1:2000