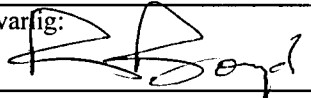


NGU Rapport 97.153

Geologiske og geofysiske undersøkelser for
Jernbaneverket på Ringerike og Krokskogen

Rapport nr.: 97.153		ISSN 0800-3416	Gradering: ÅPEN
Tittel: Geologiske og geofysiske undersøkelser for Jernbaneverket på Ringerike og Krokskogen			
Forfatter: Les Paul Beard, Ole Lutro, Øystein Nordgulen, Jan S. Rønning og Anna Siedlecka		Oppdragsgiver: Jernbaneverket Region Sør	
Fylke: Akershus og Buskerud		Kommune: Ringerike, Hole og Bærum	
Kartblad (M=1:250.000) Oslo		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1814 I Asker, 1814 IV Lier, 1815 II Oppkuven, 1815 III Hønefoss	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 33	Pris: Kr. 83,-
		Kartbilag: 1	
Feltarbeid utført: Juni-august 1997	Rapportdato: 20/1-1998	Prosjektnr.: 2755.00	Ansvarlig: 
Sammendrag: NGU har på oppdrag for Jernbaneverket Region Sør utført geologiske og geofysiske undersøkelser i området mellom Sandvika og Hønefoss. I område 1 (kalt Krokskogen), som begrenses av Holsfjorden/Steinsfjorden i vest, Åsa i nord, Heggelivatna i øst og Bærums Verk i sør, er det foretatt geofysiske målinger fra helikopter og en sammenstilling av eksisterende berggrunnsgeologiske data. Det er satt sammen kart over geofysiske anomalier i M 1:25000 og 1:50000, og et geologisk kart i målestokk med profiler i M 1:10000. I område 2 (også kalt Ringerike), som ligger mellom Steinsfjorden og Hønefoss og strekker seg østover til Haugsbygda/Åsa, har NGU sammenstilt tilgjengelige berggrunnsgeologiske data, supplert dette med en god del ny kartlegging, og satt sammen geologiske kart med profil i M 1:10000. Rapporten gjør kort rede for bakgrunnen for prosjektet og beskriver hvilke undersøkelser som er gjennomført. Det gis en kortfattet beskrivelse av det undersøkte områdets bergarter og geologiske historie. Deretter omtales viktige strukturgeologiske trekk ved de kambrosilurske og permiske bergartene, med vekt på forkastninger, sprekker og knusningssoner. De geofysiske målingene og tolkningen av disse blir forholdsvis detaljert behandlet. Det påvises flere geofysisk definerte strukturer (anomalier), og mange av disse kan representere forkastninger eller svakhetssoner som ikke har kommet fram gjennom geologisk kartlegging, og som det også bør tas hensyn til ved planlegging av tunneler.			
Emneord: Berggrunnsgeologi	Geofysikk	Forkastning	
Sprekkesone		Tolkning	
		Fagrapport	

INNHold

1 INNLEDNING	4
2 DATAGRUNNLAG	4
3 GEOLOGISK BESKRIVELSE	6
3.1 Kambrosilurske bergarter	6
3.2 Bergarter fra karbon og perm	8
4 FORKASTNINGER, SPREKKER OG KNUSNINGSSONER	9
4.1 De kambrosilurske bergartene	10
4.2 Strukturer tilknyttet dannelsen av Osloriften	13
5 GEOFYSISKE MÅLEMETODER OG UTFØRELSE	14
5.1 Magnetiske målinger	14
5.2 Elektromagnetiske målinger	15
5.3 VLF-EM	16
5.4 Radiometriske målinger	16
6 TOLKNING AV GEOFYSISKE DATA	17
6.1 Magnetiske data	17
6.2 Elektromagnetiske data	21
6.3 VLF-EM data	22
6.4 Radiometriske data	22
7 DISKUSJON	23
8 KONKLUSJON	25
9 REFERANSER	26

Databilag:

Databilag 1: Oversikt over geofysiske lineament og tolkningen av disse.

Kartbilag

97.153-01: Kart over geofysiske lineament

1 INNLEDNING

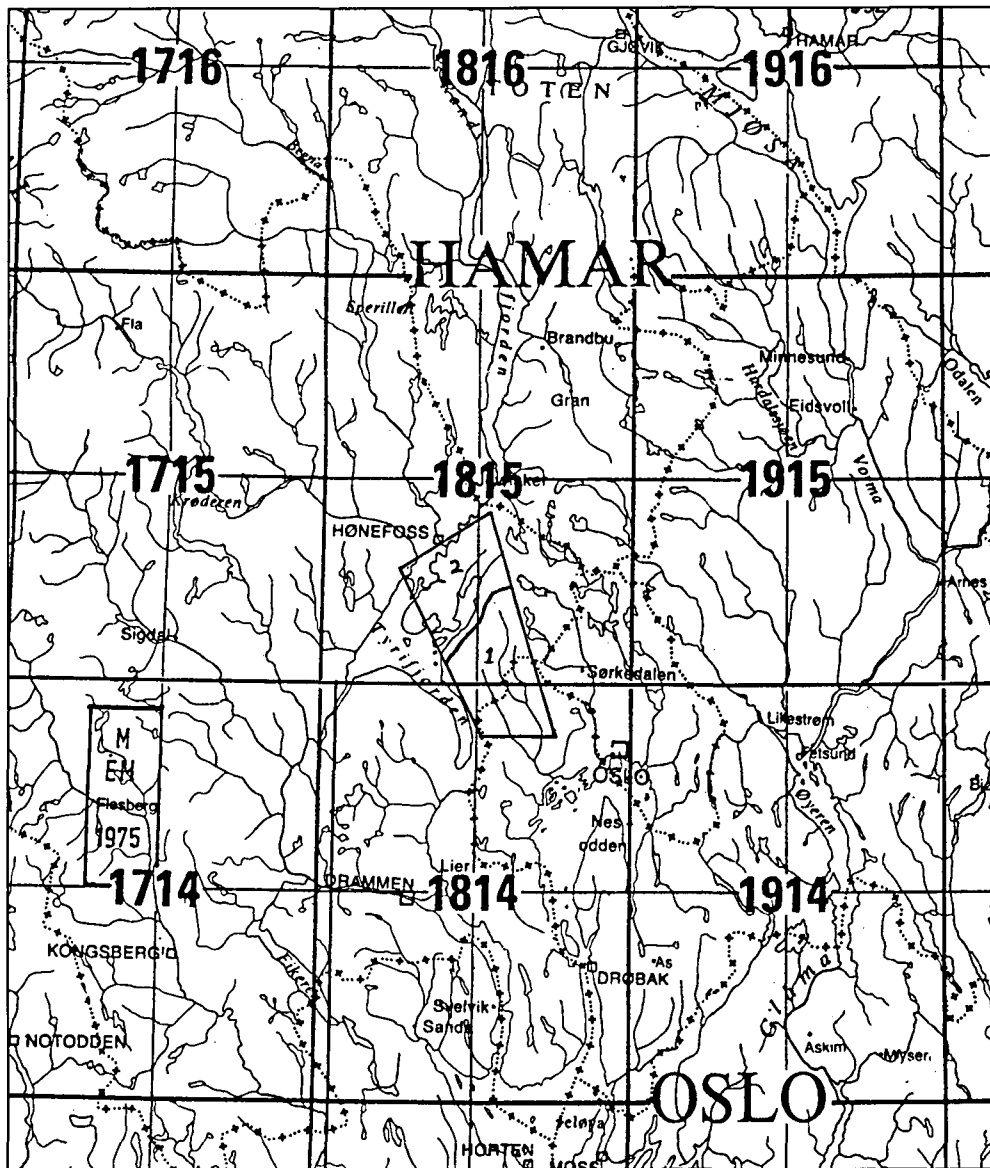
På oppdrag for Jernbaneverket Region Sør har NGU utført geologiske og geofysiske undersøkelser i området mellom Sandvika og Hønefoss. Hensikten med dette var å gi et best mulig geologisk grunnlag for valg av tunneltrasé for en fremtidig tverrforbindelse Sandvika - Hønefoss. Undersøkelsene er foretatt i to forskjellige områder. Område 1, senere også kalt Krokskogen, begrenses av Holsfjorden/Steinsfjorden i vest, Åsa i nord, Heggelivatna i øst og Bærums Verk i sør. Område 2, senere også kalt Ringerike, ligger mellom Steinsfjorden og Hønefoss og strekker seg østover til Haugsbygda/Åsa. I område 1 er det foretatt geofysiske målinger fra helikopter og en sammenstilling av eksisterende berggrunnsgeologi. I område 2 var forholdene for helikoptermålinger mindre gode, og her har NGU sammenstilt tilgjengelig berggrunnsgeologi, og supplert dette med en god del ny kartlegging. Områdenes begrensninger framgår av figur 1.

Rapporten gir en kort generell beskrivelse av de geologiske forholdene i de to kartlagte områdene på Krokskogen og Ringerike. Det blir gjort rede for hvilke data som er benyttet og hva slags type og omfang NGUs egne undersøkelser har hatt. Til slutt gis det en vurdering av de viktigste konklusjonene som kan trekkes på grunnlag av arbeidet.

En hydrogeologisk rapport under utarbeidelse av Erik Rohr-Torp vil bli levert separat etter nærmere avtale.

2 DATAGRUNNLAG

Geologiske undersøkelser og kartlegging i området mellom Steinsfjorden og Hønefoss er tidligere utført av Kiær (1908), Whitaker (1966, 1977), Thomsen (1981), Hanken & Owen (1982), Harper & Owen (1983) Olaussen (1985) og Baarli (1988). Generelle beskrivelser av de kambrosilurske bergartene er gitt i Worsley et al. (1983), Andersson et al. (1985) og Owen et al. (1990). NGU har i 1997 innhentet en del nye data fra eksterne kontakter (Alan Owen og medarbeidere). På grunnlag av nye data og flyfototolkning er kartet i en betydelig del av området oppdatert, og noen områder er kartlagt på nytt i 1997 (Siedlecka 1997). Kartleggingen er ikke utført i en del områder der berggrunnen er dekket av tykke lag med kvartære løsmasser. Kart og profiler til bruk i tekniske vurderinger ble i september sendt til NGI, og tilsvarende materiale er også oversendt Jernbaneverket.



Figur 1. Kart som viser lokaliseringen av de undersøkte områder. Område 1: Krokskogen, område 2: Ringerike. Målestokk 1:1 mill.

Berggrunnsgeologiske data fra området mellom Steinsfjorden og Sandvika bygger på tidligere undersøkelser og kartlegging av Dons & Gyøry (1967), Dons & Larsen (1978), Larsen (1978), Ramberg et al. (1978), Olaussen et al. (1994), Larsen et al. (1995) og materiale innsamlet av NGU i forbindelse med sammenstilling av kartbladene Oppkuven, Lier og Hønefoss. I den nordlige delen av Krokskogen er det geologiske kartet delvis basert på upublisert kartlegging utført av B.T. Larsen. For den sydlige del av området er det med mindre modifikasjoner brukt data fra sammenstilling av kartblad Asker (Naterstad et al. 1990). Deler av området har vært kartlagt og/eller undersøkt av NGU i 1996-97. I tillegg er det brukt informasjon fra to kjerner boret gjennom lavaplatået på Krokskogen. Kjernematerialet ble gjennomgått på NGIs kontor i Oslo. Alle tilgjengelige data er sammenstilt i målestokk 1: 10 000 og oversendt Jernbanever-

ket som avtalt (Lutro 1997). Ved denne sammenstillingen er resultatene fra helikoptermålingene inkludert.

NGU har tidligere rapportert de geofysiske målingene foretatt fra helikopter over område 1 Krokskogen i juni 1997 (Beard & Rønning 1997). Til tolkning av geologiske og geofysiske data har Jernbaneverket Region Sør stilt til rådighet fargeflyfoto i målestokk 1:13000. I kapitlet «Geofysiske målemetoder og utførelse» er det gitt en innføring i de ulike typer geofysiske målemetoder som er brukt i undersøkelsen.

3 GEOLOGISK BESKRIVELSE

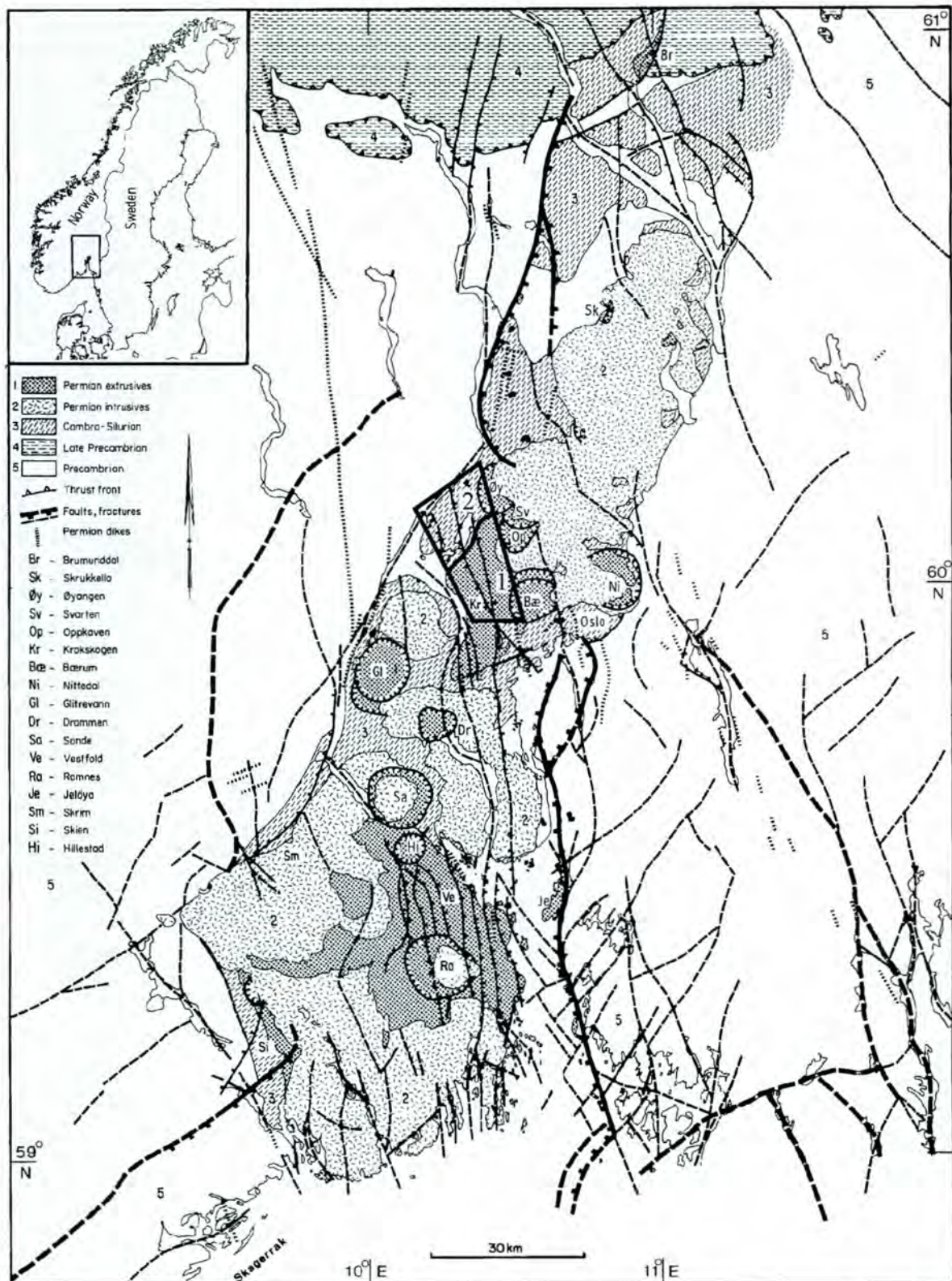
Det kartlagte området ligger innenfor det som i norsk geologi er kjent som Oslofeltet (figur 2). Feltet utgjør en ca 30-60 km bred sone som strekker seg fra Mjøstraktene i nord til ytre Oslofjord og videre i sør. Oslofeltet utgjør en del av en rift- eller grabenstruktur (Osloriften) og ble dannet ved strekking, fortynning og oppsprekking av jordskorpa i periodene karbon og perm. I øst og vest er feltet begrenset av forkastningssoner med retning omtrent N-S som skiller feltets hovedsaklig kambrosiluriske og permiske bergarter fra eldre grunnfjellsbergarter.

3.1 Kambrosilurske bergarter

Innen Oslofeltet er de kambro-siluriske bergartene (ca 540 - 400 millioner år gamle) delt inn i fem grupper. Disse er:

1. Ringeriksgruppen (yngst)
2. Holegruppen
3. Bærumgruppen
4. Oslogruppen
5. Røykengruppen (eldst)

De eldste bergartene (gruppe 2-5, total tykkelse ca 500 m) er omdannede marine avsetninger som kalkstein, skifer, dolomitt og mindre mengder sandstein. Ringeriksgruppen har en tykkelse på ca 1200 m og består hovedsakelig av kontinentale sandsteiner avsatt i elver. I øvre deler har de innslag av leirskifer. De enkelte formasjoner innen de kambrosiluriske bergartene er forholdsvis grundig beskrevet i tegnforklaringen til kartene over Ringerike (Siedlecka 1997). De samme bergartstypene ligger under lavaplatået på Krokskogen og stikker fram i dagen nordvest for Sandvika.



Figur 2. Forenklet geologisk kart som viser de viktigste strukturene i Oslofeltet og tilgrensende områder (Ramberg et al. 1977). De undersøkte områdene (1 og 2) ligger innenfor den markerte rammen.

Den kambrosiluriske lagpakken ble deformert og omdannet under den kaledonske fjellfoldingen. Bergartene ble foldet med akser som har retning omtrent NØ-SV. Det meste av lagpakken ble påvirket av skyveforkastninger som fraktet bergartene sørover relativt til deres opprinnelige avsetningssted. Skyveforkastningene kan være slakt hellende og følge et bestemt dyptliggende nivå, men mot deres utgående kan forkastningene være steile og skjære opp gjennom lagene. Dette kan ha gitt opphav til kompliserte geologiske forhold med hyppig repetisjon av bergarter i blokker adskilt av steile forkastninger (se kapittel 4).

3.2 Bergarter fra karbon og perm

De eldste bergartene som er relatert til dannelsen av Osloriften er skifer, konglomerat og sandstein som tilhører Askergruppen (Dons & Gyøry, 1967). Bergartene har en maksimal tykkelse på 70-80 m og er trolig avsatt i sen-karbon (ca 300 millioner år siden). Askergruppen ligger diskordant på et foldet underlag av kambrosilurske sedimenter (se profil på kartblad Asker, Naterstad et al. 1990). Av dette kan vi slutte at de kambrosilurske bergartene ble hevet og landskapet nedslitt og utjevnet før avleiring av Askergruppen.

Over Askergruppen ligger en tykk pakke med lavabergarter som tilhører Krokskoggruppen (Larsen 1978, Naterstad et al. 1990). På Krokskogen er det underst en finkornet basaltisk lava, og deretter følger flere lag med intermediær lava – rombeporfyr – som har karakteristisk tekstur med store fenokrystaller av anortoklas i en finkornet grunnmasse. Rombeporfyrene kan karakteriseres på grunnlag av form, størrelse og fordeling av fenokrystaller, og er nummerert fra 1 (RP1) og oppover. Lokalt er det tynnere lag med basaltiske bergarter mellom lag av rombeporfyr. De enkelte typene kan bestå av flere lavastrømmer. Toppen av rombeporfyr-strømmene er gjerne porøse (slaggaktige), og mellom de enkelte strømmene kan det ligge tynne sedimentære avsetninger, for det meste sandig materiale erodert fra underliggende lavastrøm. Stedvis finnes tynne konglomerathorisonter mellom lavastrømmene. På Gyrihau- gen (nordlige Krokskogen) finnes lokalt et tykt konglomerat (Migartjernkonglomeratet) som er avsatt i en dyp kløft som ble dannet ved erosjon ned i den underliggende lavapakken. Over konglomeratet ligger en tynn basalt og deretter rombeporfyr (RP11). På Krokskogen er lavapakken totalt 700-800 meter tykk. Lavastrømmene ble dannet ved utbrudd langs sprekker og normalforkastninger med retning omtrent nord-sør.

Steiltstående mafiske ganger, stort sett fra 1-10 meter tykke, følger samme hovedretning som de fleste forkastningene (N-S) og representerer trolig tilførselssoner for lavastrømmene. Gangene er tallrike og finnes over hele Krokskogen. Nordvest for Åsa finnes det en god del mafiske ganger med retning omtrent nord-syd som kutter gjennom de kambrosilurske bergartene. De fleste av gangene er ca 1 m tykke og står steilt til vertikalt. I noen tilfeller

finnes det forgreininger av ganger slik at en del sprer seg ut langs lagflatene og danner lagerganger i de sedimentære bergartene. Feltundersøkelsene nordvest for Åsa tyder på at det finnes flest ganger nord for Klekkenforkastningen (se kap. 4.1).

Lavastrømmene har stor lateral utbredelse, det er god del variasjon i tykkelse innen hver strøm, og noen strømmer finnes bare i deler av området. Variasjon i tykkelse gjør at detaljene i profilene over lavaplatået blir noe usikre. Dette gjelder spesielt de dypere delene av profilene som ligger langt fra en kontrollerbar utgående tykkelse av hvert enkelt lag. En annen usikkerhetsfaktor er de mange forkastningene som gjennomsetter lagpakken. Selv om lagpakken stort sett har forholdsvis slakt fall, kan det antas at bevegelser langs forkastningene har medført lokale rotasjoner av blokker mellom forkastningene. Videre er det grunn til å tro at mange forkastninger var aktive tidlig i riftfasen og under dannelsen av lavaplatået. Resultatet av slike hendelser vil i mange tilfeller vanskelig kunne oppdages ved kartlegging på overflaten fordi virkningen av slike bevegelser kan være helt eller delvis skjult av yngre, overliggende lavastrømmer. Ettersom dette kan medføre sprang i nivået for grensen mellom to lavastrømmer, samtidig som det påvirker de underliggende kambrosilurske bergartene, vil dette kunne bidra til et element av usikkerhet i profilene. For en generell vurdering av bergartene langs traséene skulle imidlertid kart og profiler gi et godt bilde av situasjonen, og borerings langs anbefalt trasé skulle kunne gi god kontroll på slike problemer.

Etter avsetning av lavapakken fulgte en periode med utvikling av vulkaner og dannelse av store kalderaer med innsynkning av store områder langs bueformede forkastninger. Forkastningene danner segmenter i en tilnærmet konsentrisk randsone som begrenser det innsunkne området inni kalderaen. Basaltiske bergarter og sure vulkanske bergarter ble dannet i denne tiden. Det er forholdsvis usikkert hvordan disse bergartene fordeler seg mot dypet. Fasen med vulkanisme og kalderadannelse ble fulgt av en periode med intrusjon av dypbergarter (nordmarkitt, ekeritt). På Krokskogen er geologien i den østlige delen av det undersøkte området preget av disse hendelsene, mens lavaplatået er godt bevart i den vestlige delen.

4 FORKASTNINGER, SPREKKER OG KNUSNINGSSONER

På regional skala er forkastninger og forkastningssoner vanligvis satt sammen av et nettverk av større og mindre bevegelsesplan og nedknust bergart. Deformasjon og gjennomstrømming av fluide faser i forkastningssonen under og etter perioder med bevegelse vil medføre at den mineralogiske sammensetningen og de fysiske egenskapene til forkastningsbergartene vil være helt ulike egenskapene i sidebergartene. Dette har betydning for beregning av styrke og stabilitet (f. eks. i forbindelse med tunneler), tolkning av geofysiske data og vurdering av hydrogeologiske forhold.

De forkastninger og/eller knusningssoner som er framkommet gjennom geofysisk og geologisk kartlegging er vist på vedlagte kart (kartbilag 97.153-01). Forkastningene kommer gjerne fram ved at de markerer en forskyvning av grensen mellom ulike bergarter, men i en del tilfeller kan topografiske trekk eller geofysiske data indikere forkastning eller oppknusning av bergartene uten at det gir seg utslag i stor påvisbar bevegelse. Ved hjelp av geofysiske metoder kan en finne indikasjoner på forkastninger og sprekker som ikke gir seg til kjenne i overflategeologi eller topografi.

4.1 De kambrosilurske bergartene

Selv om de kambrosilurske bergartene i Oslofeltet er påvirket av riftprosesser i karbon-perm, er strukturene i stor grad preget av utviklingen under den kaledonske fjellfoldingen, da bergartene ble utsatt for kompresjonskrefter fra nordvest. I Sandvika og under lavaplatået på Krokskogen er bergartene påvirket av åpne til lokalt tette folder med akser som stuper slakt mot NØ eller SV. Lagene vil derfor generelt være skråstilt og stedvis invertert (overtippet). Foldestilen (foldenes form og bølgelengde) er avhengig av bergartstype. Tykke og kompetente lag av sandstein og kalkstein vil danne store, slake folder, mens tynnere lag gir opphav til mindre folder med krappere ombøyningssoner. Stedvis dannes det mindre forkastninger som kan følges langs «ryggene» av foldene.

På Ringerike kan de kambrosilurske bergartene deles inn i to områder med forskjellig strukturell utvikling. Skillet mellom disse områdene følger Klekkenforkastningen, som er en bruddlinje som strekker seg fra Klekken i retning VSV mot Bønsneshalvøya. Bruddlinjen er ingen steder blottet i dagen, og dens tilstedeværelse er oppdaget på grunnlag av en detaljert berggrunnskartlegging. Det er to karakteristiske trekk som kom fram under denne kartleggingen:

- (1) Lagpakkene nordvest for Klekkenforkastningen faller steilt mot nord til nordvest og er gjennomskåret av et utall bratte reversforkastninger som også har nordlig fall. Bergartene består hovedsakelig av skiferdominerte formasjoner som hører til den underste delen av den kambrosilurske lagrekken, inkludert alunskifer.
- (2) Lagpakkene sørøst for Klekkenforkastningen består av yngre ordoviciske og silurske lag som har svakt fall mot sørøst og preges av betydelig mindre komplisert struktur.

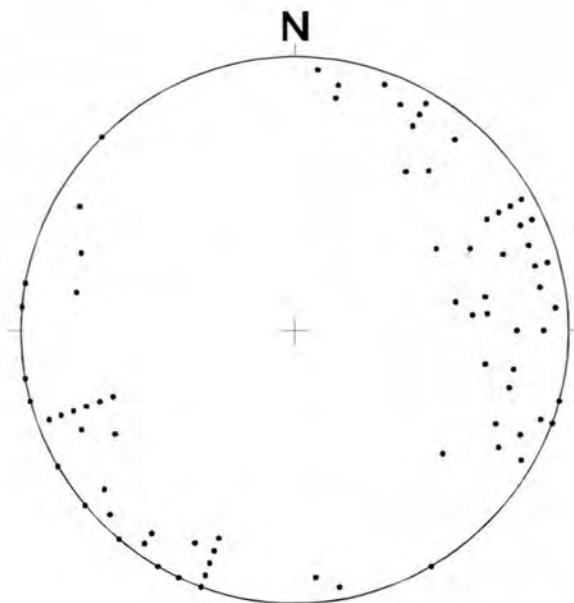
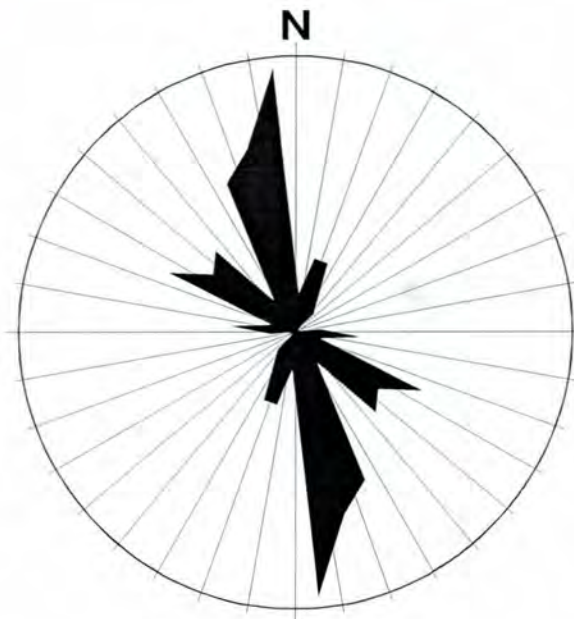
Disse forholdene er illustrert på et profil som strekker seg over deler av kartblad CK050 ÅSA og CK051 HAUGSBYGD. Sørøst for Klekkenforkastningen (området Jonsrud-Langdalsrabben i profilet) faller lagene slakt mot sørøst. I kontrast til dette er lagstillingen nordvest for forkastningen steil med en rekke mindre reversforkastninger (området Hade-

landsvegene-Toen i profilet). Utfra disse observasjonene kan en trekke den slutning at Klekkenforkastningen er en skyveforkastning som er tolket som en såkalt listrisk forkastning. Dette betyr at forkastningssålen er flatliggende og finnes på forholdsvis stort dyp (ikke synlig), men utgående av forkastningen bøyer seg bratt oppover som vist i profilet. Tilknyttet denne hovedforkastningen (Klekkenforkastningen) er det en rekke sekundære, steile reversforkastninger. Tallrike forkastninger av denne typen er synlig på kartet rundt Klekken og Haug, enda det er bare et forenklet bilde dette kartet representerer. De strukturelle forholdene i berggrunnen, som er dominert av skifrige bergarter som er tett gjennomskåret av forkastninger og kuttet av mafiske ganger, kan være uheldig for evt. tunnelarbeid.

Fra Haugsbygda og vestover mot Hønefoss der det i all hovedsak er tykke kvartære avsetninger, er det sannsynlig at berggrunnen består av de samme bergartene som finnes nord for Klekkenforkastningen ved Haug. Basert på regionale observasjoner er det en mulighet for at den alunskiferrike undre delen av de kambrosilurske bergartene blir forholdsvis mer framtrædende vestover mot Oslofeltets grense mot grunnfjellet ved Hønefoss.

Både nord og sør for Klekkenforkastningen finnes det yngre forkastninger som skjærer gjennom alle de paleozoiske bergartene (se under), og som kan ha ført til skråstilling av bergartene i forhold til den stilling de hadde etter den kaledonske påvirkningen. Målinger av sprekker i de kambrosilurske bergartene på Ringerike (figur 3) viser at sprekken har en klart dominerende retning (NNV-SSØ), og i tillegg er det et mindre framtrædende sprekkesett med retning NV-SØ. Dette samsvarer med det generelle sprekke mønsteret i Oslofeltet (Ramberg & Larsen 1978). En lite framtrædende sprekkeretning (Ø-V) antas å kunne være relatert til kaledonsk tektonikk.

Forløpet av de kambrosilurske bergartene under de sentrale deler på Krokskogen må i stor grad bygge på observasjoner langs kanten av lavaplatået. Som det framgår av det geologiske kartet (CK047 SØNSTERUD) er det langs Holsfjorden nord for Sønsterud store foldestrukturer i Ringerikesandsteinen og de eldre kambrosilurske bergartene. Forholdene langs Holsfjorden viser at de strukturgeologiske forholdene er kompliserte med foldeakser som har varierende stupning i nordøstlig til sørvestlig retning.



Figur 3: Målinger av 110 sprekker i de kambrosilurske bergartene i område 2 (Ringerike). Øverst: Rosediagram som viser hovedretningen for sprekkenene. Underst: Poler til sprekker, undre halvkule.

En stor forkastning med retning omtrent nord-sør (fra Nesvika og nordover langs Nessæterdalen, se kartblad SØNSTERUD) skiller blokker med noe forskjellig foldemønster, og kartbildet viser at denne forkastningen har hatt betydelig bevegelse (ned i vest) før avsetning av Askergruppen og den yngre lavapakken. Senere re-aktivering har medført at hele lavapakken også er påvirket av bevegelse langs forkastningen. Den kompliserte folde- og forkastningshistorien tillater ikke en detaljert tolkning av forløpet av den kambrosilurske lagpakken

langs profil K under lavaplatået, og tolkningen som er vist må anses som skjematisk. Det antas at lignende strukturgeologiske forhold med bevegelse langs forkastninger i flere faser også har gjort seg gjeldende andre steder i det undersøkte området. Under lavaplatået er det derfor generelt ikke mulig å forutsi i detalj hvilken del av den kambrosilurske sekvensen som ligger skjult under Askergruppen.

4.2 **Strukturer tilknyttet dannelsen av Osloriften**

De største forkastningene i Oslofeltet er normalforkastninger som har retning omtrent NNV-SSØ (Ramberg et al. 1977), men det finnes også en god del forkastninger med retning NØ-SV, NV-SØ, og sjeldnere Ø-V. Både i gneisene i Østfold og vest for Tyrifjorden-Randsfjorden finnes det skjærsoner med mylonitter og forkastninger med betydelige knusningssoner som har de samme retningene, og mange forkastninger i Oslofeltet følger slike gamle svakhetssoner i grunnfjellet.

Oslofeltet kan deles inn i en sydlig del (Vestfold-graben) og en nordlig del (Akershus-graben). I syd har det vært størst innsynkning langs Oslofjordforkastningen som følger vestsiden av Nesoddlandet og begrenser Oslofeltet mot grunnfjellet i øst (figur 2). I nord har det vært størst innsynkning i den vestlige delen av feltet langs en forkastning som går i NNØ-lig retning fra den sydlige delen av Randsfjorden til Mjøsa (Ramberg & Larsen 1978). Denne modellen indikerer at det er en tilpasningssone med større og mindre forkastninger mellom Vestfold- og Akershusgraben. Forkastningen med retning NV-SØ langs de markerte dalsøkkene mellom Sundvollen og Sandvika (Isidalforkastningen, Larsen 1978) er et eksempel på en slik struktur. Langs den sydlige delen av forkastningen har bergartene i vest falt opptil 200 m ned i forhold til bergartene i øst; den relative bevegelsen er mindre i nord. En annen viktig forkastningssone er Fiskebekken-Mattisplassen-forkastningen (Larsen 1978). Denne strekker seg fra langs søkket ved Fiskebekken (UTM 576000 Ø – 6661000 N; NGO -19700 – 231300) i SSØ-lig retning til den treffer Isidalforkastningen ved Kjaglia (UTM 578750 Ø – 6648000 N; NGO -17300 – 218300). Langs deler av denne forkastningen har den østlige blokken falt ned ca 50 m (Larsen 1978).

Lavaplatået på Krokskogen ble dannet i en periode da jordskorpa var utsatt for strekning i retning Ø-V. Smelter fra dypet trengte opp gjennom vertikale sprekker og størknet i tykke lag på overflaten. Forkastningene har resultert i at lavaplatået i dag har en åpen trauforn med akseretning omtrent ØNØ-VSV (Larsen 1978, Ramberg & Larsen 1978). Et stort antall normalforkastninger, de fleste med retning omkring N-S, kutter gjennom bergartene, og et utall ganger følger samme retning. Øst for Isidalforkastningen er den relative bevegelsen på de fleste forkastningene ned i vest, mens det på vestsiden er flest forkastninger med relativ

bevegelse ned i øst. Spranghøyden på disse forkastningene varierer, men fra det geologiske kartet kan en se at den vanligvis er fra noen meter til noen titalls meter.

Et annet viktig strukturelement i Oslofeltet er forkastninger og sprekker relatert til dannelsen av sentralvulkaner og kalderaer. Slike finnes i tilknytning til kalderastrukturer i den østlige delen av Krokskogen. Disse strukturene er vanligvis steile med et buet forløp, og langs noen slike svakhetssoner kan smeltemasse ha trengt opp og dannet såkalte ringganger.

På Krokskogen er det stor variasjon i forkastningstetthet. Nær større forkastninger, og særlig der to større forkastningssystemer møtes, er det gjerne en sterk konsentrasjon av mindre forkastninger og sprekker. Området der Isidalsforkastningen møter Fiskebekken-Mattisplassen-forkastningen ved Kjaglia er et eksempel på dette. Her er det en mengde forkastninger med komplisert geometri på begge sider av Isidalsforkastningen. En forkastning som går vestover fra 579750 Ø – 6645300 N (NGO -16400 – 215500) har relativ bevegelse ned i nord, og nær Isidalen ligger RP1 i sør inntil RP3-4 i nord. Dette indikerer en relativ vertikal bevegelse på minst 200 meter. Kartet viser at forkastningsbevegelsen blir mindre mot vest. Områder med så kompliserte forkastningsmønstre som en finner i dette området, fordrer særlig aktsomhet ved vurdering av tekniske anlegg i fjell.

5 GEOFYSISKE MÅLEMETODER OG UTFØRELSE

Ved undersøkelsene over område 1 Krokskogen ble det bl.a. utført magnetiske, elektromagnetiske, VLF-EM (Very Low Frequency Electromagnetic) og radiometriske målinger fra helikopter. Målingene ble foretatt langs linjer hvor avstanden var nominelt 200 meter og helikopterets flyhøyde ca 80 meter. Målingene ble foretatt under gunstige værforhold i juni 1997 og datakvaliteten (med unntak av VLF-EM, se senere) ble generelt meget god. Det er utarbeidet en egen rapport som beskriver metoder, datainnsamlingen, prosesseringen og kartfremstillingen i detalj (Beard & Rønning 1997).

5.1 Magnetiske målinger

Ved de magnetiske målingene registreres variasjoner i jordens totale magnetfelt med et magnetometer som henger 15 meter under helikopteret. Med en flyhøyde på 80 m var målehøyden ca. 65 meter. Variasjoner i magnetfeltet skyldes forskjellige magnetiske egenskaper hos de tilstedeværende bergartene. De magnetiske egenskapene er styrt av

bergartenes innhold av magnetiske mineraler, og i praksis er det mineralet magnetitt som gir opphav til variasjoner i magnetfeltet.

En magnetisk struktur som ligger dypt produserer en bred anomali, mens den samme strukturen gir en smalere anomali dersom den ligger grunt. En struktur som inneholder mer magnetisk materiale enn bergarten rundt kan forventes å produsere en positiv magnetisk anomali på våre breddegrader. Hvis den omkringliggende bergart har remanent (permanent) magnetisering som er rettet motsatt av dagens jordmagnetiske felt, kan hele området opptre som et bredt magnetisk lavområde, og en positiv anomali kan produseres ved erosjon/omdanning av remanent magnetisert materiale. En gangbergart magnetisert i samme retning som dagens jordmagnetiske felt og som har intrudert remanent magnetisk bergart, kan også produsere positive magnetiske anomalier. Forkastninger og sprekker kan avdekkes ved at magnetiske anomalier avsluttes langs en rett linje (lineament) eller ved gjennomgående reduksjon i magnetfeltet (negative anomalier) som skyldes omvandling av magnetitt til et mindre magnetisk mineral (hematitt, Henkel & Guzman 1977). I prinsippet har magnetiske målinger uendelig dybderekkevidde, men det er klart at dagnære variasjoner i de magnetiske egenskapene dominerer måledata.

5.2 Elektromagnetiske målinger

Elektromagnetiske målinger bygger på prinsippet om magnetisk induksjon. Ved NGUs helikoptersystem slepes en ca 8 meter lang sonde 30 meter under helikopteret, hvor det er montert sender- og mottakerspoler i hver ende. En kraftig elektrisk vekselstrøm sendes gjennom senderspølen, og magnetfeltet fra denne strømmen induserer sekundære elektriske strømmer i bakken. Disse strømmene setter opp et sekundært magnetisk felt som induserer strømmer i mottakerspølen. Jo bedre elektrisk ledende grunnen er, jo større strøm induseres i mottakerspølen. Undergrunnens elektriske ledningsevne er i hovedsak styrt av underliggende materialers innhold av elektrisk ledende mineraler, materialets porøsitet, grad av vannmetning og porevannets ioneinnhold (elektriske ledningsevne). Frekvensen på vekselstrømmen har også betydning. Lave frekvenser gir respons på godt ledende materiale og gir dypere nedtrengning i bakken enn høyere frekvenser. NGUs system benytter frekvenser på 32165, 4287, 4551 og 915 Hz. Systemet benytter også to forskjellige spolekonfigurasjoner. Horisontale koplanare (HCP) spoler (32165 og 4287 Hz) gir størst respons på horisontale ledere, mens vertikale koaksiale (VCA) spoler gir størst respons på vertikale ledere.

Elektromagnetiske målinger fra helikopter ble opprinnelig utviklet for malmleting, men økt målenøyaktighet gjør at metoden kan benyttes til generell geologisk kartlegging. Dette gjelder spesielt kartlegging av sprekker og forkastninger der økt vanninnhold og eventuelt innhold av

elektrisk godt ledende leirmineraler gir økt ledningsevne. Vanlige støykilder ved EM-målinger er kraftledninger og andre tekniske installasjoner.

5.3 VLF-EM

VLF-EM er en elektromagnetisk metode som benytter fjerntliggende militære radiostasjoner som energikilde. VLF-stasjoner er primært ikke bygd for geofysiske undersøkelser, men for langdistanse kommunikasjon med ubåter. VLF-frekvenser (15 til 30 kHz) er lave i forhold til radiosamband (derfor navnet), men de er generelt høyere enn frekvenser som ellers benyttes ved geofysiske målinger. Det elektromagnetiske feltet fra disse senderne inducerer strømmer i bakken som samler seg i elektrisk godt ledende soner. På grunn av relativt høy frekvens og stor avstand til sender, gir metoden respons på relativt svake elektriske ledere, f.eks. oppknust fjell i forbindelse med sprekker og forkastninger. Metoden gir også anomalier over godt ledende malmforekomster. Energiseringen gjør også metoden retningsorientert, og metoden favoriserer grunne ledere som ligger i VLF-senderens retning. Av denne grunn benyttes to stasjoner samtidig, og det tilstrebes at én av disse ligger i profilretningen (In line) og én vinkelrett på profilretningen (Ortogonal).

VLF-stasjonene er store og dyre å drive. Etter den kalde krigens slutt ved Sovjetunionens oppløsning, er disse senderne mindre benyttet og sender muligens med lavere effekt, noe som gir varierende signalstyrke. Under VLF-målingene ved Krokskogen var det perioder med stans eller redusert effektutsendelse og datakvaliteten ble mindre god. De primære senderstasjoner under disse undersøkelsene var GBR i Rugby, England, NAA i Cutler, Maine, USA og JXZ på Helgeland, Norge. Senderfrekvensene for disse senderene er henholdsvis 16000 Hz, 24000 Hz og 16000 Hz.

5.4 Radiometriske målinger

Radiometriske målinger gir kun informasjon om innhold av radioaktive elementer i de øvre lag av løsmasser eller fjell. Dette skyldes at gammastråler (høyenergetisk elektromagnetisk stråling) fra større dyp enn noen få centimeter vil absorberes før de forlater bakken og kan registreres av de radiometriske sensorene. De radiometriske data gir derfor et bilde av type fjell og løsmasser helt oppe ved terrengoverflaten. I tillegg til de naturlig forekommende elementene uran, thorium og kalium, kan også menneskelagd forurensning som f.eks. nedfall av radioaktivt Cesium fra Tsjernobyl-ulykken kartlegges. Målingene foretas med et scintil-

lometer som er koblet opp mot et spektrometer som kan skille strålingen fra ulike kilder i 256 forskjellige kanaler.

En rekke faktorer påvirker målingene, og ved bearbeidningen må først effekten av atmosfærisk stråling og stråling fra selve helikopteret (bakgrunnsstråling) fjernes. På grunn av energitap, vil stråling med opprinnelig høy energi kunne registreres i kanalene hvor stråling ved lavere energi vanligvis registreres (Comptonspredning), og effekten av dette må fjernes ved å benytte instrumentavhengige konstanter. I tillegg vil lokale konsentrasjoner av den radioaktive edelgassen radon påvirke målingene, og effekten av denne er vanskelig å fjerne under prosesseringen. Variasjoner i måleverdier kan også oppstå på grunn av forandringer i sensorhøyde, og etter regnvær fordi vann effektivt absorberer stråling.

Radiometriske signaturer fra løsmasser i overflaten gir vanligvis en pekepinn på bergartstypen under løsmassene, men dette er avhengig av at løsmasser er dannet ved forvitring av fjell på stedet. Hvis løsmassedekket er transportert, kan radiometriske anomalier i begrenset grad benyttes som en indikasjon på underliggende bergartstype. I tillegg til at metoden benyttes ved bergrunnskartlegging, er den mye benyttet i mineralleting, og kan også benyttes til kartlegging av sprekker og forkastninger.

6 TOLKNING AV GEOFYSISKE DATA

Det er mange forskjellige typer geofysiske anomalier, men de som i størst grad er knyttet til sprekker og forkastninger er smale og lineære eller svakt bueformet. I de forskjellige datasettene fra helikoptermålingene over Krokskogen kan mange slike strukturer sees. De mest tydelige, lineære anomaliene ble valgt ut fra hvert datasett og digitalisert. Disse er plottet i kartbilag 97.153-01 sammen med geologiske grenser og tidligere kjente forkastninger. De geofysiske lineamentene representerer gangbergarter, forkastninger eller sprekker, og noen sammenfaller med kjente forkastninger. I de følgende underkapitler omtales noen anomalier som kan representere forkastninger og sprekker av betydelig størrelse. En sammenstilling av informasjonen er vist i databilag 1.

6.1 Magnetiske data

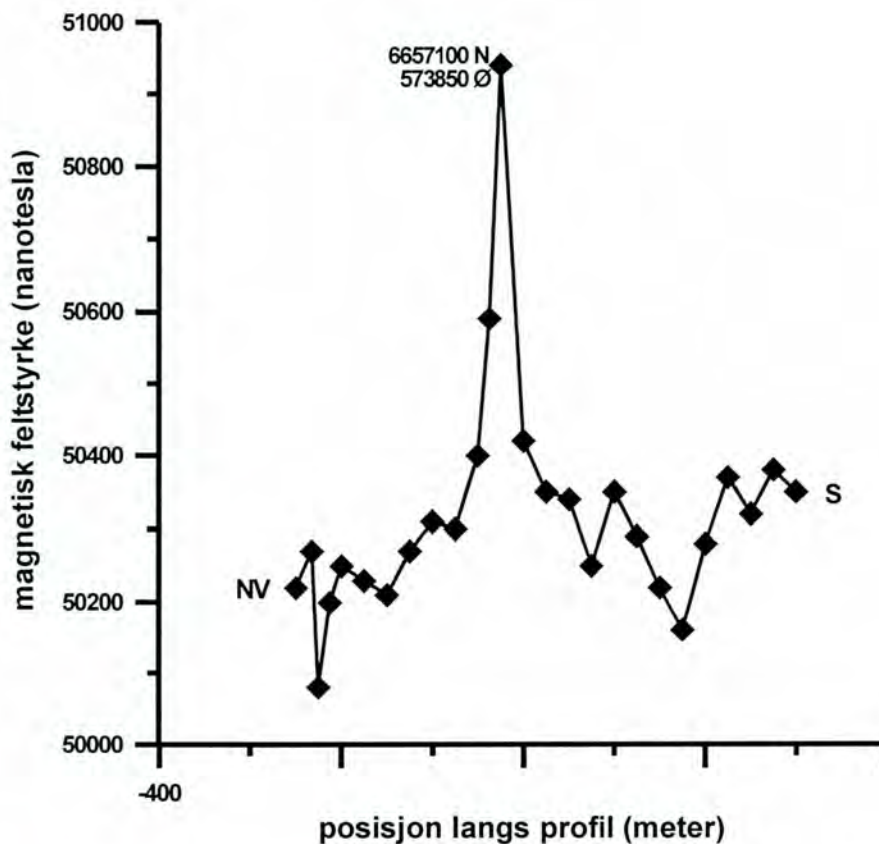
Av de forskjellige datasettene som ble innsamlet over Krokskogen, viste det seg at det magnetiske datasettet var mest anvendbart for å kartlegge lineære strukturer, og både ganger, sprekker og forkastninger kan erkjennes i data fra Krokskogen. Flere lineære magnetiske

anomalier er tydelige, spesielt i de vestlige 2/3 av området. Bergartsprøver som er tatt vest for området som er undersøkt med helikoptermålinger, viser svak remanent magnetisering. Under en feltekskursjon i området ble det innsamlet orienterte bergartsprøver som seinere ble testet for magnetisk susceptibilitet («evne til å la seg magnetisere») og remanent (permanent) magnetisering. Testresultatene er vist i tabell 1. Susceptibilitetsverdier fra laboratoriemålinger er i samme størrelsesorden som verdier fra feltmålinger, noe som indikerer at feltmålingene er pålitelige. Disse viser magnetiske susceptibilitetsverdier som er én størrelsesorden høyere for intrusiver på østsiden av undersøkelsesområdet i forhold til lagdelte ekstrusiver i vest. Königsberger-forholdet (også kalt 'Q-verdi') er størrelsesforholdet mellom remanent og induert magnetisering. Hvis Q-verdier er større enn 1, dominerer remanent magnetisering. Q-verdier som er mye mindre enn 1 betyr at det induerte feltet dominerer. Noen prøver fra vestlige del av undersøkelsesområdet har Q-verdier nær 1, hvilket gjør tolkningen av anomalikilder mer usikker og tvetydig når en ikke kjenner retningen på denne remanente magnetiseringen.

Tabell 1: Magnetiske laboratoriemålinger på rombeporfyr

<u>Prøvenavn</u>	<u>Prøvekoordinat</u>	<u>Magnetisk susceptibilitet, SI</u>	<u>Königsbergers forhold, Q</u>
Oslo 2	6658300 N 573850 E	0.006464	0.89
Oslo 4	6658600 N 574000 E	0.002074	0.40
Oslo 5	6658425 N 575500 E	0.001286	1.42
Oslo 10	6653100 N 583200 E	0.027241	8.02

Det er produsert to forskjellige kart fra de magnetiske data (Beard og Rønning 1997). Det ene kartet viser magnetisk totalfelt, mens det andre viser vertikal andrederivert av det magnetiske totalfeltet. Sistnevnte kart er spesielt egnet til å framheve flankene av de magnetiske anomaliene. Grensen mellom intrusive bergarter på østsiden av undersøkelsesområdet og de lagdelte ekstrusiver i vest er meget distinkt. Begge kart viser kraftige lineære eller svakt bueformede anomalier som kan representere magnetiske ganger, sprekker eller forkastninger. De mest framtrepende anomalier er digitalisert og er vist i gult i kartbilag -01.



Figur 4: Bakkemagnetisk profil over flymagnetisk anomali 133.

Segmentene 154 og 155 representerer et magnetisk lavområde som følger en dominerende trend i retning NV-SØ som sammenfaller med den markante Isidalsforkastningen. Segmentene 147 (går i retning N-S langs Fiskebekken-Mattisplassen-forkastningen), 131 og 140-143 sammenfaller også med kjente, til dels markante forkastninger. Elektromagnetiske anomalier går parallelt med disse segmentene, men er ikke sammenfallende. Segmentene 132-135 og 144 går i samme retning som markante forkastninger som er kartlagt lenger mot sør (Larsen, 1978). Dersom disse segmentene representerer forkastninger, kommer de i så fall ikke tydelig til uttrykk ved terrengoverflaten.

Segmentene 135 og 138-140 ser ut til å stråle ut fra et sentralt område ved 574000 Ø – 6654000 N (NGO -21900 – 224400) (øst for Sørsætra). Nær dette området ble en gangbergart påtruffet ved boring på ca. 100 m dyp. Segmentene 132-135 ble fulgt opp ved magnetiske bakkemålinger, og disse målingene bekreftet tilstedeværelsen av en nær vertikal magnetisk struktur som trolig er noen få meter tykk og flere titalls meter dyp. Data fra ett av profilene er vist i figur 4. Trolig representerer de fleste lineære magnetiske anomalier i det vestlige området magnetiske gangbergarter. Dette støttes av det faktum at magnetisk gangbergart i dette området ble påtruffet på et dyp som er i samsvar med bredden på anomaliene fra helikopter- og bakkemålinger. Selv om remanent magnetisering kan spille en rolle for de

magnetiske signaturene, utgjør det ikke en dominerende faktor. Q-verdier er nær eller mindre enn 1 på de målte bergartsprøver. En annen indirekte understøttelse av dette synet er mangelen på elektromagnetiske anomalier i dette området. Dersom vannfylte sprekker hadde vært kilden til de magnetiske anomaliene, ville disse mest sannsynlig opptre som elektrisk ledende lineamenter på EM-data. Det viser seg heller at de fleste lineære EM-anomalier i området har lav ledningsevne, og få sammenfaller med magnetiske lineasjoner.

Segmentene 158-160 ligger i intrusivene på østsiden av det undersøkte området. Disse segmentene utgjør en negativ anomali som går i retning N-S. Elektromagnetiske data indikerer at en lineær, ledende struktur sammenfaller med den magnetiske anomalien. Tre små innsjøer (Trehørningen, Byvatnet og Småvann) ligger over deler av anomalien. Kombinasjonen av anomali og terrengform indikerer tilstedeværelsen av en forkastning med tilhørende oppsprukket berggrunn.

Andre lineære magnetiske anomalier kan sees, men disse har ikke noe klart uttrykk i utgående. Disse kan representere ganger, sprekker eller forkastninger. De mest framtrædende magnetiske lineamenter går grovt sett i retning NV-SØ eller N-S, mens et svakere sett av anomalier går i retning NØ-SV og indikerer et vinkelrett oppsprekingsystem.

To negative magnetiske anomalier har oval form og sammenfaller med områder som tidligere er kartlagt som magmatiske breksjer (Dons & Larsen, 1978). En langstrakt, negativ magnetisk anomali 150 som opptrer ved 579000 Ø (NGO -16700) og mellom 6660000 N (NGO 230300) og 6663000 N (NGO 233200) (ved Lauvlisætra) gir ingen topografisk effekt på overflaten og representerer en ukjent magnetisk kilde. Denne representerer trolig ikke sprekk eller forkastning. Rombeporfyren, RP9, (Larsen 1978) er blottet i det samme området som viser negativ magnetisk anomali. Tilsvarende anomali finnes lengre mot sørvest mellom Holmevatnet og Plassevatnet, hvor den samme bergarten er blottet.

Innen sonen av intrusiver på østsiden av undersøkelsesområdet har magnetiske anomalier en mer buet form, med segmentene 158-160 som markante unntak. Kurvene går parallelt med grensen mellom intrusiver og ekstrusiver og indikerer forkastninger som typisk er assosiert med ringganger.

6.2 Elektromagnetiske data

Generelt ble det for alle fire frekvenser funnet en tydelig forskjell mellom de mer ledende, lagdelte ekstrusiver i de vestlige 2/3 av undersøkelsesområdet og de mindre ledende intrusiver i øst. Bortsett fra ved et par tilfeller er ikke EM- og magnetiske anomalier sammenfallende. To markante unntak er en N-S-gående ledende anomali som sammenfaller med den N-S-gående anomalien langs 580000 Ø (NGO -15900) i intrusivkomplekset (magnetiske lineamenter 158-160, ved Byvatnet), og en ledende anomali (EM-lineament 28, grønn farge) som korrelerer med magnetisk lineament 147. Lineamentet følger den kjente Fiskebekken-Mattisplassen-forkastningen.

Segmentene 29-35 ligger oppå eller på begge sider av Fiskebekken-Mattisplassen-forkastningen. Disse ledende anomaliene er sannsynligvis knyttet til nye og gamle dreneringsmønstre, som igjen indikerer områder der løsmassene er tykkere og mer fuktige. Siden disse mønstrene opptrer nær en bøyning i den større, kartlagte forkastningen, kan de være et uttrykk for et sprekke- eller forkastningssystem i berggrunnen.

Segmentene 52-54 representerer anomalier med høy resistivitet (dårlig ledningsevne) i det vestlige området, og synes å være relatert til høydepunkter i røff topografi med lite løsmasser. Det er ingen åpenbare forklaringer til disse anomaliene, men de kan tolkes å være forårsaket av ganger som hittil ikke er kartlagt.

Mange detaljerte strukturer kan sees i EM-data, men de fleste av disse kan trolig tilskrives endringer i løsmassetykkelse og dreneringsmønstre. Disse kan representere underliggende sprekker og forkastninger. Numerisk modellering indikerer at smale (ca. 2 meter) vannfylte sprekkesoner knapt vil gi respons større enn EM-systemets støynivå (1-2 ppm). Brede sprekkesoner (ca. 20 meter) vil imidlertid gi anomalier flere ppm over støynivået. Modelleringen som er omtalt forutsatte en resistivitet på ca. 30 ohmm som er typisk for grunnvann i Oslofeltet (Banks et al., 1995), samt en sensorhøyde på 50 m. En kan ut fra dette konkludere at de elektromagnetiske målingene bare gir anomalier på de største sprekke-/knusningssonene (bredere enn ca 10 meter).

6.3 VLF-EM data

To kart er produsert på bakgrunn av VLF-data (Beard & Rønning 1997). Ett av kartene ble produsert ut fra VLF-responsen fra en sender i samme retning som flylinjene ('in-line'). Det andre kartet ble framstilt på bakgrunn av målinger med sender lokalisert vinkelrett (ortogonalt) på flyretningen. På begge kart sees mesteparten av forkastningen langs Djupedalen som en lineær sone med høy respons. Den høye responsen representerer trolig en kombinasjon av respons fra vannmettede sedimenter langs elvedalen og oppsprukket berggrunn under disse. Dette er sannsynligvis også forklaringen på anomalisegmentene 62 og 64 på 'in-line' datasettet. Segment 64 (blå farge) følger Haukedal og segment 62 følger en elvedal 1 km SØ for Haukedal, og begge disse indikerer oppsprukket fjell. Segmentene 77-79 følger en kjent, mindre forkastning.

Den meget kraftige anomalien som går i retning NV-SØ i den nordligste del av undersøkelsesområdet skyldes en kraftlinje (på ortogonalt datasett, se Beard & Rønning 1997). Segment 70 ligger innen intrusivene, og løper parallelt med de magnetiske anomalisegmentene 89 og 90. Anomalien kan være relatert til forkastninger i forbindelse med ringganger. Sterke positive anomalier, angitt som segmentene 65-68, sees på 'in-line'-data i den nordlige del av undersøkelsesområdet. Disse kutter retningen på geologisk strøk og topografi. Årsaken til disse anomaliene er ukjent, og området bør undersøkes nærmere med bakkegeofysikk (VLF-/resistivitetmålinger og eventuelt refraksjonsseismikk) dersom det blir aktuelt å legge tunnelen i dette området.

6.4 Radiometriske data

De radiometriske data fra Krokskogen viser signaturer som indikerer både løsmassetransport og stedege, forvitrede løsmasser. Signaturen for løsmasser som er dannet av forvitret fjell på stedet kan tydelig sees på alle radiometriske datasett (Beard & Rønning 1997) som et radiometrisk 'L'-formet lavområde med senter i 580000 Ø – 6653000 N (NGO -15900 – 223200) (ved Småvann). Denne anomalien samsvarer helt med en tidligere kartlagt enhet av basaltisk lava (Naterstad et al., 1990). Generelt kan det sies at radiometriske data fra Krokskogen er en dårlig indikator på forkastninger og sprekker. Den markante forkastningen langs Djupedalen (Isidalen) er lite synlig langs mesteparten av sin lengde i de radiometriske data. Dette skyldes at løsmasse- og bergartstype varierer langs forkastningen, og fordi elva i Djupedalen har blandet forskjellige jordartstyper. Allikevel kan noen få svake, lineære trender sees i de radiometriske data, og som for de andre datasett kan relateres til ganger, forkastninger eller sprekker, enten direkte eller indirekte.

En antatt lineær trend er en N-S serie av anomalier ved ca. 573000 Ø (NGO -22800). Disse segmentene (11 og 13-16, rød farge) sammenfaller med en kartlagt forkastning. Radiometrisk segment 4 som er lokalisert innen intrusivene på vestsiden av undersøkelsesområdet, sammenfaller med magnetisk anomali 91. Ingen forkastning eller sprekk er kartlagt ved denne lokaliteten, men området er dominert av myr som kan skjule mindre strukturer. Segment 20 sammenfaller med de magnetiske anomaliene 156, 126 og 127. Ingen forkastning eller sprekk er kartlagt her, men anomalien er sammenfallende med et basaltlag. Andre radiometriske lineamenter ser ut til å kutte geologiske strukturer og kan i liten grad korreleres med anomalier fra andre metoder.

7 DISKUSJON

De geologiske og geofysiske kartene viser at det generelt er mange forkastninger og knusningssoner i det undersøkte området. Undersøkelsene har ikke innbefattet en vurdering av de enkelte forkastningstypers fysiske egenskaper. Boringer på Krokskogen har vist at minst én forkastning med retning omtrent N-S er sammenkittet av karbonat, men områdets kompliserte strukturelle historie gjør at en må regne med at andre forkastninger kan oppvise andre egenskaper. Dette gjelder i særlig grad de store forkastningene som følger dype kløfter i terrenget. Spesielle hensyn bør tas dersom det planlegges tunneldrift i områder med stor tetthet av forkastninger.

I det følgende diskuteres den geofysiske delen av rapporten i mer detalj; den geologiske delen diskuteres ikke videre.

Helikoptermålingene ved Krokskogen ga mye ny geologisk informasjon som burde være til hjelp i videre ingeniørgeologiske undersøkelser. Hvert geofysisk datasett viser kraftige anomalier som ikke har noe tydelig geologisk eller topografisk uttrykk i overflaten, mens flere liknende anomalier sammenfaller med kjente geologiske strukturer i området. De geofysiske anomalier av ukjent årsak bør i stor grad taes med i betraktning ved planlegging av alternative tunneltraséer.

Noen generelle kommentarer kan knyttes til anomalier som ikke har noen tidligere kjent geologisk årsak. I den vestligste delen av undersøkelsesområdet skyldes trolig lineære, magnetiske anomalier basaltiske ganger på noen titalls meters dyp. Noen anomalier følger kjente forkastninger, mens andre anomalier ikke gir seg til kjenne i overflaten. Noen skjærer kjente forkastninger i 45° vinkel og indikerer konjugerte forkastninger. En sterk, negativ magnetisk anomali ved ca. 579000 Ø – 6661000 N (NGO -16700 – 231300) (ved Myrgard)

gir seg ikke til kjenne i overflaten. Bredden på anomalien indikerer at dypet til kilden er mer enn 100 meter, noe som indikerer at den kan påtreffes ved en eventuell fremtidig tunneldrift.

De elektromagnetiske data viser at ekstrusivene i vest (rombeporfyrer) har en lavere resistivitet enn intrusivene i øst. Den mest sannsynlige forklaringen på dette er at rombeporfyrene, i hvert fall på grunne dyp, er mer porøse og inneholder mer vann enn intrusivene. Imidlertid kan ingen kraftige ledningsevneanomalier sees i vest, noe som indikerer at det ikke opptrer brede soner av oppsprukket, vannfylt fjell ned til EM-systemets dybderekkevidde (ca. 100 m). Vannfylte soner som er tynnere enn ca. 10 m og som inneholder grunnvann med en resistivitet på ca. 30 ohmm (typisk for grunnvann i Oslofeltet), vil ikke kunne oppdages på EM-data. Manglende anomali utelukker derfor ikke sprekkesoner, men større knusningssoner er mindre sannsynlig.

Flere små EM-anomalier opptrer i en ca. 1,5 km bred sone mellom Stormyrtjernet og Plasse-dammen. Dette kan indikere en sone med mer utbredt oppsprekking som bør undersøkes grundigere dersom det blir aktuelt å drive en tunnel gjennom sonen. Det opptrer kun tre store, lineære ledningsevneanomalier i EM-data; segmentene 25, 27 og 28. Segment 28 sammenfaller med Fiskebekken-Mattisplassen-forkastningen. Segment 27 kan representere en forgrening av denne forkastningen som ikke tidligere er kartlagt. Segment 25 ligger i intrusivene i øst. Det ligger langs tre store innsjøer og fortsetter mot sør. Segmentet kan representere en stor forkastning og bør undersøkes grundig før eventuell tunneldrift i dette området.

Segmentene 65-69 representerer en serie VLF-anomalier i den nordlige del av undersøkelsesområdet. De kutter geologisk strøkretning og retningen på topografiske former. Årsaken til disse anomaliene er ennå ikke klarlagt, men de kan representere brede soner av sammenknytte myrdrag. En annen mulighet er at de representerer trekk ved underliggende berggrunn. Det bør utføres videre undersøkelser for å klarlegge kilden til disse anomaliene før eventuell tunneldrift i det nordlige området.

8 KONKLUSJON

Rapporten beskriver geologiske og geofysiske undersøkelser som er utført på Krokskogen og Ringerike i forbindelse med Jernbaneverkets planlegging av ny jernbane med tunneltraséer i området.

På Krokskogen er det gjennomført geofysiske undersøkelser ved hjelp av målinger fra helikopter. Det er satt sammen kart over geofysiske anomalier i målestokk 1:25000 og 1:50000, og et geologisk kart i målestokk med profiler 1:10000. Som vist på de geologiske kartene er området preget av en rekke forkastninger/svakhetssoner som gjennomsetter de vulkanske bergartene og de underliggende sedimentære bergartene. I noen områder er det påvist store forkastninger eller stor hyppighet av forkastninger og/eller sprekkesoner som krever særlig oppmerksomhet i forbindelse med tunneldrift. De samme forkastningene er i stor grad også dokumentert ved hjelp av de geofysiske undersøkelsene. I tillegg har de geofysiske målingene gitt klare indikasjoner på at det kan finnes ganger, svakhetssoner eller forkastninger som ikke er påvist ved geologisk kartlegging, og som det også vil være nødvendig å ta hensyn til og undersøke nærmere ved tunnelplanlegging.

På Ringerike er det utført geologisk kartlegging og satt sammen kart med profiler i målestokk 1:10000. I dette området er kambrosilurske sedimentære bergarter gjennomsatt av mafiske ganger med dominerende retning nord-sør. En viktig forkastning (Klekkenforkastningen) med retning omtrent ØNØ-VSV er tolket som en revers (listrisk) forkastning som skiller områder som geologisk sett er ulike. Sørøst for Klekkenforkastningen har lagene en enkel struktur og faller overveiende mot sørøst. Nordvest for forkastningen har lagene steilt fall mot nord til nordvest, det finnes en betydelig mengde mindre reversforkastninger, og lagene er dominert av skifer inkludert alunskifer. Dette, sammen med en god del ganger med retning nord-sør, gjør at anlegg i fjell i området nord for Klekkenforkastningen vil kunne by på store utfordringer.

Etterord

Manuskriptet er gjennomlest av Ron Boyd og Eirik Muring. Sistnevnte har også vært delaktig i oversettelse til norsk av deler av manuskriptet.

9 **REFERANSER**

Andersson, A., Dahlman, B., Gree, D.G. & Snall, S. 1985: The Scandinavian Alum Shales. *Sver. geol. unders. Ca56*, 1-50.

Banks, D., Reimann, C., Røyset, O., Skarphagen, H. & Sæther, O.M. 1995: Natural concentrations of major and trace elements in some Norwegian bedrock groundwaters. *Applied Geochemistry*, 10, 1-16.

Baarli, B.G. 1988: Bathymetric co-ordination of proximality trends and level-bottom communities: a case study from the Lower Silurian of Norway. *Palaios* 3, 577-587.

Beard, L.P. and Rønning, S. 1997: Data acquisition and processing report—helicopter survey, Krokskogen. NGU Report 97.134.

Dons, J.A. & Larsen, B.T. (eds) 1978: The Oslo Paleorift: A review and guide to excursions. *Nor. geol. unders. Bull.* 337, 199pp.

Dons, J.A. & Gyøry, E. 1967: Permian sediments, lavas and faults in the Kolsås area west of Oslo. *Norsk geologisk Tidsskrift* 47, 57-77.

Hanken, N.-M. & Owen, A.W. 1982: The Upper Ordovician (Ashgill) of Ringerike. In Bruton D.L. & Williams S.H. (eds.): *Field excursion Guide IV International Symposium on the Ordovician System*. Paleont. Contrib. Univ. Oslo 279, 122-131.

Harper, D.A. & Owen, A.W. 1983: The structure of the Ordovician rocks of the Ringerike district: Evidence of a thrust system within the Oslo Region. *Norsk geologisk Tidsskrift* 63, 11-115.

Henkel, H. & Guzman, M. 1977: Magnetic Features of Fracture Zones. *Geoexploration* 15, 173 - 181.

Kiær, J. 1908: Das Obersilur im Kristianiagebiete. Eine stratigraphische-faunistische Untersuchung. *Skr. Vidensk. Selsk. Kristiania, I Mat.-Naturvid. Kl. 1906 II*, 596 s.

Larsen, B.T. 1978: Krokskogen Lava Area. In: J.A. Dons & B.T. Larsen (eds): The Oslo Paleorift: A review and guide to excursions. *Nor. geol. unders. Bull.* 337, 143-162.

- Larsen, B.T., Olaussen, S., Bockelie, J.F., Worsley, D. & Gabrielsen, R.H. 1995: *Sedimentology and tectonics of the Oslo Graben: a guide to excursions*.
- Lutro, O. 1997: Geologiske kart over Krokskogen, M 1:10 000. NGU. Produsert på oppdrag fra Jernbaneverket.
- Naterstad, J., Bockelie, J.F., Bockelie, T.G., Graversen, O., Hjelmeland, H., Larsen, B.T. & Nilsen, O. 1990: Asker 1814-1, berggrunnskart M 1:50000. *Nor. geol. unders.*
- Olaussen, S. 1985: Sedimentology and lithostratigraphy of the tidal flat deposits of the Steinsfjorden Formation (Wenlock) of Ringerike, southern Norway. *Nor. geol. unders. Bull.* 399, 1-25.
- Olaussen, S, Larsen, B.T & Steel, R. 1994: The Upper Carboniferous-Permian Oslo Rift; basin fill in relation to tectonic development. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 17, 175-197.
- Owen, A.W., Bruton, D.L., Bockelie, J.F. & Bockelie, T.G. 1990: The Ordovician successions of the Oslo Region. *Nor. geol. unders. Special Publication* 4, 54pp.
- Ramberg, I.B., Gabrielsen, R.H., Larsen, B.T. & Solli, A. 1977: Analysis of fracture pattern in southern Norway. *Geol. en Mijnbouw* 56, 295-310.
- Ramberg, I.B. & Larsen, B.T. 1978: Tectonomagmatic evolution. *In: J.A. Dons & B.T. Larsen (eds): The Oslo Paleorift: A review and guide to excursions. Nor. geol. unders. Bull.* 337, 55-73.
- Siedlecka, A. 1997: Geologiske kart over Ringerike, M 1:10 000, NGU. Produsert på oppdrag fra Jernbaneverket.
- Thomsen, E. 1981: Sælabonn Formation (nedre Silur) i Ringerike, Norge. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1981*, 1-11.
- Whitaker, J.H. McD. 1966: *The Silurian and Lower Devonian geology of Ringerike, Southern Norway*. PhD. Thesis, University of Leicester, 242 s.
- Whitaker, J.H. McD. 1977: *A guide to the geology around Steinsfjord, Ringerike*. Universitetsforlaget, 55 s.

Worsley, D, Aarhus, N., Bassett, M.G., Howe, M.P.A., Mørk, A. & Olausen, S. 1983: The Silurian succession of the Oslo Region. *Nor. geol. unders. Bull.* 384, 57s.

Oversikt over geofysiske lineamenter og tolkningen av disse.

Symbolforklaring:

Geofysiske betegnelser

Mag høy:	Positiv magnetisk anomali
Mag lav:	Negativ magnetisk anomali.
EM-lav res:	Elektromagnetisk anomali, lav resistivitet (høy ledningsevne).
EM-høy res:	Elektromagnetisk anomali, høy resistivitet (lav ledningsevne).
VLF høy:	VLF-anomali, elektrisk ledende sone (forkastning, sprekk).
Rad høy:	Positiv radiometrisk anomali.
Rad lav:	Negativ radiometrisk anomali
TC:	Anomali på total-kanalen (Total Count).
K:	Anomali i kalium-kanalen.
Th:	Anomali i thorium-kanalen.
U:	Anomali i uran-kanalen.

Geologiske betegnelser

F-M forkastning: Fiskebekken-Mattisplassen-forkastningen

I-forkastningen: Isidalsforkastningen

RP-konglomerat: Rombe-Porfyr-konglomerat

Anomali	Anomalitipe	Assosierte anomalier	Kommentarer
1			Utgår, feiltolkning
2	Rad-høy TC,K,Th,U		Usikker årsak, topografisk effekt?
3	Rad-høy TC,K		Usikker årsak, topografisk effekt?
4	Rad-høy U	91(Mag lav)	Mulig forkastning/sprekk
5	Rad-høy U		Usikker årsak.
6-9	Rad-høy TC,K,Th,U	28(EM høy res), 147(Mag høy)	Segmenter 7,9 er på F-M forkastning; segmenter 6,8 forskjøvet fra F-M forkastning
10,12	Rad-høy TC,K,Th,U		Følger forgrening av I-forkastning
11,13-16	Rad-høy TC,K,Th,U		Følger mindre, kjent forkastning
17	Rad-lav TC,K,Th	154(Mag lav)	Følger I-forkastning
18	Rad-lav TC,K,Th		Usikker årsak, Berggrunnseffekt?
19	Rad-lav TC,K,Th,U	51(EM lav res), 128(Mag høy)	Berggrunnseffekt. Følger basalt-blotning.
20	Rad-lav TC,K,Th,U	84(VLF høy), 156(Mag lav)	Berggrunnseffekt. Følger basalt-blotning.
21	Rad-lav TC,K,Th,U		Svak anomali, usikker årsak.
22	Rad-lav TC,K,Th,U	81(VLF høy), 155(Mag lav)	Svak anomali. Følger I-forkastning

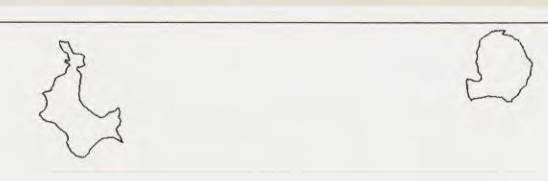
Anomali	Anomalytype	Assosierte anomalier	Kommentarer
23	EM-lav res		Haukedalen, mulig sprekkeseone
24,25	EM-lav res	158-160 (Mag lav)	Sannsynlig forkastning
26	EM-lav res		Bergartsgrense?
27	EM-lav res		Mulig forkastning, forgrening fra F-M forkastning
28	EM-lav res	147(Mag høy), 6,7(Rad høy)	Følger F-M forkastning
29-31	EM-lav res	114(Mag høy) går parallelt med disse anomalier	Følger forkastning, forgrening av F-M forkastning
32	EM-lav res	32 skjærer 114(Mag høy) i en vinkel av 45 grader	Skjærer kjent forkastning i en vinkel av 45 gr. Mulig forgrening av forkastning.
33-35	EM-lav res		Følger forkastning, forgrening av F-M forkastning
36- 44, 47	EM-lav res		Usikker årsak. Bør undersøkes.
45	EM-høy res		Mellom og parallelt med kartlagte forkastninger.
46	EM-høy res	82(VLF høy)	Følger Isidalen.
48,49	EM-lav res		Forlengelse av kartlagte ganger.
50	EM-høy res	156(Mag lav), 20(Rad lav)	Effekt av berggrunn, følger basalt-blotning.
51	EM-høy res	128(Mag høy), 19(Rad lav)	Effekt av berggrunn, følger basalt-blotning.
52	EM-høy res	Skjærer 140(Mag høy) i en vinkel av 45 gr.	Usikker årsak. Topografisk effekt? Gangbergart?
53,54	EM-høy res	141(Mag høy)	Usikker årsak. Topografisk effekt? Gangbergart?
55,56	EM-høy res	56 skjærer 117(Mag høy) og kartlagt forkastning i en vinkel av 45 grader	Usikker årsak. Topografisk effekt? Gangbergart?
57	EM-høy res	Skjærer 136(mag høy) i en vinkel av 45 grader.	Sannsynlig topografisk effekt.
58	EM-høy res		Mulig topografisk effekt.
59	EM-høy res	skjærer 145(Mag høy) og kartlagt forkastning i en vinkel av 45 grader	Usikker årsak. Topografisk effekt? Gangbergart?
60,61	EM-lav res		Usikker årsak.
62	VLF høy	Går parallelt med 23(EM-lav res)	Følger elvedal, sprekkeseone?
63	VLF høy		Mulig antropogen kilde/sprekkeseone?.
64	VLF høy		Følger elvedal, sprekkeseone?

Anomali	Anomalytype	Assosierte anomalier	Kommentarer
65	VLF høy		Følger bergartsenhet. Skjærer flere kartlagte forkastninger. Usikker årsak. Bør undersøkes.
66	VLF høy	Går parallelt med 148(Mag høy)	Skjærer forkastninger. Usikker årsak. Bør undersøkes.
67	VLF høy	Skjærer 106(Mag høy) i en vinkel av 45 grader	Skjærer forkastninger. Usikker årsak. Bør undersøkes.
68	VLF høy	Skjærer 109(Mag høy) i en vinkel av 45 grader	Skjærer forkastning. Usikker årsak. Bør undersøkes.
69	VLF høy	Skjærer flere magnetiske anomalier.	Skjærer forkastninger. Usikker årsak. Bør undersøkes.
70,71	VLF høy	70 går parallelt med 89,90(Mag høy)	Følger elv i en del av lengden. Sprekkesone?
72,73	VLF høy	72 skjærer mag anomalier 92,97,152	Går parallelt med stranden til innsjø. Usikker årsak. Bør undersøkes.
74	VLF høy		Usikker årsak. Bør undersøkes.
75	VLF høy		Følger elvedal. Delvis sammenfallende med kjent forkastning.
76	VLF høy		Skjærer forkastninger. Følger elv i en del av lengden. Sprekkesone?
77	VLF høy	Skjærer 119(Mag høy)	Går parallelt med forkastning. Følger elv. Sprekkesone?
78	VLF høy		Går parallelt med forkastninger. Følger elv. Sprekkesone?
79	VLF høy		Følger Bjørnedal. Mellom to forkastninger.
80-83	VLF høy	Mange assosierte anomalier	Følger I-forkastning.
84	VLF høy	Skjærer 20(Rad lav)	Usikker årsak. Sprekkesone?
85	VLF høy		Følger elver og myrer. Sprekkesone?
86,87	VLF høy	87 sammenfallende med 16(Mag høy)	87 skjærer to forkastninger. Usikker årsak. Bør undersøkes.
88	Mag høy		Usikker årsak. Mulig forkastning eller sprekk.
89,90	Mag høy	70(VLF høy) går parallelt med begge.	Usikker årsak. Mulig forkastning eller sprekk.
91	Mag høy	Sammenfallende med 4(Rad U høy)	Usikker årsak. Mulig forkastning eller sprekk.
92	Mag høy	92(VLF høy) skjærer i en vinkel av 45 grader.	Usikker årsak. Mulig forkastning eller sprekk.
93-96	Mag høy		Usikker årsak. Mulig forkastning eller sprekk.
97-99	Mag høy		Følger bergartsblotning.

Anomali	Anomalitype	Assosierte anomalier	Kommentarer
100	Mag høy		Følger topografi. Usikker årsak.
101,102	Mag høy		Følger bergartsblotning
103-105	Mag høy		105 sammenfallende med kjent forkastning. 103, 104 delvis sammenfallende med RP-konglomerat
106	Mag høy		Følger RP konglomerat ved Gyrihaugen.
107	Mag høy		Skjærer forkastning med 30 grader. Usikker årsak. Gangbergart?
108-110	Mag høy		Usikker årsak. Går parallelt med forkastning.
111	Mag høy		Usikker årsak.
112	Mag høy		Skjærer forkastning. Mulig konjungert.
113	Mag høy		Skjærer forkastning i en vinkel av 45 grader. Mulig konjungert forkastning.
114,115	Mag høy		Går parallelt med to større forkastninger. Tredje forgrening?
116	Mag høy		Usikker årsak.
117,118	Mag høy		117 skjærer forkastning. 118 i forlengelse av kjent forkastning.
119,120	Mag høy	77(VLF høy)	Bergartskontakt?
121	Mag høy		Antropogen anomali?
122	Mag høy		Følger Djupedalen. M-K forkastning.
123	Mag høy		Usikker årsak. Mulig topografisk anomali.
124	Mag høy	19(Rad lav), 51(EM-høy res)	Usikker årsak. Bergartskontakt?
125	Mag høy		Usikker årsak.
126,127	Mag høy	50(EM-høy res)	Følger basalt-blotning.
128	Mag høy		Usikker årsak.
129,130	Mag høy		Vinkelrett to kjente ganger. Mulig gang.
131	Mag høy		Sammenfallende med kjent forkastning.
132-134	Mag høy		Skjærer forkastning. Usikker årsak.
135	Mag høy		Sammenfallende med forkastning.
136	Mag høy	Skjærer 57(EM-høy res)	Går parallelt med forkastning.
137	Mag høy		Sammenfallende med kjent forkastning.
138,139	Mag høy		139 skjærer forkastning. Mulig gang.
140-143	Mag høy		Sammenfallende med kjent forkastning.
144	Mag høy		Sammenfallende med kjent forkastning.
145	Mag høy	Skjærer 59(EM-høy res)	Fortsettelse av kjent forkastning?
146	Mag høy		Sammenfallende med kjent forkastning.
147	Mag høy	Parallelt med 28(EM-lav)	Sammenfallende med kjent forkastning.
148	Mag høy	Går parallelt med 101,102,150 (Mag høy)	Kanten av syenitt-intrusiv, tilstøtende RP enhet, usikker årsak.

Anomali	Anomalytype	Assosierte anomalier	Kommentarer
149	Mag lav		Årsak usikker.
150	Mag lav	Går parallelt med 101,102,148 (Mag høy)	Kanten av syenitt-intrusiv, tilstøtende RP enhet, kanteffekt?
151	Mag lav	Går parallelt med 101,102, 93-96(Mag høy)	Lav mag. anomali mellom 101, 102 og 93-96, kanteffekt.
152,153	Mag lav		Kanteffekt?
154,155	Mag lav		Følger I-forkastning i Djupedalen.
156	Mag lav	Skjærer 20(Rad lav). Forlengelse 50 (EM-høy)	Basalt-blotning eller tilstøtende bergartsenhet.
157	Mag lav		Usikker årsak.
158-160	Mag lav	24,25(EM-lav res)	Sannsynlig forkastning.
161	Mag høy		Skjærer kjent forkastning. Konjugert forkastning?

Kart over geofysiske lineament



- Radiometrisk
- VLF
- Elektromagnetisk
- Magnetisk
- Geologisk grense, vannkontur
- Forkastning, sprekk, gang

Målestokk 1:25.000



Kartbilag 97.153-01

