

NGU-rapport nr. 87.070

Strukturgeologisk undersøkelse i Malm,  
Verran komm., Nord-Trøndelag



# Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eirikssons vei 39, Postboks 3006, 7001 Trondheim - Tlf. (07) 92 16 11  
Oslokontor, Drammensveien 230, Oslo 2 - Tlf. (02) 50 25 00

Rapport nr. <b>87.070</b>	ISSN 0800-3416	Åpen/ <del>XXXXXXXXXX</del>	
Tittel:  <b>Strukturgeologisk undersøkelse i Malm, Verran komm., Nord-Trøndelag.</b>			
Forfatter: <b>T. Thorsnes</b>		Oppdragsgiver: <b>NGU/Nord-Trøndelag Fylkeskomm.</b>	
Fylke: <b>Nord-Trøndelag</b>		Kommune: <b>Verran</b>	
Kartbladnavn (M. 1:250 000) <b>Namsos</b>		Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) <b>Holden 1623-II, Steinkjer 1723-III</b>	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: <b>47</b>	Pris:
		Kartbilag: <b>14</b>	
Feltarbeid utført: <b>15.8.-12.10.86</b>	Rapportdato: <b>22.5.87</b>	Prosjektnr.: <b>1889.00.21</b>	Prosjektleder: <b>R. Boyd</b>
Sammendrag:  <p><b>Strukturgeologiske undersøkelser er utført i Malm-området, for å utrede tektonostratigrafi og tektonometamorf utvikling. Bergartene er delt inn i tektoniske enheter, med grunnfjellsgneiser strukturelt overlatt av metamorfe orto- og paragneiser, grønnsteiner og delvis konglomeratiske sandsteiner. Innen grønnsteinssekvensen, Fosdalsgruppen, opptrer stratiforme båndete jernformasjoner som har dannet grunnlag for gruve drift. Alle enhetene er polyfasalt deformert, og metamorfosert under lav grad forhold. Flere sett normal- og reversforkastninger kutter bergartene, og disse har vertikale bevegelser opptil ca. 600 m.</b></p>			
Emneord	<b>Berggrunnsgeologi</b>	<b>Strukturgeologi</b>	
<b>Tektonikk</b>	<b>Geokjemi</b>	<b>Forkastninger</b>	
<b>Jern</b>	<b>Grønnsteiner</b>		

INNHOLD	Side
1. Innledning	1
1.1 Sammendrag	1
1.2 Tidligere arbeider	2
1.3 Regional geologi	3
2. Feltbeskrivelse	5
2.1 Tektonostratigrafisk inndeling	5
2.2 Granittiske gneiser nord for Hjellebotn	6
2.3 Kalksilikater i Hjellebotn	6
2.4 Heterogene gneiser ved Holden	7
2.5 Granodiorittisk gneis - Folla-fossenheten	11
2.6 Fosdalsgruppen	12
2.6.1 Introduksjon	12
2.6.2 Tektonostratigrafi	12
2.7 Beitstadgruppen	18
3. Deformasjon og metamorfose	21
3.1 Duktil deformasjon	21
3.1.1 Introduksjon	21
3.1.2 Tektonikk	22
3.1.3 Metamorfose	26
3.2 Sprø deformasjon	30
4. Magnetitthorisontene - genese og form	34
4.1 Introduksjon	34
4.2 Genese	34
4.3 Form	40
5. Konklusjoner, og anbefalinger for videre arbeid	43
Referanser	46

TABELLER	Side
Tabell 1 Geokjemi, magnetittmineralisering	38
Tabell 2 Geokjemi, gjennomsnitt av ulike metallførende sedimenter	39

#### FIGURER

Figur 1 Tektonostratigrafisk oversikt, Midt-Norge	3
Figur 2 Tektonostratigrafisk inndeling i Malmområdet	5
Figur 3 Foto av forholdet mellom $S_2$ og $S_3$	25

#### KARTBILAG

87.070-01 Sammenstilling av berggrunnsgeologi	
87.070-02 Berggrunnskart, Grunntjøna	
87.070-03 Berggrunnskart, Holden	
87.070-04 Berggrunnskart, Aunekammen-Malm	
87.070-05 Berggrunnskart, Sundbygdhalvøya	
87.070-06 Tolkning av tektonostratigrafi	
87.070-07 Detaljkart, Holden	
87.070-08 Stereoprojeksjon av $D_1$ -strukturer	
87.070-09 Lengdesnitt mellom Holden og Hjellebotn over utbrutt malm. Ajour pr. 1.1.1983.	
87.070-10 Stereoprojeksjon av $D_2$ -, $D_3$ - og $D_4$ -strukturer	
87.070-11 Prinsippskisse for $D_4$ -refolding av $D_2$ -struktur ved Grunntjøna	
87.070-12 Blokkdiagram for området Holden-Hjellebotn	
87.070-13 Prinsippskisse for utvikling av $D_4$ -struktur mellom Heimholhatten og Malm	
87.070-14 Prinsippskisse for dannelse av malmlinjaler ved foldning	

**STEDSNAVN****UTM-KOORDINATER**

<b>Spildernytangen</b>	<b>69740 710525</b>
<b>Silderklumpen</b>	<b>59140 710240</b>
<b>Hyllvassheia</b>	<b>59320 710395</b>
<b>Svartvassbukta</b>	<b>60000 710600</b>
<b>Rødsin</b>	<b>60525 710860</b>
<b>Sandvatna</b>	<b>69300 719050</b>
<b>Storåsberget</b>	<b>60750 710775</b>
<b>Austernaustvika</b>	<b>61365 711010</b>
<b>Heimholhatten</b>	<b>59550 710330</b>

## 1 INNLEDNING

### 1.1 SAMMENDRAG

På oppdrag fra Nord-Trøndelagsprosjektet er det gjennomført en detaljert kartlegging av en grønnsteinssekvens, Fosdalsgruppen, som er vertsbergart for magnetittmineraliseringer som har gitt grunnlag for gruvedrift i Malm, Nord-Trøndelag, siden 1906.

Undersøkelsene har vist at magnetittmineraliseringene er stratiforme forekomster, knyttet til hydrotermal aktivitet i et vulkansk miljø som antakelig har vært del av en øybue. Magnetittmineraliseringene opptrer i steiltstående, flattstupende malmlinjaler, og er knyttet til ett bestemt tektonostratigrafisk nivå. Foruten grønnsteiner og -skifre, er keratofyrer og ulike vulkanogene bergarter framtreddende, mens klastiske bergarter som marmor bare opptrer i mindre mengder. Tilsammen utgjør disse ett grønnsteinsbelte, som kan følges fra nordenden av Snåsavatn, til Bjugn fjorden ved Ørlandet.

Etter dannelsen ble bergartene foldet kraftig flere ganger ved temperaturer mellom 400-450 grader Celsius, noe som bl.a. er ansvarlig for det steile fallet bergartene har idag. Etter hovedfoldingen, ble bergartene gjennom-satt av forkastninger. Ved Malm går en normalforkastning N-S som har brakt bergartene øst for forkastningen ned ca. 600 m. I tillegg har en rekke NNØ-SSV strykende reversforkastninger brakt bergartene NV for forkastningene opp mellom 100 og 350 m. Det siste stadium i den geologiske utviklingen har vært at bergartene har blitt hevet og utsatt for erosjon, og landskapet slik vi kjenner det i dag er blitt utformet av breer og elver.

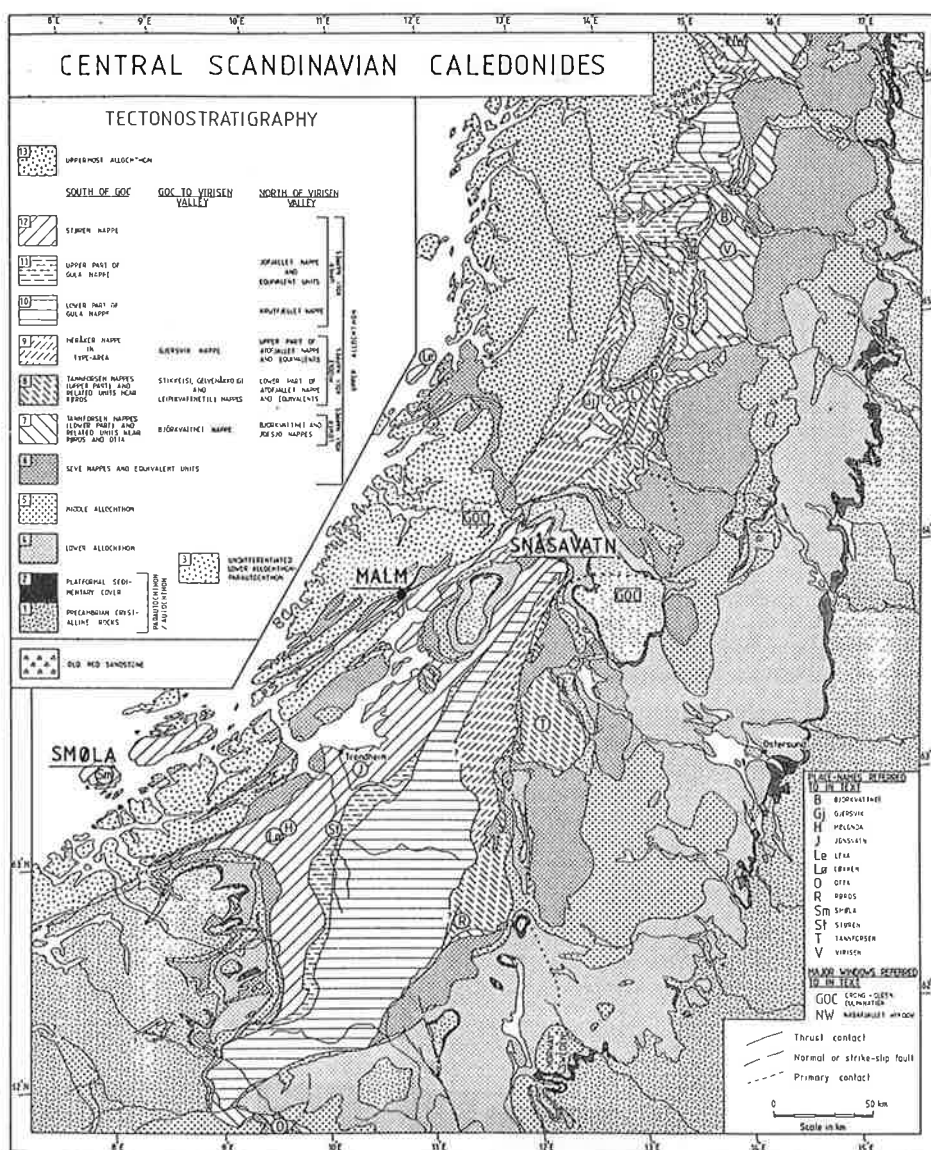
## 1.2 TIDLIGERE ARBEIDER

De første publiserte geologiske undersøkelser av Malmområdet ble gjort av Carstens (1955, 1956, 1960). Han delte områdets bergarter inn i 2 hoveddeler; med et prekambrisk grunnfjell av granitt og gneis, overlatt av kambro-silurske suprakrustaler som består av henholdsvis glimmerskifer (eldst), jernmalmformasjoner (grønnstein, kvartskaratofyr og kalkstein), og en sandsteins- og konglomeratformasjoner (yngst). I sine arbeider gir Carstens en utførlig beskrivelse av forskjellige aspekter ved jernmalms utbredelse, med vekt på stratigrafisk plassering og forkastningstektonikk. En detaljert beskrivelse av de geofysiske prospekteringsmetodene brukt i gruva kan finnes i en artikkel av Logn (1964). I forbindelse med et Ph.D.-studium er de deler av området som ligger innenfor kartblad Steinkjer kartlagt og beskrevet av Tietzsch-Tyler (1983). Han betrakter sandsteins- og konglomeratformasjonen som ett eget dekke, tilhørende Snåsasynformens dekkepakke, mens gneisene og de resterende suprakrustalene er prekambriske. I følge ham er disse to enhetene skilt av en stor, kompleks forkastning som går fra Beitstadsundet til Skogvatnet. Resultatene av dette arbeidet er sammenstilt på en foreløpig utgave av berggrunnskart over Steinkjer (Tietzsch-Tyler & Roberts, 1985).

Området vest for Malm er kartlagt og gitt en kort beskrivelse av Johansson & Møller (1985) og Johansson & Lindqvist (1986), i samband med utarbeidelse av foreløpig berggrunnskart Holden. I likhet med Carstens (op cit.) deler de områdets bergarter inn i en grunnfjells- og suprakrustalserie, der sistnevnte er av kaledonsk alder. Rapportene gir også knappe beskrivelser av deformasjon og metamorfose i området.

### 1.3 REGIONAL GEOLOGI

Forekomstene av magnetittmalm i Malmområdet er knyttet til et 200 kilometer langt grønnsteinsbelte som i følge Roberts (1982) strekker seg fra Smøla i sørvest, nordover til nordenden av Snåsavatn (se figur 1).



Figur 1. Oversikt over tektonostratigrafiske enheter i de sentrale skandinaviske kaledonider (modifisert etter Stephens og Gee, 1985).



Dette beltet befinner seg på den nordvestre sjenkelen av Snåsa-synformen (Carstens, 1956). Grønnsteinene er plassert tektonostratigrafisk i det øvre allokton og korreleres med Støren-dekket av Roberts og Wolff (1981). Sørøst for grønnsteinene i Malmområdet ligger en mektig sandstein/konglomerat-sekvens, som av Carstens (1956) ble antatt å tilhøre Øvre Hovin-gruppen. I følge Tietzsch-Tyler (1983) utgjør denne sekvensen ett eget dekke, som ligger med forkastningskontakt mot det omtalte grønnsteinsbeltet, og med skyvekontakt mot de underliggende dekkene langs sørøstgrensen. Denne sekvensen tynner ut nordøstover, og grønnsteinene bringes i kontakt med Snåsakalksteinen, som har en undre til midtre ordovisisk gastropodfauna. Denne ligger stratigrafisk under, og er altså eldre enn grønnsteinene (Springer-Peacey 1964). Nordvest for grønnsteinsbeltet er der en sone med amfibolitter og glimmerskifre, som ligger over grunnfjelllets granitter og gneiser.

Den strukturelle mektigheten til amfibolitt/glimmerskifer-enheten varierer sterkt. Sekvensen er metamorfosert under amfibolitt facies forhold, og deler av den korreleres av Johansson & Møller (1985) og av Roberts & Wolff (1981) med Guladekket.

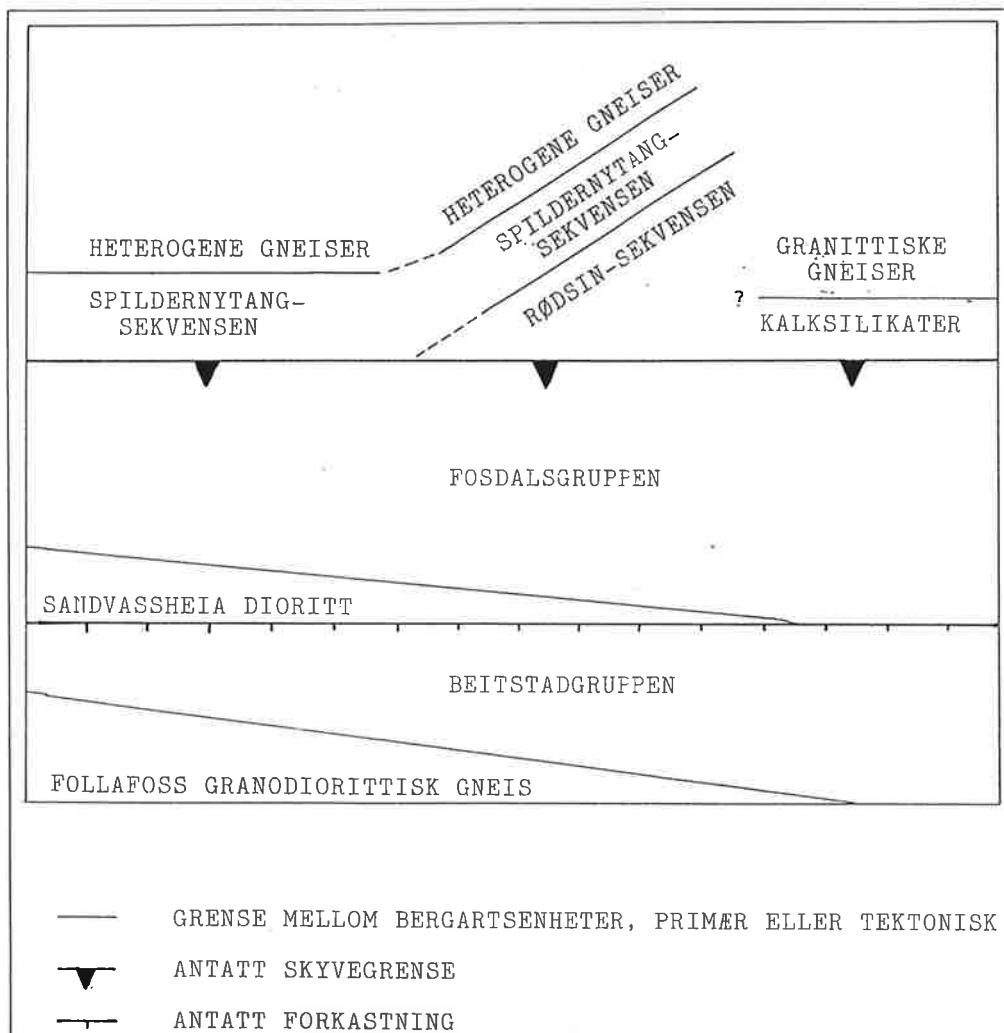
Grunnfjellet nordvest for disse enhetene består av heterogene gneiser som delvis er migmatittiske. Sammensetningen varierer sterkt, fra granittisk til basisk med ultramafiske inklusjoner (Johansson & Møller 1985). Grunnfjellet hører til Veststrandens gneiser (Kjærulf 1871), og radiometriske undersøkelser av alderen på metamorfosen i Surnadals- og Kristiansunds-distriktet har gitt Svecofenniske aldre (Pidgeon & Råheim 1972; Råheim, 1977). Bergartene i Snåsasynformen gjennomgikk deformasjon og metamorfose i sen-silurisk/tidlig devonsk (skandisk) tid, men enkelte enheter, slik som Gula-dekket, kan også ha gjennomgått tidlig ordovisisk (Finnmarkisk) orogenese (Roberts & Wolff, 1981).

## 2 FELTBESKRIVELSE

### 2.1 TEKTONOSTRATIGRAFISK INNDELING

Bergartene i det undersøkte området kan deles inn i en rekke enheter ut fra rent litologiske kriterier.

I figur 2 vises, ett forslag til en tektonostratigrafisk inndeling av disse enhetene, som danner grunnlag for organiseringen av feltbeskrivelsen. Det må imidlertid understrekes at kartlegging i de nordlige deler kun har vært av rekognoserende karakter, og at inndelingen her derfor sannsynligvis må modifiseres.



Figur 2. Forslag til tektonostratigrafisk inndeling i Malmområdet.

## 2.2 GRANITTISKE GNEISER NORD FOR HJELLEBOTN

De granittiske gneisene er vel blottet i veiskjæringer langs veien Hjeltebotn-Namdalseid (bilag 01). Gneisen er rødlig, heller massiv og ensartet, og kornstørrelsen varierer fra middels til grov.

Mineralogisk består den av rødlig kalifeltspat, kvarts, plagioklas, og mindre mengder glimmer.

Ved kontakten (61300 711270) mot den overliggende amfibolitt/kalksilikat-sekvensen opptrer 10-30 cm tykke bånd av amfibolittisk materiale, konkordant med grensen og bånding/foliasjon i amfibolitt/kalksilikatsekvensen.

## 2.3 KALKSILIKATER I HJELLEBOTN

Denne sekvensen kan i Hjeltebotnområdet grovt deles inn i 3 bergartstyper:

- båndet mørk grønn amfibolittisk bergart (bma)
- båndet kalkholdig skifer (bks)
- lys grågrønn glimmerskifer (lgs)

Strukturelt kan sekvensen representeres slik:

### GRANITTISK GNEIS (KAP. 2.2) NORD

---

bma (100 meter)  
bks (150 meter)  
lgs (150 meter)  
bma (300 meter)

---

### FOSDALSGRUPPEN (KAP. 2.6) SØR

---

BMA er en båndet bergart, der mørke soner med grov- til middels-kornet hornblende + plagioklas +- granat (mindre enn 1 cm), veksler med grå eller

rosa bånd som er finkornete til pegmatittiske og av kvartsfeltspatisk sammensetning. Båndingen opptrer på skala 0.1-1.0 meter, og vanligvis utgjør de mørke båndene 50-90 % av bergarten.

BKS er middelskornet, lys grå til lys grønn, med hyppige 2-3 cm tykke bånd av mer kalkrikt materiale som vitrer lettere enn resten av skiferen. Mineralogisk er den bygget opp av lys glimmer + plagioklas + kalkspat + epidot/klinopyroksen +- granat +-kvarts.

LGS er lys grågrønn, stort sett ensartet, men med tilløp til bånding enkelte steder. Skiferen er fin- til middelskornet, og ser ut til å bestå av lys glimmer + plagioklas + kvarts. I tillegg opptrer biotitt og nålformet aktinolitt som porfyroblaster på skifrihetsplan.

#### 2.4 HETEROGENE GNEISER VED HOLDEN

Bergartene nord for Fosdalsgruppen er studert relativt nøye av Johansson & Møller (1985) og Johansson & Lindquist (1986) i Holdenområdet (bilag 01), og det vil bli tatt utgangspunkt i deres undersøkelser.

Hovedtyngden av bergartene utgjøres av gneiser, som kan deles inn i fire typer:

- rød migmatittisk gneis
- basisk gneis, med linser av ultramafitt
- grå biotittrik gneis
- stenglig granittisk gneis

I tillegg opptrer en 100-150 meter bred "kontaktsonen mellom dekkebergarter og grunnfjell"; dvs. mellom stenglig granittisk gneis og Fosdalsgruppen på SSØ-siden av Spildernytangen (69740 710525) (bilag 03).

Den stenglige granittiske gneisen blir gradvis sterkere deformert mot denne "kontaktsonen" (Johansson & Møller 1985).

Egne undersøkelser bekrefter at den stenglige granittiske gneisen på Spildernytangen ca. 0-200 meter fra "kontaktsonen" har en velutviklet planfoliasjon, uttrykt ved:

- parallellorientering av ikke-ekvidimensjonale mineralkorn
- konkordant bånding, enten ved vekslende forhold mellom kvarts, feltspat og mørke mineraler, eller ved variasjon i kornstørrelse fra meget finkornet til middelskornet
- konkordante (på 10 meter skala) basiske flak, 0.1 - 1.5 m tykke

De basiske flakene er middels- til grovkornede, ofte feltspatfyriske, med grunnmasse av hornblende + feltspat + biotitt og andre mineraler.

Hornblende og prismatisk feltspat danner ofte en flattliggende mineral-lineasjon, mens foliasjon ikke er så vel utviklet.

På 10 cm skala kan de basiske flakene ha diskordante kontaktrelasjoner mot den granittiske gneisen, idet de basiske flakene har små, uregelmessige utløperesom tildels kutter båndingen i gneisene. Teksturen i de basiske flakene likner primære strukturer som man finner i udeformerte basiske intrusiver, og sammenholdt med de diskordante kontaktrelasjonene, virker det rimelig å anta at flakene representerer basiske, dels porfyriske ganger som har intrudert den granittiske gneisen, og som siden har blitt deformert og metamorfosert.

Omtrent 5-7 kilometer VSV for Spildernytangen, på Silderklumpen (59140 710240) og Hyllvassheia (59320 710395) opptrer bergarter i strøkforlengelsen av de stenglige granittiske gneisene. Ett profil (59225 710360 - 59345 710330) ble undersøkt, og viste seg i sin helhet å bestå av ensartede, middelskornede, svakt folierte granitoider, av antatt granittisk/ granodiorittisk sammensetning. Som ved Spildernytangen er der en vel utviklet minerallineasjon, definert av foretrukken orientering av feltspat, som faller mot ØNØ. Derimot finnes det ingen basiske flak/ganger. Ut fra de foreliggende data, er det ikke mulig å si om de stenglige granittiske gneisene og folierte granitoidene tilhører samme kompleks, eller om f.eks. granitoidene har intrudert den stenglige granittiske gneisen før begge gjennomgikk en sen, felles fase av deformasjon.

SSØ for de folierte granitoidene, ved Hyllvatnet (59345 710330), opptrer en ca. 20 meter tykk sone med lyse, finkornede skifrige, kvartsfeltspatiske bergarter av antatt metasedimentær opprinnelse. Disse kan følges diskontinuerlig (Johansson pers. komm. 1986) til Spildernybukta, videre til nord-

siden av Svartvassbukta (60000 710600), og antakelig så langt øst som til nordsiden av Rødsin-sjøen (60525 710860) hvor lignende bergarter er blottet. Denne korrelasjonen støttes av flyfototolkninger. Dette er den såkalte "kontaktsonen" (Johansson & Møller 1985). På Spildernytangen har sekvensen en strukturell mektighet på ca. 100-150 meter, inkludert en ca. 10 meter tykk gråhvit, middels-til grovkornet, båndet marmor som ligger mot Fosdalsgruppen S for kontaktsonen.

Hovedtyngden av sekvensen utgjøres av granat-magnetittskifer, som er lys grå til lys grønn, finkornet, med kvarts + feltspat + lys glimmer +- granat +- magnetitt. Skiferen har et linseaktig utseende som skyldes to gjennomsettende kløv ( $S_1$  og  $S_3$ ) med assosiert trykkoppløsning og vekst av lys glimmer og/eller kloritt, som krysser hverandre med ca. 10 grader. I tillegg til granat-magnetittskiferen opptrer 10-50 cm brede bånd av lys grå til lys brune, middelskornede psammittiske bergarter med kvarts, feltspat og lys glimmer.

I likhet med den stenglige granittiske gneisen, finnes en rekke 0.1-1.5 meter tykke boudinerte, dels porfyriske basiske flak i linseskifer/psammitt/marmor-sekvensen. Som i gneisen, er det rimelig å anta at disse representerer deformerte og metamorfoserte basiske ganger. Vekslingen mellom granat-magnetittskifer og sandige bergarter, og assosiasjonen med marmor, gjør det rimelig å anta at sekvensen er av suprakrustal opprinnelse, og ikke representerer f.eks. mylonittiserte grunnfjellsbergarter. Granater, enten i form av spredte porfyroblaster, eller som 0.5-1.0 cm tykke matter (opptil 20-30 cm lange), forekommer hyppig i sekvensen, mens granater er meget sjeldne i den overliggende Fosdalsgruppen (se kap. 3.1.3) for en mer utførlig beskrivelse av metamorfosen). Dette, sammen med litologiske forskjeller og tektono-stratigrafiske forhold ved Rødsin (se neste avsnitt), gjør at assosiasjonen av linseskifer/psammitt/marmor skilles ut som en egen suprakrustal enhet, og den vil heretter bli kalt Spildernytang-sekvensen.

Som nevnt ligger Fosdalsgruppen direkte over Spildernytang-sekvensen ved Holden. Dette er imidlertid ikke tilfellet ved Rødsin 7 kilometer Ø for Holden, og videre østover.

Mellom grønnsteinene og Spildernytang-sekvensen i Rødsin-området ligger en ca. 500 meter bred udifferensiert sekvens av massive, middels- til grovkornede

båndete sure gneiser, vekslende finkornede sure og basiske bergarter, og marmor. Flyfototolkninger indikerer at sekvensen tynner mot VSV (Holden), og vider seg ut mot ØNØ (Hjellebotn).

Siden enheten litologisk skiller seg fra Spildernytang-sekvensen og Fosdalsgruppen, vil den bli gitt ett eget navn; Rødsin-sekvensen.

## 2.5 GRANODIORITTISK GNEIS - FOLLAFOSSENHETEN

Denne gneisen er vel blottet langs nordsiden av Beitstadfjorden. Grensen til sandstein/konglomerat-sekvensen (Beitstad-gruppen) er imidlertid ikke kartlagt, og bergarten er derfor ikke tatt med på 1 : 50000-kartet (bilag 01).

Mineralogisk består den av plagioklas + kvarts +- alkalifeltspat + lys glimmer + kloritt + kalkspat + titanitt. Når den er lite deformert, er den middels- til grovkornet, jevnkornet, ensartet, massiv, lys grå til lys grønn og med ett klart intrusivt preg.

I sterkere deformert tilstand utvikles det tynne mørke bånd og/eller feltspatøyne. De tynne båndene er 0.1 - 1.0 mm tykke, opptrer vanligvis med 0.5 - 2.0 cm mellomrom, og danner gjerne ett anastomerende mønster.

Tynnslipsstudier viser at lys glimmer er hovedmineralet i sonene; i tillegg kommer kloritt, kalkspat og epidot.

Feltspatøynene har form av utdradde spindler, med omkrets 0.3 - 1.0 cm og lengde 2-5 cm. De er oftest omgitt av tynne glimmerfilmer.

Deformasjonsmekanismene bak dannelsen av disse strukturene i gneisen er ikke studert i detalj, men det kan antydes at utviklingen av de anastomerende glimmersonene er relatert til skjærbevegelser konsentrert i soner, mens feltspatøynene er resultat av mer jevnt fordelt strekning.

I særlig kraftig deformerte soner får gneisen ett båndet preg, hvor det i soner er tegn på nedknusing og rekrytallisasjon av gneisen, ledsaget av utvikling av glimmerrike lamina og utdradde feltspatøyne.

Ett interessant trekk ved gneisens deformasjonshistorie er at det overliggende konglomeratet (for nærmere beskrivelse, se kap. 2.7) har boller av granodiorittisk gneis hvor foliasjonsutviklingen varierer fra sterk til nesten fraværende. Tynnslipsstudier av 2 av disse bollene, og av gneiskomplekset viser nærmest identiske teksturer. Det er derfor sannsynlig at konglomeratet ble avsatt oppå gneisen etter at denne hadde blitt deformert.



## 2.6 FOSDALSGRUPPEN

### 2.6.1 INTRODUKSJON

Fosdalsgruppen er undersøkt i området fra Sandvatna i vest (69300 719050) til Hjellebotn i øst (bilag 01).

Den er med få unntak dårlig blottet, og det er derfor benyttet en relativt grov bergartsinndeling. Sekvensen er sterkt deformert, og primære strukturer, med noen få mulige unntak, er utvisket. Dermed har det ikke vært mulig å finne opp-ned indikatorer, og sekvensen presenteres derfor som en tektonostratigrafi. Det vil bli tatt utgangspunkt i området rundt Holden, da sekvensen er best blottet og mest fullstendig her. I tillegg vil det bli lagt vekt på å beskrive laterale variasjoner.

For å forenkle framstillingen, er det laget et diagram (bilag 06) som viser en tolkning av tektonostratigrafien. Fosdalsgruppen er her delt inn i fire enheter, A til D, som det vil bli referert til.

### 2.6.2 TEKTONOSTRATIGRAFI

Tektonostratigrafisk lavest i Fosdalsgruppen, dvs. lengst mot nordvest, ligger en "grågrønn heterogen skifer" (enhet A) som er anslagsvis 150-200 m tykk (strukturell mektighet). Den kan følges diskontinuerlig fra Hyllvatn i vest, til Svartvassbukta i øst (se bilag 01).

Bergarten er lys grå til grågrønn, finkornet, og med bånding på mm- eller cm-skala. Båndene er delvis uregelmessige, og disse representerer sannsynligvis utdradde fragmenter av bergarter. I en prøve, SP-2a, er fragmentene 0.3 - 4.0 cm i omkrets, og opptil 10 - 15 cm lange. De er kantete, med prismatisk plagioklas opptil 2 mm i finkornet grågrønn grunnmasse. Disse fragmentene ligger i en finkornet, mørk grønn biotittrik matriks.

Det er nærliggende å tolke bergarten som et vulkanogent produkt, f.eks. et agglomerat.

Et karakteristisk trekk ved bergarten er xenoblastiske til sub-idioblastiske svarte hornblendeporfyroblaster på opp til ett par mm, som opptrer både i fragmenter og matriks. Disse vitrer ut i forhold til bergarten forøvrig, og gir den et "prikkete" utseende.

Det er vanskelig å skille grunnmassens mineraler fra hverandre i håndstykke, men mikroskopstudier viser at skiferen består av finkornet, xenoblastisk hornblende, plagioklas, biotitt, epidot, samt mindre mengder kloritt og kvarts.

Strukturelt over, dvs. sør for, den grågrønne heterogene skiferen, ligger en "lys skifer og tuffitt" (enhet B) med en strukturell mektighet på anslagsvis 200 m. Skiferen er kartlagt fra Hyllvatnet til Svartvatnet, hvor den forsvinner i overdekket terreng. Liknende bergarter, men med en rekke grønnsteinsbånd, finnes på tilsvarende strukturelt nivå lenger øst mot Malm. Skiferen er lys grå på vitrede flater, mørk grå i friske brudd, finkornet og oftest båndet eller laminert. Ett spesielt trekk ved bergarten er små epidotknoller, i størrelse mellom 1-10 mm, som gir skiferen et "ruglete" utseende. Unntaksvis kan en se rester av feltspat i kjernen av epidotknoller, og delvis omdannet prismatisk feltspat. Dette indikerer at epidotknollene stammer fra omdanning av feltspatkrystaller.

I tillegg kan det opptre hornblendeporfyroblaster opptil 1 mm. Grunnmassen i skiferen består av finkornet, xenoblastisk plagioklas, epidot, hornblende, kloritt, biotitt og kvarts.

Strukturelt over ligger en ca. 150 m tykk (strukturell mektighet) sekvens med grågrønne, båndete skifre som kiler ut mot vest over en strekning på 1500 m (se bilag 03). Denne bergarten er så lik den grågrønne heterogene skiferen som tidligere er beskrevet at det ikke er nødvendig med en egen beskrivelse.

Sør for denne igjen ligger en 150-250 m mektig sekvens med dels porfyriske grønnsteiner og grønnskifre (enhet C). I denne sekvensen finner en også en linse med grågrønne skifre, ca. 70 x 700 m.

Grønnsteinene og grønnskifrene er finkornede, lys til mørk grønne, massive eller båndete, og har ofte plagioklaskrystaller opptil 2 mm som antakelig representerer primære fenokrystaller. Grunnmassen består av xenoblastisk til sub-idioblastisk kloritt, plagioklas, hornblende, biotitt, opake mineral (antakelig hovedsaklig magnetitt) og kvarts. Tynne marmorbånd finnes enkelte steder. Pga. lav blotningsgrad har det ikke vært mulig å skille bergartene i kartleggbare enheter.

Denne grønnstein- og grønnskifersekvensen er lateralt meget utholdende. Den er kartlagt fra Sandvatna i vest, til Hjellevotn i øst, over en distanse på ca. 20 km (bilag 01).

Neste horisont er en heterogen sekvens med lyse skifre, kerato-fyrer, grønnsteiner, og magnetitthorisonter (enhet D). Som det vil fremgå av bilag 06, er det betydelige laterale variasjoner innen denne enheten. Lengst i vest, ved Sandvatna, dominerer lys skifer og tuffitt som likner mye på den som er beskrevet tidligere. Riktignok finnes en kile av grågrønn heterogen skifer, men dette utgjør bare mindre deler. I Holden-området er sekvensen ca. 250 m tykk. Her opptrer en ca 20-50 m mektig keratofyr, som blir opptil 300 m tykk østover.

Keratofyrene er lysgrå til lys rosa i håndstykke, og står oftest opp i terrenget som rygger. På blotningsskala opptrer de konkordant med omgivende bergarter. Unntaksvis sees en diffus bånding som kan representere primær lagning.

Karakteristisk for keratofyrene er at de har plagioklasfenokrystaller opp til 1-2 mm i en meget finkornet grunnmasse av kvarts, feltspat og mindre mengder kloritt, epidot og erts.

Tynnslipstudier viser at plagioklasfenokrystallene har ett An-innhold tilsvarende oligoklas (optisk bestemt ved Michel-Levy metoden). Krystallene er ofte brutt opp, med alle overganger fra injeksjon av grunnmassen i sprekker, til fullstendig fragmenterte krystaller. Foreløpige geokjemiske studier viser at keratofyrene har en rhyolittisk sammensetning. Felt-observasjoner og mikroteksturer indikerer at hovedmengden av keratofyrene representerer ekstrusive bergarter.

Fra Vasslivatnet (60550 710690) og østover kommer det inn en opptil 300 m mektig grønnsteinssekvens (se bilag 01). I likhet med grønnsteinen beskrevet over, har det ikke vært mulig å skille ut kartleggbare enheter innenfor denne.

I Holden-området er denne heterogene sekvensen godt blottet, inkludert magnetitthorisontene. I tillegg er kontakten mot dioritten vel blottet. Det

vil derfor bli gitt en nærmere beskrivelse av dette området.

Bilag 07 viser et detaljkart over sørøstre deler av Holden, med særlig oppmerksomhet rettet mot de nordlige deler av den heterogene sekvensen. Den tektonostratigrafiske loggen viser ett profil over den delen hvor magnetitthorisonter ligger. Karakteristisk er vekslingen mellom horisonter av feltspat-fenokrystførende keratofyr, grågrønne tildels meget finkornede, båndete tuffitter og massive magnetitthorisonter med tynne lag av meget finkornet tuffitt. Magnetitthorisontene er blåsvarte hvis de er friske, ellers rustne. Hvis de er dypt vitret, splitter de gjerne opp i cm-tykke lag.

Det er viktig å merke seg at magnetitthorisontene er tosidige, dvs. at de er omgitt av ulike bergarter. Dette betyr at det er flere horisonter, og ikke en som er repetert ved eksempelvis folding.

Sør for dette ligger den omtalte, kartleggbare keratofyren som kan følges med rimelig sikkerhet til Hjellebotn. Sammen med grønnsteinene og grønnskifrene nord for den heterogene sekvensen, er det derfor mulig å fastslå hvor i tektonostratigrafien en kan vente å finne magnetitthorisonter over hele det kartlagte området.

Den tektonostratigrafiske kontrollen som detaljkartleggingen har gitt muliggjør en vurdering av sammenhengen mellom mektighet og utbredelse til magnetittmineraliseringene og (tektono)stratigrafisk utvikling innen Fosdalsgruppen.

Som nevnt innledningsvis, er sekvensen så sterkt deformert at opp-ned indikatorer ikke kan finnes, og det er derfor ikke mulig å si noe om hvilken vei som er stratigrafisk opp. Det eneste en kan fastslå ut fra kartleggingen er at den tektonostratigrafiske sekvensen er kontinuerlig - det er ingen store repetisjoner. Dette er imidlertid meget viktig, fordi det betyr at tektonostratigrafien reflekterer en opprinnelig stratigrafi, uavhengig om denne ligger rett vei opp, eller er invertert. Ser en på 1:50000-kartet (bilag 01), eller bilag 06 som viser en tolkning av den (tektono)stratigrafiske utviklingen, er det klart at det er viktige laterale variasjoner. I Holdenområdet hvor magnetitthorisontene er betydelig tynnere enn mellom Fosdalen og Hjellebotn, ligger en mektig "lys skifer og tuffitt"-horisont med en tynn keratofyr. Østover mot Fosdalen blir denne

keratofyren langt mektigere, og mer differensiert, ved at en også får inn en gulrosa keratofyr med grønnsteinsbånd. Øst fra Aunekammen dukker det opp en grønnsteinshorisont som raskt blir tykkere, allerede ved Storåsberget 4 km øst fra hvor den dukker opp (60750 710775), har den en strukturell mektighet på anslagsvis 300 m.

Grovt sett korresponderer denne (tektono)stratigrafiske utviklingen med mektigheten til magnetitthorisontene. Det er derfor naturlig å foreslå at det er en direkte eller indirekte sammenheng.

En mulig modell, som kan forklare disse trekkene, er at Fosdals-området representerer ett snitt relativt nær et aktivt vulkansk område, mens Holden-området representerer en mer distal utvikling. Tilknyttet et slikt aktivt område, er det naturlig å finne en konsentrasjon av hydrotermal virksomhet, som kan være opphavet til magnetittmineraliseringene.

En måte å teste en slik hypotese på, kunne muligens være å utføre geokjemiske analyser av magnetittmineraliseringer over hele området, fra Hjellebotn i øst, til Sandvatna i vest. Dermed kunne en se om det finnes geokjemiske trender som ved sammenlikning med resente og/eller mer veldokumenterte miljø kunne indikerere det paleotektoniske miljøet (for en mer utførlig diskusjon av mulige dannelsesmiljø for Fosdalsgruppen og magnetittmineraliseringene, se kap. 4.2).

#### KONTAKTFORHOLD MOT SANDVASSHEIA DIORITT

Kontakten, eller snarere kontaktsonen mot Sandvassheia-dioritten er godt blottet sør for demningen, i et uttørket elveleie (60020 710470). Den heterogene tuffitten vekslers mellom finkornede, båndete lys grå tuffitter med epidotknoller, og mer basiske tuffitter med hornblende som graderer over mot grønnskifre. Disse fører gjerne små feltspatfenokryster. I tuffitten finnes 0.5 - 1.0 m tykke bånd med bergarter som likner dioritten. Grensene er imidlertid konkordante, og det er ikke mulig å fastslå om dette eventuelt er ganger fra dioritten, eller om det er et resultat av tektonikk.

Dioritten er middels- til finkornet, jevnkornet, og foliert i sonen inn mot tuffitten. Hovedmineralene er plagioklas, hornblende, biotitt og kloritt. Plagioklas, og delvis hornblende er opptil 1-2 mm, og svakt flattrykte. Inn

mot kontakten, hvor dioritten virker sterkest deformert, er det ikke opplagt hva som er dioritt, og hva som tilhører den heterogene tuffittsekvensen. Dette kompliseres ytterligere av små forkastninger med bevegelse opp til 1 m som kutter kontaktsonen med lav vinkel. Noen av grønnskifrene i tuffitt-sekvensen, ca. 10 m nord for sikker dioritt, er meget finkornede, massive og med en svak foliasjon synlig i håndstykke. Uregelmessige, 0.1 - 3 mm tykke mørke grå årer kutter den svake foliasjonen. Kornstørrelsen og den svake foliasjonen kunne antyde at det dreier seg om kontaktmetamorfosert grønnstein. Tynnslipsstudier viser imidlertid tett med elongerte porfyrklaster av plagioklas og antakelig zoisitt i matriks av meget finkornet biotitt, plagioklas og underordnede mengder kloritt. Sammen med elongerte aggregat av leucoxen? og biotittflak defineres en mylonittisk foliasjon. Denne skjæres, med en vinkel på ca. 10 grader, av en ca. 2 mm tykk kataklastisk sone med meget finkornet, grålig matriks og rundete porfyrklaster av hovedsaklig plagioklas. Denne sonen kuttet av mikroforkastninger med bevegelse 0.1 - 2 mm. Disse forkastningene skjæres av de uregelmessige årene, som består av ca. 90 % biotitt så finkornet at det er vanskelig å skille kornene selv ved 500 x forstørrelse, og ca. 10 % med rundete korn av hovedsaklig plagioklas og zoisitt. En tolkning av dette slipet leder til følgende historie:

- dannelselse av mylonittisk foliasjon, muligens relatert til bevegelse langs kontakten mot dioritten
- dannelselse av tynne kataklastiske soner
- mikroforkastninger
- injeksjon av uregelmessige årer, som muligens kan representere pseudotachylitter relatert til forkastninger

Det er verdt å merke seg at dette er det eneste slipet hvor det er observert slike deformasjonsstrukturer. Det er vanskelig å si med sikkerhet hvor stor betydning dette har for tolkningen av kontakten, men det er i hvert fall sikkert at bergarten hverken er svakt deformert eller viser observerbare tegn på kontakt-metamorfose.

Ut fra feltmessige kriterier er det derfor ikke mulig å avgjøre om kontakten er intrusiv eller tektonisk. Liknende bergartsassosiasjoner opptrer imidlertid på Smøla, hvor forholdet er klart intrusivt (Gautneb 1987). Dette taler for at kontakten er en tektonisert intrusivkontakt.

Dioritten er ikke studert i detalj, men kontaktene mot grønnsteins- og sandstein/konglomerat-sekvens er kartlagt, som vist på bilag 01. Dette viser at dioritten blir tynnere mot NØ, og den er ikke funnet øst for Malm.

## 2.7 BEITSTADGRUPPEN

Beitstad-gruppen, slik den er definert av Tietzsch-Tyler (1983), omfatter polymikte konglomerater og grønne sandsteiner. På kartblad Steinkjer (Tietzsch-Tyler & Roberts 1985) øst for Malm, ligger gruppen med forkastningskontakt mot det såkalte Hjellebotnkomplekset (Fosdalsgruppen og kalksilikat-sekvens i denne rapporten) i nordvest, mens øst- og sørøstgrensen mot Snåsavatngruppens kalksteiner og grønnsteiner er tolket som en skyvekontakt. Berggrunnskartet over Norge 1 : 1 million (Sigmond et al. 1984) indikerer at gruppen opptrer sammenhengende fra Malmområdet til Stjørnfjorden ved Trondheimsfjordens utløp, hele tiden begrenset av skyvekontakter.

I Malmområdet ligger Beitstadgruppen mot Follafoss granodiorittisk gneis i sørvest, og mot Fosdalsgruppen og Sandvassheia dioritt i nordvest. Kontakten mot Follafoss-gneisen er ikke observert, men klastepopulasjonen i konglomeratet like over grensen avspeiler erosjon fra den underliggende gneisen. På steder hvor deformasjonen er relativt svak, er bollene rundete til kantrundete. Kornstørrelsen varierer fra grus på ett par mm, til blokker med diameter opptil 80 cm. Bollematerialet består vesentlig av forskjellige typer granodiorittisk gneis; i tillegg kommer udifferensierte granitoide bergarter, grønnstein, epidotknoller og ikke-identifiserbare klaster. Matriksen er fin- til middelskornet, lys grå til lys grønn, og består vesentlig av feltspat, kvarts, lys glimmer, kloritt og titanitt. Sandsteinene er båndete, lys til mørk grønne, middelskornede, stundom med tynne, mer finkornede klorittrike lamina.

Primære strukturer er dårlig bevart, men endel steder sees kantete, lyst vitrende korn som antakelig representerer klastiske feltspatkorn. Mineralogisk består sandsteinene av plagioklas + kvarts + epidot + lys glimmer + kalkspat + titanitt +- biotitt. Nordvestgrensen mot Sandvassheia dioritten i vestlige og nordlige deler av Malmområdet, og mot Fosdalsgruppen i østlige deler er dessverre dårlig blottet. Stort sett løper grensen langs søkk og skar, noe som til gjengjeld letter identifiseringen på flyfoto. Det

eneste stedet hvor kontakten er observert, er i Austernaustvika (61365 711010), nord for Beitstadsundet. Her ligger massive, middelskornete grønne bergarter som sannsynligvis er sandsteiner, over noen meter tynnbåndet, klorittrik grønnskifer som veksler med finkornede marmorbånd.

Inn mot kontakten blir det stadig flere tynne, klorittrike lamina i sandsteinen, og det er vanskelig å si nøyaktig hvor grensen mellom grønnskifer og sandstein går. Båndingen/lamineringen i begge enhetene er konkordant med grensen på blotningsskala. Det synes klart at sandsteinen blir tektonisert mot grensen med grønnskiferen, og det er derfor svært vanskelig å fastslå grensens opprinnelige natur. Det er flere mulige alternativer; grensen kan være:

- en primær avsetningskontakt, med sandstein avsatt oppå grønnstein, hvor tektonisering langs kontakten har utvasket grensens opprinnelige karakter
- en reversforkastning eller skyvekontakt, stilt på høykant av senere foldning
- en normalforkastning
- en sidelengs forkastning

Det er verd å merke seg at konglomerater opptrer langs store deler av den nordvestlige grensen mot Sandvassheia dioritt. Disse er relativt sterkt deformerte, men det er mulig at noen av disse bollene kan stamme fra erosjon av bergarter lik dioritten. Dette kan tas til inntekt for en tolkning i retning av primær avsetningskontakt. På den annen side løper grensen alltid langs forsenkninger i terrenget, i en tilnærmet rett linje fra Sela til Hjellebotn, og bergartene i nærheten er uten unntak tektonisert. Dette indikerer at grensen er av tektonisk opprinnelse, eller i hvert fall at det har vært bevegelse langs en eventuell primær avsetningskontakt.

Foreløpige studier av metamorfosen indikerer at Fosdalsgruppen har blitt metamorfosert under en noe høyere grad enn Beitstadgruppen (henholdsvis "øvre del av lav grad, og "lav grad", slik dette er definert av Winkler (1979)). For nærmere detaljer om metamorfose, se kap. 3.1.3.

Ettersom den metamorfe graden er lavere i Beitstadgruppen enn i Fosdalsgruppen, er det ikke mulig å avgjøre om det er en primær sedimentær



diskordans, eller en normal- eller sidelengs forkastning. Derimot kan muligheten for at kontakten er en revers forkastning regnes som mindre sannsynlig.

Hvis en ser på Norges-kartet (Sigmond et al. 1984), viser dette at det alltid opptrer ulike bergarter på sidene av beltet med sandstein/konglomerat som strekker til Stjørnfjorden, fra Malm. Videre er det sterke indikasjoner på at grensen mot Folla-foss-gneisen er en primær avsetningskontakt. Hvis grensen mot Fosdalsgruppen også er primær, nødvendiggjør dette en synklinalstruktur, noe som rimer dårlig med at ulike bergarter opptrer på sidene av en slik eventuell synklinal. Regionale betraktninger har ledet Tietzsch-Tyler (1983) til å postulere at Beitstadgruppens nord-vestgrense er en kompleks forkastningssone, med flere kilometers ned-synknings-sørøst for forkastningen. Ut fra de foreliggende data, er det dessverre ikke mulig å fastslå grensens natur med sikkerhet, men det regnes som mest sannsynlig at det er en forkastningskontakt.

### 3 DEFORMASJON OG METAMORFOSE

#### 3.1 DUKTIL DEFORMASJON

##### 3.1.1 INTRODUKSJON

Bakgrunnen for denne undersøkelsen er å klarlegge den strukturgeologiske utviklingen i Malmområdet, med særlig vekt på å finne eventuelle store strukturer som er viktige for tektono-stratigrafien innen Fosdalsgruppen.

I denne forbindelse har det vært meget nyttig å kunne bruke tilgjengelige borhullsdata, som er stilt til disposisjon av Fosdalen Bergverkselskap A/S. I alt 12 profiler som hver er 2 km lange er lagt på tvers av Fosdalsgruppen, og i disse er data fra overflatekartlegging integrert med data fra borhull. Profilene begynner ved Holden i vest, og strekker seg via Malm til profil 440 ytterst på Sundbygdhalvøya, ved Hjellevotn. For lokalisering av de enkelte profilene henvises det til bilagene 03, 04 og 05.

Fosdalen Bergverkselskap A/S har også stilt til rådighet et lengdesnitt over utbrutt malm fram til 1.1.83 (bilag 09). Dette diagrammet viser bl.a. betydningen av forkastningstektonikken, og hvor magnetittmineraliseringene har vært tykke nok til å brytes som malm.

Det er lagt vekt på å vise utviklingen av de forskjellige deformasjonsfasene innen Fosdalsgruppen, og det er også forsøkt å gi en vurdering av de respektive fasenes betydning. Fordi undersøkelsen legger mest vekt på Fosdalsgruppen, er terminologien ( $D_1$ ,  $D_2$  osv.) bestemt ut fra deformasjonsfasene her.

Det er her viktig å nevne at lite er kjent om de tidligste deformasjonsfasene i de andre tektoniske enhetene. Eksempelvis er det vel mulig at f.eks. de heterogene gneisene ved Holden allerede var deformert og metamorfosert før grønnsteinene påbegynte sin tektonometamorfe utvikling, men dette gjenstår å eventuelt vise. Imidlertid finnes en del viktige fellestrekk, og disse vil bli kommentert hvor det er nødvendig.

For å få en bredere forståelse av den geologiske utviklingen, er det altså også utført undersøkelser for å utrede hovedtrekkene innen området forøvrig. I tillegg er det gjort noe arbeid for å kunne karakterisere områdets metamorfe utvikling.

### 3.1.2 TEKTONIKK

Ser en på 1 : 50000-kartet over området (bilag 01), er det noen trekk som er spesielt framtrepende:

- bergartsgrenser og foliasjoner stryker ØNØ-VSV
- bergartene innen Fosdalsgruppen er foldet på stor skala i de sørvestre deler av området
- bergartene kuttet av minst to sett forkastninger

Dette er hovedtrekkene mht. den strukturelle utviklingen, og vil bli behandlet i de kommende avsnitt.

Den tidligst identifiserbare deformasjonsfasen innen Fosdalsgruppen er kalt  $D_1$ . Det viktigste strukturelementet er  $S_1$ , som er akseplansfoliasjon til  $F_1$ -folder. Knyttet til  $D_1$  er også utvikling av en kraftig strekningslineasjon,  $L_1$ .  $F_1$ -folder er sjeldne, i hvert fall er de vanskelige å skille med sikkerhet fra  $F_2$ -folder. Unntakene er sett i båndete keratofyrer, hvor akseplansfoliasjonen  $S_1$  kutter bånding som er antatt å representere primær lagning  $S_0$  med høy vinkel. Ellers, når en befinner seg på sjenklene av  $F_1$ -foldene, sees  $S_1$  som en penetrativ foliasjon som transponerer  $S_0$ . I håndstykke og i tynnslip er  $S_1$  uttrykt ved parallellorientering av hornblende, biotitt, og avlange korn generelt, eksempelvis fenokryster i keratofyrene.

$L_1$ -lineasjonen sees som foretrukken orientering av avlange korn og nålformete mineraler.

Det er grunn til å tro at strekningen av bergartene under  $D_1$  også må ha påvirket formen og utbredelsen til de magnetittførende horisontene - i hvert fall er det godt samsvar mellom den lengste akse til malmkroppene og  $L_1$ .

I bilag 08 vises det hvordan lineasjonene uten unntak har en vestlig stupning mellom 5 og 20 grader i området mellom Malm og Hjellevotn (østlige deler), mens lineasjonene i området mellom Malm og Holden stuper opptil 20 grader både mot øst og vest. Sammenlikner en dette med lengdesnittet over utbrutt malm (bilag 09) ser en at malmlinjalene har en tilsvarende trend.

Boudinage er ikke noe framtrødende fenomen innen Fosdalsgruppen. I stedet virker det som om flattrykking og ledsagende uttynning av lagene har vært nokså jevnt fordelt. Dette skyldes antakelig relativt liten kompetansekontrast mellom de forskjellige bergartstypene.

Det har ikke vært mulig å identifisere storskala  $F_1$ -folder som forårsaker repetisjon av sekvensen.

I Spildernytang-sekvensen finnes det en penetrativ foliasjon, som er konkordant med  $S_1$  i Fosdalsgruppen. På blotningsskala er det derfor ingen trekk som indikerer noe tektonisk brudd mellom de to sekvensene.

Ser en derimot regionalt på det, viser det seg at ved Rødsin, ca. 5 km ØNØ for Holden, ligger den såkalte Rødsin-sekvensen mellom Spildernytang- og Fosdalsgruppen. Nøyaktig hva som skjer er ikke klart, men det synes temmelig overbevisende at grenseforholdene mellom Fosdalsgruppen og de underliggende tektoniske enhetene er strukturelt diskordante på regional skala. Videre arbeid er nødvendig for å klarlegge disse forholdene, men på det nåværende stadium foreslås det at grensen er tektonisk, nærmere bestemt en skyvegrense. Tidspunkt for eventuell skyving er usikkert, men konkordansen mellom de penetrative foliasjonene i Spildernytang-sekvensen og Fosdalsgruppen antyder bevegelse under  $D_1$ .

I den store Sandvassheia-dioritten har det vært vanskelig å finne strukturer som viser deformasjonsutviklingen. To trekk er imidlertid observert:

- nr grense mot grønnsteinssekvens har dioritten en foliasjon som er parallell/subparallell  $S_1$
- det er utviklet en flattliggende lineasjon, med øst-vest trend

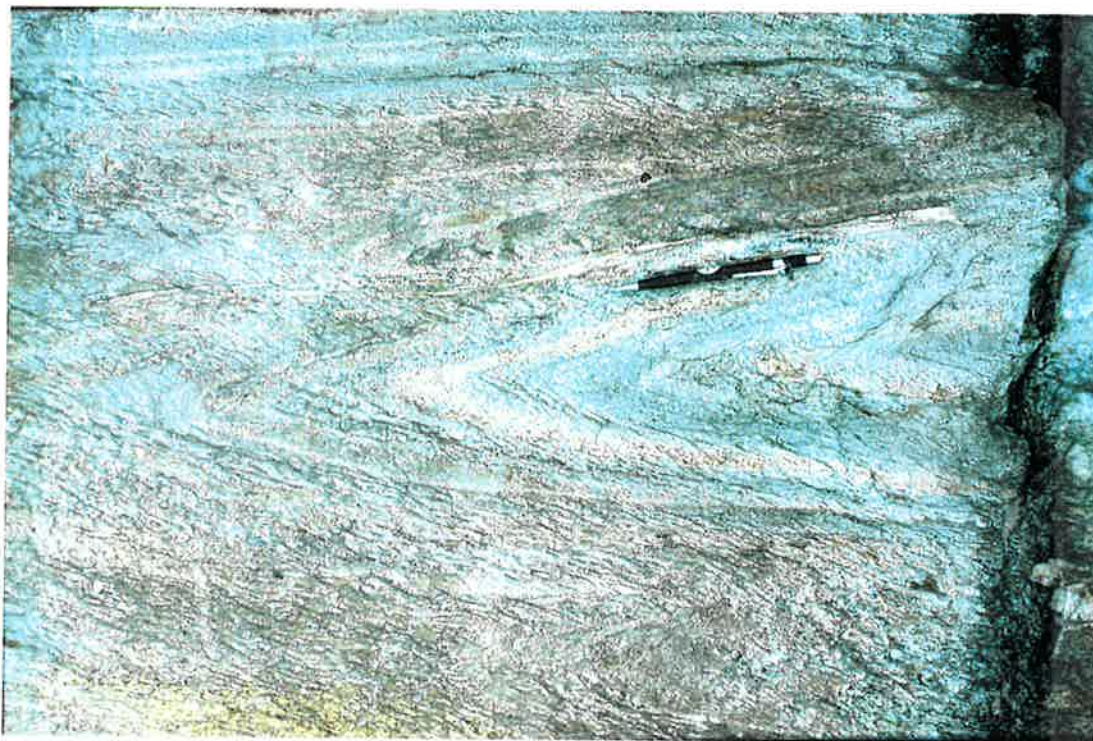
Dette indikerer at dioritten ble deformert under  $D_1$  sammen med Fosdalsgruppen.

Under den andre deformasjonsfasen,  $D_2$ , ble de transponerte bergartene foldet av tette til isoklinale folder med flattliggende foldeakser og

steiltstående akseplan (bilag 10). Sikre bevis for storskala  $F_2$ -folder foreligger ikke, men en mulig kandidat finnes SV for Grunntjøna. Strukturene der lar seg tolke som resultat av  $F_4$ -refolding av en tett  $F_2$ -fold, men lav blotningsgrad gjør det umulig å fastslå dette med sikkerhet. En modell for hvordan dette er tenkt, er vist i bilag 11.

$S_3$  er det viktigste kjennetegnet til  $D_3$ , den tredje deformasjonsfasen som påvirker Fosdalsgruppen.  $S_3$  er en lokalt framtrepende foliasjon som skjærer  $S_1$  med opptil 45 graders vinkel. Den sees som tynne mørke lamina, med 1-10 mm avstand mellom, og er spesielt godt utviklet i glimmerrike litologier. Tynnslipsstudier, både fra Fosdalsgruppen og fra identiske strukturer i Spildernytang-sekvensen, viser at de mørke laminaene er anriket på meget finkornet biotitt, og ledsaget av kornstørrelsesreduksjon.

$S_3$  er vanligvis steiltstående, med ØNØ-VSV trend som vist på bilag 10. Forholdet mellom  $D_2$  og  $D_3$  sees særlig klart i en blotning av Spildernytang-sekvensen ved Spildernybukta (59750 710510). I et båndet parti, med veksling mellom skifre og psammitter er det utviklet tette  $F_2$ -folder som folder  $S_1$ . Akseplanene skjæres av en velutviklet  $S_3$ -foliasjon (fig. 3). Det er god grunn til å tro at akkurat det samme gjelder for Fosdalsgruppen. På blotningsskala ser en at  $S_3$  foldes av åpne  $F_4$ -folder, og dette antydes også på regional skala av strukturplott (bilag 10).



Figur 3.  $S_3$ -foliasjon som vokser over akseplan til  $F_2$ -fold i Spildernytang-sekvensen.

$D_4$  ser ut til å være den mest betydningsfulle deformasjonsfasen med hensyn til storskala folding. Som en ser på bilag 10, faller  $F_4$ -foldeaksene svakt mot ØNØ, mens akseplanene er steile. I de sørvestre deler av det kartlagte området, ved Heimholhatten (59550 710330), sees en stor Z-fold som har antiformal vergens mot SØ. Bølgelengde og amplitude er vanskelige å angi nøyaktig, men ligger i størrelsesorden 500-1000 m. Små skala  $F_4$ -folder i lukningsområdet har akseplan som faller steilt mot SSØ, og regionale betraktninger indikerer at akseplanet til den store folden har en liknende orientering.

Ved Heimholhatten består strukturen av en synform og en komplementær anti-form. Antiformens lukning vises godt ca. 1.5 km NØ for Heimholhatten, hvor grensen mellom grønnstein/grønnskifer og lys skifer/tuffitt foldes rundt. Lengre øst, ved Holden og videre mot Malm, sees imidlertid ikke slike

strukturer (bilag 01). Blokkdiagrammet (bilag 12) viser at den transponerte lagningen  $S_0/S_1$  faller relativt jevnt mot NNV ved Holden, bare forstyrret av åpne folder. Østover blir fallet brattere, og ved profil 25 V er det subvertikalt. Øst for 25 V faller  $S_0/S_1$  relativt jevnt ca. 60-70 grader mot SSØ.

Dette strukturbildet tolkes til å være resultat av at folden øst for Heimholhatten åpner seg, samtidig som den stuper 10-20 grader mot ØNØ. Dermed vil bergartene i overflatenivå befinne seg på stadig høyere nivå i foldestrukturen når en beveger seg østover, og fra og med Holden befinner bergartene seg på den øvre langsjenkelen til  $F_4$ -folden (se bilag 13). Det ser ut til å være denne strukturen som bestemmer orienteringen til den transponerte lagningen innen Fosdalsgruppen.

Den siste deformasjonsfasen som gir opphav til folder er  $D_5$ . Dette er åpne folder, med akser som stuper 30-40 grader mot N, og med steile akseplan som stryker N-S. Lokalt er akseplansfoliasjonen til foldene utviklet som ett relativt tydelig krenulasjonskløv i grønnskifre, men ellers er denne deformasjonsfasen både lite framtrædende og ubetydelig.

Det kan konkluderes at bergartene innenfor Fosdalsgruppen ble penetrativt foliert og isoklinalt foldet, og muligens skjøvet, under  $D_1$ .  $D_2$  og  $D_3$  har bare i mindre grad påvirket de store trekk, mens  $D_4$  forårsaket regionale folder som kontrollerer bergartenes utbredelse i dag.

### 3.1.3 METAMORFOSE

Metamorfosen er ikke studert i detalj, men noen observasjoner mht. rekrySTALLISASJON og porfyroblastese i forhold til deformasjonsfasene er gjort. Bare de mineralene som har betydning for tolkning av metamorfosen er tatt med.

Det tidligste metamorfe mineralet som er sett innen Fosdalsgruppen er granat. Disse er små, anhedrale og med vilkårlig orienterte inklusjoner. Foliasjonen ( $S_1$ ) svinger rundt dem, og det er klart at de er pre- eller fortrinnsvis syntektoniske med hensyn til  $D_1$ .

I sprekker normalt på foliasjonen vokser gjerne grønnlig, finkornet kloritt.

Et annet mineral som har vokst tidlig er hornblende, som er prismatisk og blågrønn, og er orientert parallelt med  $S_1$ .

I likhet med granatene, er det rimelig å tolke hornblendene som pre- eller helst syntektonisk mht.  $S_1$ .

I den heterogene skiferen som finnes sør for Spildernybukta er det vanlig med opptil et par mm store hornblendeporfyroblaster. I et slip (SP - 2B) herfra er det analysert en sonert amfibol. Analysene viser en aktinolitisk kjerne, omgitt av en randsone med magnesio-hornblende (Johansson, personlig kommunikasjon). Dette er et tydelig tegn på prograd metamorfose.

Analyse av plagioklas i et annet slip (TT86 - 61) hvor bergarten er en granat-hornblendeførende basisk tuffitt viser at anortitt-innholdet er ca.  $An_{20}$ .

Andre metamorfe mineraler som opptrer som porfyroblaster er biotitt, lys glimmer, epidot, zoisitt, kloritt og kalkspat. Kloritt og biotitt finnes ofte parallelt  $S_1$ , og tolkes derfor til å ha vokst før eller samtidig med utviklingen av  $S_1$ . I tillegg opptrer de på en vilkårlig måte sammen med lys glimmer, epidot og zoisitt, og kalkspat - det er da vanskelig å tidfeste veksten utover at den må ha skjedd etter  $D_1$ .

I Spildernytangsekvensen finnes fellestrekk med Fosdalsgruppen. I granat-magnetittskiferen ser en prismatisk blågrønn hornblende orientert med lengste akse parallelt den penetrative foliasjonen, som må være pre- eller syntektoniske mht. denne foliasjonen. Likeledes finnes granater som er anhedrale uten klare inklusjonsmønstre, med foliasjonen svingende rundt seg, som må ha vokst før eller samtidig med utviklingen av den penetrative foliasjonen.

Metamorfosegraden er ikke lett å bestemme i fravær av alumina-silikater, men Winkler (1979) har definert en reaksjons-isograd der han bruker " $An_{17}$  + hornblende - inn" for å dele inn temperaturforholdene ved "lav grad" metamorfose. Denne isograden indikerer at metamorfosen har skjedd ved temperaturer 20-30 grader Celsius under overgangen fra "lav grad" til "medium grad". Dette temperaturintervallet kalles heretter "øvre del av lav grad".



Ettersom Johanssons analyser viser at randsonen til sonerte amfiboler er magnesio-hornblende, og at plagioklasen har et anortittinnhold på ca. An<sub>20</sub>, kan det konkluderes at temperatur-forholdene under D<sub>1</sub> minst var i "øvre del av lavgrad" metamorfose. Senere virker det som om temperaturen har vært lavere.

I dioritten opptrer biotitt og epidot tilknyttet små sprekker og skjærsoner, i tillegg til at de utgjør deler av matriks. Det er dermed klart at i hvert fall noe av den biotitten og epidoten som fins, er metamorf.

Hornblende er det også rikelig av i dioritten, men det er ikke opplagt hva som eventuelt er metamorft, ut fra rene teksturelle kriterier. Imidlertid har en del av hornblendekrystallene en randsoner som lar seg skille optisk fra kjernen. Dette kan tolkes som metamorf vekst av hornblende på en primær, magmatisk hornblende. Hvis dette stemmer, kan det foreslås at den metamorfe graden tilsvarer metamorf grad i grønnsteins- og Spildernytang-sekvensen, nemlig "øvre del av lav grad".

I de heterogene gneisene er det bare granittiske delene som det er laget tynnslip av. I forbindelse med utvikling av en protomylonittisk foliasjon er lys glimmer, kloritt, epidot og noe biotitt dannet. Denne mineralogien indikerer bare lavgrads metamorfose.

På blotninger virker imidlertid gneisene duktilt deformert på en måte som antyder høyere temperaturforhold. Det virker derfor sannsynlig at mineralogien ikke gjenspeiler metamorf grad, noe som antakelig skyldes at de sure gneisene har en kjemi som ikke passer for vekst av f.eks. granater, aluminiumsilikater eller hornblende.

Beitstadgruppens sandsteiner og konglomerater skiller seg fra de andre enhetene. På tross av en bergartskjemi som burde være gunstig for vekst av hornblende, finnes bare kloritt, lys glimmer, epidot og kalkspat som metamorfe mineraler, noe som indikerer lavgrads metamorfose. Dette betyr at Beitstadgruppen ble metamorfosert under lavere temperaturer enn Fosdalsgruppen og de andre enhetene. Ettersom hornblendeførende grønnsteiner opptrer helt inn til grensen mot Beitstadgruppen, er det lite sannsynlig at det er snakk en metamorf gradient - det er helst ett metamorft brudd.

Årsaken til dette bruddet er imidlertid ikke klart. Både en primær sedimentær

diskordans og en forkastning (normal eller sidelengs) ville kunne gi slike brudd. og før videre feltarbeid er utført, er det ikke mulig å avgjøre dette spørsmålet.

Som en konklusjon, kan det sies at alle bergartene med unntak av Beitstadgruppen, har gjennomgått metamorfose som minst tilsvarer "øvre del av lav grad", som definert av Winkler (1979). I Fosdalsgruppen sammenfaller toppen på metamorfosen med  $D_1$ , og det samme er antakelig i tilfellet i Spildernytangsekvensen. I de andre enhetene er forholdet mer usikkert, og spesielt de heterogene gneisene kan ha gjennomgått en polyfasal tektono-metamorf utvikling uten at dette har vært mulig å gjenkjenne med de overfladiske undersøkelser som er foretatt i disse deler av området.

### 3.2 SPRØ DEFORMASJON

Med sprø deformasjon menes forkastninger som kutter den transponerte lagningen med høy vinkel, ledsaget av utvikling av forkastningsbreksjer og kataklastiske bergarter. I arbeidet er det lagt mest vekt på de forkastningene som har så stor bevegelse at det påvirker kartbildet, men i enkelte tilfelle er også mindre forkastninger og sprekker tatt med på kartene.

Ser en på 1 : 50000 kartet (bilag 01) og blokkdiagrammet (bilag 12), er det klart at forkastningene kan deles opp i flere sett, avhengig av orientering og bevegelse:

- N-S gående normalforkastninger med bevegelse mellom 50 og 600? m
- NNØ-SSV gående forkastninger av både revers, normal og sidelengs karakter, med bevegelse mellom 100 og 350 m, og muligens opptil 500 m
- NV-SØ gående tilsynelatende høyresidelengs forkastninger med bevegelse mellom 0.3 og 2.0 m
- NNV-SSØ gående tilsynelatende venstresidelengs forkastninger med bevegelse mellom 0.5 og 2.0 m
- ØNØ-VSV gående normal forkastning med bevegelse i størrelsesorden minst 3-4 km (i følge Tietzsch-Tyler 1983)

Det N-S gående settet med normalforkastninger er mest framtrædende i Malmområdet, hvor det fra prospektering utført på 50-tallet er klart at bergartene øst for Malm er nedforkastet ca. 600 m. Dette vises klart på lengdesnittet over utbrutt malm (bilag 09). I tillegg til denne såkalte "Ravine-forkastningen" opptrer mindre forkastninger med samme trend ca. 1 km øst for Malm. Ravine-forkastningen, eller det er vel snarere en forkastnings-sone, har temmelig sikkert også gitt opphav til sundet som går sør for Malm. Et dalføre med liknende retning strekker seg nord fra Follafoss,

og det er vel rimelig å anta at dette skyldes forkastninger som tilhører det samme settet, selv om det gjenstår kartlegging for å bekrefte dette.

De forkastningene som har en NØ-SV trend kan deles inn i 3 kategorier, basert på bevegelsestype:

1) reversforkastninger, med svakt buede forkastningsplan som heller 60-80 grader mot NV. Vertikal bevegelse kan estimeres til å ligge mellom 150 og 350 m, med nedforkastning SØ for forkastningene. Pga. at den transponerte lagningen faller 60 -70 grader mot SØ, får forkastningene en tilsynelatende venstre-sidelengs komponent på mellom 50 og 200 m, som ikke er reell. Reversforkastningene er meget framtrødende på Sundbygdhalvøya, mellom Malm og Hjellebotn, og vestover til profil 25V, ca. 2 km V for Malm (se bilag 01, 09 og 12).

2) en venstresidelengs forkastning, med neglisjerbar vertikal komponent, og 100-150 m sidelengs bevegelse. Denne opptrer ca. 1.5 km øst for Bratreitelva, hvor overflatekartlegging viser nevnte sidelengs bevegelse (bilag 04), mens diagrammet over utbrutt malm (bilag 09) indikerer minimal vertikal bevegelse.

3) en normalforkastning, med forkastningsplan antakelig 70-80 grader mot VNV, ved Heimholhatten lengst vest i området (bilag 02). Minimal sidelengs bevegelse, og vertikal komponent i størrelses-orden 50-100 m.

Forkastningene med NØ-SV trend har en tilsynelatende høyre-sidelengs bevegelse mellom 0.3 og 2.0 m, og er funnet ytterst på Spildernytangen (59865 710580). Trenden til disse forkastningene gjør det naturlig å sette dem i forbindelse med det markerte dalsøkket mellom Holden og Follavatnet, som ventelig skyldes en sprekke/forkastningssone (60050 710450).

Forkastningene med NNV-SSØ trend har en tilsynelatende venstre-sidelengs bevegelse på mellom 0.5 og 2.0 m, og er funnet ved 59980 710475 (bilag 03). I likhet med NØ-SV settet er nok antakelig disse forkastningene utbredt over større deler av området, men det tette overdekket har hindret observasjon av disse.

Den siste forkastningstypen som skal omtales, er en mulig ØNØ-VSV strykende normalforkastning som i følge Tietzsch-Tyler (1983) skiller Beitstadgruppens sandsteiner og konglomerater fra Fosdalsgruppen og Sandvassheia-dioritt NV for forkastningen. Beitstadgruppen skal være nedforkastet minst 3-4 km, og antakelig langt mer, opptil 18 km. Denne tolkningen bygger på tektonostratigrafiske modeller for Snåsasynformen hvor alt NV for denne forkastningen regnes som prekambrisk og del av grunnfjellet. Det legges ikke feltmessige kriterier til grunn for denne tolkningen, og etter mitt skjønn er den spekulativ og feilaktig. Imidlertid er det helt klart at grensen er viktig, fordi den på regional skala representerer en klar diskordans. Både ut fra 1 : 50000-kartet (bilag 01) og 1 : 10000-kartet over Sundbygd-halvøya (bilag 05) ser en at grenser internt i Fosdalsgruppen, og mellom Fosdalsgruppen og Sandvassheia dioritt, kuttet av grensen mot Beitstad-gruppen. Om grensen representerer en primær sedimentær diskordans, eller en tektonisk grense av noe slag, er diskutert i kapittel 2.7, og er mindre interessant i denne sammenheng. Det som er viktig, er at enheter innen Fosdalsgruppen progressivt kuttet av grensen østover. Det kan forventes at grensen, og de magnetittførende horisontene vil skjære hverandre et sted under Hjellebotn. Det er derfor meget tvilsomt om de magnetittførende horisontene på dette tektonostratigrafiske nivået vil kunne finnes nordover.

Forkastningenes betydning for utbredelsen av de magnetittførende horisontene blir klar hvis man sammenholder blokkdiagrammet (bilag 12) med lengdesnittet over utbrutt malm (bilag 09). Det første som slår en, er at malmlinjalene i bilag 09 stuper ca. 10 grader mot vest i de østlige og sentrale deler (mellom 44Ø og 25V) for så å flate ut og få en svak østlig stupning i de vestlige deler, mellom 25V og Holden. Det er interessant at dette samsvarer med  $L_1$ -lineasjonene som er observert (kap. 3.1.2).

I de østlige deler av området bringer reversforkastningene malm-linjalene opp på NV-siden, slik at de stort sett ligger i samme høydenivå fra profil 30Ø til 6Ø. Det samme skjer i mindre grad i sentrale og vestlige deler av graven, men her er både den vestlige stupningen og vertikalbevegelsen på reversforkastningene mindre.

Den kanskje viktigste reversforkastningen er den østligste, som kutter profil 44Ø i blokkdiagrammet. Mangel på diamantboringer gjør dessverre at

det ikke er mulig å angi nøyaktig spranghøyde, men ut fra lateral forskyvning på overflaten (og antatt samme fall for transponert lagning som resten av Sundbygdhalvøya) er det rimelig å anta en spranghøyde på mellom 300 og 500 m. Dermed er det klart at det er denne forkastningen som bringer malm-linjalene opp i et tilgjengelig nivå mellom Malm og Hjellevotn. Normalforkastningen ved Malm, Ravine-forkastningen, er tilsvarende betydningsfull. Det er den som nedforkaster sekvensen øst for Malm, og som gjør at malmlinjalene ligger på et betydelig dypere nivå i de østlige deler av området.

## 4 MAGNETITTHORISONTENE - GENESE OG FORM

### 4.1 INTRODUKSJON

De geokjemiske undersøkelserne er utført av Dr. John Boyle ved Universitetet i Bergen. Prøvene ble samlet fra diamantborkjerner stilt til disposisjon av Fosdalen Bergverkselskap A/S, og er analysert med røntgenfluorescens (XRF) på pressede pulvertabletter ved Universitetet i Bergen. Hovedelementene ble beregnet ved sammenlikning med en standard (UM-1). Sporelementene er korrigert for matrikseffekter ved hjelp av tabeller gitt av Theisen og Vollath (1967).

Det følgende avsnittet om geokjemi er bygget på Dr. Boyles kommentarer til analyseresultatene.

### 4.2 GENESE

#### SAMMENSETNING

Sammensetningen til de analyserte prøvene er meget uvanlig. Sammenlikner man med et gjennomsnittlig sediment, er prøvene sterkt anrikt i Fe og Mg (noen ganger også på Ca), de er "normale" mht. P og Zn, og har lite av alle andre elementer. At det er så lite alkalier (Na, K, Rb) sammen med så lite Ba, Sr, Y og Zr er spesielt slående.

Der er noen trender mht. variasjon: Sr oppfører seg som Ca, Ti følger grovt sett Al, og Cu er anrikt i svovelrike prøver, men ellers er variasjonene små og ikke klart relaterte.

Mht. bergartene som metallførende sedimenter, er det høye Mg-innholdet det mest slående trekket. Ettersom det ikke er noen korresponderende Ni-Cr anrikning, kan dette ikke forklares med erosjon fra en basisk/ultrabasisk kilde.

## SAMMENLIKNING MED ANDRE METALLFØRENDE SEDIMENTER

Sedimenter dannet ved midthavs rygger er karakterisert ved anrikning av bl.a. Fe, Mn, P, Ba, Cu, Zn, Pb, V, Zr (se Kypros umber, tabell 2). Dette er delvis relatert til mikromangan noduler. I prøver fra Solund (tabell 2) finnes ikke slike noduler, men allikevel er det en sterk anrikning av Fe, Mn, P, Cu, Zn, og V. Dermed ser det ut til Fosdals-malmen ikke likner hydrotermale sedimenter dannet ved midthavsrygger når en tenker på sammensetning.

Så langt er det høye Mg-innholdet ikke blitt diskutert. Det er sterkt inkompatibelt ikke bare med midthavsrygg sedimenter, men også med de andre Fe-rike sedimentene som er beskrevet. Derfor vil i det følgende andre ulikheter og fellestrekk være gjenstand for størst oppmerksomhet.

Jernformasjoner, hovedsaklig prekambriske, er i likhet med Fosdalsmalmen fattig på alkalier og sporelementer (Cu, Zn osv.). Enkelte av disse jernformasjonene er knyttet til arkiske grønnsteinsbelter som viser viktige likhetstrekk både med hensyn til bergartsassosiasjon og geokjemi. Det kan derfor være aktuelt å sammenlikne disse med Fosdalsmalmen.

En "brine-pool" type dannelse slik en finner i Rødehavet kan forklare det store området avsetningen dekker, men i Rødehavet er sedimentene sterkt anrikt på Zn og Cu. Heller ikke her er det observert Mg-anrikning.

Moderne lav temperatur undersjøiske varme kilder (hot springs) som East Pacific Rise gir opphav til Fe-rike avsetninger som er fattige på Mn og sporelementer. De fleste av disse er dyphavs hydrotermale kilder, relativt inaktive, som produserer tynne metallførende skorper på bergartene i nærheten av utslippsområdet. Noen av disse kildene er imidlertid beskrevet fra grunne farvann på flankene til vulkaner. Det mest berømte eksemplet er på Santorini, hvor jernrike sedimenter akkumuleres på en øy i kalderaen (Puchelt 1973). Med unntak av Mg, er sammensetningen av disse lav temperatur avsetningene meget lovende mht. en sammenlikning med Fosdalsforekomsten.



## DISKUSJON

Det høye innholdet av magnesium er litt problematisk. Mg-anrikning i liggen ("foot-wall") av Kuroko-type sulfidavsetninger er vel kjent, men dette er et høy-temperatur fenomen - slike anrikninger er ikke beskrevet nær jern-oksyd sedimenter. En mulig forklaring (som kan trekkes fra resente forekomster) er in situ dannelse av palygorskitt/sepiolitt. Dette er beskrevet i mange sedimenter over hele verden, og har i det minste lokalt blitt forklart med diagenetisk opptak av Mg under påvirkning av lav temperatur hydrotermale væsker.

Avsetning av de jern-rike sedimentene i Fosdalen må ha skjedd raskt. Sedimentet er fattig på de fleste detritale elementer, eksempelvis er Zr-innholdet ekstraordinært lavt. Når en vet at sedimentet er omgitt av vulkanitter som delvis er tuffittiske, kan dette bare forklares med rask avsetning av et hovedsaklig kjemisk sediment. Dette gjør at hydrotermal avsetning er den eneste sannsynlige avsetningsmåten.

Dette er forøvrig i overensstemmelse med vurderinger gjort av Carstens (1956), som konkluderte at magnetittmineraliseringene i Fosdalsområdet representerte ekshalativ-sedimentære forekomster.

Så mye kan sies med sikkerhet, men det gjenstår en rekke problemer. Fosdalsmalmen er flere meter tykk over et betydelig område. For å produsere en slik avsetning raskt, kreves det betydelige mengder energi, mens hovedmengden av lav temperatur hydrotermale kilder både er vidt spredt og bare periodevis aktive. Dette er et stort paradoks. I moderne dyphav er dette ikke noe problem, fordi den kraftfulle kilden er langt vekke: sulfider akkumuleres lokalt, mens det volumetrisk viktige oksyd-sedimentet spres hundrevis av kilometer. Men, pga. sammensetningen, er en slik dannelsesmåte ikke aktuell for Fosdalen.

I denne sammenhengen er Santorini interessant, ettersom betydelige mengder oksyd produseres. Kilden er kraftfull (en sentralvulkan), men det grunne vanddypet begrenser temperaturen (ved midthavsrygger koker ikke vannet før ved ca. 400 grader Celsius). Kokingen, og det følgende temperaturfallet,

gjør at sulfider og sporelementer fanges i dypet, og tillater at en produktiv og relativt ren jern-oksydkilde kan eksistere. Tilstedeværelsen av Mg-anrikning kan tolkes som bevis for lavtemperatur hydrotermal aktivitet, i linje med det som er sagt om dannelse av palygorskitt.

#### OPPSUMMERING

- 1) Det er nødvendig med en hydrotermal kilde
- 2) Sammensetningen indikerer at Fosdalsmalmen hverken er av dyphavsrygg-, eller Rødehavstype
- 3) En kraftfull, men lavtemperatur hydrotermal kilde, muligens slik en finner ved Santorini, kan forklare Fosdalsmalmens særtrekk. Andre forekomstmåter, slik som jernformasjonene tilknyttet arkeiske grønnsteinsbelter, må imidlertid også vurderes.

Det er viktig å merke seg at Santorini-tolkningen impliserer at det eksisterer en anrikning av sulfider/sporelementer av "porfyr"-type i en nærliggende sekvens.

TABELL 1 (desimaltall i %, heltall i ppm)

KODE	SI02	TI02	AL203	FE203	MNO	MG0	CA0	NA20	K20
M1	30.20	.15	1.80	42.30	.03	8.30	4.40	.70	.07
M2	29.70	.31	8.60	40.90	.05	13.70	2.50		.15
M3	30.00	.20	2.90	41.90	.03	10.70	3.90		.16
M4	28.70	.14	1.80	41.60	.04	8.50	6.10		.06
M5	34.20	.26	7.10	39	.04	11.90	4.70		.25
M6	26.30	.13	4.60	41.50	.05	9.00	9.70		.03
M7	30.90	.12	4.10	39.70	.04	17.10	2.70	.10	.02
M8	25.90	.08	2.40	37.70	.07	13.90	11.40		.02
M9	29.80	.25	5.20	38.10	.18	14.50	7.70		.03
M10	33.90	.14	1.90	34.70	.20	19.60	13.60		.01

	P205	V	CR	NI	CU	ZN	RB	SR	Y	ZR	NB	BA
M1	.20	51		23	16	74	4	5		5	1	
M2		100	35	39		120	6	8		7	3	
M3		61	8	27	87	127	8	7	4	8	2	
M4	.10	154	3	35	27	78	7	11			5	
M5		136	20	26	146	98	7	8	2	6	2	24
M6		42	12	29	10	116	6	21	2	6	4	
M7	4.80	178	33	23	1210	182	5	8			2	16
M8	4.30	15	20	28	2060	125	4	27	3		4	
M9		365	8	13	13	230	5	13	5	4	4	
M10		12		12		180	4	38	1		2	19

TABELL 2 (desimaltall i %, heltall i ppm)

	SI02	TI02	AL203	FE203	MNO	MGO	CA0	NA20	K20
KYPROS U.	19.40	.18	4.10	44.20	9.10	1.70	2.50	.40	.80
SOLUND	35.80	.54	10.30	47.80	.57	2.70	1.30	.03	.19
RØDEHAVET	8.70		1.10	64.20			3.40	.20	
SANTORINI	25.70			36.00	.05	1.00	2.20	1.33	1.50
EAST P.R.	50.20	.33	6.30	20.50	.14	3.60	1.45		2.09

	P205	V	CR	NI	CU	ZN	RB	SR	Y	ZR	NB	BA
KYPROS U.	1.40	1106	42	254	84	361	22	1044		183		1071
SOLUND	.53	379	147	197	193	411	10	6		137		132
RØDEHAVET					2500	6000						
SANTORINI	.35				36							
EAST P.R.		80	22	22	22	68						1000

Tabell 2 viser gjennomsnittlig sammensetning til jernrike metallførende sedimenter fra ulike miljø.

### 4.3 FORM

Så langt er formen til magnetittmineraliseringene bare omtalt i forbindelse med andre forhold. Det er imidlertid sentralt å få en bedre forståelse for de prosesser som har ført til at magnetitt-horisontene lokalt er så tykke at de har kunnet danne grunnlag for gruvedrift. I Fosdalen har ca. 4-6 m vært tilstrekkelig for at horisontene har vært regnet som malm. I bilag 09 vises et brytningsdiagram (ajourført 1.1.1983) over utvunnet malm fram til denne dato. Diagrammet kan betraktes som et slags isopak-kart hvor de sorte feltene representerer mektigheter over ca. 4 m, mens resten viser områder med 0-4 m mektighet. Det er opplagt at mektighetsvariasjonene må være resultat av både primære og sekundære prosesser, men forholdet mellom disse er ikke så opplagt. Det følgende er et forsøk på å evaluere prosessenes betydning.

**PRIMÆRE TREKK:** Både kartlegging på regional skala, og observasjoner på blotningsskala viser at magnetittmineraliseringene er stratabundne. Boyles undersøkelse av geokjemien konkluderer med at mineraliseringene representerer metallførende sedimenter som er hurtig avsatt fra en hydrotermal kilde - altså er mineraliseringene også stratiforme.

Med hensyn til geotektonisk miljø for avsetningene, er det nødvendig med videre geokjemiske studier, men Boyle antyder at eksempelvis et miljø som i dag finnes ved Santorini, som er en del av en øybue i Egeerhavet, kan forklare de fleste trekk. På Santorini dannes jernrike sedimenter i bukter ved avsetning fra varme hydrotermale kilder som representerer en fase av sen vulkansk aktivitet. I det aktuelle eksemplet er bukten ca. 60 m lang, ca. 20 m bred, og dybden ned til sediment-vann grensen er ca. 0.5 m. Det geleaktige jernrike sedimentet er opptil 3 m tykt (Puchelt 1973). Selv om dimensjonene ikke er overførbare, indikerer dette altså klart at malmkroppenes linjalform gjerne kan være ett primært trekk.

**SEKUNDÆRE TREKK:** Det er i hvert fall tre tektoniske prosesser som kan lede til linjalformede kroppar:

- fortykning/fortynning knyttet til foldelukninger og foldesjenkler

- boudinage eller "pinch and swell" av kompetente bergarter
- strekning av uregelmessig formede malmkropper

Fortykning og fortynning av et lag som i utgangspunktet er noenlunde jevntykket, kan gjerne tenkes oppstått i forbindelse med tette til isoklinale asymmetriske folder, som vist på bilag 14. Det er to måter å verifisere denne hypotesen på, enten ved å studere småskala strukturer i omgivende bergarter i nærheten av malmlinjalenes undre og øvre ender i gruven, eller ved å identifisere relaterbare foldestrukturer i overflaten. Det har ikke vært mulig å studere småskala strukturer i gruven. I overflaten er det ikke observert noen strukturer som kan relateres til slike strukturer, og det regnes som lite sannsynlig at mektighetsvariasjonene innen magnetitt-horisontene er direkte relatert til foldelukninger og -sjenkler.

Boudinage, eller "pinch and swell" av magnetitt-horisontene er en alternativ forklaring. Det er imidlertid forhold som taler imot en slik tolkning. Malmlinjalenes lengste akse er parallell eller subparallell med  $L_1$ , som antas å være et resultat av strekning under  $D_1$ . Boudiners lengste akse vil normalt ligge vinkelrett på strekningsretningen, dersom de ikke på et senere tidspunkt roteres inn til parallellitet med strekningsretningen. Derfor er det lite sannsynlig at malmlinjalene er dannet ved boudinage eller "pinch and swell".

Strekning av malmkropper som i utgangspunktet er f.eks diskos- eller kuleformede (for å nevne ytterpunktene) kan gi opphav til sigar- eller linjalformede kropper, avhengig av stressmønsteret.

Det er f.eks vel kjent fra konglomerater at boller kan dras ut til å bli sigar- eller blyantformede, og det samme kunne tenkes i dette tilfellet på en større skala. Ser en på brytningsdiagrammet (bilag 09), ser en imidlertid at malmen i vestlige deler er delt i tre deler, mens den østover opptrer som ett noenlunde jevntykket lag. Dette er vanskelig å forene med at strekning skal være hovedgrunnen til malmkroppenes form. Videre er det vanskelig å forestille seg at strekningen er så ekstrem som den eventuelt må ha vært i dette tilfellet.

Det ser altså ut til at tektoniske prosesser ikke alene kan ha bestemt formen. Imidlertid er det klart at bergartene er sterkt deformert, og  $L_1$  er grovt sett parallell malmkroppenes lengste akse. Etter mitt skjønn er den mest sannsynlige løsningen at malmkroppene ble avsatt som avlange kropper, gjerne i bukter eller liknende som beskrevet fra Santorini. Under den første deformasjonsfasen ble bergartene utsatt bl.a. for sterk strekning, og de allerede avlange kroppene ble rotert inn mot strekningsretningen. Under deformasjonen ble antakelig kroppene ytterligere strukket, samtidig som  $L_1$  ble dannet. Altså kan en konkludere at dagens malmlinjalder har fått sin form i første rekke ved primære, avsetningsmessige prosesser, og at denne formen er modifisert ved sekundære prosesser, dvs. strekning.

## 5 KONKLUSJONER, OG ANBEFALINGER FOR VIDERE ARBEID

Med bakgrunn i de utførte undersøkelser, kan det konkluderes at:

- magnetittmineraliseringene i Malmområdet er stratiforme, og knyttet til et bestemt tektonostratigrafisk nivå i Fosdals-gruppen.
- Fosdalsgruppen består av grønnsteiner og -skifre, keratofyrer, mindre mengder marmor, og ulike skifre av vulkanogen opprinnelse.
- Fosdalsgruppen er sannsynligvis dannet i et øybuemiljø, hvor magnetitt-mineraliseringene representerer kjemiske sedimenter avsatt på grunt vann fra hydrotermale kilder.
- Fosdalsgruppen er polyfasalt deformert. Metamorfosen under  $D_1$  representerer minst "øvre del av lavgrad" forhold. Under  $D_1$  ble bergartene isoklinalt foldet og transponert, med utvikling av penetrativ foliasjon og strekningslineasjon.  $D_2$  og  $D_3$  har i mindre grad modifisert  $D_1$ -strukturene, mens  $D_4$  er ansvarlig for storskala folder som har reist bergartene til en steil posisjon.
- Etter at hoveddelen av foldingen hadde foregått, er bergartene forkastet av både normal- og reversforkastninger. Førstnevnte stryker N-S, og er bl.a. årsaken til malmlinjalene befinner seg på et strukturelt dypere nivå øst for Malm. Reversforkastningene løper NNØ-SSV, og har skjøvet blokkene NV for forkastningene opp mellom 100 og 350 m. I tillegg finnes flere mindre sprekke- og forkastningssett.



## ANBEFALINGER FOR VIDERE ARBEID

Videre undersøkelser mht. å finne ressurser som er økonomisk interessante, kan grupperes i to:

- finne nye forekomster av magnetittmineraliseringer. Disse må være mektige, og ha en gunstig lokalisering mht. dyp osv. Etter mitt skjønn er det ytterst liten sjanse for å finne dette, og det kan ikke anbefales å drive prospektering med dette for øye.
- leting etter mineraler som ikke kan sees med det blotte øye, men som man kan forutsi vil kunne finnes i interessante mengder, på bakgrunn av det man vet om dannelsesmiljøet. Jeg vil her rekapitulere litt av det Dr. Boyle diskuterer i sin vurdering av det materialet som er analysert:  
"Magnetittmineraliseringene er avsatt som kjemiske sedimenter fra hydro-termale kilder i et aktivt vulkansk miljø. Dette impliserer at det eksisterer en anrikning av sulfider og sporelementer av "porfyrtype" i en nærliggende sekvens."  
En slik anrikning vil være meget interessant med tanke på lokalisering av edle metaller.

Flere metoder vil kunne være aktuelle for å skaffe rede på dette:

- undersøkelse av borkjerner, både med henblikk på sulfidrike, stratiforme mineraliseringer, og omvandlingssoner/mineraliserte sprekkesoner.
- vurdering av geokjemiske data (bekkesediment mm.) som tidligere er innsamlet av NGU på regional skala, med tanke på eventuelle anomalier.
- rekognoserende kartlegging av Fosdalsgruppen på regional skala, for å lokalisere sulfidrike partier som vil være gunstige mål for nærmere geokjemiske studier. Det er naturlig å tenke seg denne delen delvis som oppfølging av anomalier funnet ved vurdering av tidligere innsamlede geokjemiske data.

Forøvrig bør en parallelt med undersøkelsene som er direkte rettet inn mot eventuelle edle metaller, også gjøre geokjemiske studier av grønnsteinene

og de metallførende sedimentene for å verifisere og raffinere de modellene for dannelsesmiljø som er framsatt av Dr. Boyle. En grundig forståelse av dette vil kunne være avgjørende en suksessfull prospektering.

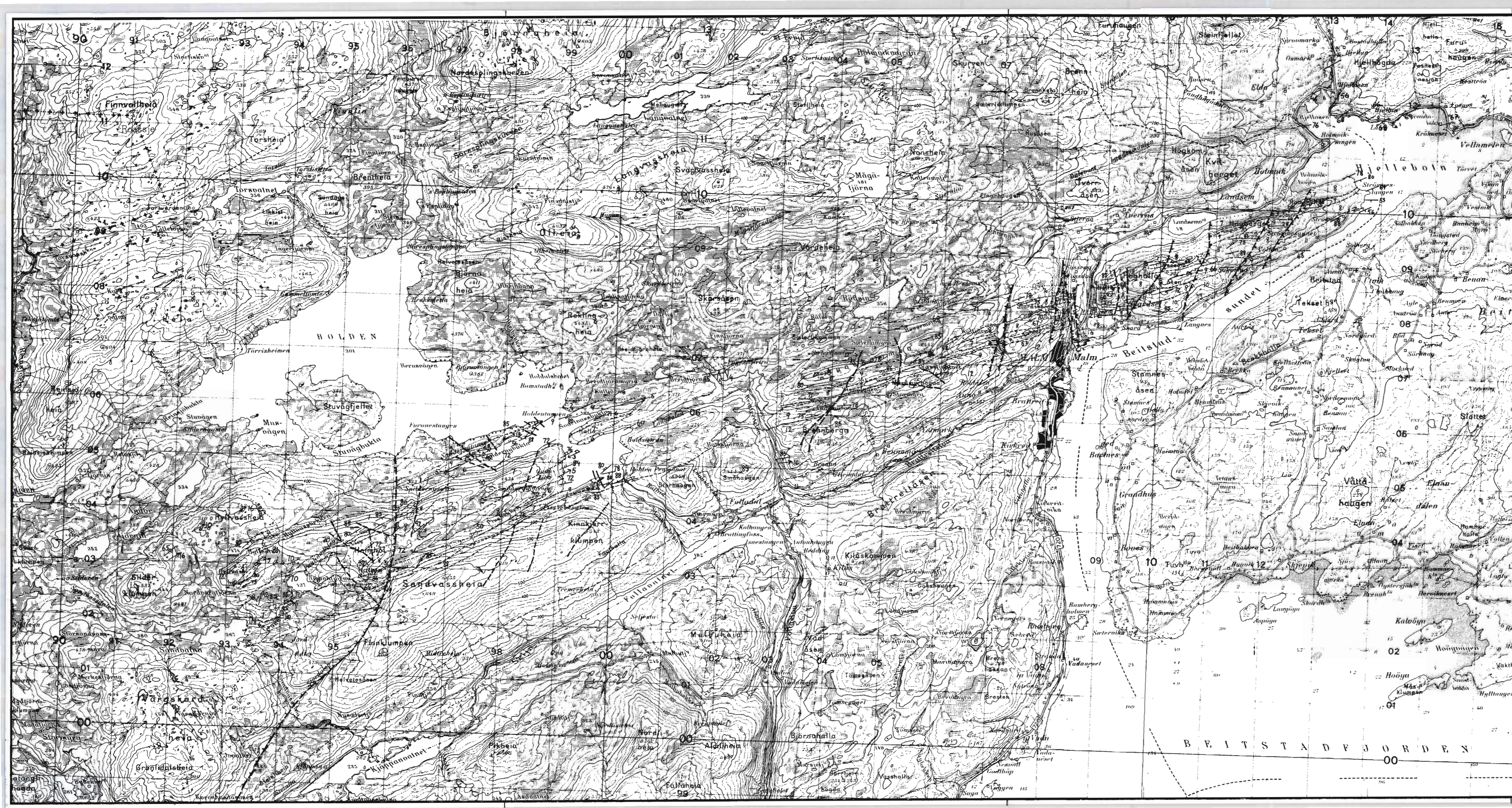
Andre tilnæringsmåter enn de nevnte, vil også være mulige, men de foreslåtte virker som de mest nærliggende.

Jeg vil ikke her foreta noen prioritering mellom disse, men bare fastslå at det seriøst bør vurderes å sette i gang et undersøkelsesprogram for å utrede mulighetene for forekomster av edle metaller innen Fosdalsgruppen både på lokal og regional skala.

REFERANSER

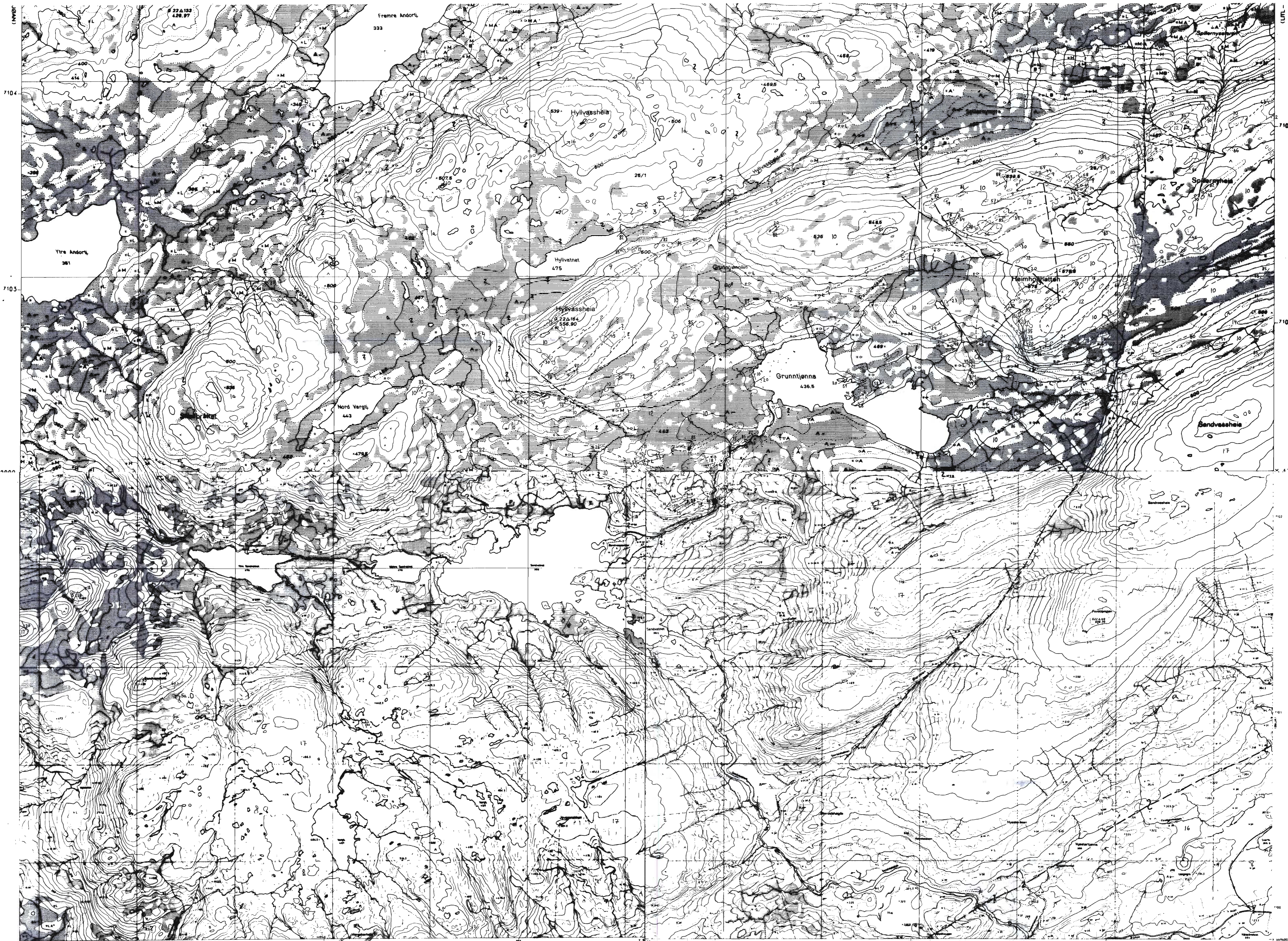
- Carstens, H. 1955. Jernmalmene i det vestlige Trondhjemsfeltet og forholdet til kisforekomstene. Norsk Geologisk Forening, 35, p. 211-220.
- Carstens, H. 1956. Kort geologisk oversikt over jernmalm-distriktet fra Snåsa til Stjørna. I: "Fosdalens Bergverks 1906-1956", p. 149-158.
- Carstens, H. 1960a. Fosdalen iron mine. I: Mines in south and central Norway. Guide to excursion no. C10. Norges Geologiske Undersøkelser 212 m, p. 57-64.
- Carstens, H. 1960b. Stratigraphy and volcanism of the Trondhjemsfjord area Norway. Guide to excursions no. 4 and no. C1. Norges Geologiske Undersøkelser 212b, p. 1-22.
- Gautneb, H. 1987. Høy-K dioritter og assosierte bergarter på sydlige Smøla arkipel, Møre og Romsdal. Upublisert cand. scient. oppgave, Universitetet i Bergen.
- Johansson, L. og Møller, C. 1985. Feltrapport 1985, kartering av Holdenbladet 1623-2. Upublisert intern NGU-rapport nr. 134/85.041D.
- Johansson, L. og Lindqvist, J.E. 1986. Feltrapport fra Kartblad 1623-2 Holden. Upublisert intern NGU-rapport nr. 092/86.045D.
- Kjærulf, T. 1871. Om grundfjeldets og sparagmitfjeldets mægtighed i Norge. Univers. prog. Første halvaar 1870, Kristiania.
- Logn, Ø. 1964. Exploration for deep magnetite ore. Geoexploration, 2, p. 74-106.
- Pidgeon, R.T. og Råheim, A. 1972. Geochronological investigations of the gneisses and minor intrusive rocks of the Surnadal syncline. Norsk Geologisk Tidsskrift, 52, p. 241-256.

- Puchelt, H. 1973. Recent iron formation at the Kameni Islands, Santorini (Greece). I G.C. Amstutz og A.J. Bernard (red.), Ores in sediments. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, p. 227-246.
- Roberts, D. og Wolff, F.C. 1981. Tectonostratigraphic development of the Trondheim region, Norway. *Journal of Structural Geology*, 3, p. 487-494.
- Roberts, D. 1982. Disparate geochemical patterns from the Snåsavatn greenstone, Nord-Trøndelag, central Norway. *Norges Geologiske Undersøkelser*, 373, p. 63-73.
- Råheim, A. 1977. A Rb-Sr study of the rocks of the Surnadal syncline. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 57, p. 193-204.
- Sigmond, E., Gustavson, M. og Roberts, D. 1984. Berggrunnskart over Norge - M. 1:1 million. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Springer-Peacey, J. 1964. Reconnaissance of the Tømmerås anticline. *Norges Geologiske Undersøkelser*, 227, p. 13-84.
- Stephens, M.B. and Gee, D.G. 1985: A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the Central Scandinavian Caledonides. In Gee, D.G. and Sturt, B.A. (eds.). *The Caledonide Orogen in Scandinavia and related areas*. John Wiley & sons Ltd.
- Theisen, R og Vollath, D. 1967. "Tables of X-ray mass attenuation coefficients". Verlag Stahleisen, Düsseldorf.
- Tietzsch-Tyler, D. 1983. The Caledonian geology of the southwestern part of the Snåsa synform in the central Norwegian Caledonides and its regional significance. Upublisert Ph.D.-oppgave, Universitetet i Wales.
- Tietzsch-Tyler, D. og Roberts, D. 1985. Steinkjer, berggrunnskart 1723-3 - 1:50000, foreløpig utgave. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Winkler, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag. New York, Heidelberg, Berlin. 334 pp.



- ORTOGNEISER**
- 1 RØD MIGMATITTISK GNEIS
  - 2 STENGLIG GRANITTISK GNEIS / GRANODIORITTISK GNEIS
- ULIKE SUPRAKRUSTALE BERGARTER**
- 3 BÅNDETE KALK- OG KALKSILIKATHOLDIGE SKIFRE
  - 4 GRANAT-MAGNETITT SKIFER
  - 5 BÅNDET MARMOR
- FOSDALS - GRUPPEN**
- 6 GRÅGRØNN HETEROGEN SKIFER
  - 7a LYS SKIFER OG TUFFITT / MED GRØNNSTEINSBÅND
  - 8 GRØNNSTEIN OG GRØNNSKIFER
  - 9 LYS ROSA KERATOFYR
  - 10 GULROSA KERATOFYR MED GRØNNSTEINSBÅND
- BEITSTAD - GRUPPEN**
- 11 GRÅGRØNN SANDSTEIN OG POLYMIKT KONGLOMERAT
- INTRUSIVE BERGARTER**
- 12 DIORITT MED OVERGANG TIL KVARTSDIORITT
- Z BERGARTSGRENSE, SIKKER / USIKKER / TEKTONISERT
- FORKASTNING ELLER MARKERT SPREKKESONE, MED HAKE PÅ NEDGÅENDE SIDE
- STREKNINGSLINEASJON
- S<sub>1</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG TRANSPONERT LAGNING)
- ↗↘ F<sub>2</sub>-FOLD (Z-, S- OG M-FOLD)
- S<sub>2</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F<sub>2</sub>-AKSEPLAN)
- S<sub>3</sub>-FOLIASJON
- ↗↘ F<sub>4</sub>-FOLD (Z-, S- OG M-FOLD)
- S<sub>4</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F<sub>4</sub>-AKSEPLAN)

NGU/NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE <b>SAMMENSTILLING AV BERGGRUNNSGEOLOGI</b> MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK <b>1:50000</b>	MÅLT T.T.	APRIL - 87
		TEGN. T.T.	APRIL - 87
		TRAC. T.T.	APRIL - 87
		KFR.	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM.	TEGNING NR. <b>87.070 - 01</b>	KARTBLAD NR. <b>1623 II, 1723 III</b>	



- |   |    |  |
|---|----|--|
| 1 | 1a | STENLIG GRANITISK GNEIS / GRANODIORITISK GNEIS |
| 2 |    | BASISKE, DELS PORFYRITISKE GANGER              |
| 3 |    | GRANAT-MAGNETITT SKIFER                        |
| 4 |    | BÅNDET MARMOR                                  |
| 5 | 5a | SURE/BASISKE BERGARTER MED USIKKER TILHØRIGHET |
| 6 |    | MØRK BÅNDET GRANATFØRENDE KALKSILIKATBERGART   |
| 7 |    | BÅNDET KALKHOLDIG SKIFER                       |
| 8 |    | LYS GRÅGRØNN MUSKOVITTSKIFER                   |

- |    |   |  |
|----|---|--|
| 9  |   | GRÅGRØNN HETEROGEN SKIFER                |
| 10 |   | LYS SKIFER OG TUFFITT MED EPIDOTKNOLLER  |
| 11 |   | MARMOR                                   |
| 12 |   | GRØNNSTEIN OG GRØNNSKIFER                |
| 13 |   | LYS SKIFER OG TUFFITT MED GRØNNSTEINBÅND |
| 14 | M | MAGNETITTHORISONT                        |
| 15 |   | LYS ROSA KERATOPYR                       |
| 16 |   | GULROSA KERATOPYR MED GRØNNSTEINBÅND     |

- |    |  |  |
|----|--|--|
| 16 |  | GRÅGRØNN SANDSTEIN OG POLYMIKT KONGLOMERAT |
| 17 |  | DIORITT MED OVERGANG TIL KVARTSDIORITT     |
| 18 |  | SUR INTRUSIV                               |

- |  |  |
|--|--|
|  | BLOTNING   |
|  | BERGARTSGRENSE, SIKKER / USIKKER   |
|  | TEKTONISERT BERGARTSGRENSE   |
|  | FORKASTNING, MED OMTRENTLIG TILSYNELATENDE HORIZONTAL OG VERTIKAL BEVEGELSE, OG FALL |
|  | STREKNINGSLINEASJON  |
|  | F <sub>1</sub> -FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)   |
|  | S <sub>1</sub> -FOLIASJON (HOVEDSAKLIG TRANSPONERT LAGNING)                          |
|  | F <sub>2</sub> -FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)   |
|  | S <sub>2</sub> -FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F <sub>2</sub> -AKSEPLAN)                     |
|  | S <sub>3</sub> -FOLIASJON  |
|  | F <sub>4</sub> -FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)   |
|  | S <sub>4</sub> -FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F <sub>4</sub> -AKSEPLAN)                     |
|  | S <sub>5</sub> -FOLIASJON (KRUSKLØV)   |
|  | PROFILLINJER FOR BLOKKDIAGRAM  |

NGU / NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE BERGGRUNNSKART, GRUNNTJØNNÅ. MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	OBS. TT	1986
	1: 10 000	TEGN. TT	APRIL 1987
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TRAC. TT	APRIL 1987	
	KFR.		
TEGNING NR.	87.070 - 02	KARTBLAD NR.	1623 II

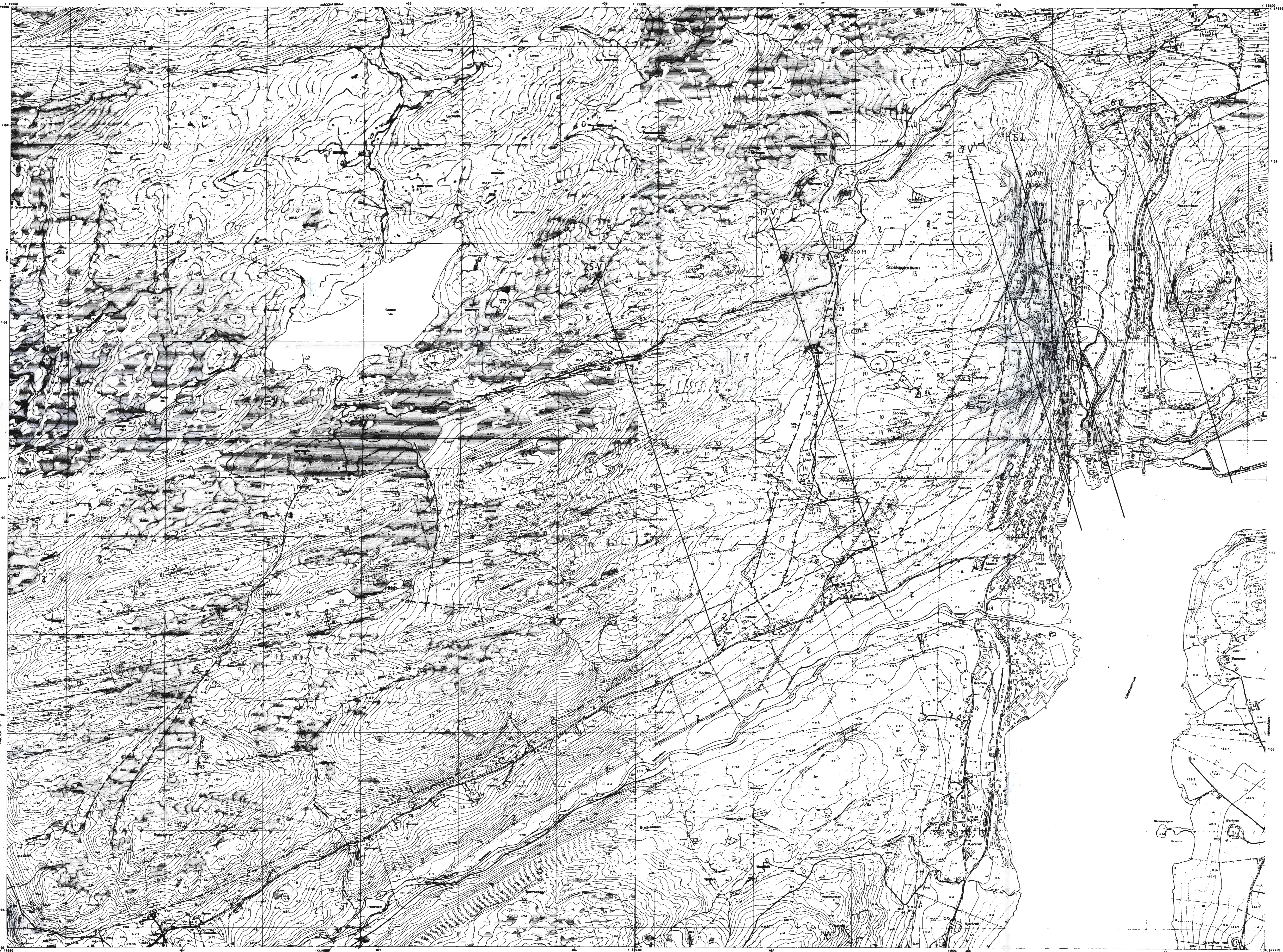


- 1a STENLIG GRANITISK GNEIS / GRANODIORITISK GNEIS
- 2 BASISKE, DELS PORFYRITISKE GANGER
- 3 GRANAT-MAGNETIT SKIFER
- 4 BÅNDET MARMOR
- 5a SURE / BASISKE BERGARTER MED USIKKER TILHØRIGHET
- 6 MØRK BÅNDET GRANATFØRENDE KALKSILIKATBERGART
- 7 BÅNDET KALKHOLDIG SKIFER
- 8 LYS GRÅGRØNN MUSKOVITTSKIFER

- 9 GRÅGRØNN HETEROGEN SKIFER
- 10 LYS SKIFER OG TUFFITT MED EPIDOTKNOLLER
- 11 MARMOR
- 12 GRØNNSTEIN OG GRØNNSKIFER
- 13 LYS SKIFER OG TUFFITT MED GRØNNSTEINSBÅND
- M MAGNETITTHORISONT
- 14 LYS ROSA KERATOPYR
- 15 GULROSA KERATOPYR MED GRØNNSTEINSBÅND
- 16 GRÅGRØNN SANDSTEIN OG POLYMIKT KONGLOMERAT
- 17 DIORITT MED OVERGANG TIL KVARTSDIORITT
- 18 SCR INTRUSIV

- Ø BLOIING
- BERGARTSGRENSE, SIKKER / USIKKER
- - - - - TEKTONISERT BERGARTSGRENSE
- 10M 50M 80M FORKASTNING, MED OMTRENTLIG TILSYNELATENDE HORIZONTAL OG VERTIKAL BEVEGELSE, OG FALL
- STREKNINGSLINEASJON
- ↗ F<sub>1</sub>-FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)
- S<sub>1</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG TRANSPONERT LAGNING)
- ↗ F<sub>2</sub>-FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)
- S<sub>2</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F<sub>2</sub>-AKSEPLAN)
- S<sub>3</sub>-FOLIASJON
- ↗ F<sub>4</sub>-FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)
- S<sub>4</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F<sub>4</sub>-AKSEPLAN)
- S<sub>5</sub>-FOLIASJON (KRUSKLØV)
- PROFILLINJER FOR BLOKSDIAGRAM

NGU / NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE BERGGRUNNSKART, HOLDEN MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	OBS. TT	1986
	1: 10000	TEGN. TT	APRIL 1987
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TRAC. TT	APRIL 1987	
	KFR.		
	TEGNING NR.	KARTBLAD NR.	
	87.070-03	1623 II	



- 1 1a STENGLIG GRANITISK GNEIS / GRANODIORITISK GNEIS
- 2 BASISKE, DELS PORFYRITISKE GANGER
- 3 GRANAT-MAGNETITT SKIFER
- 4 BÅNDET MARMOR
- 5 5a SURE / BASISKE BERGARTER MED USIKKER TILHØRIGHET
- 6 MØRK BÅNDET GRANATFØRENDE KALKSILIKATBERGART
- 7 BÅNDET KALKHOLDIG SKIFER
- 8 LYS GRÅGRØNN MUSKOVITTSKIFER

- 9 GRÅGRØNN HETEROGEN SKIFER
- 10 LYS SKIFER OG TUFFITT MED EPIDOTKNOLLER
- 11 MARMOR
- 12 GRØNNSTEIN OG GRØNNSKIFER
- 13 LYS SKIFER OG TUFFITT MED GRØNNSTEINSBÅND
- M MAGNETITTHORISONT
- 14 LYS ROSA KERATOPYR
- 15 GULROSA KERATOPYR MED GRØNNSTEINSBÅND

- 16 GRÅGRØNN SANDSTEIN OG POLYMIKT KONGLOMERAT
- 17 DIORITT MED OVERGANG TIL KVARTSDIORITT
- 18 SUR INTRUSIV

- BLOTNING
- BERGARTSGRENSE, SIKKER / USIKKER
- TEKTONISERT BERGARTSGRENSE
- FORCASTNING, MED OMTRENTLIG TILSYNELATENDE HORIZONTAL OG VERTIKAL BEVEGELSE, OG FALL
- STREKNINGSLINEASJON
- F<sub>1</sub>-FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)
- S<sub>1</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG TRANSPORT LAGNING)
- F<sub>2</sub>-FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)
- S<sub>2</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F<sub>2</sub>-AKSEPLAN)
- S<sub>3</sub>-FOLIASJON
- F<sub>4</sub>-FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)
- S<sub>4</sub>-FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F<sub>4</sub>-AKSEPLAN)
- S<sub>5</sub>-FOLIASJON (KRUSKLØV)
- PROFILLINJER FOR BLOKCDIAGRAM

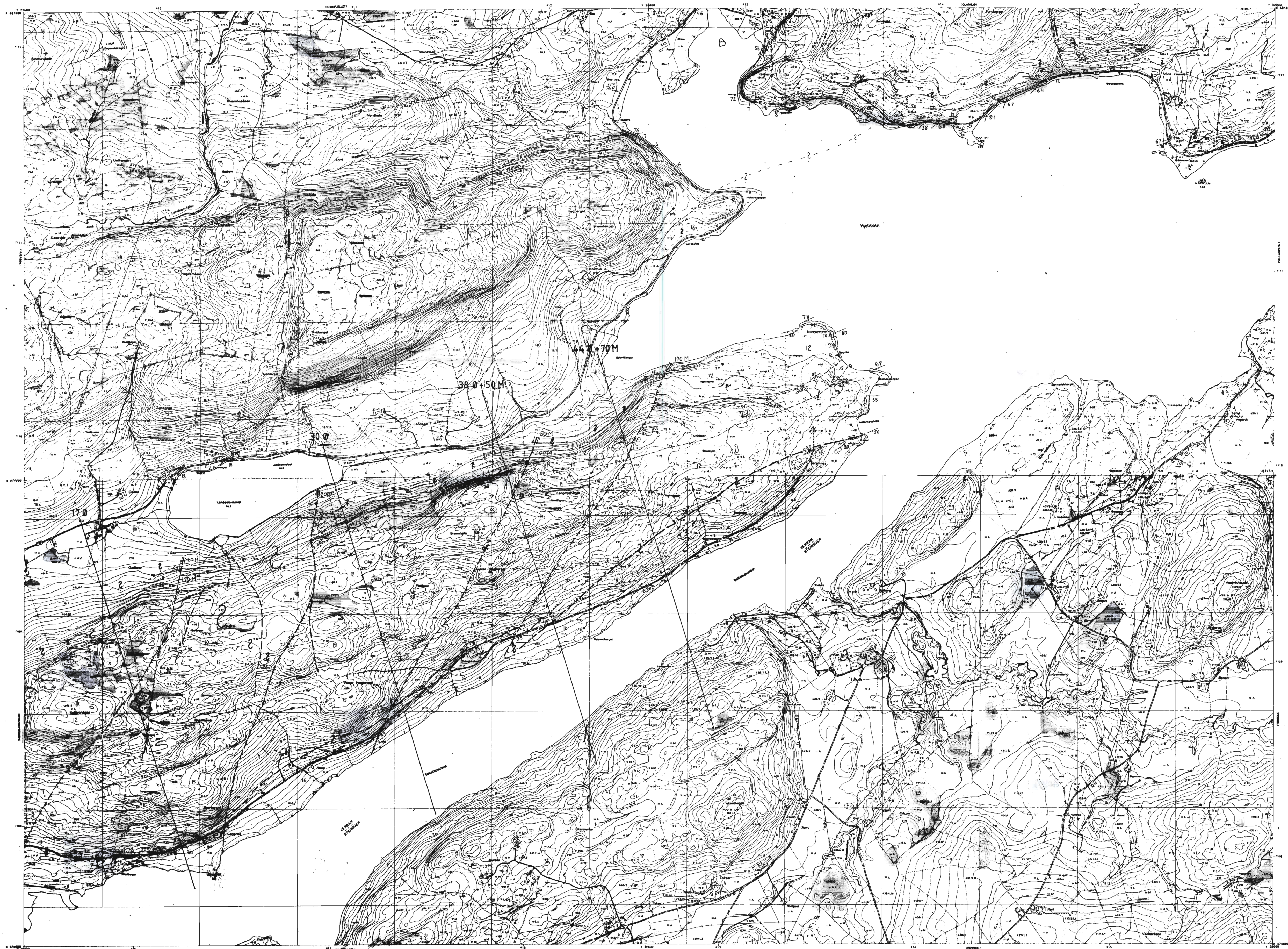
NGU / NORD-TRØNDELAS FYLKESKOMMUNE  
 STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE  
**BERGGRUNNSKART, AUNEKAMMEN - MALM**  
 MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAS

MÅLESTOKK 1:10 000	OBS. TT	1986
	TEGN. TT	APRIL 1987
	TRAC. TT	APRIL 1987
	KFR.	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

TEGNING NR.	KARTBLAD NR.
87. 070 -04	1623 II, 1723 III





- |   |    |  |
|---|----|--|
| 1 | 1a | STENGLIG GRANITISK GNEIS / GRANODIORITISK GNEIS  |
| 2 |    | BASISKE, DELS PORFYRITISKE GANGER                |
| 3 |    | GRANAT-MAGNETITT SKIFER                          |
| 4 |    | BÅNDET MARMOR                                    |
| 5 | 5a | SURE / BASISKE BERGARTER MED USIKKER TILHØRIGHET |
| 6 |    | MØRK BÅNDET GRANATFØRENDE KALKSILIKATBERGART     |
| 7 |    | BÅNDET KALKHOLDIG SKIFER                         |
| 8 |    | LYS GRÅGRØNN MUSKOVITTSKIFER                     |

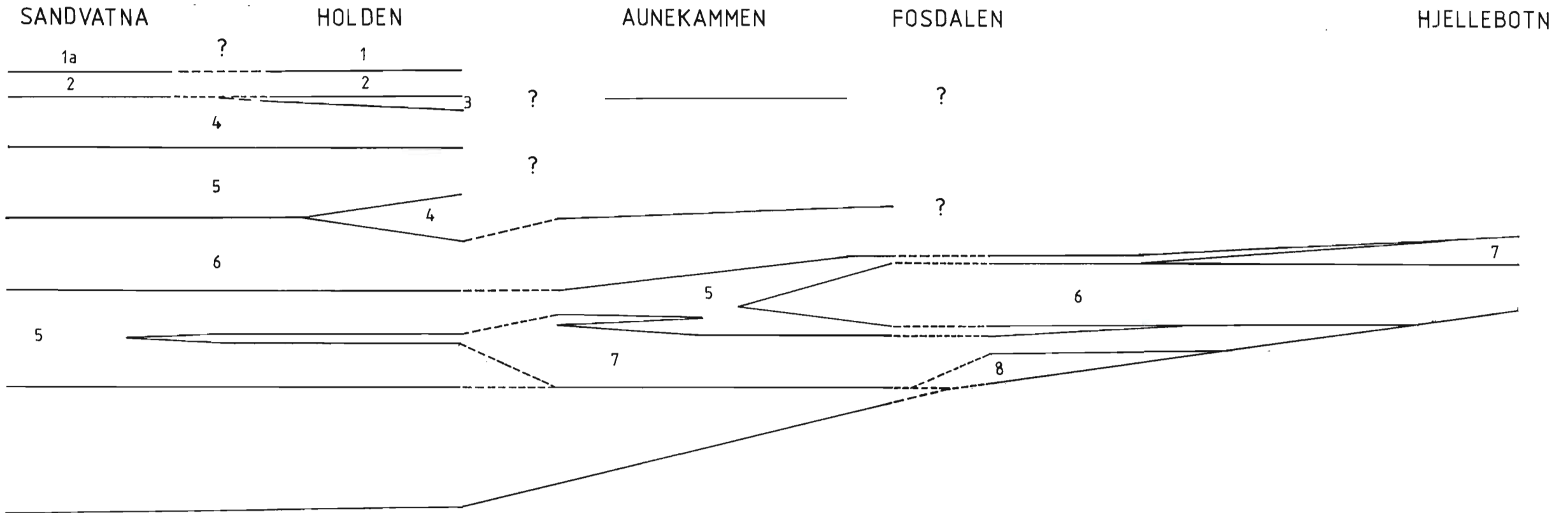
- |    |   |  |
|----|---|--|
| 9  |   | GRÅGRØNN HETEROGEN SKIFER                  |
| 10 |   | LYS SKIFER OG TUFFITT MED EPIDOTKNOLLER    |
| 11 |   | MARMOR                                     |
| 12 |   | GRØNNSTEIN OG GRØNNSKIFER                  |
| 13 |   | LYS SKIFER OG TUFFITT MED GRØNNSTEINSBÅND  |
| 14 | M | MAGNETITTHORISONT                          |
| 14 |   | LYS ROSA KERATOFYR                         |
| 15 |   | GULROSA KERATOFYR MED GRØNNSTEINSBÅND      |
| 16 |   | GRÅGRØNN SANDSTEIN OG POLYMIKT KONGLOMERAT |
| 17 |   | DIORITT MED OVERGANG TIL KVARTSDIORITT     |
| 18 |   | SUR INTRUSIV                               |

- |  |  |
|--|--|
|  | BLOTNING   |
|  | BERGARTSGRENSE, SIKKER / USIKKER   |
|  | TEKTONISERT BERGARTSGRENSE   |
|  | FORKASTNING, MED OMTRENTLIG TILSYNELATENDE HORIZONTAL OG VERTIKAL BEVEGELSE, OG FALL |
|  | STREKNINGSLINEASJON  |
|  | F <sub>1</sub> -FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)   |
|  | S <sub>1</sub> -FOLIASJON (HOVEDSAKLIG TRANSPONERT LAGNING)                          |
|  | F <sub>2</sub> -FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)   |
|  | S <sub>2</sub> -FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F <sub>2</sub> -AKSEPLAN)                     |
|  | S <sub>3</sub> -FOLIASJON  |
|  | F <sub>4</sub> -FOLDEAKSE (Z-, S- OG M-FOLD)   |
|  | S <sub>4</sub> -FOLIASJON (HOVEDSAKLIG F <sub>4</sub> -AKSEPLAN)                     |
|  | S <sub>5</sub> -FOLIASJON (KRUSKLØV)   |
|  | PROFILLINJER FOR BLOKEDIAGRAM  |

NGU / NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE BERGRUNNSKART, SUNDBYGDHALVØYA MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	OBS. TT	1986
	1:10 000	TEGN. TT	APRIL 1987
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	KARTBLAD NR.	
	87.070-05	1723 III	

V

0



- |         |   |
|---------|---|
| 1<br>1a | GRANODIORITTISK GNEIS / STENGLIG GRANITTISK GNEIS |
| 2       | GRANAT-MAGNETITT SKIFER                           |
| 3       | BÅNDET MARMOR                                     |
| 4       | GRÅGRØNN HETEROGEN SKIFER                         |
| 5<br>5a | LYS SKIFER OG TUFFITT / MED GRØNNSTEINSBÅND       |
| 6       | GRØNNSTEIN OG GRØNNSKIFER                         |
| 7       | LYS ROSA KERATOFYR                                |
| 8       | GULROSA KERATOFYR MED GRØNNSTEINSBÅND             |
| 9       | GRÅGRØNN SANDSTEIN OG POLYMIKT KONGLOMERAT        |
| 10      | DIORITT MED OVERGANG TIL KVARTSDIORITT            |

NGU/NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE  
 STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE  
**TOLKNING AV TEKTONOSTRATIGRAFI**  
 MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG

MÅLESTOKK	MÅLT	
	TEGN T.T.	APRIL -87
	TRAC T.T.	APRIL -87
	KFR	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

TEGNING NR  
 87.070-06

KARTBLAD  
 1623 II, 1723 III



Lys rosa keratofyr med feltspatfenokryster  
Vekslende massiv og skifrig grønnstein

Grå båndet finkornet tuffitt

Massiv magnetitthorisont med 25 cm meget finkornet lys grønn til grå tuffitt

Lys rosa keratofyr med feltspatfenokryster

Grågrønn finkornet båndet kalkholdig tuffitt  
Grå båndet finkornet tuffitt

Massiv magnetitthorisont med 20 cm meget finkornet lys grønn til lys grå tuffitt

Lys grønn finkornet båndet tuffitt med biotittporfyroblaster opptil 2 mm

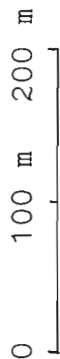
Meget finkornet grågrønn tuffitt

Lys rosa keratofyr med feltspatfenokryster

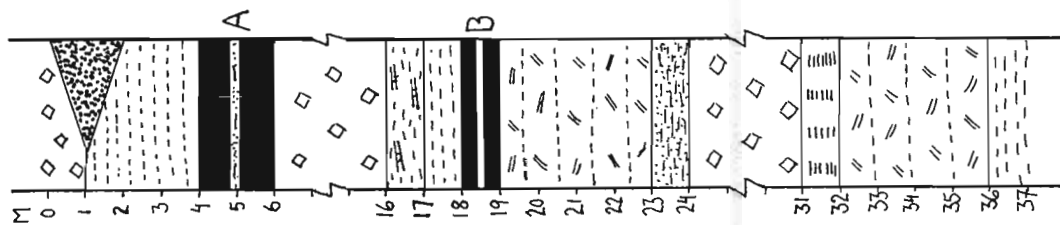
Grågrønn tuffitt

Tuffitt med biotitt-  
porfyroblaster

Grå tuff



SKALA 1 : 5000



NGU / NORD - TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE  
STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE  
STEREOPROJEKSJON AV D<sub>1</sub>-STRUKTURER  
MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD - TRØNDELAG

MÅLESTOKK  
1:5000

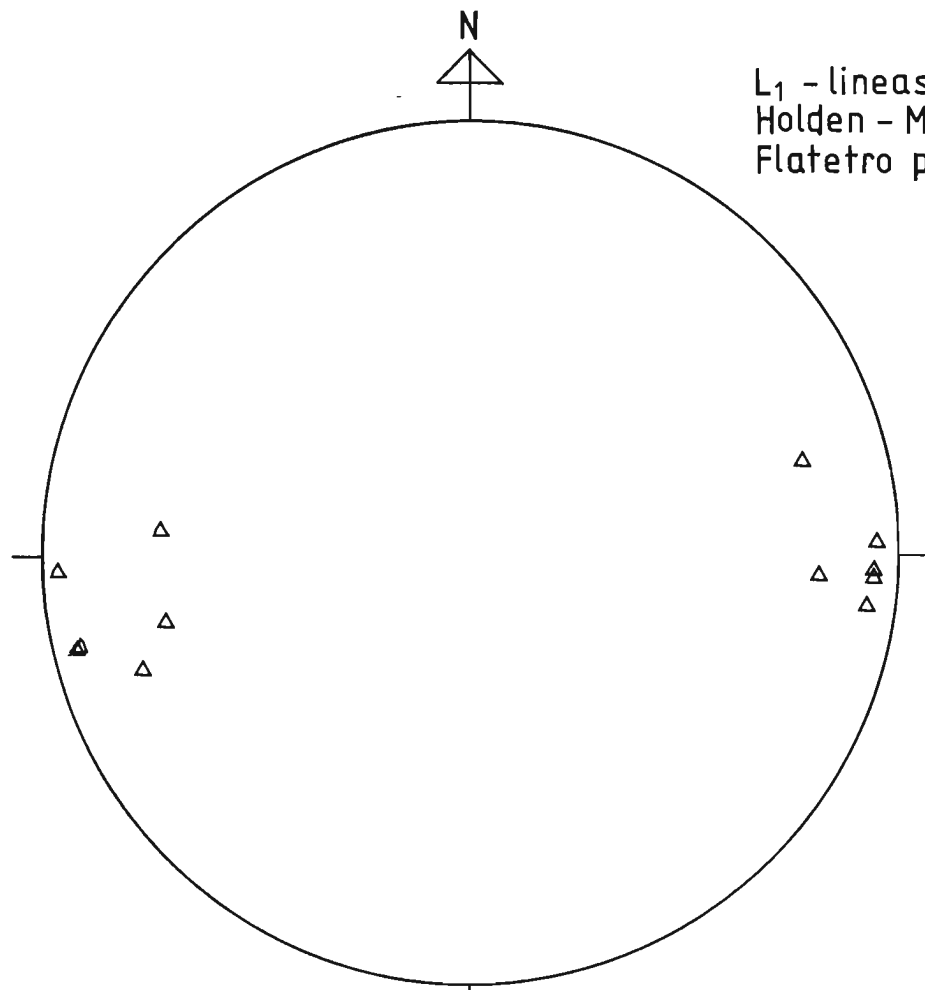
MÅLT	TT	1986
TEGN	TT	1987
TRAC	TT	1987
KFR.		

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
TRONDHEIM

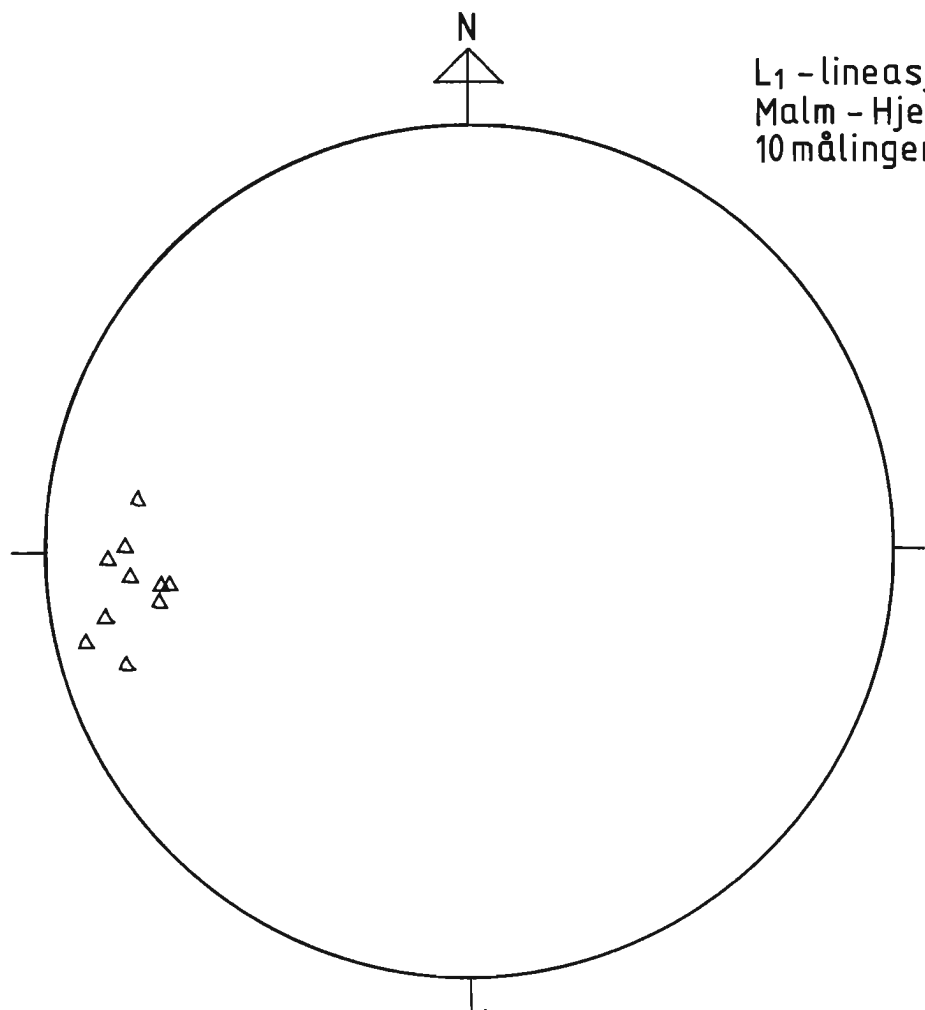
TEGNING NR.  
87.070 -07

KARTBLAD NR.  
1623 II

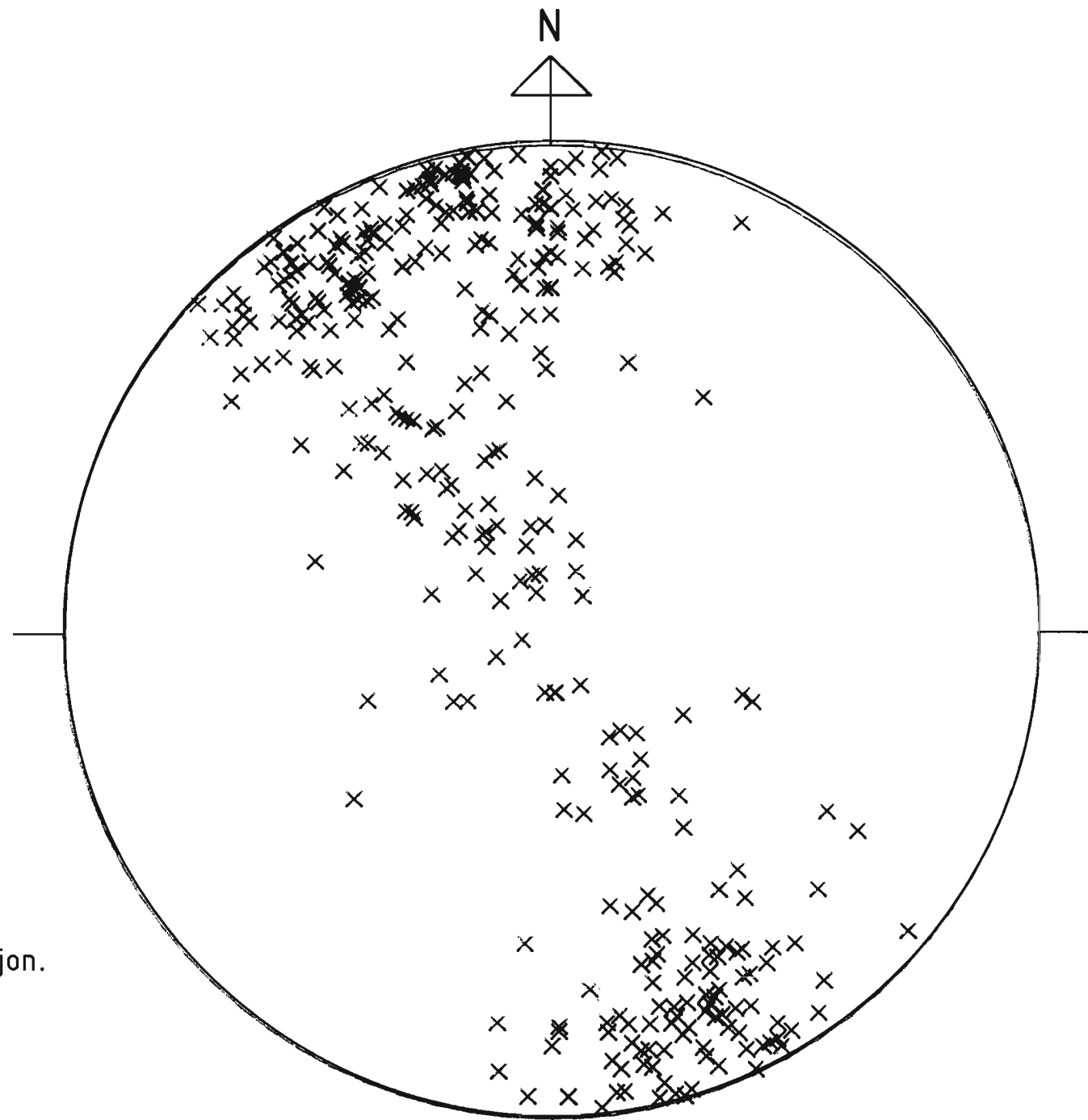
For tegnforklaring,  
se bilag 02



L<sub>1</sub> - lineasjoner i området  
Holden - Malm. 12 målinger.  
Flatetro projeksjon.

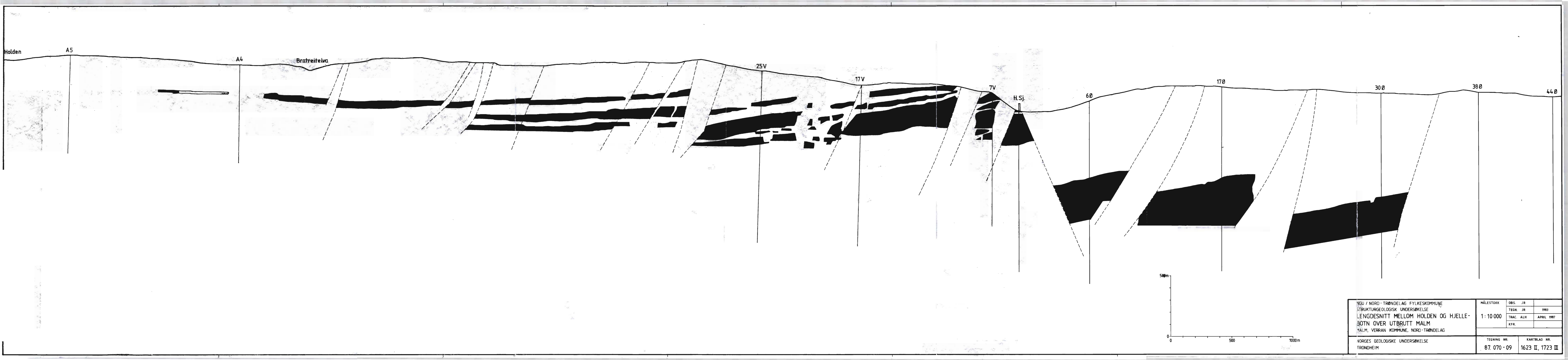


L<sub>1</sub> - lineasjoner i området  
Malm - Hjellevotn.  
10 målinger. Flatetro projeksjon.



S - foliasjoner. 362 målinger. Flatetro projeksjon.

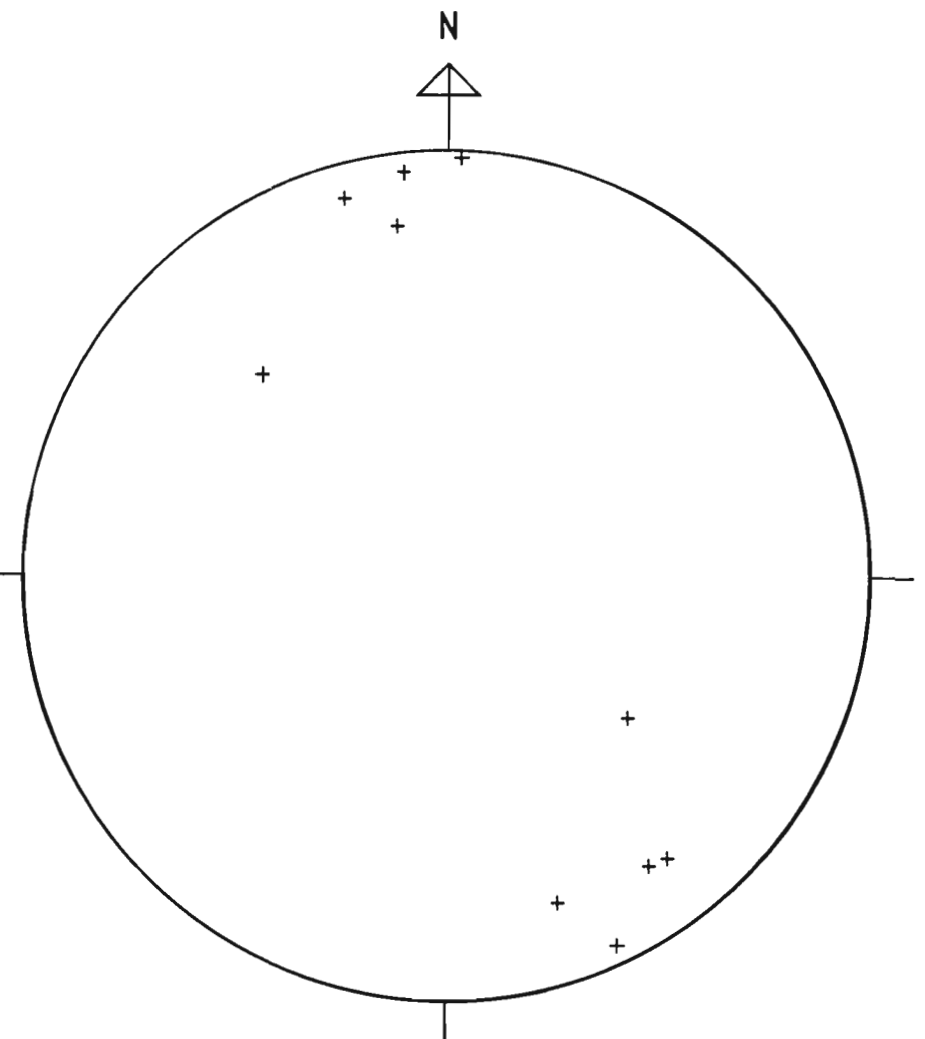
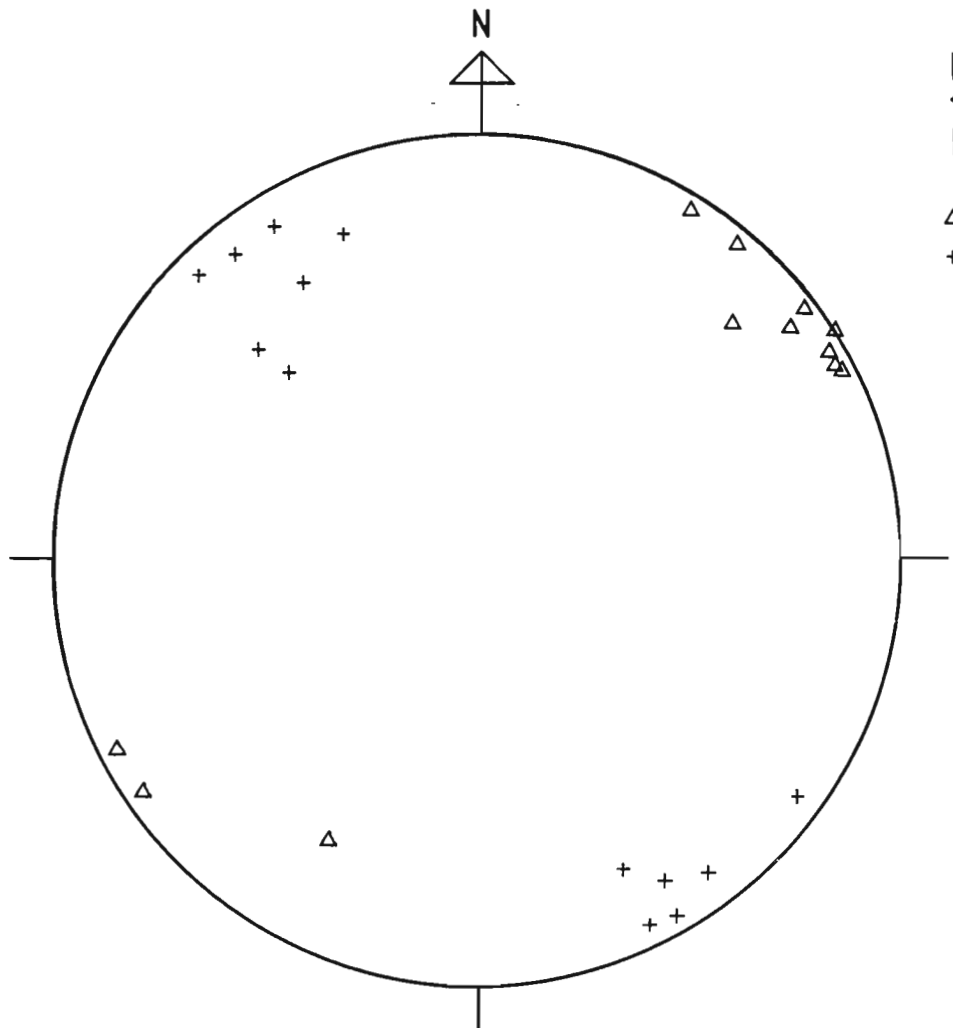
NGU/NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE <b>STEREOPROJEKSJON AV D<sub>1</sub> - STRUKTURER</b> MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	MÅLT	T.T.	1986
		TEGN	T.T.	APRIL -87
		TRAC	ALH	MAI -87
		KFR		
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR	KARTBLAD		
	87.070 -08	1623 II, 1723 III		



NGU / NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE LENGDESnitt MELLOM HOLDEN OG HJELLE- BOTN OVER UTBRUTT MALM MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	OBS. JR	
	1: 10 000	TEGN. JR	1983
		TRAC. ALH	APRIL 1987
		KFR.	
NORGE GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 87. 070-09	KARTBLAD NR. 1623 II, 1723 III	

D<sub>2</sub>-strukturer i området vest for Holden. 25 målinger. Flatetro projeksjon.

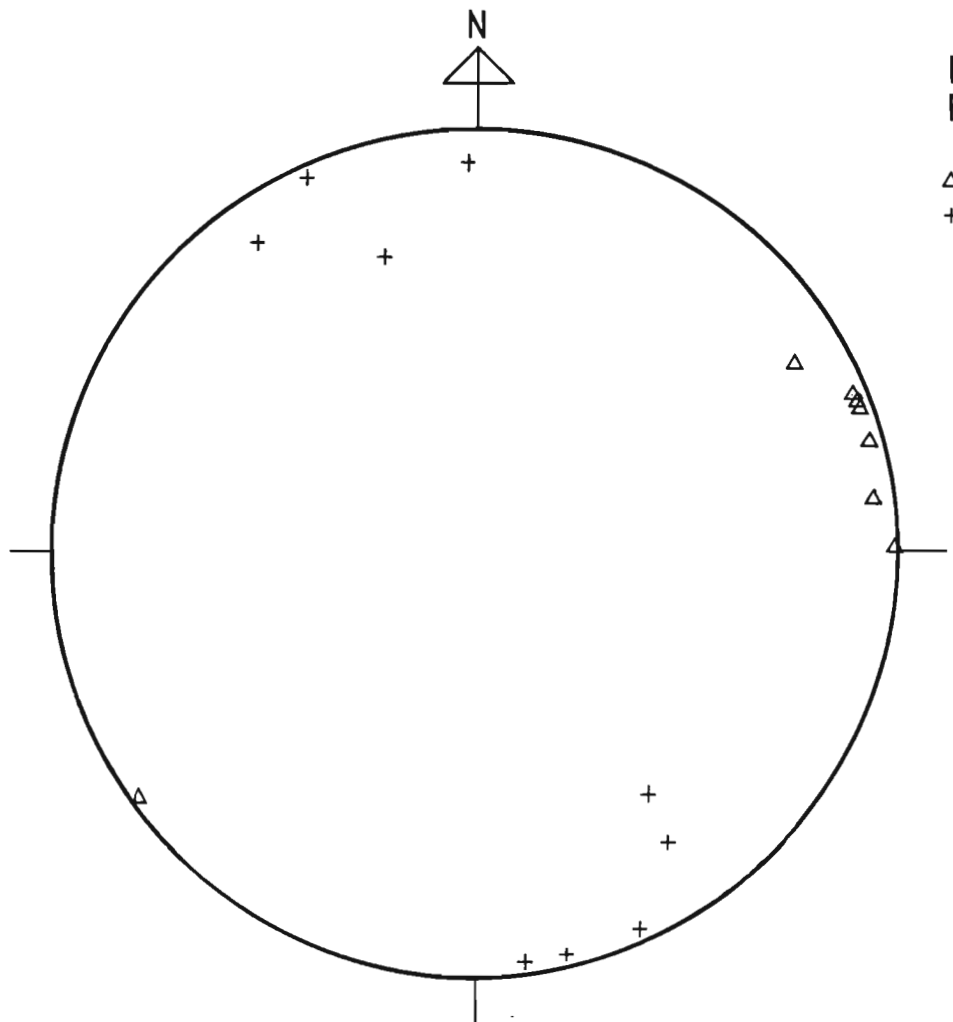
△ F<sub>2</sub> - FOLDEAKSE  
+ S<sub>2</sub> - AKSEPLAN



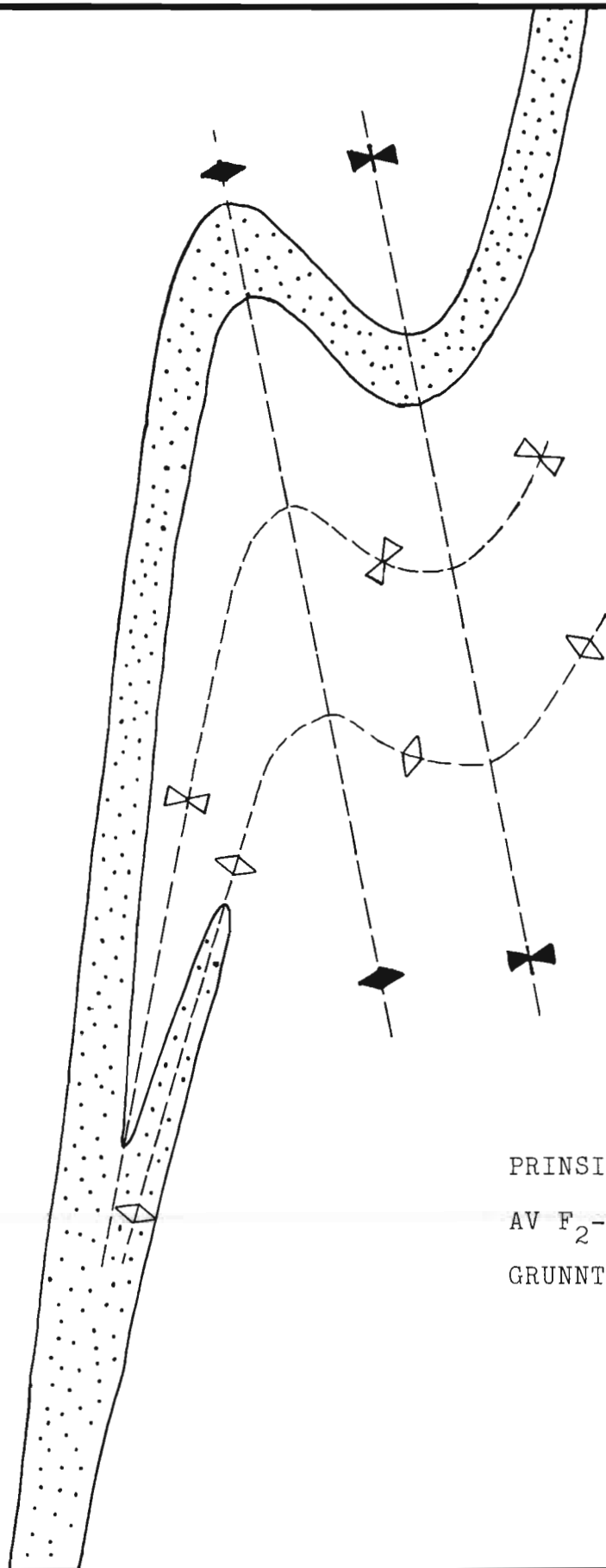
S<sub>3</sub> - foliasjoner. 10 målinger. Flatetro projeksjon.

D<sub>4</sub>-strukturer. 17 målinger. Flatetro projeksjon.

△ F<sub>4</sub> - FOLDEAKSE  
+ S<sub>4</sub> - AKSEPLAN



NGU/NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE STEREOPROJEKSJON AV D <sub>2</sub> -, D <sub>3</sub> -, OG D <sub>4</sub> - STRUKTURER MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	MÅLT	T.T.	1986	
		TEGN	T.T.	APRIL-87	
		TRAC	ALH	MAI -87	
		KFR			
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR 87.070 - 10	KARTBLAD 1623 II, 1723 III			



- △— F<sub>2</sub>-SYNFOLD
- ▽— F<sub>2</sub>-ANTIFOLD
- ▲— F<sub>4</sub>-SYNFOLD
- ◆— F<sub>4</sub>-ANTIFOLD

PRINSIPPSKISSE FOR D<sub>4</sub>-REFOLDING  
AV F<sub>2</sub>-STRUKTUR SØRVEST FOR  
GRUNNTJØNNA

NGU / NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE  
STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE  
PRINSIPPSKISSE FOR D<sub>4</sub>-REFOLDING AV D<sub>2</sub>-  
FOLD VED GRUNNTJØNNA  
MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG

MÅLESTOKK	MÅLT	
	TEGN TT	APRIL - 87
	TRAC TT	APRIL - 87
	KFR.	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
TRONDHEIM

TEGNING NR.  
87. 070 - 11

KARTBLAD NR.  
1623 II, 1723 III



HOLDEN

A 5

A 4

25 V

17 V

7 V

H.S.J.

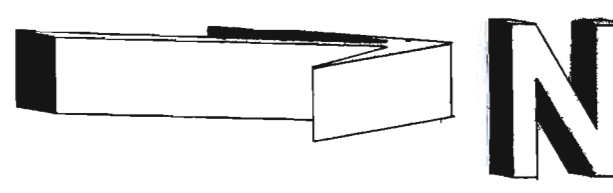
6 Ø

17 Ø

30 Ø

38 Ø

44 Ø



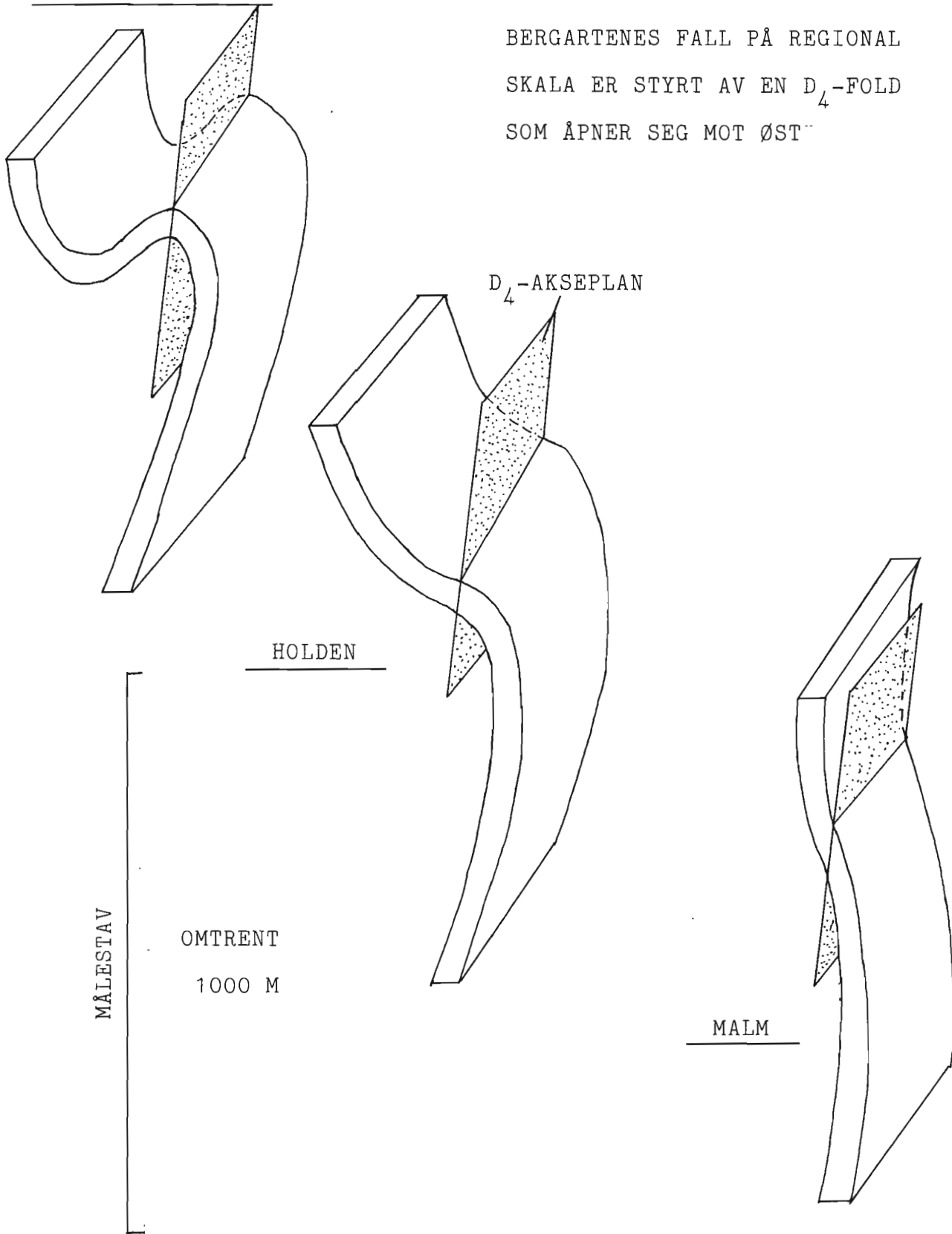
1	STENGLIG GRANITISK GNEIS	11	GRÅGRØNN SANDSTEIN OG POLYMIKT KONGLOMERAT
2	GRANAT-MAGNETITT SKIFER	12	DIORITT MED OVERGANG TIL KVARTSDIORITT
3	BÅNDET MARMOR		BERGARTSGRENSE, SIKKER / USIKKER
4	GRÅGRØNN HETEROGEN SKIFER		FORKASTNING, MED OMTRENTLIG TILSYNELATENDE VERTIKAL OG HORIZONTAL BEVEGELSE
5	LYS SKIFER OG TUFFITT MED EPIDOTKNOLLER		
6	MARMOR		
7	GRØNNSTEIN OG GRØNNSKIFER		
8	LYS SKIFER OG TUFFITT MED GRØNNSTEINSBÅND		
9	MAGNETITTHORISONT / UTVUNNET MAGNETITTMALM		
10	LYS ROSA KERATOFYR		
	GULROSA KERATOFYR		

NGU / NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE <b>BLOKKDIAGRAM, OMRÅDET HOLDEN-HJELLEBOTN</b> MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG		MÅLSTOKK <b>1 : 10 000</b>	OBS. TEGN. TT APRIL 1987 TRAC. TT APRIL 1987 KFR.
NORGE GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM		TEGNING NR. 87.070-12	KARTBLAD NR. 1623 II, 1723 III



HEIMHOLHATTEN

PRINSIPPSKISSE SOM VISER HVORDAN  
BERGARTENES FALL PÅ REGIONAL  
SKALA ER STYRT AV EN  $D_4$ -FOLD  
SOM ÅPNER SEG MOT ØST



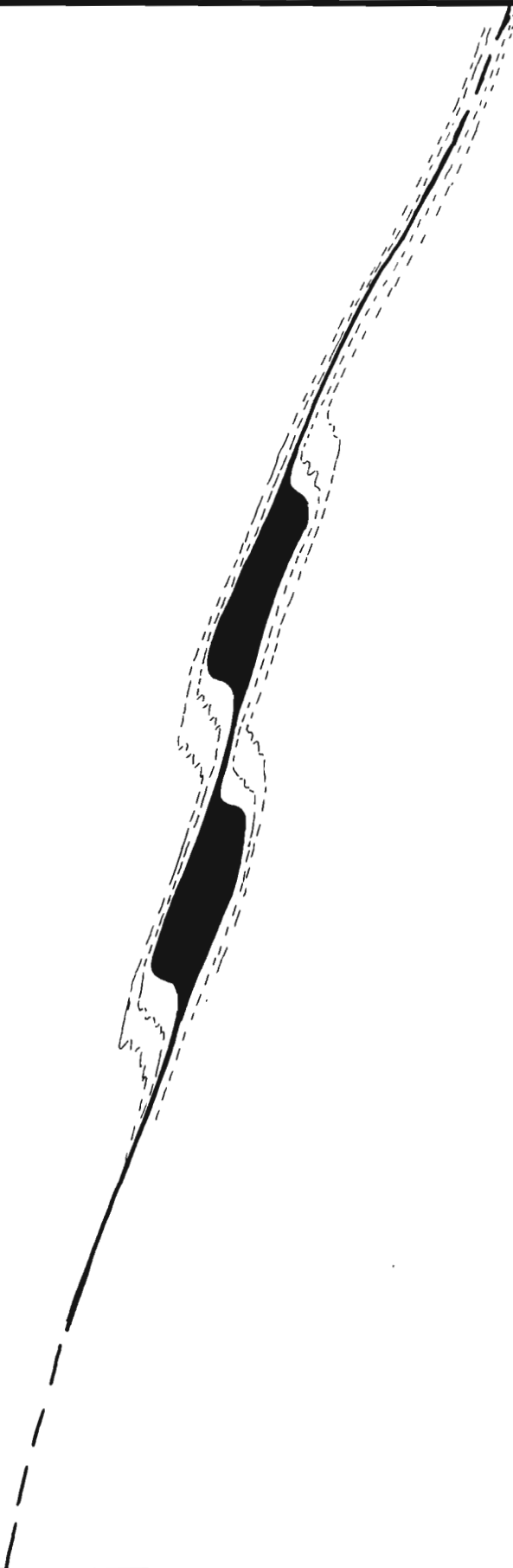
NGU / NORD-TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE  
STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE  
MODELL FOR  $D_4$ -FOLD, HEIMHOLHATTEN - MALM  
MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG

MÅLESTOKK	MÅLT	
	TEGN TT	APRIL - 87
	TRAC TT	APRIL - 87
	KFR.	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
TRONDHEIM

TEGNING NR. 87. 070 - 13  
KARTBLAD NR. 1623 II, 1723 III

PRINSIPPSKISSE FOR UTVIKLING  
 AV MALMLINJALER VED TETT TIL  
 ISOKLINAL ASYMMETRISK FOLDING



NGU / NORD - TRØNDELAG FYLKESKOMMUNE  
 STRUKTURGEOLOGISK UNDERSØKELSE  
 MODELL FOR DANNELSE AV MALMLINJALER  
 MALM, VERRAN KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG FYLKE

MÅLESTOKK	MÅLT	
	TEGN TT	APRIL - 87
	TRAC TT	APRIL - 87
	KFR.	

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE  
 TRONDHEIM

TEGNING NR.  
 87. 070 - 14

KARTBLAD NR.  
 1623 II, 1723 III