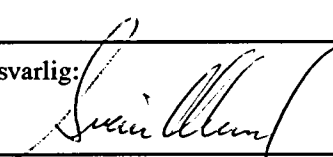


NGU Rapport 94.094

Samtolkning av geodata i Grongfeltet

status pr. 15.12.94

Rapport nr. 94.094		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Samtolkning av geodata i Grongfeltet - status pr. 15.12.94.				
Forfatter: Jan Sverre Sandstad, Einar Dalsegg, Harald Elvebakk, Tor Grenne, Michael Heim, Gurli B. Meyer, Arne Reinsbakken, David Roberts, Arne Solli og Geir Ståle Dyrstad			Oppdragsgiver: NGU/Nord-Trøndelag Fylkeskom	
Fylke: Nord-Trøndelag		Kommune: Røyrvik, Lierne, Grong, Namskogan		
Kartbladnavn (M=1:250.000) Grong		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1823 I, 1823 IV, 1824 I-III, 1924 I-IV		
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 36	Pris: kr 200,-	
		Kartbilag: 1		
Feltarbeid utført: juli-okt. 94	Rapportdato: 15.12.94	Prosjektnr.: 67.2509.47	Ansvarlig: 	
<p>Sammendrag:</p> <p>Rapporten oppsummerer undersøkelsene som er utført innenfor prosjektet "Samtolkning av geodata i Grongfeltet" under feltsesongen 1994 og de foreløpige resultatene fra disse er gitt. Oppfølgende undersøkelser var på bakgrunn av resultatene fra samtolkningen konsentrert i Gjersvik-området. De besto av geologisk kartlegging og prøvetaking og bakkegeofysiske dypmålinger (transient-EM). I tillegg er kjerneboring gjennomført ved Godejord. Prøvetaking og kartlegging er utført for å videreutvikle kunnskapen om vulkanittstratigrafien og øke forståelsen for den magmatiske og hydrotermale utviklingen i Gjersvikdekket. Berggrunnskartlegging i M 1:20,000 er foretatt i Sanddøla- og Tromsfjell-områdene. Strukturgeologiske detaljundersøkelser og tolkninger av satellittbilder er gjort i Gjersvikområdet. De regionale helikoptermålingene er fullført i den sørlige delen av Grongfeltet og innsamling av grunnlagsdata til bruk ved tolkning av denne er innsamlet.</p> <p>Ingen nye sulfidmineraliseringer av betydning er påvist i løpet av feltsesongen. Foreløpige tolkninger av transient-EM målingene har heller ikke gitt positive indikasjoner, men prioriterte måleområder gjenstår fortsatt i Gjersvik-området. Kjerneboringen i Godejord har vist at de rikeste mineraliseringene avtar mot dypet.</p>				
Emneord: Malmgeologi		Berggrunn		Geofysikk
Geokjemi		Sulfid		Samtolkning
				Fagrapport

INNHold

1	INNLEDNING	5
2	BERGGRUNNSKARTLEGGING	6
2.1	Innledning	6
2.2	Sanddøla-området (Godejordvulkanittene)	6
2.3	Området Tunnsjødalen - Tromsfjellet - Møkkelvikdalen	7
2.3.1	Innledning	7
2.3.2	Geologisk utgangspunkt	9
2.3.3	Bergartsbeskrivelse	9
2.3.4	Strukturer	12
2.3.5	Rustsoner og mineraliseringer	14
3	STRUKTURGEOLOGISKE UNDERSØKELSER I GJERSVIK -BJØRKVATN OMRÅDET.....	15
3.1	Innledning	15
3.2	Felt observasjoner	15
3.3	Konklusjon.....	19
4	UNDERSØKELSER AV VULKANSKE BERGARTER	20
4.1	Annlifjellet.....	20
4.2	Litlfjellet nord for Gjersvik.....	20
4.3	Nordvest for Bjørkvatnet	22
4.4	Trollvika-Gjersviklumpen-Gjersvikruet.....	22
4.5	Veiprofil Steinfjell tunnel - Gjersvik	22
4.6	Oppsummering	22
5	UNDERSØKELSER AV MAGMATISKE BERGARTER	24
6	TOLKNING AV SATELITTDATA	26
7	INNSAMLING AV GRUNNLAGSDATA	28
7.1	Petrofysiske data	28
7.2	Malmforekomstdata	28
7.2.1	Gjersvikforekomsten.....	28
7.2.2	Andre sulfidmineraliseringer	28
8.	OPPFØLGENDE UNDERSØKELSER.....	29
8.1	Kjerneboring i Godejord	29
8.2	Geofysiske bakkemålinger	29
8.2.1	Innledning	29
8.2.2	Annlifjell.....	30
8.2.3	Gjersvikklumpen	30
8.2.4	Konklusjon	32
8.3	Prøvetaking og kartlegging i Gåsvatnområdet	32

8.4 Kartlegging i Bjørkvatn-området	34
8.5 Kartlegging i Austvatn-Saksvatn området	34
9. KONKLUSJON.....	35
10. LITTERATUR.....	36

FIGURLISTE

Figur 1 Forenklet berggrunnskart over Tromsfjell-området	8
Figur 2 Skisse av skjærsone og fold nordvest for Bjørkvatnet	16
Figur 3 Stereogram med plott av skjærflatenes orientering	16
Figur 4 Skisse av skjærsone sørsørvest for Annlifjellet	17
Figur 5 Detaljskisser av skjærsone sør for Annlifjellet.....	18
Figur 6 Skisse av skjærsone	18
Figur 7 Skisse av reversforkastning nord for Bjørkvatnet	19
Figur 8 Prøvelokaliteter langs profiler i Gjersvik-Bjørkvatn området.....	21
Figur 9 Områder som er målt med Transient-EM i 1994 og planlagt målt i 1995	29
Figur 10 Prøvelokaliteter sørvest for Gåsvatnet	31

VEDLEGG

Vedlegg 1 TFEM-målinger, Annlifjell. Profil 1800N	
Vedlegg 2 TFEM-målinger, Gjersvikklumpen. Profil 4600N.....	

1 INNLEDNING

Prosjektet 'Samtolkning av geodata i Grongfeltet' er et samarbeidsprosjekt mellom NGU/Nord-Trøndelagsprogrammet og Nord-Trøndelag Fylkeskommune. Målsetningene for prosjektet og anbefalte oppfølgingsområder i 1994 er gitt i NGU Rapport 94.062 (Sandstad o.a. 1994).

Denne rapporten oppsummerer undersøkelsene som er gjort innenfor prosjektet under feltsesongen i 1994 og de foreløpige resultatene fra disse. Initialene til forfatterne av de forskjellige kapitlene er gitt. I tillegg til oppfølgende undersøkelser har arbeidet vært konsentrert om prøvetaking og kartlegging for å videreutvikle kunnskapen om vulkanittstratigrafien for grønnsteinene og for å øke forståelsen av den magmatiske og hydrotermale utviklingen innen Gjersvikdekket. Geologisk kartlegging er gjort i områder med dårligere regionalt datagrunnlag; Tromsfjell- og Sanddøla-området. Detaljerte struktur-geologiske undersøkelser og petrofysiske analyser er utført. Resultatene fra bakkegeofysiske målinger med transient-EM, TFEM, i Gjersvik-området og kjerneboring i Godejord vil bli gitt i egne rapporter, men de viktigste foreløpige resultater og tolkninger er også tatt med i denne rapporten. Tolknings av fastfjellsgeokjemi for prøver som er analysert før dette prosjektet startet blir også beskrevet i en egen rapport (Reinsbakken & Grenne i arbeid).

De regionale geofysiske helikoptermålingene ble slutført i 1994, med målinger i den sørlige delen av Grongfeltet. Totalt er nå 13,300 profil-km målt i løpet av prosjektperioden, 1993-94, med varierende profilavstand, 1-400 m. I tillegg kommer målinger utført med moderne utrustning omkring Joma i 1985 (1,200 profil-km) og innenfor de delene av kartbladene Grong og Harran (M711, M 1:50,000) som faller inn under Grongfeltet. Det vil si at omtrent hele Grongfeltet; Gjersvik- og det aller meste av Orklumpdekket er nå dekket med moderne helikoptermålinger.

I høst har arbeidet vært konsentrert om bearbeiding av feltresultater og tilrettelegging for samtolkning. Den videre samtolkning er utsatt til årsskiftet 1994/95 når ny programvare er installert. Kommunikasjonsproblemene mellom vektordata (geologi) og rasterdata (geofysikk og geokjemi) som er beskrevet tidligere (Sandstad o.a. 1994), er da sannsynligvis løst.

Nord-Trøndelag Fylkeskommunen bidrar med 1 mill. kr øremerket prosjektet i 1994. Landsdelsutvalget har bevilget kr. 300,000 til oppfølgende bakkegeofysikk og geologi i Gjersvik-området, og Prospekteringsfondet støtter kjerneboringene i Godejord med kr. 455,000.

2 BERGGRUNNSKARTLEGGING

2.1 Innledning

Berggrunnskartlegging er gjort i målestokk 1:20,000 i to områder hvor den regionale kartleggingen tidligere var mindre god, Sanddøla- og Tromsfjell-områdene. I tillegg er områder omkring Saksvatnet og sør for Bjørkvatnet kartlagt i forbindelse med de oppfølgende undersøkelsene og registreringer av malmforekomster. Strukturgeologiske undersøkelser og detaljert kartlegging av vulkanittstratigrafien i forbindelse med fastfjellsprøvetaking er utført i Gjersvik-området. De ulike magmatiske bergartene er studert hovedsakelig i Skorovatn-området.

2.2 Sanddøla-området (Godejordvulkanittene) (T.G/A.S)

Undersøkelsene har vært konsentrert om berggrunnskartlegging og prøvetaking av vulkanske og intrusive bergarter for geokjemisk karakterisering. Et mindre antall mineraliseringer er prøvetatt for analyse. Berggrunnskartleggingen har hatt som mål å binde tidligere kartlegging i M 1:20.000 i Godejordområdet (Heim 1993) sammen med det digitale berggrunnskartet over den øvrige delen av Grongfeltet (Kart 1). Begrenset kartlegging er gjort innenfor Heims kartområde med tanke på forenklinger og korrelasjoner, mens hovedvekten ble lagt på området øst-nordøstover mot Blåmuren. Digitalisering og sammenstilling med geologien videre nordover er ferdig (Kart 1), og er basert på sommerens feltobservasjoner kombinert med eldre kartmateriale (Gale 1975). Fastfjellsprøver er under preparering for XRF hoved- og sporelementanalyse på hovedsakelig vulkanske bergarter samt for ICP multielement- og edelmetall-analyse på mineraliseringer. Prøver av magmatiske og diverse sedimentære bergarter samt mineraliseringer er sendt inn for slippreparering.

Kartleggingen viser at vulkanittene ved Godejord kan følges sammenhengende øst-nordøstover mot grønnsteinene ved Blåmuren øst for Gaizervatnet. Godejordvulkanittene er dermed sannsynligvis en del av Limingengruppen og er yngre enn Gjersvikgruppens vulkanitter. En korrelasjon med 'Devikgrønnstein' lenger nord er sannsynlig på grunnlag av litologiske likheter og regionale betraktninger. Godejordvulkanittene består hovedsakelig av submarine basalter vekslende med sure pyroklastiske bergarter og kalkrike, urene tuffittiske sedimenter av basisk til sur sammensetning. Jernformasjoner er hyppige som magnetitrike kvartsittbenker ('blåkvarts'), og som renere magnetittlag eller sulfidlag. Magnetitt er ofte rikelig tilstede også i tuffittene. Innslaget av urene tuffitter og sure pyroklastitter synes å øke mot syd (stratigrafisk opp) på bekostning av basalter.

De viktigste kjente sulfidforekomstene, Godejord og Finnbu, opptrer i den tuffittdominerte delen av lagfølgen. Mens sistnevnte er en typisk VMS-forekomst, skiller Godejordforekomsten seg ut med sin disseminerte karakter og anriking av bl.a. gull. Forekomsten har likhetstrekk med visse 'epithermal vein' mineraliseringstyper. Utenom de kjente forekomstene er det to geologiske trekk som er av spesiell metallogenetisk interesse: En mer enn 4 km lang sone nord og vest for Finnbu, med en kvarts-serisitt-rik bergart som er rik på disseminerte sulfider kan representere en hydrotermal omvandlingssone. Likeledes er sulfid disseminasjoner med tydelig omvandling (klorittisering?) av basalter utbredte i området sør for Blåmuren, nært den nordøstlige enden av Godejordvulkanitt-sonen.

Syd- og sydøstgrensen av Grongfeltet er karakterisert av sterk deformasjon av bergarter og malmer og et komplekst mønster av skyvesoner og forkastninger. Godejordvulkanittene er trolig begrenset mot syd av en skyvekontakt mot en tynn kalkstein som er preliminært korrelert med Huddingsvasskalken i Røyrvikgruppen og videre fyllitter som antas å tilhøre Nordliggruppen. Godejordvulkanittene har skyvekontakt også mot Gjersvikgruppens bergarter som i området nord for Godejord synes å være vertsbergarter for Skiftesmyrforekomsten (Kart 1). Grensen mellom Godejordvulkanittene og Gjersvikgruppens vulkanitter er basert på tilstedeværelsen av kalkrike tuffitter og jernformasjoner i førstnevnte i kontrast til Gjersvikgruppens tuffitter.

2.3 Området Tunnsjødalen - Tromsfjellet - Møkkelvikdalen (M.H.)

Dette kapittelet inkluderer M. Heims feltrapport og beskriver feltarbeidets hovedresultater. I tillegg er følgende vedlegg til feltrapporten arkivert ved NGU:

- rentegnet feltkart (1:20 000) med separat tegnforklaring
- strukturell tolkning (1:20 000) som "overlay" til kartet
- renskrevet feltdagbok (56 sider)
- prøveliste (4 sider)

Resultatene fra kartleggingen vil benyttes til revidering av Kart 1 når resultatene fra helikoptermålingene i 1994 foreligger. Foreløpig er bare grensene fra denne kartleggingen digitalisert. En forenklet utgave av feltkartet fra hovedområdet er gitt i Fig. 1, hvor hovedenhetene innen Gjersvikdekket er vist. Bergartsnummereringen (Fig. 1) følger feltkartet og feltrapporten.

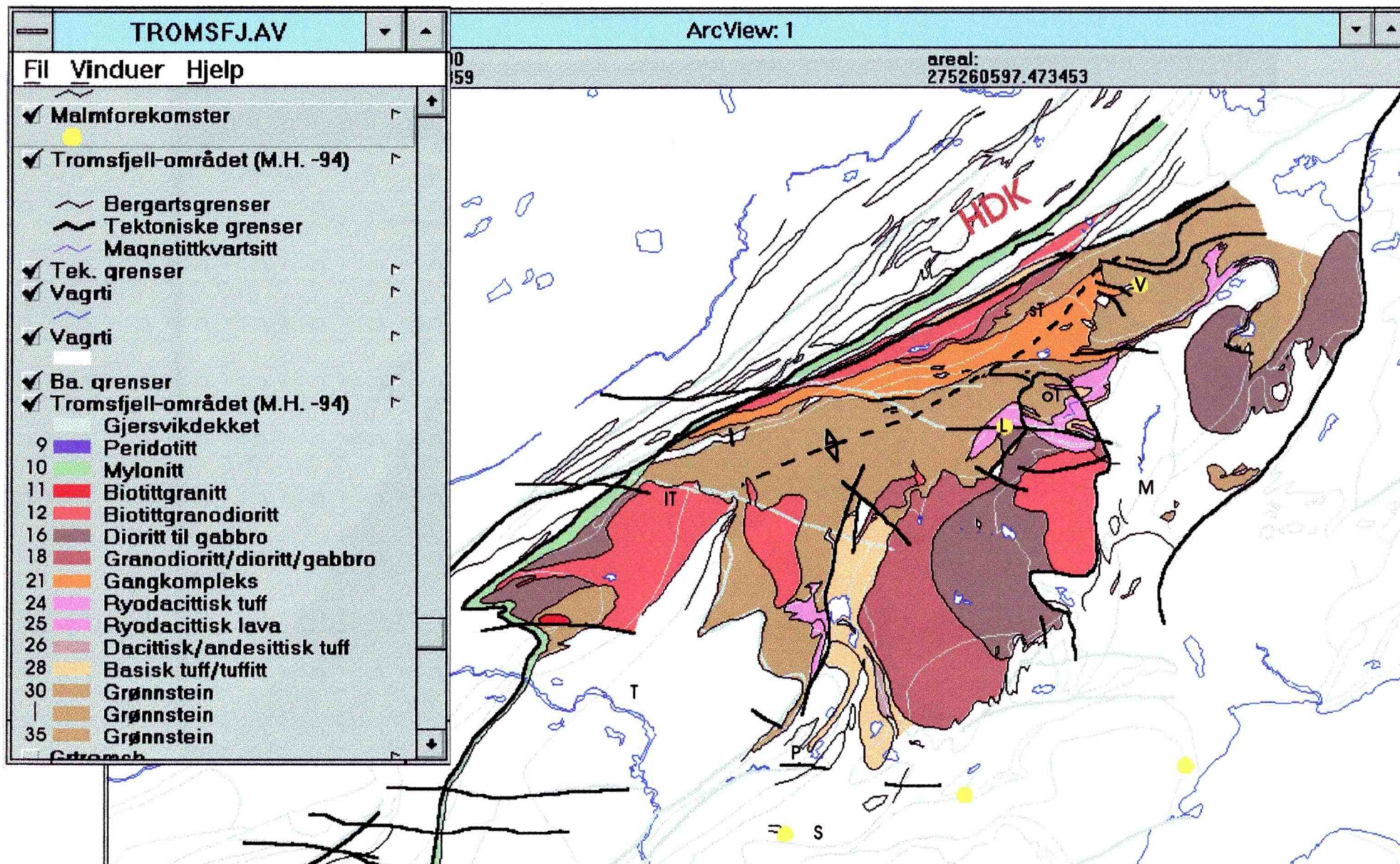
2.3.1 Innledning

Undersøkellesområdet som dekker nesten 100 km² fordeler seg med omtrent like store deler på Namsskogan og Røyrvik kommuner. Hovedparten ligger i Tromsfjellområdet som begrenses av Tromsdalen i nordvest, Tunnsjødalen i sørvest og Møkkelvikdalen i øst. Foruten i dette hovedområdet ble det foretatt undersøkelser i området Grøndalsfjellet - Fredrikhaugen mellom Tunnsjødalen og Grøndalen for å få bedre innblikk i forholdet mellom Gjersvikdekket og Helgelanddekkekomplekset (HDK). Hele området ble ikke dekket med like detaljerte observasjoner.

Følgende hovedoppgaver ble prioritert:

- avgrensning av intrusjoner mot vulkanitter
- oppfølging av ledehorisonter i vulkanittene (hovedsakelig sure vulkanitter)
- registrering og prøvetaking av forskjellige typer rustsoner og sulfidmineraliseringer
- klarlegging av forholdet mellom Gjersvikdekket og HDK i nordvest over en strekning på ca. 20 km

Arbeidet omfattet 24 feltdager mellom 18.7. og 12.8. 1994. Sammenlignet med tidligere års feltarbeid i Namdalen var dette en sommer utenom det vanlige med godvær og varme over flere uker. Feltarbeidet ble dermed meget lett og resultatet ansees for å være ganske tilfredsstillende.



Figur 1. Forenklet berggrunnskart over Tromsfjell-området. Malmforekomster; V - Visletten og L - Litle Tromselv. HDK - Helgelanddekketkomplekset. Stedsangivelse; sT - store Tromsfjellet, IT - litle Tromsfjellet, oT - onne Trompen dalvase, M - Møkelvikdalen, T - Tunnsjødalen, P - Postskardet, S - Småvatnan. Målestokk og område, se Kart 1.

2.3.2 Geologisk utgangspunkt

Tidligere kartleggingsarbeid i området fordeler seg på de tre foreløpige berggrunnskartene i målestokk 1:50,000, Namsskogan, Røyrvik og Skorovatn som er av nokså heterogen kvalitet. Geologien er også sammenstilt i foreløpige kart 1:250,000 Grong av Roberts og Reinsbakken (1991) og 1:70,000 Grongfeltet av Sandstad og Solli (Sandstad o.a. 1994, Kart 1).

Et av de sentrale problemene i regionen er avgrensningen av Grongfeltet mot nordvest, dvs. mot HDK. En sammenligning av de nevnte kartene legger dette klart for dagen. På kartblad Skorovatn (Reinsbakken & Halls 1987) velges Tunnsjøelvdekket som laveste enhet i HDK. Dette dekket danner et stort sørøstrettet utspring i den ellers nokså rett NØ-SV løpende grensen mellom Grongfeltet og HDK. På 1:250,000 kartet er det valgt en annen løsning. Tunnsjøelvdekket er markert som en tektonisk enhet sørøst for HDK, øverst i Gjersvikdekket. Bergartene i dekket derimot figurerer i tegnforklaringen med et unntak under HDK, en åpenbar inkonsekvens som illustrerer dilemmaet forfatterne havnet opp i under sammenstillingen. Forfatteren håper med sine undersøkelser å kunne bidra til en løsning av disse nokså avgjørende strukturelle spørsmål.

2.3.3 Bergartsbeskrivelse

Gjersvikdekket

Gjersvikdekket består både av en tykk vulkanittsekvens dominert av havbunnsbasalter (grønnstein) med underordnet sure andeler ("keratofyr"), og av dypbergarter av varierende tekstur og sammensetning, med en kjemisk bimodalitet som karakteristisk trekk. Alle bergarter er påvirket av metamorfose under øvre lavgradsbetingelser (epidot, Fe-rik aktinolitt (hornblende?), kloritt, albitt, stilpnomelan?/brun biotitt?)

Stratigrafien til **vulkanittkomplekset** er vanskelig å rekonstruere p.g.a. mangelen på gode primærtrekk og ledehorisonter i den ofte ensartede grønnsteinsserien. Et mulig stratigrafisk nivå markeres ved en kun delvis sammenhengende serie av områder med sure metavulkanitter, dels laminerte/båndete tuffogene typer (**24**), dels mer masseformede lavastrømmer (eller subvulkanske intrusiver) (**25 og 22**). Underordnet opptrer også agglomeratiske typer, som ved 'praktlokaliteten' på østsiden av onne Trompen dalvase. Størst utbredelse har sure vulkanitter på sør- og østsiden av onne Trompen dalvase og i området mellom Småvatnan og Stortjøna. Både varierende laghelning, skiftende primær tykkelse og sekundær repetisjon ved foldning er ansvarlig for kartbildet. Mindre drag med sure vulkanitter finnes også lengre vest både nord og sør for Litlromsa. De strukturelle forholdene kan tyde på at dette er samme nivå av metaryodacitter som i sørøst (se senere).

Inndelingen av grønnsteinene er basert på feltinntrykk som ikke uten videre tillater en genetisk tolkning. De ulike grønnsteinstypene er ikke utskilt på Fig. MH1. Det er på det rene at det finnes homogen, tykkbenket dolerittisk grønnstein som representerer massive lavastrømmer eller storputegrønnstein (noen få steder muligens basaltisk gangkompleks) (**33**). Grønnstein med godt utviklet putestruktur i dm-skala (**32**) opptrer relativt underordnet, f.eks. innerst i Møkkelvikdalen (Vislettenområdet). En annen nokså vanlig grønnsteinstype karakteriseres ved mange forvittringshullrom, dels i horisonter samt tallrike epidotrike knoller (**31**). Variolittisk tekstur er vanlig. Disse kan representere småputebasalt, dels breksje i veksel med mer homogene, konkordante lavastrømmer.

Agglomeratisk grønnstein og breksje (30) er observert flere steder, ofte sammen med laminerte, tuffogene typer og grønnskifer (28). Vulkanoklastiske grønnsteiner ser ut til å være spesielt vanlig i periferien av de sure vulkanittdragene.

Grønnstein rik på små magnetittkrystaller og/eller magnetitthorisonter knyttet til tynne kvartsittlinser/-lag (34) er observert øst for Møkkelvikdalen og øst for de sure vulkanittene i Småvatnanområdet. Det kan se ut som om denne typen er begrenset til områder sørøst for nivået med sure vulkanitter. Med susceptibilitetsmåler er de lett å skille ved SI-verdier på 20 til 30 mot 0.50 til 0.65×10^{-3} i grønnsteinen ellers. Siden måleren bare ble brukt noen få dager mot slutten av kartleggingen kan høymagnetisk grønnstein også forekomme andre steder, eventuelt nær de sure vulkanittene i vest.

Båndete, finkornete amfibolittiske grønnsteiner tolkes delvis som kontaktmetamorf omdannet grønnstein. Det er ikke uvanlig å finne en sterkt laminert (deformert) amfibolittisk sone av opp til noen 10 m's tykkelse rundt de store granodioritt/gabbro-intrusjonene, med foliasjon liggende subparallelt med kontakten.

Dypbergartene danner intrusivkomplekser av opp til over 10 kvadratkilometer størrelse og dekker totalt sett omtrent like store områder som vulkanittene. Det er ikke funnet gabbroide dypbergarter som med sikkerhet kan karakteriseres som "underlag" til grønnsteinen, dvs. lavere deler av en ofiolittsekvens. Derimot er det flere steder påvist klart gjennomsettende forhold mellom intrusivene og vulkanittene. Ofte karakteriseres kontaktsonen ved en finkornet randfasies av intrusiven og gangformede apofyser, spesielt av de granodiorittiske dypbergartene i sidebergarten; tallrike inneslutninger av omgivende vulkanitter, hovedsakelig grønnstein er også typisk. Slike primære trekk observeres bl.a. langs østkontakten av en biotitt-tonalitt, hvor kontakten tidligere er blitt tolket som skyvekontakt mellom Gjersvikdekket og Tunnsjøelvdekket (Reinsbakken & Halls 1987).

Dypbergartene tilhører to hovedgrupper: fin- til middelskornet gabbro til dioritt (16) og middels- til grovkornet (lokalt storkornet) lyst forvitrende biotittgranodioritt til trondhemitt (12). Homogene intrusivområder av den ene eller andre typen forekommer, men like vanlig er intrusivkomplekser med et meget heterogent blandet aspekt (18). Innbyrdes intrusjons-/aldersforhold har vist seg å være meget kompliserte; mange steder får man inntrykk av en mer eller mindre samtidig krystallisasjon av kjemisk helt forskjellige smeltemasser. Dette er noen av primærtrekkene som er observert:

- aplittiske granodiorittganger i gabbro og dolerittiske ganger i granodioritt
- delvis assimilerede, diffust avgrensede inneslutninger av (grovkornet) granodioritt i finkornet gabbro som stedvis er kvartsførende nær inneslutningene
- basiske inneslutninger (kantet til rundet) av varierende kornstørrelse og sammensetning i fin- til middelskornet granodioritt
- basiske ganger (med og uten avkjølningskontakt) i dioritt/gabbro
- finkornete felsiske og basiske ganger og småintrusjoner i intens blanding
- afanittiske avkjølningskontakter i gabbro/dioritt (ganger) mot granodioritt
- massiv granodioritt intrudert i foliert (lagdelt?) gabbro

Totalinntrykket er at granodioritten, spesielt den grovkornete typen i mange tilfeller er den yngste fasen. Men selv i disse intrusivene finnes det basiske ganger, ofte med klare avkjølningskontakter. Dette kan tyde på at det foreligger flere generasjoner av basisk-intermediære smeltemasser.

I området Grøndalsfjellet - Fredrikshaugen (sør for Fig. 1) dominerer dypbergarter og bare restområder og inneslutninger av finkornete suprakrustalgneiser og grønnstein er bevart. Granodioritt intruderer her grovkornet hornblende-biotitt-kvartsdioritt som vanligvis har inneslutninger av middelskornet dioritt. Man finner denne nokså karakteristiske bergarten på begge sider av og mellom to flatt sørøstfallende skjærsoner (den nordligste tidligere tolket som invertert basis til Tunnsjøelvdettet).

Fra Gjersvikdekkets vestgrense i den nedre delen av Litlromsa til østsiden av store Tromsfjellet strekker det seg et bergartskompleks av nokså spesiell karakter (21). Flere steder der det er gode blottingsforhold viser det seg å bestå av dm-(til m-)tykke, øst-vest-strykende gangformede legemer av felsittisk til gabbroid sammensetning. Avkjølningskontakter ble observert i dolerittiske typer. Lyse ganger fører dels fenokrystaller av feltspat og kvarts. Kompleksets avgrensning mot omgivende vulkanitter er ikke skarp, og tallrike rester/linser av grønnstein, dels med bevarte primærtrekk forekommer mellom gangene. I kompleksets østlige del, dvs. rundt store Tromsfjellet dominerer geometrisk uregelmessige småintrusjoner (stokker) av opp til ca. 200 m størrelse med samme kjemiske heterogenitet (bimodalitet?). Hele komplekset kan se ut å ha sine røtter i periferien (taket?) av en smal granodiorittintrusjon i nordvest. Det kan dermed muligens tilordnes samme magmagenerasjon som de store intrusivmassene.

Helgelanddekkekomplekset

Bergartene som etter forfatterens undersøkelser tilordnes HDK har så vel petrografiske som strukturelle trekk som skiller dem klart fra Gjersvikdekket. Blant disse er:

- leukogranittoide, stedvis pegmatittiske ganger og intrusjoner intrudert under og etter en første gjennomgripende deformasjon
- dels grovkornet rekrystallasjon under middelsgrad betingelser (granat, mørk hornblende, mørk biotitt, muskovitt; diopsid?, kyanitt?)
- en duktil, inhomogen deformasjonsstil i metagabbro med nokså skarpt avgrensede linser (boudins) i en bølgende foliert, dels stoffsegregert grunnmasse, typiske trekk for middelsgrad betingelser
- bevarte primære trekk (bl.a. magmatisk lagdeling) i boudins og megaboudins, spesielt i gabbro/dioritt-komplekset

Hendelsene under middelsgrad betingelser ansees å ha skjedd før en tektonisk sammenkobling med Gjersvikdekket.

Et gabbro/dioritt-kompleks ligger nærmest inntil grensesonen mot Gjersvikdekket. Det ser ut til å utvides mot nord hvor det har karakter av en magmatisk lagdelt intrusjon med flere, gjentatte rytmer, karakterisert bl.a. ved drag av metaperidotittiske ultramafitter og hurtige skiftninger i kornstørrelse og sammensetning av gabbroen. Til tross for sterk boudinering tyder lokalt bevarte primærtrekk med all sannsynlighet på opp mot sørøst.

Relativt finkornete, båndete (amfibol-)biotittgneiser representerer antagelig en metapsammittsk serie. De opptrer sammen med metapelittisk, grovkornet granatglimmerskifer. Ved studium av inneslutninger kan den opprinnelige grensen mellom metasedimenter og basiske bergarter også følges gjennom områder dominert av lyse intrusiver. Tynne marmorsoner forekommer på

Grøndalsfjellet og i en inneslutning nord for Litltromsa langs denne grensen. Dette er i samsvar med mer sammenhengende kalksoner lengre nordøst (se kartblad Røyrvik, Lutro & Kollung 1983).

Grensesonen mellom dekkekompleksene

En sone av varierende tykkelse (50 - 200 m) med laminerte, finkornete, tynnplatede epidot-amfibolittiske, underordnet kvarts-feltspatiske gneiser og skifre (10) (Fig. 1) antas å være et tektonisk skille av regional betydning. Følgende forhold taler for dette:

- strukturene gjenspeiler ekstrem skjærdeformasjon ((ultra-)mylonittisering/ fyllonittisering) ved øvre lavgradbetingelser; dekstrale skjærindikatorer er vanlig
- regional utholdenhet av sonen gjennom hele det kartlagte området; best utviklet og blottet nord for Tunnsjødalen
- det finnes ingen av de i nordvest karakteristiske pegmatittganger og middelsgradstrukturene sørøst for sonen
- økende deformasjon inn mot sonen fra begge sider, i nordvest påvirker den også middelsgrad-strukturene (retrogradering) og de fleste lyse gangene (boudinering)
- de basiske dypbergartene som grenser til sonen på begge sider er av helt forskjellig karakter; i nord skjærer sonen dessuten gjennom den antatte primære lagdelingen
- lineasjoner og foldeakser i nordvest stuper gjennomsnittlig steilere enn i sørøst

Av motargumenter kan det nevnes:

- sør for Tunnsjødalen er sonen stedvis vag og "spist opp" av granittoide intrusiver
- middelsgradstrukturene i gabbroen i nordvest kan skyldes en senmagmatisk deformasjon og ikke regionalmetamorfose; grensen til HDK kan derfor ligge lenger nordvest, langs kontakten mot metasedimentene (jfr. kartblad Røyrvik)

2.3.4 Strukturer

Gjersvikdekket er karakterisert ved nonpenetrativ deformasjon, delvis styrt av reologiske kontraster mellom bergartene. Generelt sett så øker deformasjonen inn mot grenseområdet til HDK i nordvest. Ellers så virker det som om deler av den disharmoniske deformasjonen er knyttet til prosesser i forbindelse med intrusjon av de postvulkanske smeltemassene. Mangelen på utholdende ledehorisonter og entydige opp/ned kriterier i grønnsteinskomplekset gjør en strukturell analyse av vulkanittene vanskelig. Mer detaljert kartlegging av grønnsteinene (helst med susceptibilitetsmåler) vil muligens kunne gi en mere detaljert inndeling.

Feltobservasjonene viser enkelte plasser følgende primære trekk:

- kontakter mellom lavastrømmer med breksjert topp av underliggende strøm og strømparallele horisonter med små varioler i overliggende massive strøm
- puteformer som enkelte steder kan indikere "opp" ved konvekse former
- laminasjon i tuffogene vulkanitter (uten opp/ned kriterier)

Den allerede nevnte mulige korrelasjonen av sure vulkanitter i sørøst og nordvest og primærlagningens helning indikerer en **overordnet, vestsørvest-stupende antiform** som strekker

seg fra innerste Møkkelvikdalen i nordøst mot litle Tromsfjell (Fig. 1). Tar man i tillegg hensyn til de få (dels vage) opp-ned indikasjonene så dreier det seg om en antiformal (invertert) synklinal med de stratigrafisk laveste enhetene (høymagnetisk grønnstein og sure vulkanitter) i periferien og yngste enheter (putelava) i kjernen og nordøst; dette under forutsetningen av at storskala isoklinalfolder ikke forekommer. Dette innebærer at vulkanittlagrekken over det meste av området er invertert og dermed kan mye av de lavere delene være fjernet ved erosjon. At tidlige isoklinalstrukturer kan foreligge viser den mulige plassering av et foldet akseplan på sørsida av onne Trompen dalvase.

I de perifere områder av den overordnede antiformen, dvs. i de antatt lavere delene av vulkanittrekken, ligger også gabbro-granodiorittintrusjonene konsentrert. Disse plasserer seg hovedsakelig utenfor (dvs. stratigrafisk under) de sure vulkanittene, bare lokalt skjærende gjennom disse. Det kan se ut som om alle nådde omtrent samme nivå under intrusjonen.

Største delen av det heterogene gangkomplekset ligger på den nordvestlige foldedelen. Det har en klart gjennomskjærende karakter og ser ut til å nå høyeste nivå (putelava) i den antatte vulkanittstratigrafien i Vislettenområdet. Dette området gjennomsettes av flere moderat sørøstfallende skjærsoner av antagelig underordnet betydning (bevegelse i 50 til 100 m skala?).

Den nordvestlige flanken av antiformen ligger subparallelt med grensesonen mot HDK og blir gjennomskåret av en semiduktil, senkaledonsk forkastning/skjærsoner. Dekstralforskyvningen langs denne anslås til å være mellom 0.7 og ca. 2 km, muligens økende mot nord.

Den beskrevne antiformen må oppfattes som en meget generalisert fremstilling av virkeligheten. Faktum er at det finnes tallrike mindre foldestrukturer. Noen av disse kan være subsidiære (parasittiske) folder parallelt med hovedstrukturen. Andre igjen ser ut til å være mere komplekse, stedvis hverandre overlappende folder. Så finnes det i østskråningen av onne Trompen dalvase, på den overblikkede sørøstflanken av antiformen, en rekke, dels spisse folder med bølgelengde 150-400 m. Akseplan er subvertikale, VNV-ØSØ-strykende og i kvartsrrike, båndete vulkanitter vises lokalt en akseplanstruktur i form av "mikroliton"-foliasjon. Disse folder kuttet av en underordnet (skandisk?) fyllonitt-/ mylonittsone som på sin side foldes i en åpen synform. Bevegelsen langs denne skjærsonen kan ut fra forskyvningen av bl.a. bergartsgrenser anslås til ca. 300 m mot sørøst. En lignende skjærsoner, muligens av litt større betydning trekker langs sørøstsiden av Styggdalsfjellet (helt SØ i området). Også i Småvatnan-Stortjørnområdet foreligger det komplekse, delvis interfererende folder som p.g.a. ufullstendig kartlegging ikke kan tolkes endelig.

Strukturene i **Helgelanddekkekomplekset** er for en stor del allerede beskrevet ovenfor. Nordøstvergente folder med moderat sørveststupende foldeakser er vanlig. Disse er tegn på en dekstral skjærkomponent under middelsgraddeformasjonen. Dette bekreftes av roterte boudins, foliasjons-fisker m.m. i metagabbrokomplekset.

Grensesonen har i nordvest, frem til litle Tromsfjell et nokså rettlinjert forløp, bare avbrutt av den nevnte dekstrale skjærsonen med en subsidiær, vestsvingende sidegren. Sørvest for litle Tromsfjellet og tvers over Tunnsjødalen er det dårlige blottingsforhold. Opp mot østlige Grøndalsfjellet har sonen nesten N-S strøk før den bøyer tilbake til vestsørvestlig retning. Det er åpenbart at det foreligger omfattende foldning som postdaterer kontaktdannelsen mellom dekke-enhetene og som forflytter grensemylonitten ca. 2,5 km lenger mot sørøst. I området litle Tromsfjell - Postskardtjern ser denne sene foldningen ut til å påvirke den kaledonske hovedfoliasjonen i folierte intrusiver i Gjersvikdekket.

Som nevnt er grensemylonitten enkelte steder (spesielt i sørvest) gjennomslutt/spist opp av granittoide intrusiver mens disse som regel blir tektonisert andre steder i sonen. Dette tyder på at enten intrusjonen av granittoider og/eller mylonittiseringen har foregått over en lengre tidsperiode. Det første er nok mest sannsynlig.

2.3.5 Rustsoner og mineraliseringer

Observerte mineraliseringer og rustsoner i området faller grovt sett i to kategorier:

- konkordante, stratiforme (stratabundne?) sulfider i sure vulkanitter, langs kontakten mot eller i vulkanoklastiske grønnsteiner
- ofte diffust avgrensede omvandlings-/rustsoner av varierende utstrekning, dels med karakter av gjennomsettende tilførselssone-type mineraliseringer

I **stratiforme forekomster** opptrer det lokalt semimassive, dels grovkornete kiskonsentrasjoner av opp til noen desimeter tykkelse, spesielt i foldehengsler. I sør- og østskråningen av onne Trompen dalvase er det observert flere kisser, først og fremst på to nivåer: det ene midt i de sure vulkanittene (bl.a. 'praktlokaliteten' (413600 7184400)), det andre på grensen mot den tuffogene grønnsteinen i sørøst, stedvis "spist opp" av intrusivbergartene. Til den siste typen hører også **Litle Tromselv-forekomsten** (412600 7184000) hvor grensesonen ledsages av en opp til 2 m tykk magnetittkvartsitt.

Forekomster av samme type har man i en ca. 250 m stor vulkanitt-"flåte" i gabbro sør på Styggdalsfjellet (416900 7184600), i en foldesone i Postskardet (413900 7181400) og flere steder i området Småvatnan - Stortjønn. Også langs sørøstgrensen av de vestlige sure vulkanittene har man rustsoner (mellom (407700 7183600) og (410200 7184500)).

Den mest utholdende stratiforme rustsonen ligger i det nordvestligste grønnsteinsdraget og kan med avbrekk følges over mer enn 5 km (fra (410800 7185300) til (415400 7188500)).

Diffuse rust-/omvandlingssoner ser ut til å være konsentrert langs sørgrensen i den østlige delen av gangkomplekset. I vest er det noen få, relativt smale soner som ligger subparallelt med gangretningen. I øst, i skråningen ned mot Møkkelvikdalen utvider disse seg til større områder med varierende sterkt rustomvandlede bergarter. Både sure og basiske bergarter blir påvirket. Et finmasket nettverk av kvartsårer er stedvis synlig. Sulfidmineralene er ofte meget finkornete. I gangkomplekset finnes det enkelte sterkt rustne, sulfidførende ganger som dels kan følges over flere 100 m.

Avgjørende for tolkningen av **Visletten-forekomsten** (414700 7186200) er hvorvidt de felsiske bergartene i tilknytning til mineraliseringen er vulkanitter. Kan dette være et stratigrafisk høyere nivå av sure vulkanitter med lava- og sulfidtilførsel gjennom gangkomplekset? Som allerede nevnt ser det ut til at gangkomplekset ligger her høyest opp i vulkanittrekken og nådde muligens opp i dagen (havbunnen). En annen mulighet er at Visletten-forekomsten er dannet subvulkansk i periferien av gangkomplekset.

3 STRUKTURGEOLOGISKE UNDERSØKELSER I GJERSVIK -BJØRKVATN OMRÅDET (D.R)

3.1 Innledning

Feltarbeidet besto av åtte effektive dager i Gjersvik-Bjørkvatnet området innenfor Gjersvikdekket i siste halvdel av august (ukene 33-35). En av disse ble benyttet til en rekognoseringstravers, mens en annen ble brukt til å vise student Geir-Ståle Dyrstad fra Universitetet i Bergen rundt i feltet, på Litlfjellet nord for Gjersvikforekomsten.

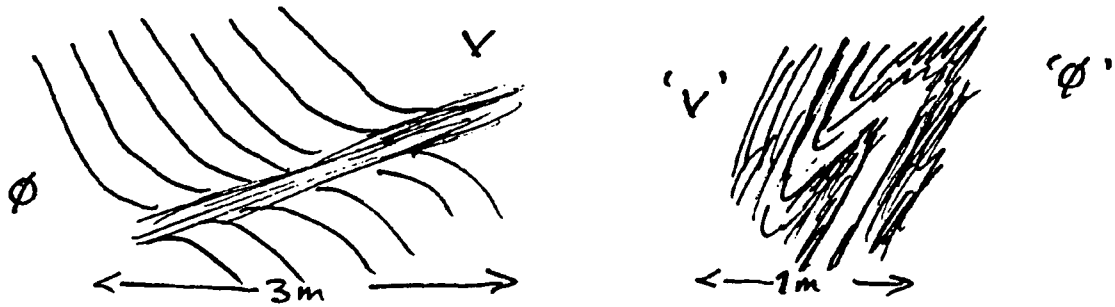
Oppgaven var å se på deformasjonsstilen, og særlig på mulige skjærsoner, innenfor den mektige vulkanske lagpakken i Gjersvikdekket, hovedsakelig i Bjørkvatnformasjonen men også innen Bjørkvassklump- og Kleivaformasjonene (Lutro 1979); og å vurdere hva slags innflytelse disse strukturer har hatt i tolkningen av regionaltektonikken i Grongfeltet og nærliggende områder. På grunn av den noe begrensede tid, som førte til at undersøkelsesområdet ble begrenset noe geografisk sett, ble informasjonen hentet fra disse feltdager ikke så omfattende som man ellers kunne ha ventet i en lengere uavbrutt feltperiode. Ikke desto mindre ble resultatene fra dette feltarbeidet meget interessante fra et strukturgeologisk synspunkt, når det gjelder skjærsoner innenfor vulkanittlagrekken.

Under feltarbeidet ble det benyttet topografisk kartblad 'Røyrvik', serie M 711 fra 1977, M 1:50,000, UTM sone 33W (ED 50), og kartreferansene henviser til UTM koordinatene fra denne utgaven av kartet. Kompasset som ble brukt under feltarbeidet var et vanlig Silva med den internasjonale 360° inndelingen. Høyrehåndsregelen er benyttet, dvs. 045°/60° betyr et NØ-SV strøk med 60° fall mot SØ. Det motsatte er 225°/60°, dvs. med fall mot NV.

3.2 Feltobservasjoner

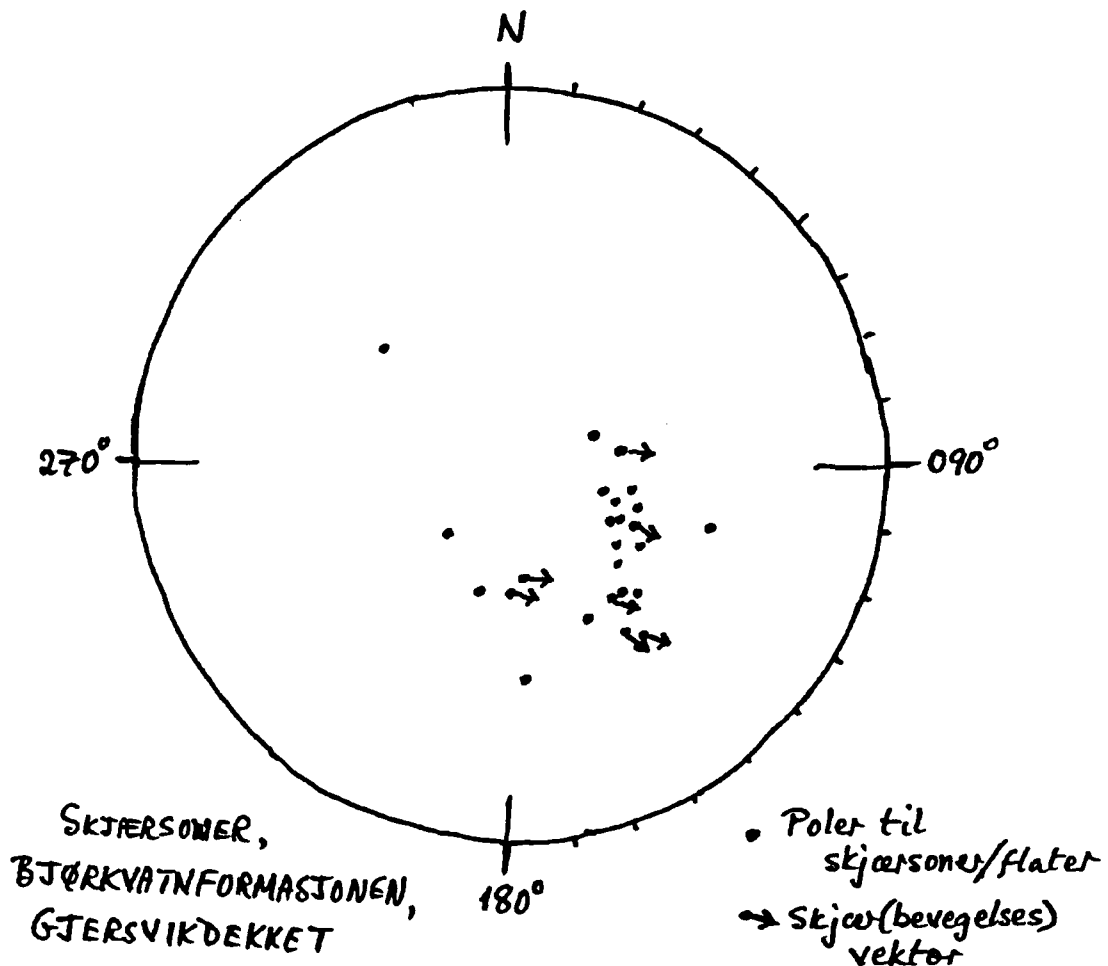
Bergartene i den vestligste delen av feltområdet, innenfor Kleiva- og Bjørkvassklumpenformasjonene, og ned mot bunnen av Gjersvikdekket er preget av en gjennomgripende tektonisk bånding, med mylonittiske strukturer og teksturer hyppige mot skyvesonen (se også Lutro 1979). Diskrete skjærsoner (yngre enn båndingen) eller folder er få i denne delen av Gjersvikdekket. Den vestligste observerte skjærsonen langs den undersøkte travers er i en aktinolitisk grønnstein med lag av metaryolitt (418700 7194750), hvor en skjærflate er orientert 205°/30° og bøyningen av den steile (216°/50°) F1 båndingen viser en topp-mot-ØSØ skjærbevegelse (Fig. 2a). Noen få små, synmetamorfe, F1 folder i nærheten (Fig. 2b) viser en vestlig vergens, som støtter andre indisier om at vulkanittsekvensen er invertert.

Videre østover er den tektonisk påvirkete lagningen/båndingen mindre steil, og i områdene nord og nordøst for Bjørkvatnet finner man forholdsvis godt bevarte putestrukturer innenfor grønnsteinen (Bjørkvatnformasjonen). Disse viser at lavastratigrafien er invertert (se også Lutro 1979). Dette er også støttet av forholdet mellom lagningen og hovedskifriheten, S1; skifriheten viser et svakere fall enn den vulkanske lagningen i dette området. Flere små skjærsoner ble registrert i dette området, særlig mellom Bjørkvatnet og Annlifjellet. De aller fleste viser et fall mot vest til nordvest, og med en skjærbevegelse med topp-mot-ØSØ eller SØ.

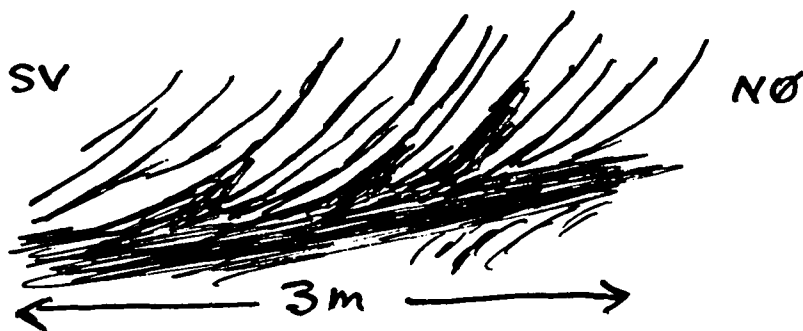


Figur 2. a) Skisse av skjærsoner. b) Skisse av synmetamorfe F1 fold. Begge er snittskisser fra en lokalitet nordvest for Bjørkvatnet (418700 7194750).

Skjærflatene som er registrert i dette området og i områdene østover mot Litlfjellet er vist på et stereogram (undre halvkule, Fig. 3). Det er interessant å påpeke at det er sjelden at man finner en assosiert lineasjon (f.eks. slikensidelineasjon) langs skjærflatene. Skjærbevegelsen er derimot bevisst med all tydelighet av bøyningen til båndingen/lagningen. For eksempel, like sørsørvest for toppen av Annlifjellet (42205 719505) kan man se et vakkert eksempel i en grønnstein med tynne keratofyrbånd (lagningen $212^{\circ}/48^{\circ}$), hvor båndingen er sterkt bøyet og samtidig fortynnet inn mot den sterkt forskifrede skjærsonen ($231^{\circ}/40^{\circ}$) (Fig. 4).



Figur 3. Stereogram (undre halvkule) med plott av skjærflatenes orientering nordøst for Bjørkvatnet og østover mot Litlfjellet.



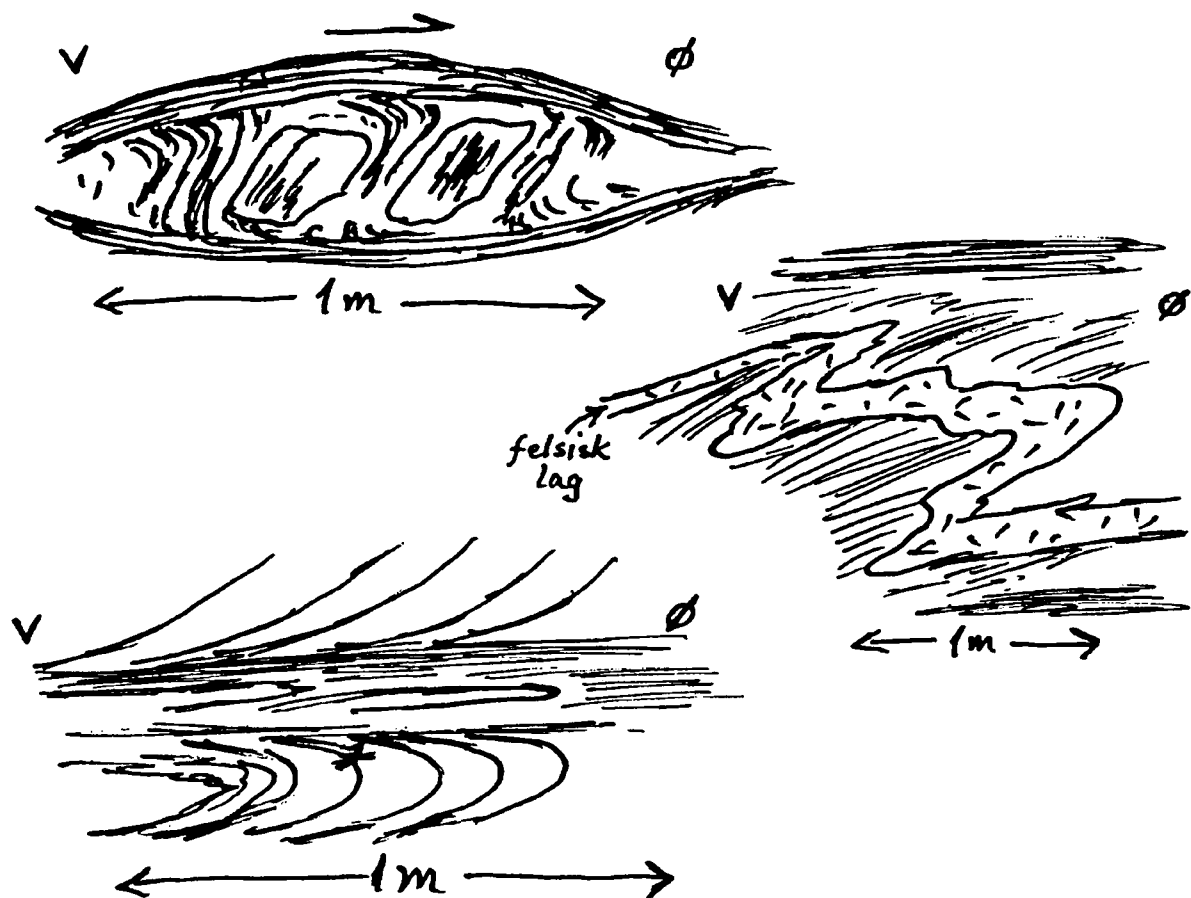
Figur 4. Snittkisse av skjærsoner sørsørvest for toppen av Annliffjellet (422050 7195050).

Omtrent halvveis mellom Annliffjellet og NØ kysten av Bjørkvatnet finne man skjærsoner av to tilsynelatende forskjellige aldre (ca. 421600 7194600), hvor den ene ($190^\circ/28^\circ$) er kuttet av den andre ($275^\circ/28^\circ$). Dette betyr imidlertid ikke at de to skjærbevegelsene har forekommet på vidt forskjellige tidspunkter. Tvert imot er det mest rimelig å betrakte skjærdeformasjonen som en pågående prosess gjennom et viss tidsintervall under den kaledonske, skandisk deformasjonen, hvor 'tidlige' genererte skjærflater låste seg og ble kuttet av litt 'senere' dislokasjonsflater. Det finnes bevis for denne hypotesen i at skjærvektoren er den samme, uavhengig av skjærsonenes nåværende strøk og fall.

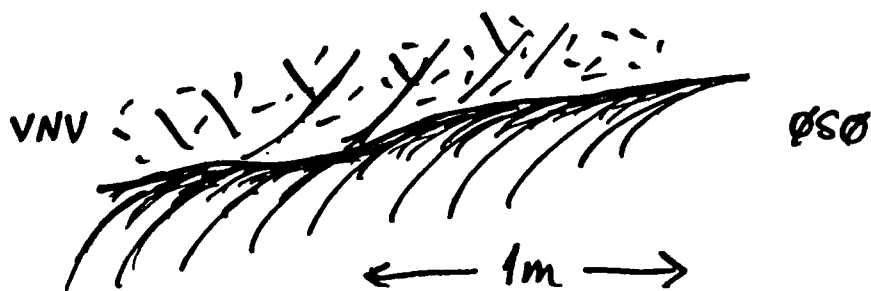
Denne ovennevnte ca. øst-vest orienterte skjærsonen kan følges ØSØ-over og deretter nordøstover. Sør for Annliffjellet (422050 7194500) er skjærflaten orientert $268^\circ/28^\circ$ og skjærsonen, med hyppige skjærdeformasjons-strukturer, er minst 4 m tykk her. Innenfor skjærsonen finner man et linsoide mønster, med linsene bestående av roterte 'blokker' av mere kompetent grønnstein (Fig. 5a). Randsonene til linsene består av sterkt skjærende grønnstein/grønnskifer, tildels med protomylonittiske teksturer. Skjærvektoren er mot Ø-ØSØ, dvs. nesten parallelt med strøket til hovedskjærflaten. Innenfor denne skjærsonen finner man også folder som ble dannet under skjærbevegelsen (Fig. 5b,c), med ca. NNØ-SSV orienterte akser og en svakt utviklet akseplan krenulasjonskløv.

Andre lokaliteter hvor en skjærsoner er kuttet av en annen finnes også andre steder i Annliffjellområdet, f.eks. ved 421900 7194800 ($160^\circ/20^\circ$ kuttet av $225^\circ/40^\circ$).

Skjærbevegelser har også forekommet langs kontaktflatene mellom f.eks. ryolitt/ryodacitt og grønnstein. I et slikt tilfelle (Fig. 6) viser båndingen i grønnsteinen en tydelig bøyning inn mot skjærflaten, mens den mer kompetent og forholdsvis sprø felsisk vulkanitt viser ingen slik skjær bevis.

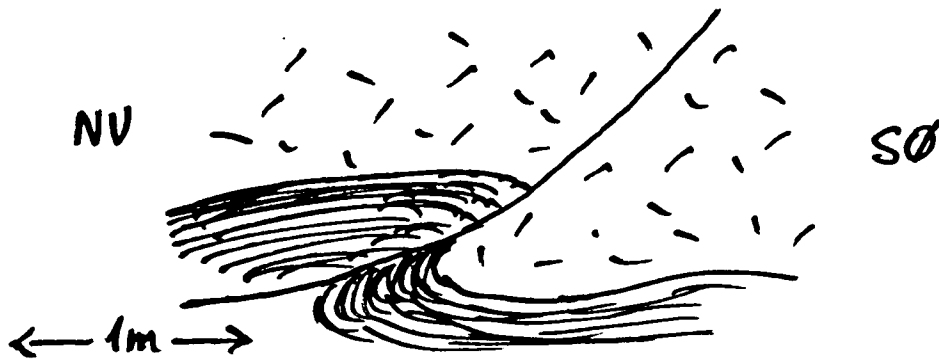


Figur 5. Snittskisser fra skjærsone sør for Annlifjellet (422050 7194450). a) linse med roterte 'blokker' av grønnstein. b) og c) folder dannet under skjærbevegelsen.



Figur 6. Snittskisse av skjærsone mellom ryolitt/ryodacitt (over) og grønnstein (under).

Langs fylkesveien vest for Gjersvik (mot Steinfjell-tunnelen), på nordsiden av Bjørkvatnet, ble det observert en reversforkastning, med bevegelsesvektoren rettet mot ØSØ (Fig. 7).



Figur 7. Snittskisse av reversforkastning på nordsiden av Bjørkvatnet, gjennom ryolitt (over) og grønskifer (under).

På Litlfjellet, nord for Gjersvika, finner man liknende skjærsoner som videre vestover, men her er fallet til båndingen stort sett mot sørøst. Skjærsonene varierer i fall fra sørøst til 'vest', men skjærsansen er alltid mot en sørøstlig retning. Strukturene på Litlfjellet er komplisert både av store åpne F2 folder, og av en temmelig flattliggende kløv (S3) som er en del av F3 foldningsepisoden. Bare to traversdager ble benyttet i dette området.

3.3 Konklusjon

Hovedinntrykket fra feltarbeidet i denne delen av Grongfeltet, innenfor den vulkanske, hovedsakelig grønnstein (metabasalt), lagrekken i Bjørkvatnformasjonen er, i motsetning til innenfor metasedimentene i Limingengruppen, at skandisk deformasjonen som postdaterer F1/S1 er tatt opp stort sett som enkelskjær deformasjon.

Innenfor metasedimentære bergartene som ligger stratigrafisk over (men strukturelt under) Bjørkvatnformasjonens vulkanitter finner man vakre eksempler på F1, F2 og F3 folder (Lutro 1979, Roberts 1979), og til og med F4 knekkfolder. I en slik 'multilayered' lagpakke, som er forholdsvis inkompetent, ble foldningen, i flere faser, lett tatt opp som hoved deformasjonsstrukturen. I de mere massive og kompetente metabasaltene ble den samme deformasjonen tatt opp langs diskrete bruddflater som utviklet seg progressivt som flater, og senere soner, av enkelskjær.

Skjærvektoren er rettet mot SØ til ØSØ, uavhengig av skjærsonenes nåværende strøk og fall. Skjærstrukturene postdaterer F1/S1 og viser den motsatt skjærretning til det som man kunne ha forventet i den inverterte skjenkel av en regionalskala F1 fold. Dette indikerer at den hoved ØSØ-SØ rettede vergens under D1-deformasjonen, under dekkeinnskyvningens tidlige fase, ble beholdt i tidsintervallet straks etter metamorfose-maksimum og overført til den inverterte foldeskjenkelen; og i denne perioden, gjennom den duktile-sprø overgangen, ble skjærsoner fortrinnsvis utviklet i denne forholdsvis kompetente delen av Gjersvikdekket

4 UNDERSØKELSER AV VULKANSKE BERGARTER (A.R/J.S.S)

Detaljert kartlegging og prøvetaking for XRF hoved- og sporelement analyser av metavulkanitter er foretatt på tvers av stratigrafien i Gjersvik-området (Fig. 8). Disse bergartsprøvene er innsamlet langs profiler over Annlifjell, Litlefjell, Gjersvikklumpen og nordvestover fra Bjørkvatnet for å få bedre kontroll på vulkanittstratigrafien og for å undersøke områder som består av sterkt omvandlete metavulkanitter. Disse omvandlingene kan være knyttet til strukturer som går dypt ned i lagpakken og kan representere en mulig tilførsels-sone type omvandling. Disse undersøkelsene utgjør dels en del av de oppfølgende undersøkelsene og forberedelser for de geofysiske bakkemålingene, men er omtalt under dette kapitlet for helhetens skyld. I Fig. 8 er også vist et eksempel fra kartdatabasen for bergartsprøvene. Denne vil utvides med analyseresultatene når de foreligger.

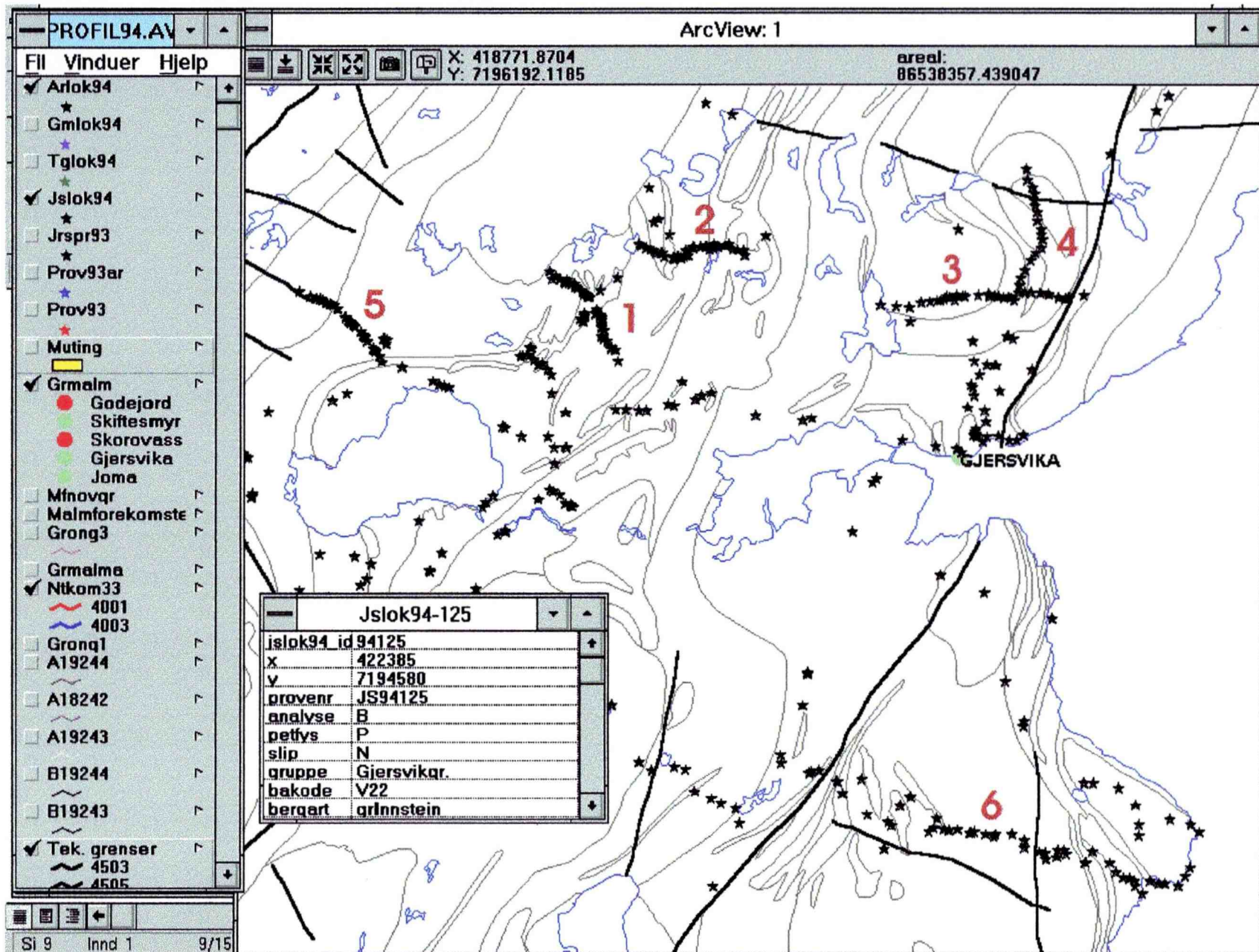
4.1 Annlifjellet

Et prøvetakingsprofil (profil 1, Fig. 8) med orientering nordvest-sørøst ble gjennomført over Annlifjellet for å undersøke vulkanittstratigrafien over og under den kjente tilførsels-sone-mineraliseringen nær toppen av Annlifjellet (Olesen 1980). I øst starter profilet i de jernrike grønnsteinene og det avsluttes i vest med mørke kloritt-rike grønnsteiner (undre vulkanittenhet) inn mot den store felsiske intrusjonen vest og nord for Annlifjellet. Både over og under de omvandlete felsiske vulkanittene på Annlifjellet er det veksling mellom ulike grønnsteiner. Ca. 500 m nord for dette ble det prøvetatt langs et øst-vest orientert profil (profil 2) hvor lagpakken lengre øst med dominerende lys grønnstein fra øvre vulkanittenhet også ble kartlagt. Et større område med sterkt omvandlete grønnsteiner, kvarts-albitt rike bergarter med lavt sulfidinnhold, ble registrert vest i profilet (4230 71955).

4.2 Litlfjellet nord for Gjersvik

På Litlfjellet nord for Gjersvikforekomsten, finnes et stort området med forhøyde kobberverdier i bekkesedimentprøver. I området finnes også mange rustsoner med synlig disseminasjon av svovelkis og magnetkis tilknyttet øst-vest orienterte gjennomskjærende sprekker over et stort areal. Kobberanomalien viser en påfallende sammenheng med en lavmagnetisk anomali som ser ut til å skjære gjennom vulkanstratigrafien i området (Sandstad o.a. 1994). Området er tidligere undersøkt av Grong Gruber A/S med diverse overflate geofysisk metoder og jordprøvetaking? Litlfjellet-området er interessant som et mulig senter for hydrotermal aktivitet p.g.a. dens nærhet til Gjersvikmalmen. Den stratigrafiske plasseringen av området er imidlertid noe usikker.

To detaljerte prøvetakingsprofiler var lagt over Litlfjellet, et øst-vest (profil 3) og et nord-sør orientert profil (profil 4) for å se på utviklingen av omvandlingsgraden både langs og på tvers av strøkretningen. Vulkanittene i området er stort sett metabasalter som inneholder mye mørk Fe-rik kloritt, epidot-årer og -klumper, synlig magnetkis disseminasjon og svovelkis-kvarts årer. Dette er et klart tegn til intens hydrotermal aktivitet. Oksyder (magnetitt og ilmenomagnetitt) i metabasaltene er blitt sulfidisert til magnetkis og svovelkis samtidig som epidot, kvarts og Fe-kloritt er dannet.



Figur 8. Prøvelokaliteter langs nummererte prøvetakingsprofiler i Gjersvik-Bjørkvatn området. Eksempel fra kartdatabasen for bergartsprøver er innfelt, forklaring; analyse - B - total silikatanalyse, petfys - P - petrofysisk laboratoriemåling, slip - N - ikke slip. Målestokk og område, se Kart 1.

4.3 Nordvest for Bjørkvatnet

I et bekkeprofil som går i nordvestlig retning fra Bjørkvatnet forbi dagbruddet til pukverket og opp mot Steinfjellet (profil 5, Fig. 8), finnes en rekke 1-3 m tykke rustsoner som er knyttet til lyse kvarts-albitt omvandlingsbergarter som ligger i mørke, kloritt-epidotrike grønnsteiner som er antatt å tilhøre undre lavaenhet innen Bjørkvatnetformasjonen (Sandstad og Reinsbakken 1994). Disse rustsonene går i en NØ retning opp lia mot den store diorittiske-granodioittiske intrusjonen som ligger vest for Annlifjellet og som har vært antatt å være en mulig varmekilde til massive kisforekomster/-mineraliseringer i området (Sandstad o.a. 1994). Bergartsprøver ble valgt ut for å studere vulkanstratigrafien og omvandlingssonene. Prøvetaking ble avsluttet ved grensen inn mot amfibolitten (Bjørkvassklumpenformasjonen, Lutro 1979).

4.4 Trollvika-Gjersviklumpen-Gjersvikruet

Et langt øst-vest gående prøvetakingsprofil (profil 6) ble lagt fra Trollvika i øst over Gjersviklumpen og Gjersvikruet til den østlige delen av Sæterlifjellet i vest. Dette profilet viser et bra snitt gjennom vulkanittstratigrafien, med antatt yngre, lyse putelavaer ved Trollvika i øst og mørke, kloritt- og epidot-rike grønnsteiner vestover opp på Gjersviklumpen og Gjersvikruet. De siste er antatt å tilhøre dypere deler av stratigrafien og er gjennomført av noen mindre kvartsdiorittiske intrusiver som likner litt på dioritt-granodioritten vest og nord for Annlifjellet. Noen skjerp finnes vest på Gjersviklumpen. De viser soner med sterk disseminasjon av sulfider i kloritt- og kvarts-albitt-rike omvandlingstyper. Som ellers i området er bergartssekvensen tolket å være invertert.

4.5 Veiprofil Steinfjell tunnel - Gjersvik

Veistrekningen Steinfjell tunnel til Gjersvik (grensen til Limingen-sedimentene) ble kartlagt og prøvetatt for petrofysikk i 1993 (Sandstad og Reinsbakken 1994) og noen bergartsprøver er analysert tidligere (1980 og 1991) på Geologisk Institutt, NTH. Sistnevnte er koordinatfestet, men det finnes ingen referanseprøver eller petrofysiske analyser av disse prøvene. Prøver ble innsamlet langs veien i 1994 for å utfylle det geokjemiske datagrunnlaget for vulkanstratigrafien i Gjersvikområdet.

4.6 Oppsummering

Magnetitt- og epidot-rike soner i putelavasekvensen innenfor Bjørkvatnetformasjonen er kjent fra før (Reinsbakken 1992) men man ble i 1993-94 oppmerksom på den sterke tilknytning til et bestemt stratigrafisk nivå ved overgangen mellom midtre og øvre vulkanittenhet (Sandstad & Reinsbakken 1994). I denne lavasekvensen er det hulrom i den lyse grønnsteinen fylt med klumper av magnetitt og epidot (knobs), og bergarten fører også mye rosafarget karbonat, som indikerer Mn-førende karbonatmineraler. Rester av jaspis eller hematitt er funnet i det magnetitt-rike materialet. Denne sekvensen er observert på et bestemt nivå i stratigrafien fra Gjersvikområdet i nord, via Trollvika og Ingulfsvatn til Skorovatn i sør. De magnetitt-epidot-karbonat-rike bergartene har tidligere vært antatt å representere et hydrotermalt produkt

(Reinsbakken 1992). Den store laterale utbredelsen og den stratigrafiske begrensningen peker imidlertid på havbunnsforvitring- og oksidasjon som en mere sannsynlig tolkning.

Resultatene fra feltarbeidet i 1994 viser en klar sammenheng i vulkanittstratigrafien mellom Gjersvik- og Skorovatnområdene. I begge områder finnes større soner med intens Fe-kloritt-kvarts-sulfid omvandling av de massive lavasekvensene i den nedre vulkanittenheten. Disse er ofte omgitt av lysere albitt-epidot-karbonatrik bergart som representerer hydrotermal omvandling omkring den mere sentrale, kloritt-kvarts-sulfid sonen.

Man er også mer blitt oppmerksom på de forskjellige typene av ekshalittmineraliseringer som finnes i Gjersvikgruppen og deres plassering i vulkanittstratigrafien. For eksempel, magnetitt-svovelkis-chert-kloritt type lagdelte ekshalitter (vasskis) finnes i de mere sentrale og vestlige deler av Gjersvikgruppen, hovedsakelig mellom nedre og midtre vulkanittenhet, mens jaspisførende typer ser ut til å være konsentrert i øst og mot toppen av lavasekvensen. Forskjellen mellom disse to typer ekshalitter ligger sannsynligvis i det opprinnelig oksyderende eller reduserende miljø som de er blitt avsatt i; de magnetitt-svovelkisrike typer ble dannet i mindre, lukkede bassenger under mer reduserende forhold og de hematittførende typer under oksyderende forhold med tilgang til åpent hav, muligens under spredningen og dannelsen av et større basseng.

5 UNDERSØKELSER AV MAGMATISKE BERGARTER (T.G/ G.B.M.)

Undersøkelsene har hatt som mål å utrede relasjonene mellom Gjersvikdekkets ulike intrusivbergarter og mellom intrusivbergartene og omgivende vulkanske bergarter, med tanke på å kunne benytte fordelingen av intrusivbergartene for å identifisere vulkanske og hydrotermale sentre. Feltundersøkelser har vært konsentrert til nøkkelområder i større intrusivkomplekser (Grøndalsfjellet, Vestre og Søre Litlfjellet, Nesåpiggen, Tunnsjøflyin og Møkkelvikdalen-Tromsvatnet-Bjørkvatnet) hvor det er gjort detaljobservasjoner av feltrelasjoner og omfattende prøvetaking for bergartskjemi, mikroskopering og dateringer. Mindre omfattende befaringer og prøvetaking er gjort også i andre områder. XRF hoved- og sporelementanalyser er under arbeid, slippreparering er påbegynt og de første slipene er undersøkt overfladisk. Følgende utvikling kan skisseres ut fra undersøkelsene som er gjort hittil:

Eldste bergart synes å være *grovkornet olivingabbro* eller troctolitt som er utbredt i Grøndalsfjellet og Vestre Litlfjellet. Bergarten består av olivin (60-80%) og plagioklas (15-25%) som er omgitt av poikilittisk ortopyroksen (5-10%). Varierende grad av hydrotermal omvandling av olivingabbroen er nært knyttet til senere gjennomsettende intrusiver og sprekkesystemer, spesielt i forbindelse med hornblendegabbroer og leucokratiske ganger. Grovkornet olivingabbro er ikke sett med intrusivkontakt til eldre bergarter.

Store deler av Grøndalsfjellet og Vestre Litlfjellet består av *fin- til middelskornet, ofte lagdelt, normal gabbro* med vekslende modalfordeling av plagioklas, klinopyroksen og olivin og/eller ortopyroksen. Lagdelingen varierer i tykkelse mellom få centimeter og flere meter, og er ofte forstyrret av slumpstrukturer og "impact"strukturer knyttet til xenolitter fra den eldre grovkornede olivingabbro eller fra den vulkanske lagpakken.

Hornblendegabbroer og beslektede bergarter som hornblendedioritt og pegmatittisk gabbro er yngre enn både lagdelt gabbro og olivingabbro, som begge synes å opptre i fragmenter i magmatiske breksjer der hornblendegabbro er den intruderende fasen. Hornblendegabbro/dioritt er ofte vanskelig å skille i felt fra metamorfe utgaver av normal gabbro, men karakteriseres av et høyt innhold av primær-magmatiske hornblende (30-60%) og hyppige overganger til meget grovkornede pegmatittiske varianter. Bergarten opptre i store mengder i området Grøndalsfjellet-Litlfjellet og synes å ha relativt stor utbredelse også ved Nesåpiggen og Møkkelvikdalen-Tromsvatnet. Spesielt ved Søre og Vestre Litlfjellet viser bergarten meget stor intern variasjon fra nesten ren *hornblenditt* til store partier med leucokratiske bergarter (*kvartsdioritt til tonalitt?*) bestående av hovedsakelig plagioklas, kvarts, biotitt og hornblende. Finkornede mafiske ganger har intrudert hornblendegabbroene og deres beslektede intrusivbergarter mens disse ennå var bare delvis krystallisert. Smelte-smelte relasjoner er observert flere steder.

Både hornblendegabbroer-kvartsdioritter og de tilknyttede mafiske gangene er ofte magnetitt-rike. Dette antyder en viss likhet med vulkanitter i Gjersvikgruppens midtre lavaenhet, selv om kjemiske analyser behøves for eventuelt å kunne bekrefte dette. Videre er epidotårer og gjennomgripende epidotomvandling av disse intrusivene meget utbredt i visse områder. I en foreløpig arbeidsmodell regnes derfor hornblendegabbroene og deres mer felsiske slektninger for å være knyttet til vulkansk og hydrotermal malmdannende aktivitet i midtre lavaenhet (d.v.s. Skorovass-Gjersviknivå, Sandstad & Reinsbakken 1994, Fig. 6).

Intrusiver som ut fra feltrelasjoner kan bestemmes til å være yngre enn hornblendegabbro-kvartsdiorittfamilien består i hovedsak av *leucokratiske bergarter* som skjærer de ovenfornevnte komplekser som ganger av varierende tykkelse og utstrekning eller som store sammenhengende massiver. Aldersrelasjoner mellom de ulike leucokratiske intrusjonene er usikre ettersom de sjelden sees i kontakt med hverandre. Blant de eldste regnes foreløpig rekken med felsiske intrusjoner som strekker seg over Møklevikdalen-Tromsvatnet og som opptrer som gangsvermer i Grøndalsfjellet. Bergartene varierer i sammensetning fra kvartsdiorittisk-tonalittisk (dominerende) til mafisk (underordnet). Smelte-smelte relasjoner og magmablanding er relativt vanlig. Disse kompleksene viser visse likheter med en mer homogen tonalittisk-kvartsdiorittisk intrusjon nord for Bjørkvatnet som er datert til 483 \pm 5/-3 Ma (Stephens o.a. 1993). Et magmatisk slektskap med vulkanitter i Gjersvikgruppens øvre lavaenhet er mulig og vil bli testet ved hjelp av geokjemiske data.

Et stort felsisk-dominert intrusivkompleks ved Tunnsjøflyin består av kvartsdiorittiske-tonalittiske eller granodiorittiske bergarter med gjennomsettende mafiske og ultramafiske(?) ganger; også her sees stedvis indikasjoner på tilnærmet samtidig intrusjon av felsisk og mafisk magma. Det er foreløpig usikkert om dette komplekset er beslektet med de i området Møklevikdalen-Tromsfjellet eller med den store Møklevass-granodioritten i den sydlige del av Grongfeltet som er datert til 456 \pm 2/-2 Ma (Roberts & Tucker 1993), eller om det inntar en mellomstilling i den magmatiske utviklingshistorien.

I den sydligste del av Grongfeltet opptrer den relativt store Stamtjønnintrusjonen (sannsynlig granodiorittisk sammensetning) i de stratigrafisk nedre deler av Godejordvulkanittene. Tilsvarende ganger finnes i Limingengruppens sedimenter under Godejordnivået. Et eventuelt magmatisk slektskap med Møklevass-granodioritten og/eller med felsiske effusiver i Godejordvulkanittene vil bli testet geokjemisk.

6 TOLKNING AV SATELITTDATA (G.S.D./E.B.)

Feltarbeidet ble utført i perioden 17.08 - 13.09 1994 i Gjersvik-Bjørkvatn området av student Geir Ståle Dyrstad fra Universitetet i Bergen. Følgende oppfølgingsområder ble valgt på grunnlag av tolkning av satelittbilder (Landsat TM data) og blotningsgrad; Gjersvika-Litlfjellet, Annlifjellet mot Kleiva og over Årrantjahke og området sør for Bjørkvatnet.

Formålet med feltarbeidet var å undersøke om Landsat TM kunne benyttes i dette området for å avdekke sulfidmineraliseringer og eventuelle omvandlingssoner. Et annet moment var også om Landsat-data kunne benyttes for å diskriminere mellom bergarter, da dette området er kraftig overdekket under tregrensen, og over denne ligger blotningsgraden på rundt 50-70 %. Dette maskerer pixelverdiene (måleverdiene i rutenett), og man må derfor benytte miksede pixelverdier og utstrakt prosessering.

Følgende prosesserte Landsat TM data ble medbrakt i felt i kartformater (tallene representerer de ulike kanaler (spektralbånd) i målingene):

- 1:50,000 Fe-ratio: 7/5, 3/5, 1/4
- 1:50,000 Hydrotermal-ratio: 5/7, 3/1, 4/3
- 1:50,000 Prinsipalkomponent. 2, 3, 4
- 1:50,000 Fargekompositt: 4, 5, 7
- 1:250,000 Fargekompositt: 4, 5, 7

Gjersvikforekomsten, en Cu-Zn-Fe malm, ble benyttet som kontrollområde, da omvandlingssonene rundt denne er stedvis blottet. De jern-rike horisontene i omvandlingssonene ble brukt som indikatorer for sulfidmineraliseringer. 89 prøver ble samlet inn i de ulike områdene for mikroskopering og eventuell kjemisk analyse. Prøvene ble hovedsakelig tatt i områder hvor Fe-anomalier finnes i Landsat-data, ca. 100 m utenfor og inn mot sentrum av anomaliene.

Da Fe-ratio 7/5, 3/5 og 1/4, hydrotermal ratio 5/7, 3/1, 4/3 og fargekompositt-kartene viser intensitetsverdier stort sett relatert til vegetasjon og topografiske effekter, kunne disse ikke benyttes som indikatorer for sulfidmineraliseringer. Prinsipalkomponent-bildet er også tett knyttet opp mot vegetasjon og topografiske effekter, men ga svake utslag i variasjoner mellom sure intrusiver og grønnsteiner, som stort sett har mørkere overflate.

Som følge av dette ble en normalisert Fe-ratio benyttet. Denne type ratio består av et forhold mellom kanal 3/4, hvor de høye verdiene i reflektansen blir tildelt en maksimumsverdi, og de lavere verdiene blir satt til verdien 0. På denne måten får man fram et bilde med soner av sannsynlige Fe-konsentrasjoner. Denne type Fe-ratio viste seg å gi utslag i reflektans i følgende områder: jern-utfellingene eller rustsonene på nordsiden av Litlfjellet, toppen av Gjersvikforekomsten, sørøstlige side av Annlifjellet og rustsonene vestover mot Kleiva (se kapittel 4.3). Disse sonene er fra to meter til ca. 50 m brede og opp til to hundre meter lange. Anomaliene er knyttet til omvandlingssoner i kvartskeratofyr, mørk grønnstein hvor denne inneholder sulfidimpregnasjoner som på overflaten er indikert ved rusthorisonter, og noen serpentinittkropper på Aktejaevrie (nordøst for Kleiva). Anomalier fra den normaliserte Fe-ratio scenen plotter også øst og sørøst for Røyrvatnet. Disse er ikke fulgt opp ennå, men

opptrer i følge tidligere kartlegging i mørk og stilpnomelan-førende grønnstein (Lutro & Kollung 1983).

Foruten prøvetaking i områder representert som anomalier, ble også strukturdata samlet inn fra disse områdene. Oversiktsbilder og nærbilder av alle lokaliteter er tatt for å gjøre arbeidet lettere ved korrelering av områder som i dag ikke er representert som anomalier, men som ved videre prosessering kan vise seg å være interessante.

Det videre arbeidet framover vil være å prosessere Landsat-data med mere avanserte ratio- og prinsipalkomponent-teknikker for å undersøke om flere anomalier kan være tilstede i Røyrvik-området. Det er mulig å korrelere Landsat-data med VLF data, radiometriske målinger og bekkessedimentanalyser, da disse også foreligger i Erdas format. Sluttproduktet i hovedfagsoppgaven vil være å lage et sannsynlighets-kart på grunnlag av data nevnt ovenfor. Dette kartet vil representere kjente og eventuelt ukjente anomalier knyttet til Cu-Fe konsentrasjoner.

Oppfølging av satelittbildetolkninger er foretatt av Espen Bråstein fra Universitetet i Bergen i den nordøstlige delen av Sanddøladalen. Feltarbeidet ble utført i tidsrommet 17.08 -21.09 1994. Formålet med disse undersøkelsene var å kartlegge den nord-østlige forlengelsen av Møre-Trøndelag forkastningssone (MTFS) ved hjelp av en Landsat TM scene. Arbeidet ble konsentrert om å identifisere og klassifisere lineamenter som kommer fram på Landsat TM bildet og flyfoto. Bergartsprøvetaking og strukturmålinger er foretatt langs lineamentene for å bestemme deformasjonsgrad og bevegelsesretning langs forkastninger. Prøvene er nå under bearbeiding. En mere utførlig beskrivelse av disse undersøkelsene er arkivert ved NGU.

7 INNSAMLING AV GRUNNLAGSDATA (J.S.S./A.R.)

7.1 Petrofysiske data

Bergartsprøver til petrofysisk analyse er innsamlet systematisk langs riksveien fra Holmo i nord til Fredrikhaugen i sørvest, til grensen mot Helgelanddekkekomplekset. I tillegg er petrofysiske prøver tatt i profiler sør og nordøst for Tunnsjøen og i forbindelse med berggrunnskartleggingen og de andre undersøkelsene. Samtidig ble magnetiske susceptibilitetsmålinger utført i felt. Totalt er ca. 800 prøver innsamlet og deres tetthet, susceptibilitet og remanens er målt på laboratoriet ved NGU. Retningsorienterte prøver er innsamlet hovedsakelig fra Gjersvikdekket. Hensikten med disse undersøkelsene er å ha bedre grunnlagsdata til bruk under tolkning av de regionale geofysiske data.

7.2 Malmforekomstdata

7.2.1 Gjersvikforekomsten

En befaring av gruva i Gjersvik ble gjort i begynnelsen av feltsesongen, veiledet av gruvesjef Ola Eriksen fra Grong Gruver. Førsteintrykket ga et klart bilde av den massive malms form og utstrekning med disseminerte og stringersone mineraliseringer i hengen. Et pågående, detaljert borprogram fra dagen med 20 m hull- og profil-avstand i forbindelse med produksjonen, har gitt mye ny og verdifull informasjon. Produksjonsdriften viser at kobber- og sink-gehaltenene i malmsonen skifter meget hurtig, og befaringen viser at den massive malmen kan deles i to typer; finkornet svovelkis og grovere magnetkis-kobberkis breksjemalm. Svovelkismalmen er både Cu- og Zn-førende, og karbonat er vanlig gangmineral. Breksjemalmen danner en markert linse langs østsiden av forekomsten. Den er sterkt knyttet til kobber-rik, kvarts-sulfid impregnasjon og årenettverk i en mørk kloritt-rik bergart som ser ut til å danne den sentrale delen av tilførselssonen. Ni prøver er tatt av malmsonen (sju av massiv kis og to av disseminert mineralisering) for malm- og silikat-analyser. Den geologiske informasjonen fra borhullslogger fra fire øst-vest orienterte vertikallprofiler og et plankart for gruva er samlet og tolket som et ledd i forberedelse til en eventuell studentoppgave eller engasjement til videre undersøkelser av Gjersvikforekomsten.

7.2.2 Andre sulfidmineraliseringer

En rekke mindre sulfidmineraliseringer vest og sør for Tunnsjøen, i Grøndalen og omkring Skardfjell er befart og prøvetatt. Supplerende prøvetaking er foretatt av mineraliseringene, men hovedvekten av prøvetakingen er lagt på vertsbergartene for å plassere disse i vulkanstratigrafien. Resultatene fra disse undersøkelsene er registrert i Malmdatabasen ved NGU. De kjente mineraliseringene vil klassifiseres etter type i dannelsesmodeller for massive sulfidforekomster; massiv sulfid-, tilførselssone- eller ekshalitt-mineralisering, distalt eller proksimalt i forhold til et hydrotermalt senter.

8. OPPFØLGENDE UNDERSØKELSER

8.1 Kjerneboring i Godejord (T.G.)

Arbeidet har omfattet kjerneboring, borhullsgeofysikk, bakkegeofysikk, kjernelogging og sammenstilling av eldre data fra Godejordforekomsten. Tre hull ble boret i tidsrommet medio juni til medio august med formål å undersøke mineraliseringens utbredelse mot dypet. Ett av borhullene var forlengelse av tidligere borhull 121 fra 140 meter til 307 meter, de to øvrige var nye hull på henholdsvis 357 meter (bh 126) og 328,5 meter (bh 127); totalt ble det boret 852,5 meter. Hullene er lokalisert ca. 200 meter nord for utgående av den steilt NNV-fallende malmsonen, og ble plassert med tanke på skjæring med den rikeste del av malmen som er påvist i hovedskjerpet og i eldre korte borhull. Denne malmen ser ut til å ha en draging i felt mot ØNØ.

Det ble oppnådd skjæring med malmsonen i Godejordforekomsten i alle tre borhull; i bh 121 på 295,60-301,60 meter (6,00 meter malmskjæring); i bh 126 på 304,80-311,30 meter (6,50 meter malmskjæring); i bh 127 på 282,30-289,80 (7,50 meter malmskjæring). Borhullsgeofysikken bekreftet at de nevnte skjæringer representerer hovedsonen av Godejordforekomsten. Avstanden langs strøket mellom malmskjæringene er totalt ca. 300 meter og vertikal avstand fra utgående er mellom 240 og 280 meter.

Borkjernene er logget, og prøver er splittet ut og under bearbeiding for analysering og slippreparering. Mineraliseringene er relativt svake sulfid disseminasjoner av jernsulfider med varierende innhold av kobberkis og sinkblende. Basert på foreløpige, visuelle, vurderinger synes alle malmskjæringene å være betydelig fattigere enn i de øvre deler av forekomsten nær hovedskjerpet. Med forbehold om at analysene kan komme til å avvike vesentlig fra anslagene basert på kjerneloggingen, særlig fordi sinkblendene i Godejord er lys og ofte vanskelig å identifisere, ser det ut som den rike delen av Godejordmalmen er begrenset mot dypet til ikke mer enn ca. 100 meter under utgående.

Eldre borhulls-, geologi-, geofysikk- og analysedata fra Godejordforekomsten er under sammenstilling for å kunne vurdere forekomsten helhetlig gjennom 3-D modellering.

8.2 Geofysiske bakkemålinger (H.E/E.D.)

8.2.1 Innledning

Oppfølgende geofysiske bakkemålinger er gjort i Bjørkvatn-Tjierma området og over Gjersvikklumpen (Fig. 9). Vi ønsket å se om tilførselssone-type mineraliseringer i dagen er tilknyttet massive sulfider mot dypet. Bakgrunnen for utvelgelsen av disse områdene er diskutert av Sandstad o.a. (1994). Hovedmetoden for bakkemålingene har vært Transient EM, TFEM, med NGU's egenproduserte instrument. Med denne metoden kan en kartlegge grunne og dype ledere (ned til ca. 500 m). I tillegg kan kvaliteten (ledningsevnen) til lederen vurderes. Transient EM-målingene er utført som rekognoserende målinger med 400 m profilavstand og 50 m målepunktavstand. Målinger omkring Gjersvikforekomsten er også foretatt etter oppdrag fra Grong Gruber, og resultatene fra disse målingene inngår ikke i denne rapporten.

Målingene ble utført i tiden 23.8.94 - 7.10.94. Målingene måtte avsluttes tidligere enn planlagt p.g.a. tidlig vinter og ekstreme nedbørmengder. Dette, sammen med en del tekniske problemer med utstyret, gjorde at deler av de planlagte områdene ikke ble målt. Disse områdene planlegges målt i 1995.

8.2.2. Annlifjell

Måleområdet Annlifjell strakte seg fra Bjørkvatnet over Annlifjell til Tjermavatn (Fig. 9). Total lengde var 2.8 km. Egentlig skulle et område på nesten 7 km måles, men p.g.a. værforholdene måtte det nordligste området Tjermadalen - Austvatnet sløyfes. TFEM-målingene ble utført med konduktiv energisering med en jording ved Bjørkvatnet og den andre ved det østligste Tjermavatnet. Profilavstand var 400 m, profillengde var 1500 m og målepunktavstand var 50 m. P.g.a. teknisk feil med instrumentet måtte mesteparten av området måles to ganger.

Resultatene fra målingene i Annlifjell viser ingen nye interessante anomalier. Kjente mineraliseringer i Annlifjell indikeres. Et eksempel på det er vist i vedlegg 1 hvor en leder indikeres ved 350-375V på profil 1800N. Anomalien er svak, men indikeres også på de sene tidskanalene noe som kan tyde på god ledningsevne. Dypet tolkes til ca. 50 m. Lederen dreier vestover mot sør (dersom det er samme leder) og indikeres også på profilene 1000N og 1400N. Ingen dype gode ledere som kan tyde på massiv malm i tilknytning til de mineraliserte sonene (stringersoner) indikeres i det undersøkte området.

8.2.3 Gjersvikklumpen

Vest for riksveien, på toppen av Gjersvikruet, finnes det flere borehull som er boret av Grong Gruver A/S på en Turam-anomali registrert av NGU. Ett av hullene, bh 4/91-92, er boret ned til 604 m og passerte på 100 m's dyp gjennom en tykk sone (ca. 125 m) med sterk sulfid-disseminasjon og kvarts-sulfid årer i en mørk Fe-kloritt-rik bergart. Denne type omvandling er karakteristisk for de sentrale delene av et hydrotermalt system. Noe kobber-mineralisering er registrert i den sterkt disseminerte delen av den mineraliserte sonen. Denne type omvandlingssone kan være knyttet til en dyptliggende, massiv kiskeforekomst øst og sør for Gjersvikklumpen.

Bakkegeofysikk (VLF) og røsking er gjort tidligere av Grong Gruver i et område rundt Geitberget, nord for Gjersvikklumpen på noen svake sulfidmineraliseringer og rustsoner.

Måleområdet over Gjersvikklumpen strakte seg fra Geitberget i nord til sydligste profil 400 m sør for Kvennbekktjønnna. Vestlig begrensnig var riksvegen over Gjersvikruet (Fig. 9). Det undersøkte området var 4 km langt og 2 km bredt. En fortsettelse av området østover skulle også måles, men måtte utsettes til 1995 p.g.a. tidligere nevnte værforhold. TFEM-målingene ble utført med konduktiv energisering. Profilavstand var 400 m, profillengde 2000 m og målepunktavstand var 50 m.

Resultatene viser ingen indikasjoner på grunne eller dype ledere som kan skyldes massiv malm av interessant størrelse. En meget svak dypanomali kan imidlertid observeres på profil 4600N ved 1400-1450Ø, se vedlegg 2. Dypet kan anslås til 150-200 m. Anomalien er imidlertid meget svak og en sammenligning med tilsvarende målinger over kjente dype ledere tilsier at anomalien ikke skyldes massiv sulfidmalm. Lederen har dårlig ledningsevne da anomalien dør ut på de seneste kanalene (kanal 5,6 og 7). Det er vanskelig å si hva slags mineralisering som gir opphav til anomalien. Dårlige ledere kan f.eks være impregnasjonssoner eller tynne bånd eller striper med kis. I tillegg til den dype lederen indikeres noen grunne svake ledere i måleområdet.

8.2.4 Konklusjon

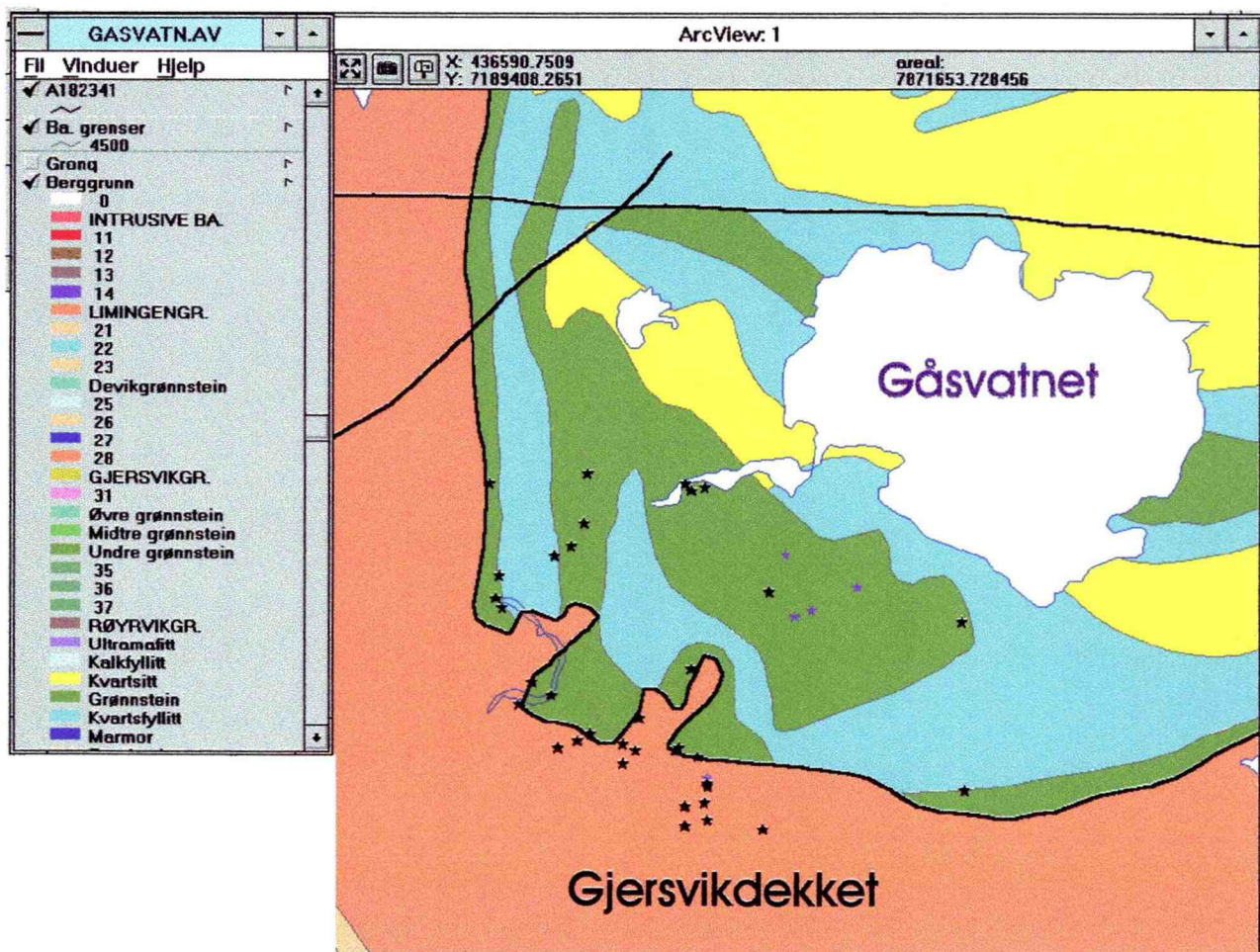
De geofysiske bakkemålingene i Grongprosjektet i 1994 har ikke gitt anomalier som kan tolkes til å skyldes massive malmer av interessant størrelse. Målingene har foregått i geologisk interessante områder med potensiale for massive sulfidmalmer. Transientmålinger "ser" flere hundre meter dypt, så muligheten for å detektere malmer på stort dyp skulle være tilstede. Målingene kom noe sent igang, noe som sammen med tidlig vinter/dårlig vær og tekniske problemer førte til at ikke alle planlagte områder ble målt. De tekniske problemene er nå løst.

8.3 Prøvetaking og kartlegging i Gåsvatnområdet (J.S.S.)

Detaljert prøvetaking av Jomagrønnsteinen sørvest for Gåsvatnet er utført for å påvise eventuelle omvandlingssoner i tilknytning til EM-ledere. Bakgrunnen for dette er at Rørvikgruppen også for en stor del består av fyllitter som er grafittførende og gode elektriske ledere. Ved tolkning av EM-målingene er det derfor svært vanskelig å skille mellom fyllittene og eventuelle sulfidmineraliseringer. Grad av omvandling av vulkanitter kan imidlertid undersøkes ved bruk av PER diagrammer (Stanley & Madeisky 1994) og har vært benyttet med positivt resultat på grønnsteiner fra Joma (Sandstad o.a. 1994).

Området fra Nyvikelva i nord til dekkegrensen mot Gjersvikdekket i sør ble undersøkt i løpet av feltsesongen i 1994). Det er relativt få blotninger i området, og bergartene er omtrent flattliggende. I tillegg til grønnstein, fyllitt og kvartsitt finnes et område med ultramafitt rett vest for Gåsvatnet. Totalt er 45 prøver av grønnstein og ultramafitt innsamlet (Fig. 10). Makroskopisk er det få tegn på omvandling med unntak av et mindre område 300 m sør for Nyviksetra hvor svak sulfiddisseminasjon i forbindelse med tynne kvarts-feltspatårer i grønnstein er observert. En mindre blotning med ultramafitt finnes i det samme området. De elektromagnetiske anomaliene ser ut til å fortsette inn under Gjersvikdekket. Årets kartlegging

vil gi et noe endret geologisk kartbilde. Samtidig vil området med ultramafitt inntegnes på det reviderte kartet. Positive indikasjoner på omvandlinger som kan være tilknyttet dannelse av massive sulfider, vil følges opp med bakkegeofysikk. Det vil da være aktuelt både med detaljerte gravimetriske målinger i tillegg til elektriske metoder.



Figur 10. Prøvelokaliteter markert med stjerner for grønnstein (svart) og ultramafitt (fiolett) sørvest for Gåsvatnet. Målestokk og område, se Kart 1.

8.4 Kartlegging i Bjørkvatn-området (A.R)

På bakgrunn av resultater fra samtolkningen (Sandstad o.a. 1994) ble områdene øst og sør for Bjørkvatnet vurdert i løpet av feltsesongen med hensyn til behov for oppfølgende undersøkelser.

Et *felsisk kompleks* som ligger på sydsiden av Bjørkvatnet ble kartlagt i detalj med tanke på en mulig sammenheng til det felsiske komplekset som ligger rundt Røyrvatnet. Fragmenter i en felsisk breksje sør for Bjørkvatnet viser en sør til sørvestlig elongering som er i samsvar med retningene til F1-2 i området, og tyder på at det felsiske komplekset sannsynligvis ikke har noen direkte forbindelse sørøstover under Sæterlifjellet mot det felsiske komplekset og mineraliseringene ved Røyrvatnet.

Det mest markerte bruddet i de magnetiske målingene fra 1993 går langs nordøstsida av Bjørkvatnet og sørøstover langs nordskråningen av Sæterlifjellet (Sandstad o.a. 1994, Fig. 10). En tydelig, positiv magnetisk anomali i nordøst stopper mot dette NV-SØ orienterte lineamentet som kan representere en forkastning. Det er mulig at denne strukturen er en gammel, dyptgående, syn-vulkansk struktur som har kontrollert lava-utstrømningen i område.

Årets kartlegging viser at den lineære strukturen er en normal forkastning hvor nordsida har sunket ned i forhold til sørsida. En felsisk intrusjon indikerer et sprang på ca. 3 m. Erosjonen i området har ført til at den høy-magnetiske lavaenheten ikke finnes sør for forkastningen, hvor en lav-magnetisk, lys grønnstein opptrer direkte under (tektonisk) den felsiske, massive lava/breksje vulkanitt-enheten øst og sør for Bjørkvatnet.

8.5 Kartlegging i Austvatn-Saksvatn området (J.S.S.)

Hensikten med disse undersøkelsene i den nordlige delen av området var å finne årsaken til en EM-anomali i helikoptermålingene fra 1993 nordøst for Saksvatnet. Ingen sulfidmineraliseringer var beskrevet fra det området tidligere. I tillegg ville arbeidet danne grunnlag for de oppfølgende bakkegeofysiske målingene nord for Annlifjell og samtidig skulle vulkanstratigrafien omkring de kjente sulfidmineraliseringene, Kirma og Austvatnet, kartlegges.

En minimum 0,5 m mektig, massiv, finkornet svovelkismineralisering som ble påvist 250 m nord for Saksvatnet (42795 720230) forklarer EM-anomalien. Mineraliseringen ble funnet i en liten skrent hvor reinstråkk har fjernet overdekket. Den kan følges stedvis over ca. 80 m langs strøket mot nordøst (220°/svakt fall mot nordvest) med tilknyttet albitt- og kloritt-omvandling. Forekomsten kan klassifiseres som en vanlig vasskis-mineralisering. Rekognoserende VLF-målinger viser at mineraliseringen er ca. 200 m lang. Tektonostratigrafisk over sulfidsona opptrer mørk, jern-rik grønnstein, mens under dominerer ulike felsiske ganger i veksling med lys, karbonat-rik grønnstein, som dels er kraftig forskifret.

Jernsulfid-mineraliseringene nord for Austvatnet består av flere smale soner tilknyttet felsiske vulkanitter og ligner mineraliseringene ved Kirma. Innholdet av kobber og/eller sink ser imidlertid ut til å være lavt. Prøver av grønnsteiner fra begge disse områdene er innsamlet for kjemisk analyse for bedre å plassere disse mineraliseringene i vulkanstratigrafien.

9 KONKLUSJON

Berggrunnskartlegging er fullført i to områder med dårligere regionalt kartgrunnlag; Sanddøla- og Tromsfjell-områdene. Tolkning av grensen til Helgelanddekkekomplekset gjenstår imidlertid i Tromsfjell-området. Flere alternative tolkninger foreligger og det er trolig at det ikke eksisterer én bestemt skyvegrense, men at dekkegrensen i dette området består av en rekke skyvesoner. Dette vil vurderes nærmere når de regionale geofysiske helokoptermålingene er ferdig prosessert ved årsskiftet. Kartleggingen i Sanddøla-området har vist at vulkanittene ved Godejord sannsynligvis utgjør en del av Limingengruppen og dermed er yngre enn Gjersvikgruppens vulkanitter.

Kartlegging av vulkanitter og intrusiver har ført til en bedre forståelse av vulkanittstratigrafien og en foreløpig tolkning av de mest sannsynlige varmekildene for et hydrotermalt system tilknyttet dannelsen av massive sulfidforekomster innenfor Gjersvikdekket. Den eksisterende vulkanittstratigrafien vil revideres hvis/når de kjemiske analysene bekrefter feltresultatene. Samtidig er det da viktig å knytte de forskjellige intrusivkomplekser til de ulike delene av vulkanstratigrafien. Aldersdatering av disse vil i tillegg gi en bedre geologisk ramme for det videre arbeidet.

Ingen nye sulfidmineraliseringer av betydning er påvist i løpet av feltsesongen. Foreløpige tolkninger av transient-EM målingene har heller ikke gitt positive indikasjoner mot dypet i Gjersvikområdet. Allerede prioriterte måleområder gjenstår imidlertid, og spesielt området øst for Gjersvikklumpen peker seg ut som interessant, da de 'riktige' omvandlingstypene som peker mot en mulig mineralisering i dypet ble påvist under kartleggingen i år. Vi mener at TFEM-målinger vil være riktig oppfølgingsmetode for områder påvist gjennom samtolkning av alle datasett.

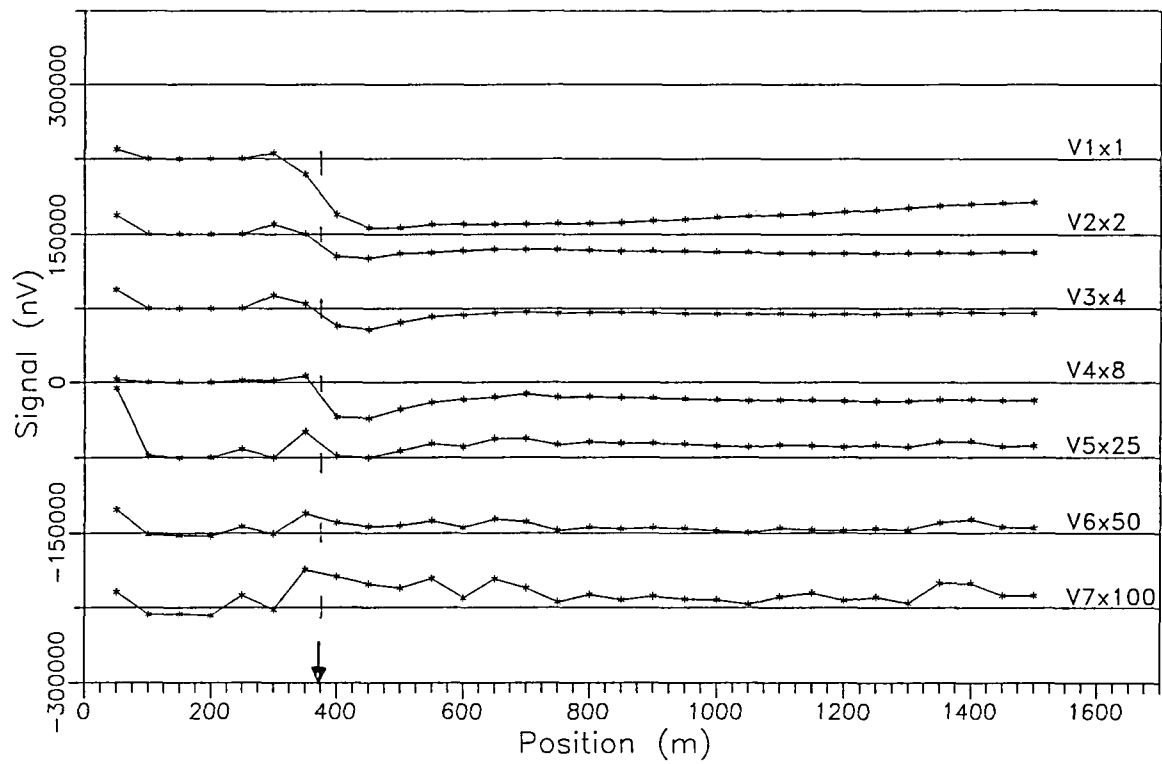
Kjerneboringen i Godejord har vist at de rikeste mineraliseringene avtar mot dypet. Forekomsten har visse likhetstrekk med synvulkanske, epitermale malmer, noe som kan ha konsekvenser for videre prospektering innenfor den samme bergartssekvensen.

10 LITTERATURLISTE

- Gale, G. 1975: Geology and sulphide mineralization in the Sanddøla-Gaizervann area, Grong, Nord-Trøndelag. *NGU Rapport 1293*.
- Heim, M. 1993: Berggrunnsgeologiske undersøkelser i det sørvestlige Grongfeltet (Rosset-Godejord - Skiftesmyr - Finnbu). *NGU Rapport 92.311*, 36 s.
- Lutro, O. 1979: The geology of the Gjersvik area, Nord-Trøndelag. *Nor. geol. unders. 360*, 123-154.
- Lutro, O & Kollung, S. 1983: Røyrvik 1:50 000, foreløpig berggrunnskart. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Reinsbakken, A. 1992: The Skorovass volcanogenic massive sulphide deposit. Volcanostratigraphy, petrochemistry, hydrothermal alteration and paleotectonic setting. *Upubl. NTH dr.ing. avh. 1992:92*, 363 s.
- Reinsbakken, A. & Halls, C. 1987: Skorovatn 1:50 000, foreløpig berggrunnskart. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Roberts, D. & Reinsbakken, A. 1991: Grong 1:250 000, foreløpig berggrunnskart. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Roberts, D. & Tucker, R.D. 1991: U-Pb zircon age of the Møklevatnet granodiorite, Gjersvik Nappe, Central Norwegian Caledonides. *Nor. geol. unders. 421*, 33-38.
- Sandstad, J.S. & Reinsbakken, A. 1994: Samtolkning av geodata i Grongfeltet - status pr. 31.12.93. *NGU Rapport 93.145*, 44 s.
- Sandstad, J.S., Reinsbakken, A., Ryghaug, P & Skilbrei 1994: Samtolkning av geodata i Grongfeltet - status pr. 30.06.94, *NGU Rapport 94.062*, 48 s.
- Stephens, M.B., Kullerud, K. & Claesson, S. 1993: Early Caledonian tectonothermal evolution in outboard terrane, central Scandinavian Caledonides: new considerations from U-Pb zircon dates. *Journ. Geol. Soc. London 150*, 51-56.

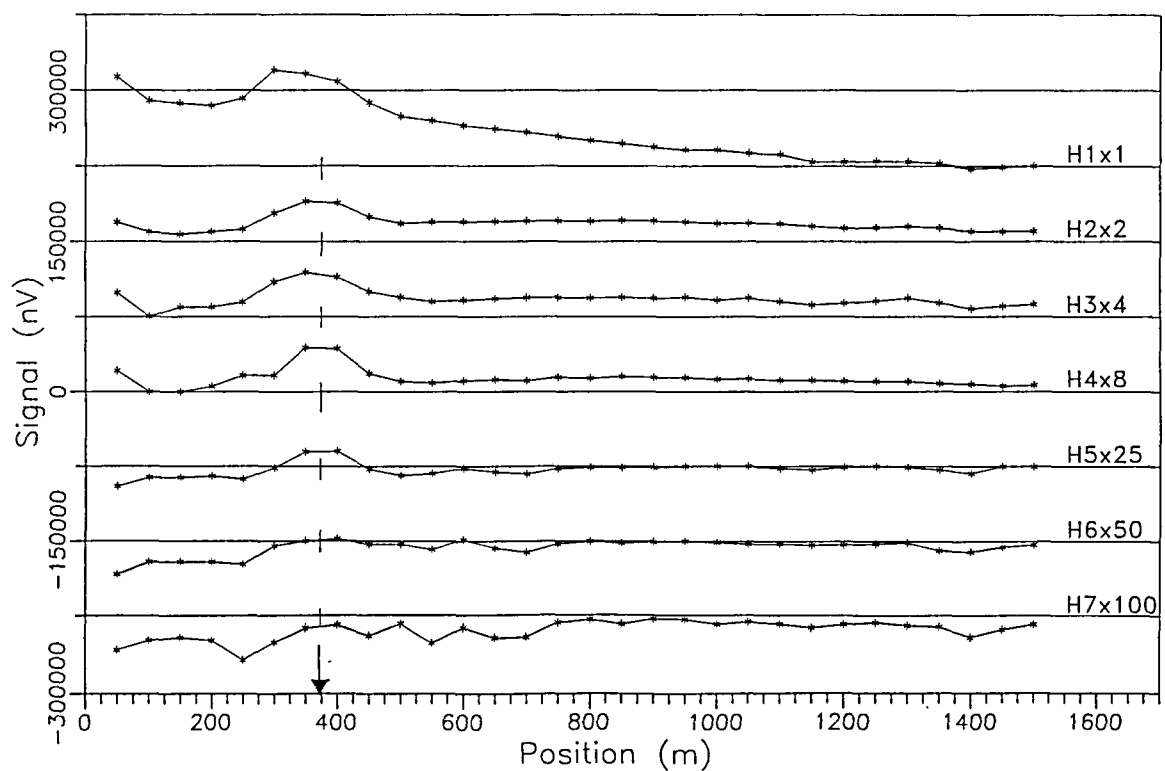
ANNLIFJELL, TFEM-maalinger

Profil 1800N, V1-V7



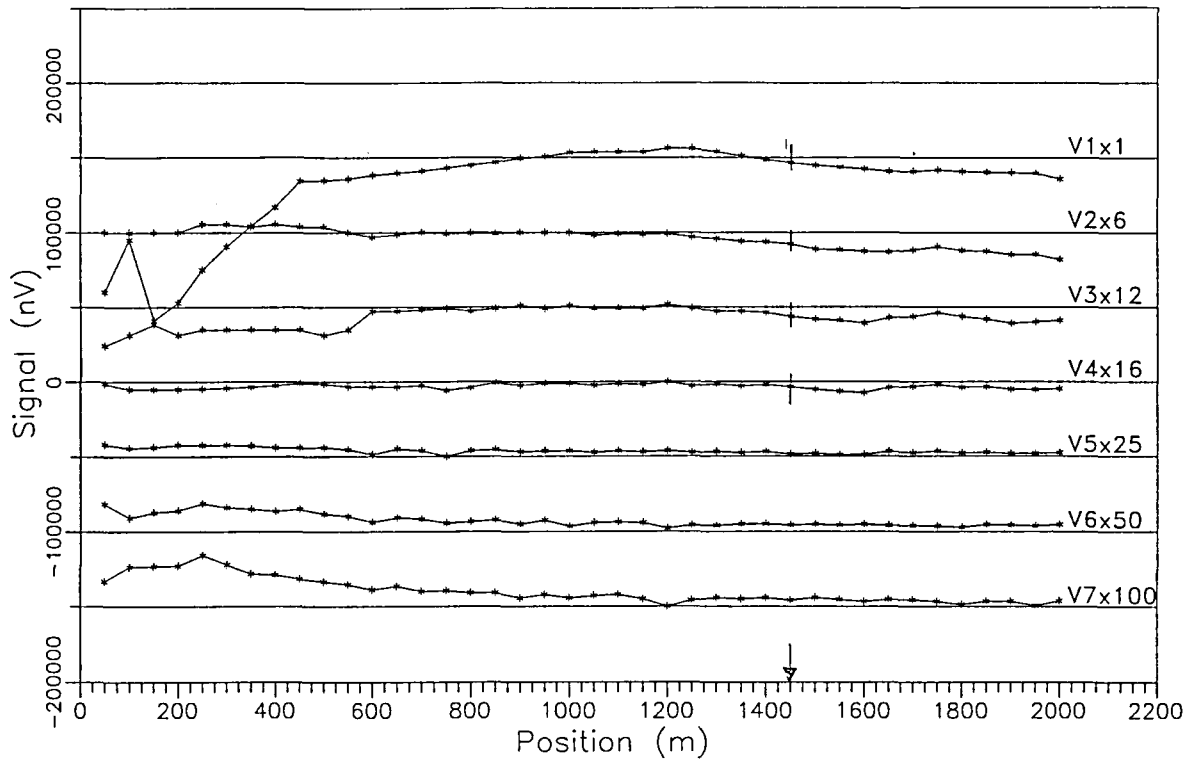
ANNLIFJELL, TFEM-maalinger

Profil 1800N, H1-H7



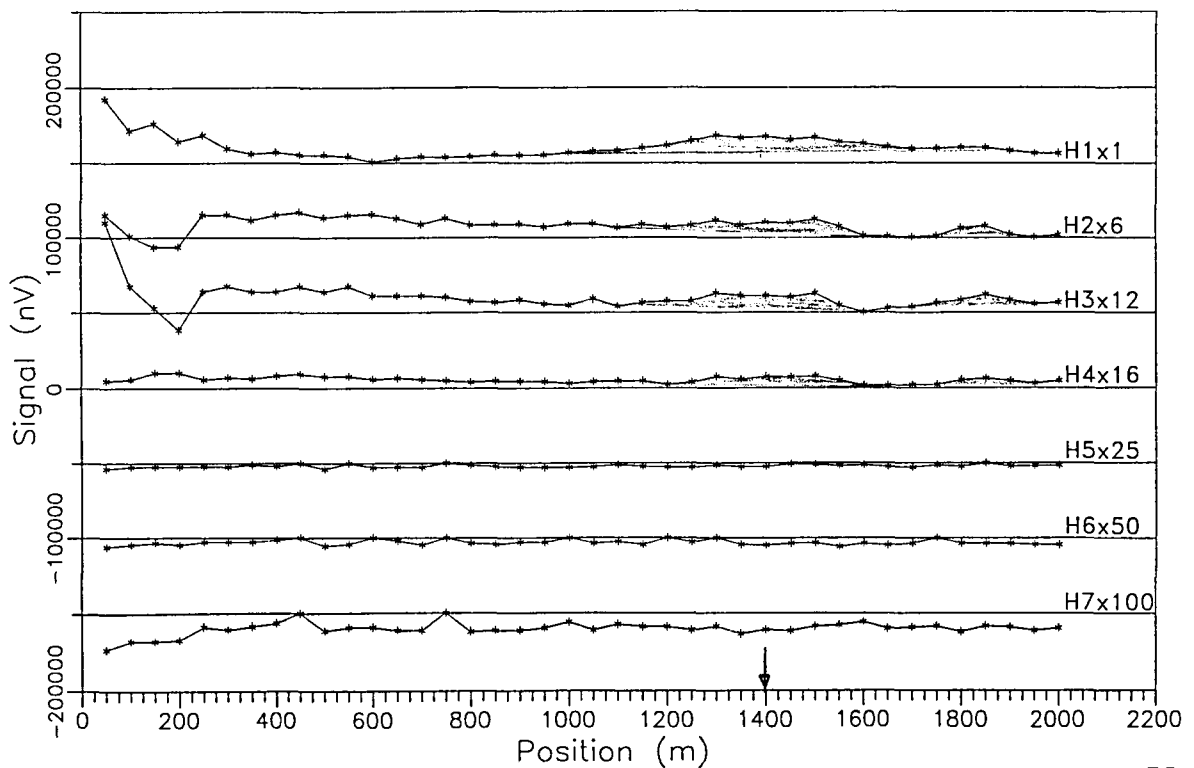
GJERSVIKKLUMPEN 1 , TFEM-maalinger

Profil 4600N, V1-V7



GJERSVIKKLUMPEN 1 , TFEM-maalinger

Profil 4600N, H1-H7



BERGGRUNNSKART OVER GRONGFELTET



foreløpig utgave, desember 1994

- TEGNFORKLARING**
- GJERSVIKDEKKET**
- Dypbergarter**
- Orasoduff, kvartduff, tonalit, tvillingduff
 - Hornblendeduff
 - Gabbro, hornblendedabbro, melagabbro, littoralt mafiske gabbroangitt
 - Ultramafitt, pyroklastitt, hornblendeduff
- Limingegruppe**
- Kalkritt med eller uten tuffitt med magnetittiske soner
 - Kalkpatrit sandstein og tyllitt, konglomerat
 - Arkosett eller sanderstein sandstein og konglomerat
 - Sanderstein, konglomerat med boller av grønnstein, keratolitt og jasp
 - Båndet gråbrun kalktyllitt
 - Kalkritt arkosak sandstein, tyllittbåndet arkos.
 - Grønnstein, grønnskifer (Devilgrønnsteinen)
 - Kalkholdig tyllitt og siltstein, båndet gråvakt
 - Konglomerat eller brekke med boller/fragmenter av karbonat
 - Kalkpatitmermor
 - Basalt polytyllitt konglomerat med boller av grønnstein, tonalit og gabbro
- Gjersvikgruppen**
- Båndet mafisk-basalt tuffitt og brekke
 - Kvartarkarolitt, mafityllitt
 - Grønnstein, lys Mg-Ca rik basalt
 - Grønnstein, mørk grågrønn, Fe-Ti basalt, basaltisk andesitt
 - Grønnstein, grunn kvartitt basalt, dele andesitt
 - Grønnstein, sulfidrikker
 - Båndet aktnittskifer, andesittisk grønnstein
 - Båndet andesittutlaggning
- ORKLUMPDEKKET**
- Røyrvikgruppen**
- Gabbro
 - Serpentitt
 - Kalktyllitt (brekket tyllitt)
 - Kvartitt
 - Grønnstein (Amgrønnsteinen)
 - Kvartityllitt, dele graffittende
 - Marmor
 - Gråvakt, sandstein
- Huddingsdalsgruppen**
- Kvartarkarolitt, tonalit
 - Båndet grønnskifer, grønnstein, tuffitt
 - Fyllitt, graffitt og kvartitt
 - Kvartitt, kvartityllitt
 - Fyllitt, kalkpatrit og kvartitt
 - Båndet, kalkpatrit tyllitt (Silagetyllitt)
- Nordliggruppen**
- Andesitt
 - Fyllitt, grønnskifer

- Geologiske symboler**
- Skjyngress under Halgelanddekket
 - Skjyngress under Østfolddekket
 - Skjyngress under Østlumpdekket
 - Skjyngress under Skjyngedekket
 - Skjyngress under Østfolddekket
 - Skjyngress under Fornesdekket
 - Innen skjyngress
 - Forkastning

EM ANOMALIER

Ledningsevne x mektighet (mhos)

0 - 1
1 - 2
2 - 4
4 - 8
8 - 16
16 - 32
32 - 64

Geologien er digitalisert fra de foreliggende berggrunnskartene (M 1:50 000):
 Røyrvik (Larø & Kullaug 1983), Juvøysfjell (Fjærø & Kullaug 1986),
 Skarvnes (Kjølsholken & Skjold 1987), Tusseggen (Kjølsholken 1987),
 Limingene (Kjølsholken 1990) og østfoldskartene fra A. Nissen
 Digitalt vektoriser, N50 fra Norges Kartverk, Tiltaksplan 1, E5 + 1312

