

UNDERSØKELSE AV
STATENS BERGRETTIGHETER
1986

NGU rapport nr. 86.167

Berggrunns- og malmgeologi med
særlig vekt på muligheter for
gull, sydlige deler av Rombak-
vinduet, Nordland.



Norges geologiske undersøkelse

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

Rapport nr. 86.167	ISSN 0800-3416	Åpen/ Kontroll til	
Tittel: Berggrunns- og malmgeologi med særlig vekt på muligheter for gull, sydlige deler av Rombakvinduet, Nordland.			
Forfatter: Are Korneliussen Edward Sawyer		Oppdragsgiver: NGU/USB	
Fylke: Nordland		Kommune: Narvik	
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Narvik		Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1431 II, III Cainhavarre, Skjomdal	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 70	Pris: 70,-
		Kartbilag: 0	
Feltarbeid utført: 1983-85	Rapportdato: 17.10.86	Prosjektnr.: 1900.00	Prosjektleder: A.Korneliussen
Sammendrag: Rombakvinduet inneholder en kompleks suprakrustalserie med ultramafiske (komatiittiske), mafiske, intermediære og felsiske vulkanske bergarter, pelittiske sedimenter, gråvakker, samt mindre mengder kalker og kvartsitter. Suprakrustalene intruderes av granittoide (1700-1800 mill. år) og gabbroide bergarter. Metamorfosegraden er gjennomgående nedre amfibolittfacies, med retrogradering til grønskifer-facies i tilknytning til skjærsoner som har virket som kanaler for H ₂ O-CO ₂ -holdige løsninger. Flere typer av malforekomster forekommer: (1) disseminerte gullmineraliseringer i en dolomittiske kalkstein innenfor en vulkanitt-sediment sekvens (Gautelisfjell), (2) disseminerte til massive Zn-Pb mineraliseringer i kalk-silikat bergarter, tuffitter og gråvakker, samt assosiert med skjærsoner, (3) disseminerte til massive Cu-Fe mineraliseringer assosiert med basiske vulkanitter og (4) arsenkis/svovelkis-mineraliseringer i mørke skifre og tuffitter. Rombakvinduet er av potensiell økonomisk interesse når det gjelder gull.			
Emneord	gull		
berggrunnsgeologi	fagrapport		
malmgeologi			

INNHOOLD

side

1. INNLEDNING	4
2. TIDLIGERE ARBEIDER	6
3. GENERELL GEOLOGI	
3.1. Regional geologi.....	6
3.2. Bergartstyper.....	7
3.3. Delområder.....	12
4. METAMORFE FORHOLD	
4.1. Tekstur	25
4.2. Bergartsammensetning og progressiv- metamorfe mineralselskaper.....	25
4.3. Retrograde mineralselskaper.....	27
4.4. Metamorfe forhold.....	27
5. STRUKTURELL KONTROLL OVER HYDROTHERMAL AKTIVITET ...	28
6. GEOKJEMI	
6.1. Geokjemiske hovedtrekk.....	29
6.2. Diskusjon av magmatiske bergartstyper	30
6.3. Diskriminantdiagrammer.....	31
6.4. Differensiasjonstrender for vulkanske bergarter.....	32
6.5. Gråvakkersedimenter.....	32
6.6. Sjeldne jordartselementer.....	33
7. GEOLOGISK MODELL.....	42
8. MALMGEOLOGI	
8.1. Vulkanitt-sediment relaterte forekomster.....	44
8.2. Mineraliseringer tilknyttet granitter	47
9. GULL-MULIGHETENE	
9.1. Generelle betraktninger om gullforekomster ...	48
9.2. Diskusjon av mulighetene for gull i Rombakvinduet	54
10. KONKLUSJON.....	55
11. FORSLAG TIL VIDERE UNDERSØKELSER.....	56
12. REFERANSER.....	58

Vedlegg

1. Hoved- og sporelementanalyser
2. Analyser av sjeldne jordartselementer
3. Gull-analyser

1. INNLEDNING

NGU har ved flere anledninger i 1970-årene og tidlig i 1980-årene, utført malmundersøkelser i Rombakvinduet (jfr. Kap.2). En ble gjennom disse undersøkelsene klar over at suprakrustalbergartene i grunnfjellsvinduet kunne være av interesse med henblikk på flere typer malforekomster, ikke minst gull. Det ble derfor i 1983 satt igang et systematisk studium av vulkanitt/sediment-bergartene i flere delområder i de sydlige deler av vinduet. Det ble i dette arbeidet lagt særlig vekt på å vurdere muligheten for gullforekomster i vulkanittseriene, spesielt i Sjørdalen-området hvor Staten tidligere har hatt interesser i form av bergrettigheter på Cu-mineraliseringer.

Samtidig satte selskapene ARCO og Folldal Verk igang med omfattende malmundersøkelser i grunnfjellsvinduet. Disse selskaper ble både i 1983 og i de påfølgende sesonger holdt informert om NGU's aktiviteter, og det har tildels vært en nyttig gjensidig utveksling av informasjon. Det ble i NGU's videre arbeide lagt stor vekt på å opparbeide en forståelse for det geologiske miljøet basert på detaljert berggrunnskartlegging og fastfjellsgeokjemi, hovedsakelig i områdene Sjørdalen, Nordalen og Gautelisvatn.

Følgende personer har deltatt i NGU's undersøkelser:

- 1983 Arne Grønlie, forsker NGU (6 uker feltarbeide)
- Are Korneliussen, forsker NGU (6 uker feltarb.)
- Truls Torvaldsen, skoleelev (4 uker feltarb.)
- 1984 Leif Furuhaug, avd. ing. NGU (3 uker feltarb.)
- Edward Sawyer, NTNf stipendiat (3 uker feltarb.)
- Are Korneliussen, forsker NGU (7 uker feltarb.)
- 1985 Edward Sawyer, NTNf stipendiat (9 uker feltarb.)
- Erik Skonseng, student (9 uker feltarbeide)
- Are Korneliussen, forsker NGU (4 uker feltarb.)

Kostnader:

Undersøkelsen er utført i USB-prosjektets regi og er ikke utskilt med eget regnskap. Utgiftene slik det framgår nedenfor, er derfor omtrentlige. Feltutgiftene har vært i størrelsesorden kr 350.000,- hvorav Nordland fylke

har bidratt med kr 50.000,- (i 1985) og NGU's malmseksjon med kr 20.000,- (i 1983). Det øvrige er dekket av USB-prosjektet. Analyseomkostningene har vært omtrent kr 150.000,- hvorav størstedelen er dekket av NGU's generelle analysebudsjett. Lønnsomkostningene til bearbeiding og rapportering stipuleres til kr 300.000,-. De samlede kostnader blir dermed ca. kr 800.000,- fordelt over 3 år.

Statens mutinger:

Staten har 2 mutingsområder i Skjomen (Fig.2): (1) Sørdalen. Staten har tidligere hatt mutinger på kopper-mineraliseringer assosiert med basiske/intermediære vulkanitter i Sørdalen suprakrustalområde. I 1983 ble det med utgangspunkt i flymagnetiske målinger tatt ut nye mutinger i de sentrale og sydlige deler av dette området.

(2) Muohtaguobla. Ved reanalysering av bekkesedimentprøver innsamlet i 1980 (Næss 1983), ble det påvist klare As-anomalier i Muohtaguobla området. Etter en geologisk forundersøkelse ble det aktuelle området mutet i 1984. Området ble i 1985 håndgitt til ARCO Norway.

Fullførte og planlagte rapporter:

Skonseng, E. 1985: Berggrunnsgeologisk kartlegging i Gautelis-

området, Skjomen, Nordland. Feltrapport. NGU rapport 85.214, 16 s.

Sawyer, E. 1986: Metamorphic assemblages and conditions in

the Rombak basement window, Nordland. NGU rapport 86.168.

Sawyer, E. (under arbeid): Structural geology of the Rombak

window, Nordland. NGU rapport.

Korneliussen, A., Tollefsrud, J.I., Flood, B. og Sawyer, E. 1986:

Precambrian volcano-sedimentary sequences and related ore-deposits, with special reference to the Gautelisfjell carbonate-hosted gold deposit,

Rombaken Basement Window, Northern Norway. Delrapport, EF/NTNF-prosjekt

"Gold in Early-Proterozoic volcano-sedimentary belts". NGU rapport nr.

86.193.

2. TIDLIGERE ARBEIDER

De sydlige deler av grunnfjellsvinduet er tidligere kartlagt av Birkeland (1976) og de nordlige deler av Vogt (1950; Gustavson 1978). Granitter i vinduet er Rb-Sr aldersdatert til 1691 og 1780 millioner år av henholdsvis Heier & Compston (1969) og Gunner (1981). Basert på den regionale fordelingen av initielt $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i midtre til tidlig proterozoiske granitter i nordlige Norge og Sverige har Gunner (1981) postulert tilstedeværelsen av en østover stupende NV-SØ gående subduksjonssone på denne tiden.

Pb-Zn forekomster i gråvakker/tuffitter er undersøkt av NGU (Singsås 1977 og Lindahl 1978). Zn-Pb problematikken ble tatt opp igjen av ARCO Norway som i 1983-1984 utførte et omfattende malmlettingsprogram i regionen med geofysiske, geokjemiske og geologiske metoder, inkludert diamantboringer (Robyn et al. 1985). Økonomiske forekomster ble ikke funnet. De sydlige deler av vinduet ble dekket av bekkesediment geokjemisk prøvetaking av NGU i 1980 (Næss 1983). Radiometriske helikoptermålinger er utført i et belte fra Sjørdalen mot SSV i forbindelse med uranundersøkelser i granittområdene (Håbrekke 1982). Som et ledd i disse uranundersøkelsene ble det også utført radiometriske bakkemålinger i Iptovann-Lappviktind området (Sjørdal 1982) samt også flere andre steder i Skjomen-området (Lindahl og Furuhaug 1977, Grønlie 1982). Hovedtrekket i Gautelisvatn området's geologi er kartlagt av Skonseng (1985) på bakgrunn av en bevilgning fra Nordland fylke.

3. GENERELL GEOLOGI

3.1. REGIONAL GEOLOGI

Rombakvinduet består av noen få store og et stort antall mindre felter med suprakrustalbergarter som intruderes av granittiske og mindre mengder basiske og intermediære intrusiver. Mindre områder med sen-prekambriske basalsedimenter (grafittskifre, sandsteiner og konglomerater) forekommer blant annet under dekkekomplekset nord for Rombakfjorden (ikke tegnet inn i Fig. 3.1) og som nedfoldede soner i grunnfjellet (inntegnet).

Suprakrustalene i grunnfjellet er komplekst oppbygget med ultramafiske, mafiske, intermediære og sure vulkanitter, tuffitter, kvartsitter, kvarts-biotitt skifre, grafittskifre, basiske ganger og gabbroide intrusive kropper. Innslaget av basiske intrusiver er særlig markert i et bredt N-S gående belte i den østlige delen av vinduet. Flere generasjoner av

granitoide bergarter opptrer i fra mindre ganger og kropper til store batolitter som utgjør et dominerende innslag i vinduet. Granitter er Rb-Sr aldersdatert av Heier og Comston (1969) og Gunner (1981) til henholdsvis 1691 +/- 90 millioner år og 1780 +/- 85 millioner. Dette gir samtidig en minimumsalder for suprakrustalene.

Sammensetningen av suprakrustalbeltene varierer: (1) Sjørdalen suprakrustalområde består hovedsakelig av porfyriske basiske til intermediære vulkanitter med innslag av felsiske vulkanitter og konglomeratiske bergarter. (2) I Stasjonsholmen-Cainhavarre suprakrustalene opptrer kvarts-biotitt skifre med tuffitthorisonter i de vestlige deler og mektige felsiske vulkanitter mot øst. Innslaget av mafiske/intermediære vulkanitter er lite. (3) Suprakrustalene ved Gautelisvatn domineres av turbidittiske gråvakker, basiske tuffitter og en mektig dolomittisk karbonat/marmor-sone (som inneholder Gautelisfjell Au-As forekomst), og med mindre innslag av konglomerater, sure vulkanitter, samt en ultramafisk bergart av usikker opprinnelse. (4) Ruvssot-området som fortsetter inn på svensk side av grensen ved Sjangeli, har en grønnsteinsbelte-oppbygning med ultramafiske og mafiske vulkanitter, tuffitter og glimmerskifre samt vekslende kvartsitt/kalk-horisonter. (5) Suprakrustalene ved Rombaken består hovedsakelig av gråvakker, pelittiske skifre og med mindre innslag av vulkanitter særlig i de nordlige områder, mens suprakrustalene syd for fjorden inneholder forskjellige vulkanske bergarter inkludert amygdaloidale andesittiske lavaer.

3.2. BERGARTSTYPER

Ultramafiske- og mafiske vulkanitter. Mafiske og ultramafiske vulkanitter opptrer i Ruvssot-området og fortsetter inn på svensk side av grensen ved Sjangeli. Bergartserien i området består av ultramafiske (komatiittiske) og mafiske vulkanske bergarter, stedvis med putestrukturer, mafiske tuffitter, finkornige, delvis rustne, biotittrike skifre, og tynne, delvis vekslende, kvartsitt- og kalkhorisonter.

De magnesiumrike av vulkanittene inneholder i størrelsesorden 20-28% MgO. Disse bergarter er dermed de mest magnesiumrike vulkanske bergarter som er kjent i Norge. De er utpreget Ni- og Cr-rike (Bilag 1). Ruvssot-Sjangeli

området bergarter blir detaljert beskrevet av R.Romer, Teknika Høgskolan i Luleå som en del av et doktorgradsarbeide (under arbeid).

Mafiske- og intermediære vulkanitter. Mafiske til intermediære (basaltiske til andesittiske) vulkanitter utgjør et betydelig innslag, - særlig i Sør-dalen suprakrustalbelte, men forekommer også i suprakrustalområdene ved Losi (Nordalen), Cainhavarre og i de nordøstlige deler av Gautelisvatn suprakrustalområde. I tillegg forekommer mafiske, sannsynligvis vulkanske bergarter ved Muohtaguobla og vest for nedre Kjørrisvatn.

De mafiske til intermediære vulkanittene i Sør-dalen er utpreget porfyriske, med plagioklas fenokrystaller som er mer eller mindre omvandlet til kvarts-albitt-epidot aggregater. I Sør-dalen opptrer en rekke klart både kjemisk og litologisk adskillbare enheter av disse vulkanittene i veksling med felsiske vulkanitter og konglomeratiske bergarter. I enkelte av de intermediære vulkanittenhetene opptrer kvartsfylte blærerom, som indikerer at disse vulkanittene er avsatt på land eller i grunt vann. Tynne sedimentsoner i vulkanittserien, for eksempel tynne magnetitt-kopperkis-bornitt soner og chertaktige lag (delvis med svak kopperkis mineralisering) i intermediære vulkanitter, tyder på avsetning i vann.

De basiske til intermediære vulkanittene i de øvrige områder som er nevnt ovenfor, er i mindre grad porfyriske. Disse opptrer i områder som er dominert av finkornige sedimenter (kvarts-biotitt skifre) delvis med tuffittiske lag, og/eller gråvakker. Disse vulkanittene er trolig avsatt på større vanddyp, og har gjennomgått en større grad av mineralomvandling (nedbrytning av plagioklas til kvarts-albitt-serisitt og pyroksen/amfibol til sekundær amfibol og biotitt) enn Sør-dalen-vulkanittene.

Felsiske vulkanitter. Felsiske vulkanitter opptrer i suprakrustalbeltene i Sør-dalen, Nordalen og ved Gautelisvatn. De opptrer som følger: (1) Tufflag i cm-dm-m skala i veksling med grafitt og karbonatholdige kvartsitter og finkornige, stedvis grafitt- eller karbonatholdige skifre ved Muohtaguobla og øst for Cainhavarre. (2) Opptil noen få meter mektige lag i mafisk tuffitt og gråvakkersedimenter ved Gautelisvatn. (3) To omtrent 1 km mektige enheter ved henholdsvis Stasjonsholmen og Cainhavarre i Nordalen. (4) To markerte horisonter i Sør-dalen. I tillegg inneholder polymikte

konglomerater i Sjørdalen og ved Gautelisvatn (i gråvakkene) boller av bergarter som er tolket som felsiske vulkanitter.

Geokjemisk tilhører de felsiske vulkanittene 2 hovedserier: Sjørdalen-Nordalen typen (SN-type) og Gautelisvatn typen (G-type). SN-typen definerer en relativt K-rik geokjemisk utvikling. Tre delområder med felsiske SN-vulkanitter (Stasjonsholmen, Cainhavarre og Muohtaguobla) har karakteristiske geokjemiske trekk som antyder at disse kan representere forskjellige ledd i en magmatisk differensiasjonsserie. G-typen av felsiske vulkanitter er K-fattig og tonalittisk, med sporelement-karakteristika som indikerer at den magmatiske utviklingen har vært forskjellig fra SN-typen's vulkanitter (Kap.6).

Både Stasjonsholmen og Cainhavarre vulkanittene inneholder karbonatanrikede og tildels pyrittholdige horisonter i opptil flere 10-meters mektighet som kan følges opptil ca. 1 km langs strøket. Karbonatet i disse bergarter kan tenkes å representere kjemiske utfellinger dannet ved fumarolevirksomhet på havbunnen samtidig med vulkanismen. Dette er en interessant situasjon med henblikk på opptreden av gull.

Tuffitter. Tildels båndede mafiske og felsiske lag i gråvakkersedimenter og i finkornige kvarts-biotitt skifre, er tolket å være av vulkansk opprinnelse (tuffitter). Disse bergartene er vanlige både i de nordlige og sydlige deler av grunnfjellsvinduet.

Gråvakter. Turbidittiske gråvakter utgjør et betydelig innslag i suprakrustalseriene ved Rombaken og Gautelisvatn, mens et mindre gråvakte-område er påvist i sydsiden av Ruvssot. Gråvakkene er stort sett lite deformert og har godt bevart gradert lagning mellom grove og finkornige lag. Ved Gautelisvatn inneholder gråvakkeseerien tuffittiske horisonter og konglomerater med godt rundede boller av for det meste finkornige felsiske bergarter, men også mafiske boller er vanlige. Gråvakter ved Rombaken, Gautelisvatn og Ruvssot er prøvetatt og analysert med det formål å vurdere sammensetningen av kildeområdene. Gråvakkene er relativt mafiske og det samme må følgelig også kildeområdene være. Dette blir nærmere diskutert i Kap.6.

Kvarts-biotitt skifre. Finkornige sedimenter med et vekslende, men stort sett høyt innhold av kvarts og biotitt, utgjør store deler av suprakrustalseriene i Nordalen. Disse inneholder opptil flere meter mektige

soner av relativt mafisk materiale ved Losi, hvor det også forekommer horisonter med intermediære vulkanitter, samt en mektig rhyolitt (ved Stasjonsholmen). Ved Muohtaguobla opptrer grafitt- og karbonatholdige kvartsitter, basiske vulkanitter og kvartsbollede konglomerater i veksling med rustne, tildels grafitt- og karbonatholdige skifre. Ved Ruvssot opptrer en serie med mafiske/ultramafiske vulkanske bergarter, mafiske tuffitter, kvartsitter og kalker, som mot nord går den over i en mektig serie med tildels rustne finkornige sedimenter av liknende type som ved Losi og Muohtaguobla.

Kvarts-biotittskifrene i alle de ovenfor nevnte områder inneholder grafittsoner og rust-horisonter. Stedvis forekommer jernhatt-dannelser. Det er imidlertid uvanlig å observere sulfider i håndstykke. I mikroskop kan observeres svovelkis og/eller magnetkis, unntaksvis kopperkis og sinkblende. Jernsulfidene (overflateprøver) er ofte omvandlet til jernhydroksyder.

Kvartsitter. Finkornige grafitt- og karbonatholdige kvartsitter i tildels rustne sedimenter i Muohtaguobla området, er opptil 6-7m mektige og kan følges opptil flere km langs strøket. Disse kvartsittene, som trolig er kjemiske sedimenter, opptrer stedvis i veksling med felsiske vulkanitter. Denne bergartsserien er av Birkeland (1976) tolket som basalsedimenter nedfoldet i grunnfjellet. Dette blir diskutert under "Muohtaguobla" senere i dette kapitlet.

Ruvssot (-Sjangeli) bergartsserien med hovedsakelig mafiske og ultramafiske vulkanske bergarter, inneholder tynne, opptil 3-4m mektige, urene kvartsitter som opptrer i veksling med smale kalkhorisonter og mafiske tuffittlag.

Intermediære vulkanitter i Sjørdalen inneholder tynne chert-lag. Videre er en Cu-mineralisert felsisk bergart i suprakrustalsekvensen ved Gautelisvatn tolket som en uren kvartsitt/kjemisk sediment istedet for en sur vulkanitt.

Konglomerater. I de østlige deler av Muohtaguobla opptrer flere soner med kvarts-bollede konglomerater i veksling med finkornige sedimenter og mafiske og felsiske vulkanitter. Kvartsittene, konglomeratene og grafittskifrene er av Birkeland (1976) kartlagt som basalsedimenter som er nedfoldet i grunnfjellet. Det kan stilles spørsmålstegn ved denne tolkningen fordi de omkringliggende bergarter blir intrudert av grove porfyriske granitter av

samme type som andre steder i grunnfjellsvinduet. De tektoniske forhold er imidlertid komplekse og er ikke fullt ut forstått.

Gråvakkene ved Gautelisvatn inneholder en rekke fra en halv til flere meter mektige konglomerathorisonter. En rekke slike konglomerater kan observeres langs vestsiden av Gautelisvatn. Bollematerialet er dårlig sortert, med boller hovedsakelig av felsiske bergartstyper hvorav enkelte er grovkornige og granodiorittliknende (udeformerte), men også med et visst innhold av finkornige, vulkanittliknende mafiske bergarter.

Karakteristiske konglomerathorisonter i veksling med mafiske/intermediære vulkanitter i Sjørdalen er opptil 30m mektige og kan i noen tilfeller følges flere km langs strøket. Bollene består hovedsakelig av finkornige, felsiske, vulkanittliknende bergarter. De er vanligvis godt rundet med sterkt varierende størrelse i samme lokalitet. Overganger mot pyroklastiske, lappilli tuff liknende bergarter forekommer. Konglomeratene tolkes som vulkanske rasavsetninger (debris flow, lahar).

Kalksteiner. I suprakrustalområdene ved Ruvssot og Gautelisvatn opptrer inntil flere 10-meter mektige soner med uren, dolomittisk kalkstein. I vestsiden av Gautelisvatn suprakrustalområde ligger en slik kalksone som inneholder disseminerte til massive mineraliseringer med gullførende svovelkis-arsenkis malm (Kap. 8.1). Denne kalksonen, som er sterkt deformert, opptrer i en felsisk vulkanitt/sediment sekvens som intruderes av granitoide bergarter. Både ved Ruvssot og Gautelisvatn inneholder kalkene tynne, boudinerte kalk-silikat lag. Kalkene i disse 2 områder er forøvrig svært like.

Granitoide intrusiver. Granittområdene domineres av en relativt grovkornig K-rik granitt som i de østlige deler av vinduet synes å gå gradvis over i syenittiske varianter. Den intruderes av aplittgranittiske ganger, særlig markert i randsonene av større granittintrusjoner. Ved Gautelisvatn opptrer en K-fattig, tonalittisk-granodiorittisk, kvartsporfyrisk bergart som er geokjemisk klart forskjellig fra granittene ellers i området. Kontaktrelasjonene mellom disse to hovedtypene er uklare.

Gunner (1981) har oppgitt et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ forhold på 0.700 ± 0.006 for granitt fra Skjomen. Dette indikerer at granittene er derivert fra mantelen eller fra et isotopisk tilsvarende område som ikke har vært særlig influert av sialisk materiale.

Basiske og intermediære intrusiver. Basiske intrusive ganger opptrer i alle større suprakrustalområder i den sydlige delen av vinduet, med økende hyppighet mot øst. De midtre og østre deler av vinduet inneholder også et stort antall gabbroide kropper. De basiske bergartene er gjennomgående eldre enn granittene. Unntaksvis er basiske ganger observert å intrudere grov granitt for selv å bli intrudert av sene aplittgranittiske ganger.

Intermediære diorittiske intrusiver forekommer i de midtre og østlige deler av vinduet. De forskjellige intrusive varianter og deres kontaktrelasjoner er ikke nærmere undersøkt.

3.3. DELOMRÅDER

Sjørdal. Sjørdalen suprakrustalbelte består av en serie med porfyriske, basiske til intermediære vulkanitter, to felsiske vulkanitthorisonter, hvorav den østligste er porfyrisk og mineralogisk/kjemisk identisk med Cainhavarre-vulkanitten (se nedenfor), samt en rekke varianter av pyroklastiske og konglomeratiske bergarter. Vekslingen mellom enhetene kan best iakttas langs elveprofilen i Sjørdalen (profil A i fig.4) og i fjellryggen på sydsiden av veien (profil B i Fig.4).

De konglomeratiske bergarter som opptrer i flere fra 2 til 30m mektige soner kan følges opptil flere km langs strøket, og inneholder tildels godt avrundede boller av felsisk vulkanitt, med underordnede mengder av basiske og intermediære boller. Disse bergarter representerer trolig vulkanske rasavsetninger (debris flow/lahar). I Sjørelva, hvor denne krysser mafisk/intermediær vulkanitt M4 (Fig.4), opptrer løsblokker av en turmalinrik bergart (opptil 40% turmalin; UTM koord. 063593). Denne bergarten indikerer at hydrotermal virksomhet har forekommet i området. De nærmere omstendigheter er imidlertid ukjente.

Gautelisvatn. Suprakrustalene ved Gautelisvatn (Fig. 5) består av gråvakker, basiske og sure vulkanitter, konglomerater, kalker, samt en Cu-mineralisert kvartsrik bergart. De intruderes av sub-parallelle, tildels porfyriske basiske ganger og mindre kropper, samt av granitter. Granittene inneholder et stort antall mindre suprakrustal-inneslutninger i form av sedimenter, vulkanitter og basiske bergarter av usikker opprinnelse. Hovedtrekket i områdets litologi er kartlagt av Erik Skonseng (1985).

Folldal Verk A/S har i perioden 1983-85 utført detaljert kartlegging og prøvetaking i Gautelisvatn-Kjørrisvatn området med henblikk på gullmineraliseringer i kalk (Priesemann 1983, 1984 og Tollefsrud 1985).

Gråvakkene (turbidittiske) inneholder mafiske, tuffittaktige horisonter, tynne kvartsitter og tynne konglomerathorisonter.

Bollematerialet i konglomeratene er hovedsakelig av felsisk, vulkanittliknende sammensetning. Enkelte konglomerater inneholder boller som likner en kvartsporfyrisk granodiorittisk bergart som utgjør deler av området vest for Kjørrisvatn (se nedenfor).

Gråvakkene får mot vest et økende innhold av felsiske vulkanitthorisonter. En av disse horisontene, som er utpreget kvartsrik og kalt "uren kvartsitt" i Fig. 5, er disseminert med svovelkis og kopperkis. En gjennomsnittsprøve (sammenslåtte småprøver) over sonen inneholder 0.45 % Cu. Like vest for kalksonen opptrer en finkornig, felsisk bergart (ikke kartlagt) av sannsynlig vulkansk opprinnelse. Den intruderes av granitt. Feltrelasjonene er komplekse. Denne vulkanitten er kjemisk svært lik den kvartsporfyriske granodiorittiske bergarten ved Kjørrisvatn (begge er av G-type; Kap. 6).

Kalksonen i den vestlige del av gråvakeområdet har en utløper i granitten nord og vest for Kjørrisvatnet. Denne noe spesielle opptredenen er en følge av en kompleks intrusiv og tektonisk utvikling i området. Ved Gautelisfjell inneholder kalken flere typer gullholdige mineraliseringer (Kap. 8).

Som mindre inneslutninger i granitt i de østlige deler av feltet opptrer basiske vulkanske bergarter i veksling med sedimenter, samt en serpentinisert ultramafisk bergart av usikker opprinnelse (se også Skonseng 1985). Den likner de ultramafiske vulkanitter ved Ruvssot, og en vulkansk opprinnelse er derfor relativt sannsynlig. Forøvrig indikerer de høye Ni- og Cr-verdiene i gråvakkene at ultramafiske bergarter har utgjort et vesentlig innslag i dette miljøet (Kap. 6.5).

Tre hovedtyper av granitoide bergarter er observert: (1) En grov til middelskornig K-rik granitt som volummessig dominerer i området. (2) Denne intruderes av ganger med aplittgranitt. (3) Ved Kjørrisvatn opptrer, som nevnt ovenfor, en kvartsporfyrisk granodiorittisk bergart (G-type; Kap. 6) som geokjemisk er klart forskjellig fra de foregående (SN-type).

Konglomeratboller i gråvakkesekvensen har klare likhetstrekk med denne kvartsporfyriske bergarten, som følgelig kan tenkes å være en subvulkansk

intrusjon. Den felsiske vulkanitten i de vestlige deler av suprakrustalområdet (ikke inntegnet i Fig. 5), som er kjemisk sett så godt som identisk med den kvartsporfyriske granodiorittiske bergarten av type (3) ovenfor, kan videre tenkes å være en vulkansk ekvivalent til denne bergarten. Feltrelasjonene mellom de granitoide bergartene er ikke kartlagt.

Den intrusive og tektoniske utviklingen i området er ikke undersøkt i detalj.

Norrdal. De vestlige deler av Stasjonsholmen-Losi suprakrustalområde (Fig. 6) består av finkornige kvarts-biotitt skifre med basiske og intermediære vulkanitthorisonter, soner med svake svovelkis-magnetkis mineraliseringer og basiske/intermediære vulkanitthorisonter.

Denne sekvensen går mot øst over i en mektig felsisk vulkanitt (kalt Stasjonsholmen felsiske vulkanitt) som inneholder 5-10m mektige karbonatanrikede soner i de nordlige deler (UTM 174686). Disse soner, som også kan inneholde noe sulfid, og som kan tenkes å representere utfellinger dannet ved ekshalativ-hydrotermal virksomhet samtidig med vulkanismen, representerer et lovende miljø for anrikning av gull. Gull er imidlertid ikke påvist.

Ved Cainhavarre opptrer en porfyrisk intermediær vulkanitt som mot øst grenser mot en mektig porfyrisk felsisk vulkanitt (kalt Cainhavarre felsiske vulkanitt). Denne inneholder karbonatanrikede soner i de østlige deler. Videre mot øst kommer et område med glimmerskifre og vekslende felsiske vulkanitter, kvartsitter og grafittskifre av samme type som ved Muhtaguobla.

En vulkanitt-inneslutning i granitt like ved veien i Nordalen (UTM 197650) inneholder soner med i størrelsesorden inntil 10% svovelkis samt noe karbonat. Gull er imidlertid ikke påvist.

Muohtaguobla. Suprakrustalene består av finkornige kvarts-biotitt skifre (stedvis karbonatholdige), grafittskifre, grafitt- og karbonatholdige kvartsitter, konglomerater (med hovedsakelig kvartsboller) samt omvandlede mafiske vulkanitter.

Skifrene i området er tildels sterkt rustne, stedvis med jernhatt-dannelser. Det er imidlertid uvanlig å se sulfidmineraler i knakkprøver. Sekvensen intruderes av grove K-rike granitter. Klare intrusive relasjoner mellom granitt og basiske/intermediære vulkanitter, finkornige kvarts-biotitt skifre og grafittholdige kvartsitter er påvist. Den tektoniske og metamorfe utviklingen er kompleks. Kvartsitter, konglomerater og grafittskifre er av Birkeland (1976) kartlagt som senprekambriske basalsedimenter (Dividalgruppen). De deler av sekvensen som inneholder klare vulkanske bergarter i vekslning med grafittholdige kvartsitter og pelittiske sedimenter, er på grunn av de intrusive relasjoner til grov granitt av samme type som ellers i vinduet, klart prekambrisk. Videre detaljkartlegging er nødvendig for å avklare hvorvidt deler av området virkelig inneholder Dividalgruppens bergarter eller om alt tilhører grunnfjellets suprakrustaler.

Muohtaguobla er et grenseområde mellom de mafiske/intermediære og felsiske vulkanitt-områder i Nordalen og Ruvssot mafiske /ultramafiske vulkanittsekvens. Området er tektonisk og metamorft komplisert, samt har et anomalt høyt As-innhold i bekkersedimenter (Fig. 8). Det synes som om subvertikale skjærsoner som utgjør et karakteristisk innslag i området (Fig. 7), er tilknyttet et større NS-gående lineament i vinduet. En kraftig retrogradering av amfibolittfacies mineralselskaper til grønnskifer mineralselskaper er forårsaket av H_2O-CO_2 holdige løsninger som har strømmet langs disse skjærsonene (jfr. Kap. 4 og 5).

På grunn av disse forhold er Muohtaguobla et nøkkelområde både for forståelsen av viktige regionalgeologiske trekk såvel som når det gjelder mulighetene for gull-mineraliseringer.

Ruvssot. Dette er det eneste av suprakrustalområdene i vinduet som har et typisk grønnsteinmiljø; med mafiske og ultramafiske vulkanske bergarter (med putestrukturer), mafiske tuffer, vekslende karbonat/chert-lag og kvarts-biotitt skifre. Området er kartlagt av R. Romer i forbindelse med et doktorgradsarbeide ved Tekniska Høgskolan i Luleå (under arbeid). Disseminerte koppekis-magnetitt mineraliseringer i flere varianter er assosiert med mafiske tuffer (R. Romer, pers. medd.).

Tilstedeværelsen av ultramafiske vulkanske bergarter er av særskilt stor interesse fordi denne type bergarter er gunstige kildebergarter for gull (Kap. 9).

Rombaken. Suprakrustalseriene i de nordlige deler av vinduet og særlig nord for Rombakfjorden, har et større sedimentært innslag enn i de sydlige deler, og har vært gjenstand for omfattende malmløsing i 1983-84 av ARCO Norway, i første rekke med henblikk på Zn-Pb forekomster.

Suprakrustalsekvensen domineres av turbidittiske gråvakker og tuffitter, med innslag av grafittskifre, mafiske-, intermediære- og felsiske vulkanitter og konglomerater. Et karakteristisk trekk er store faciesforandringer. Deler av serien er sterkt anomal på As-Zn-Pb-Ag og i mindre grad på Cu-Au. Det vestlige suprakrustalfeltet syd for Rombakfjorden inneholder mere gråvakker og mindre svartskifre enn det østlige suprakrustalfeltet nord for fjorden. Videre består vulkanittene i det vestlige feltet av blant annet mektige amygdaloidale andesittiske lavaer med assosierte sedimentære breksjer (debris flow/lahar?), som gir en mere proksimal situasjon enn det østlige feltet som har hovedsakelig grønne tuffer.

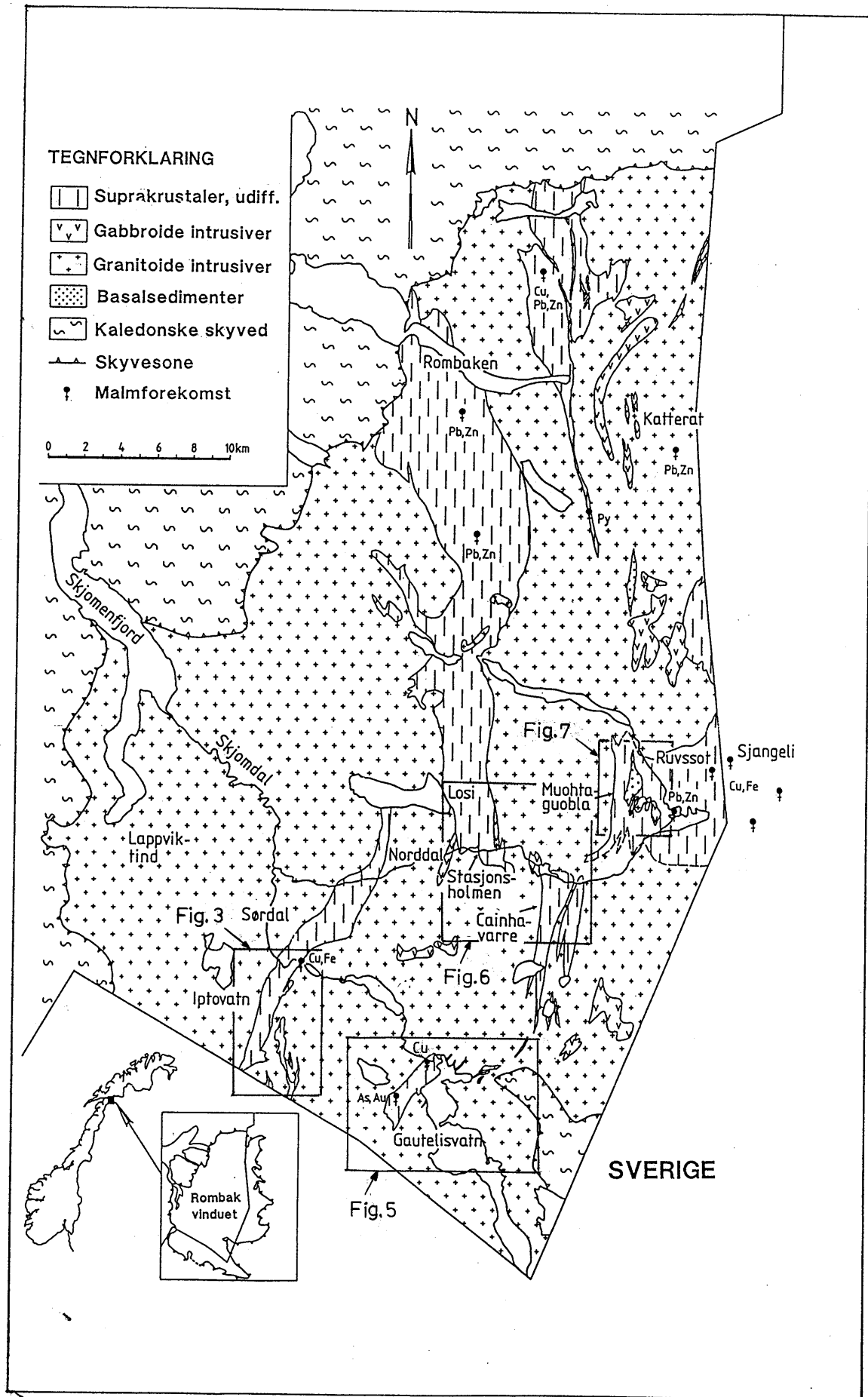


FIG 1 Geologisk kart over Rombakvinduet.
 Basert på Birkeland (1976), Vogt (1950), Robyn et al.
 (1985), Skonseng (1985), samt egen kartlegging.

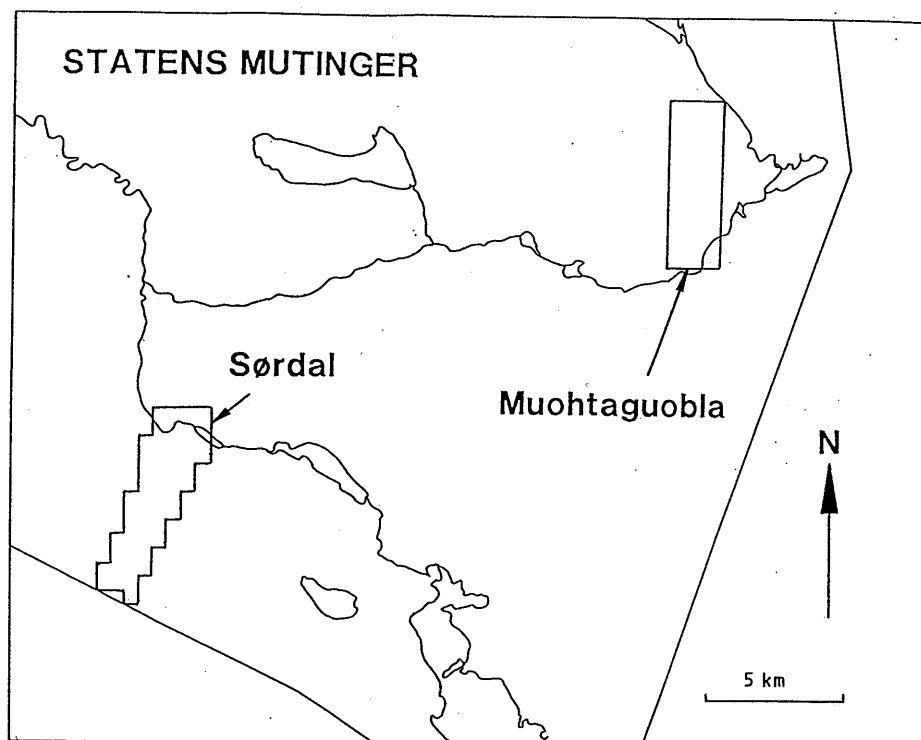


Fig 2 Statens mutinger i Rombakvinduet.

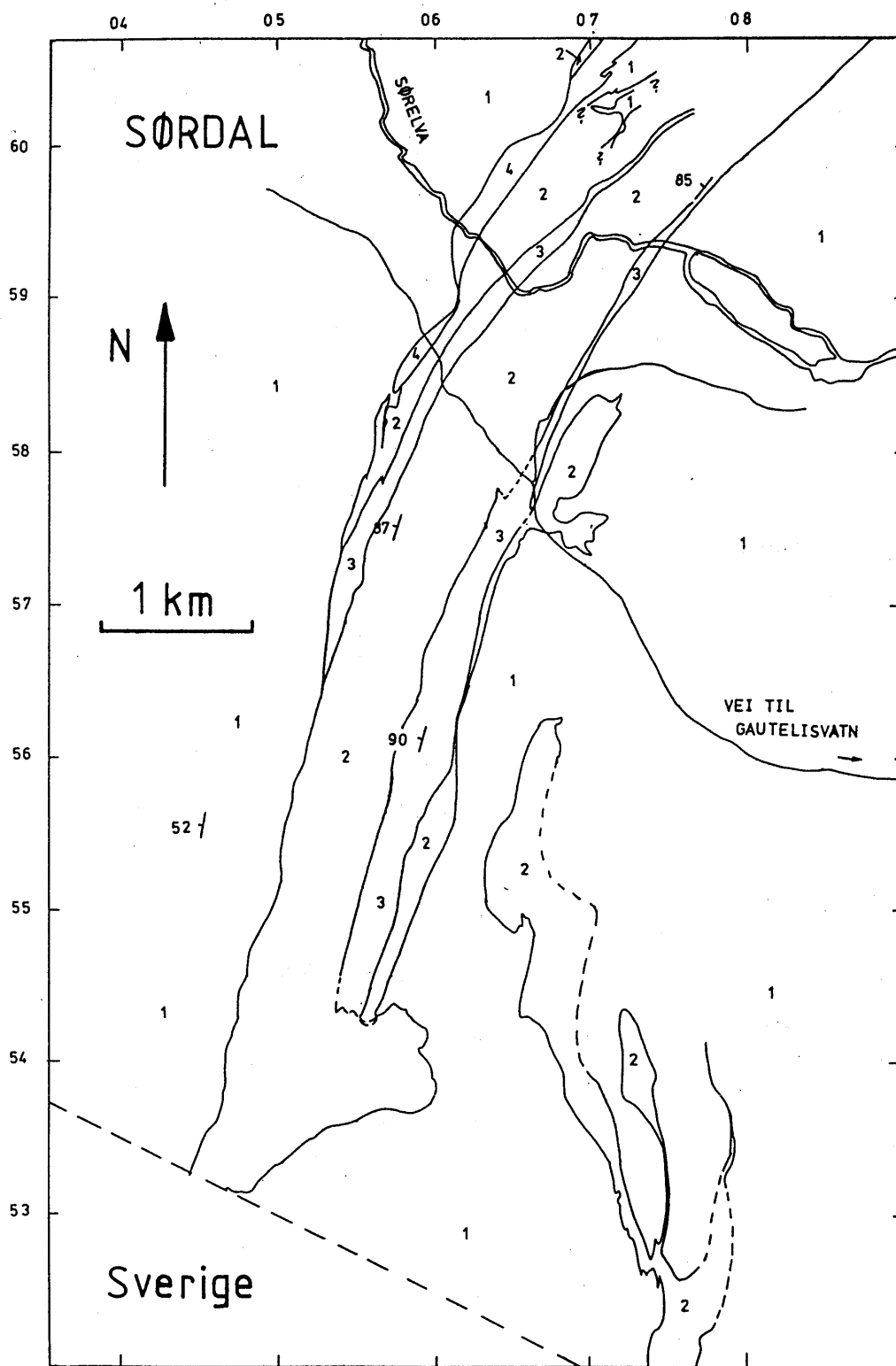


FIG.3 Geologisk kart, Sør-dalen. 1 - granitter, 2 - basiske/intermediære vulkanitter, 3 - sure vulkanitter, 4 - skifrig, finkornig sediment. Jfr. Sawyer (under arbeid) for en mere detaljert beskrivelse av området.

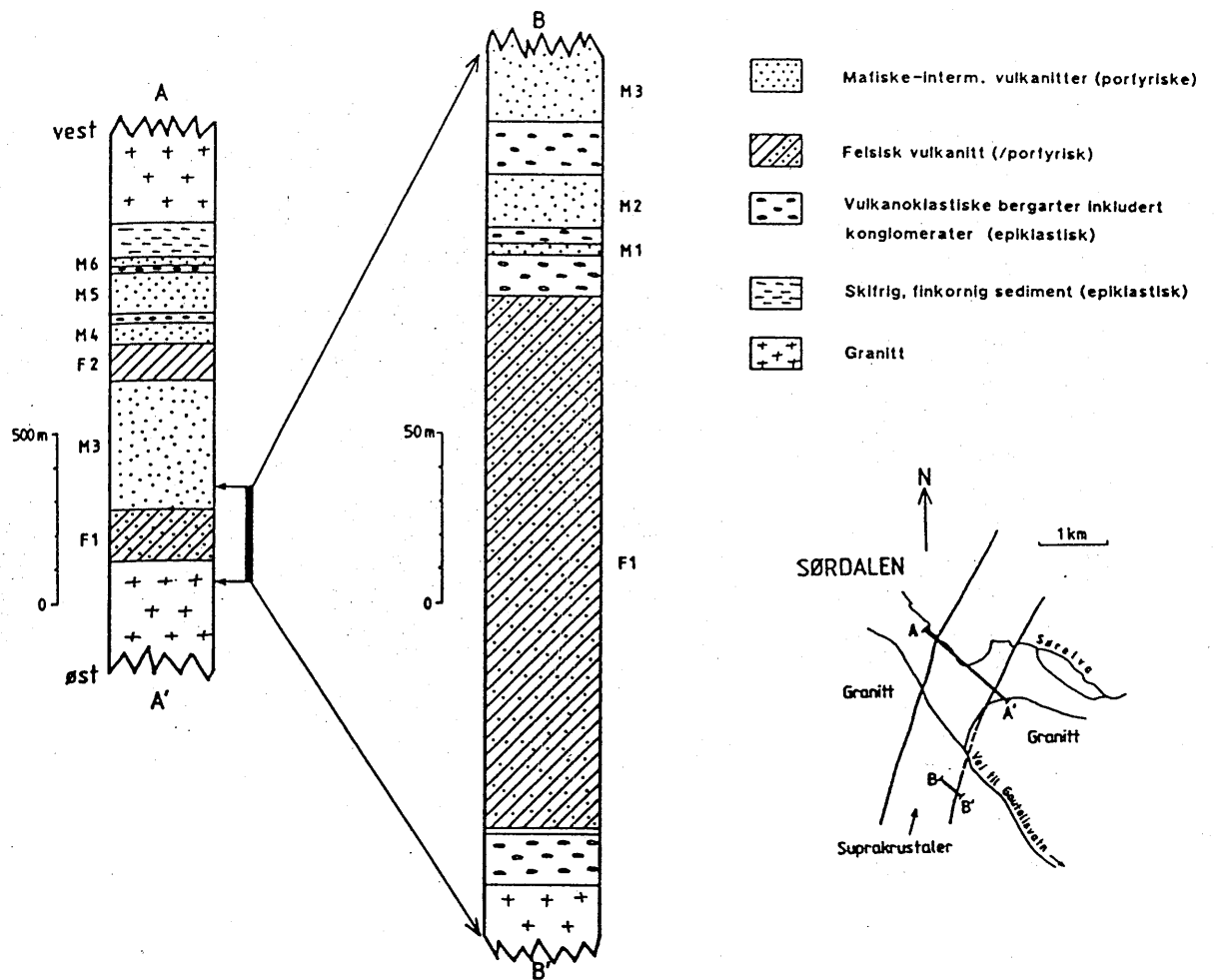


FIG 4 Den stratigrafiske oppbygningen av vulkanittsekvensen i Sør-dalen. Den foretrukne opp/ned-relasjonen (opp mot vest) er usikker.

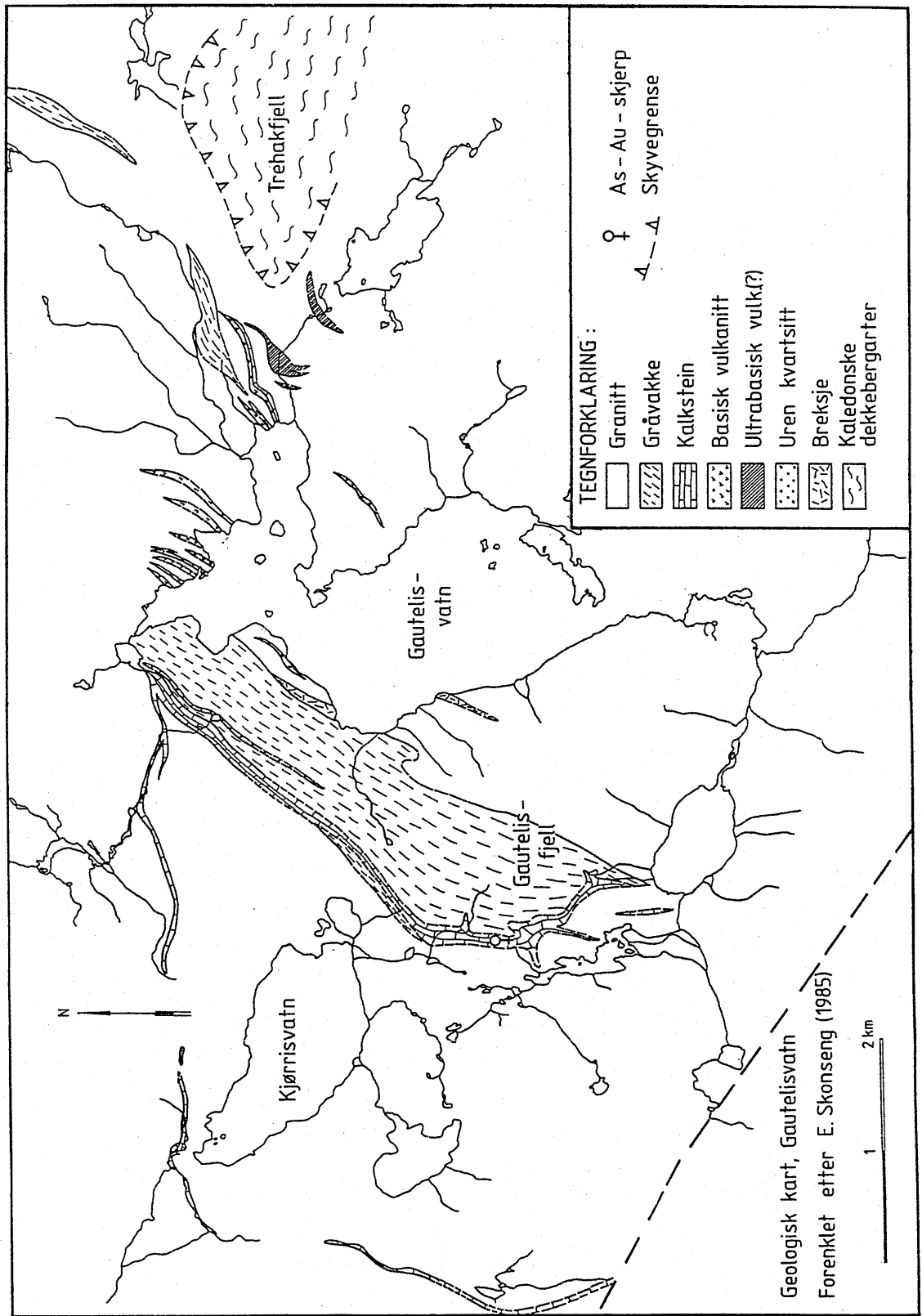


FIG 5 Geologisk kart, Gautelisvatn. Etter Skonseng (1985).

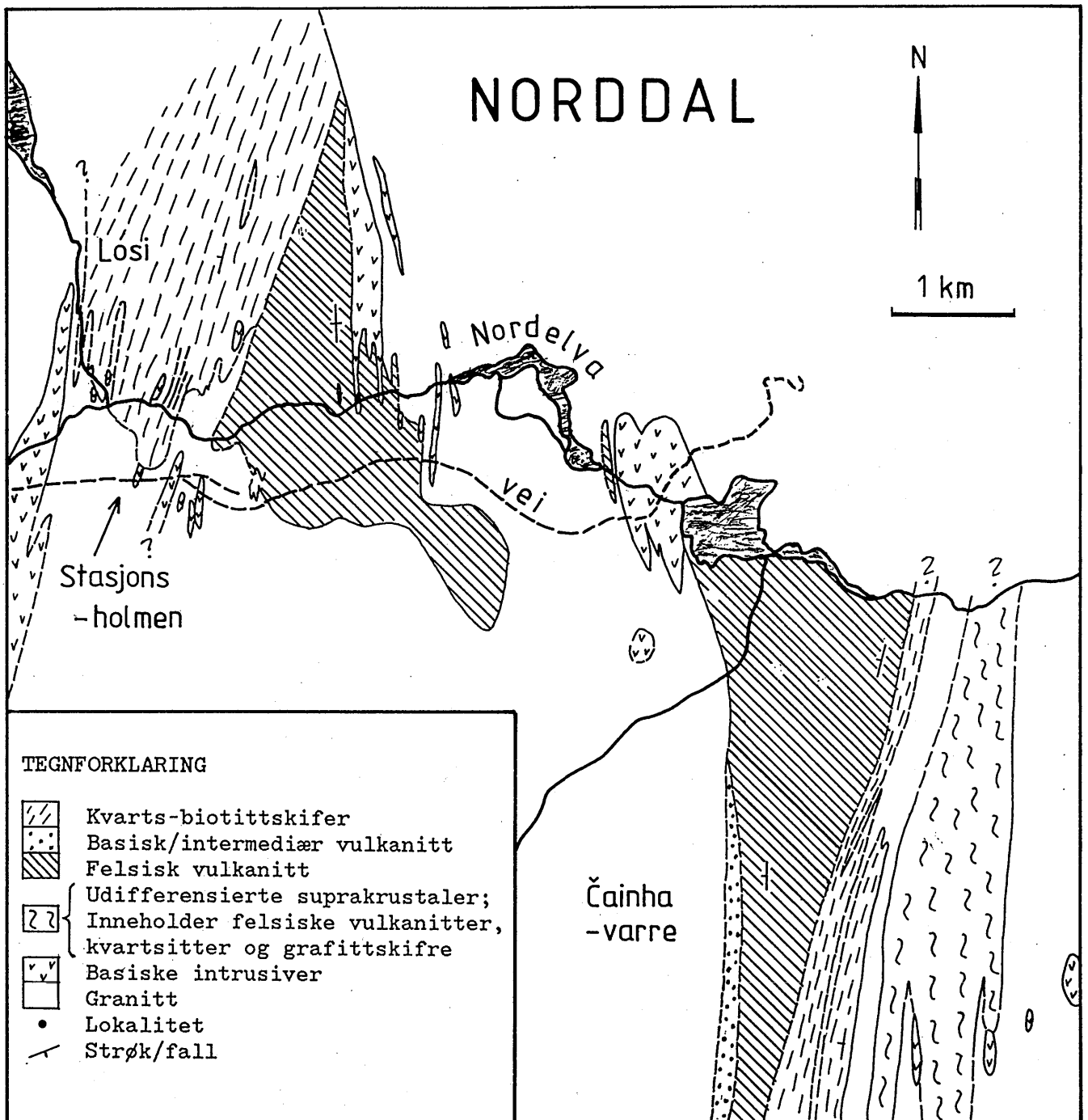


FIG 6 Geologisk kart, Norddal.

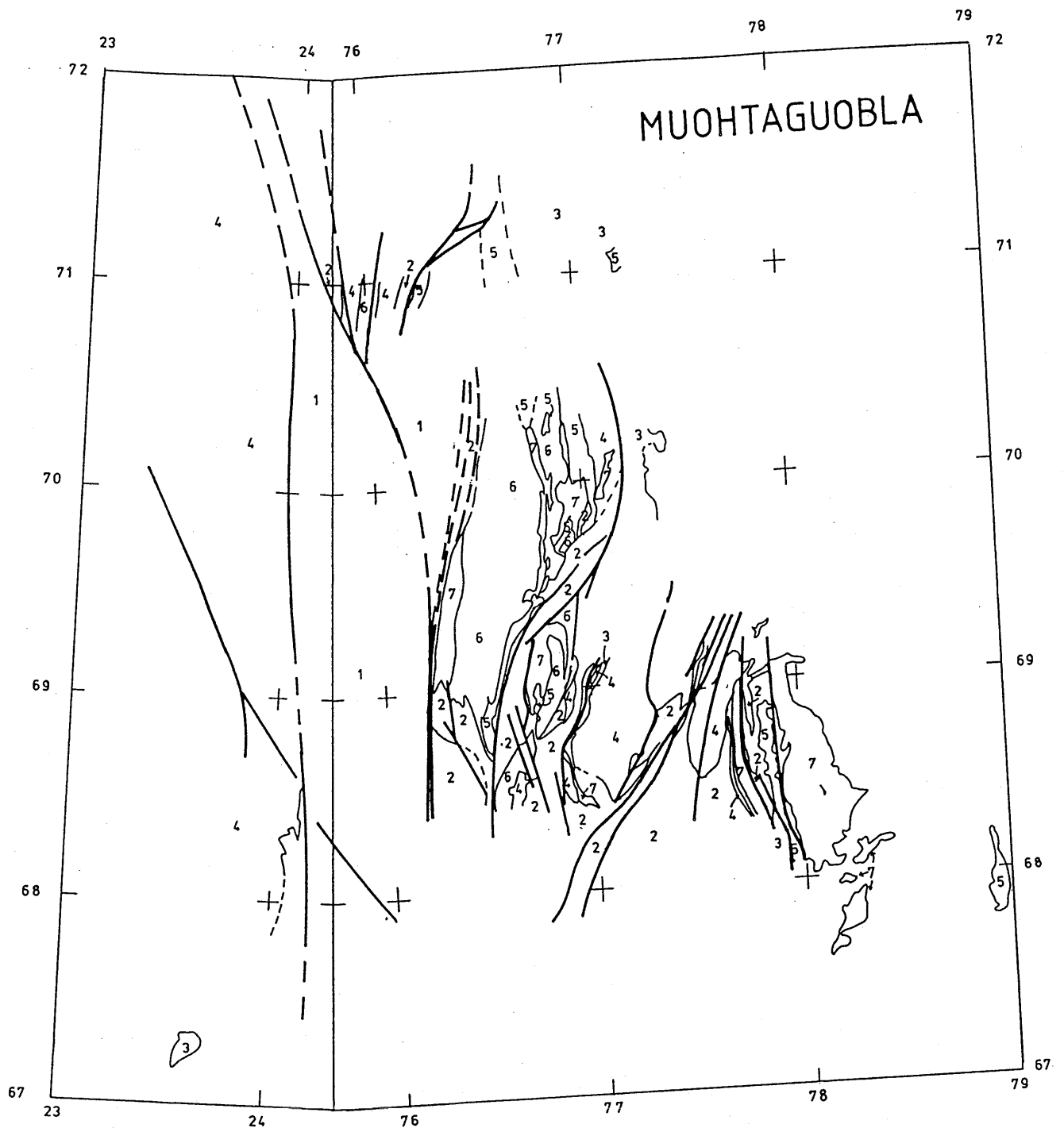


FIG.7 Preliminært geologisk kart, Muohtaguobla, med inntegnede skjærsoner (tykke streker).

- 1: Udifferensierte grå skifre med innslag av kvartsitter og konglomerater.
- 2: Blågrå, finkornige skifre og kvartsitter.
- 3: Intermediære vulkanitter og basiske skifre.
- 4: Grov porfyrittisk granitt og syenitt (ofte foliert).
- 5: Lyserød og grå, finkornig til middelskornig granitt ("mikrogranitt").
- 6: Grovkornig, porfyrittisk og melanokratisk granitt.
- 7: Dioritt, foliert nær skjærsoner.

Området og dets bergarter blir nærmere beskrevet av E.Sawyer i en egen rapport om strukturgeologi (under utarbeidelse).

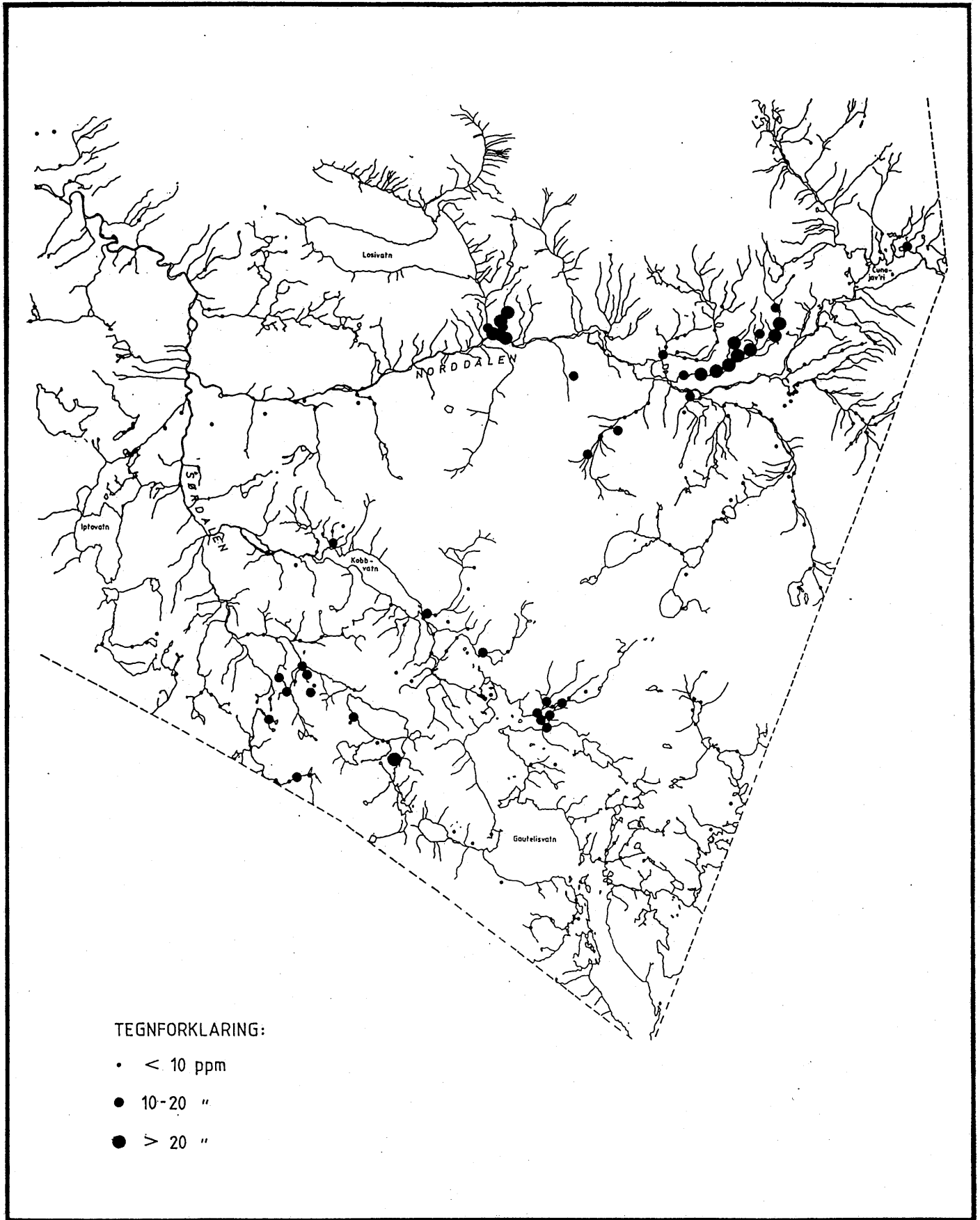


Fig 8 Bekkesediment anomalikart, HNO₃-løselig As.
 Prøvene er fra Næss (1983) og er reanalysert på As.

4. METAMORFE FORHOLD

Jfr. egen rapport av E.Sawyer (1986).

4.1 TEKSTUR.

Mange av de metamorfe bergartene i Skjomen-Rombak vinduet inneholder primære magmatiske (blærerom, fenokrystaller) eller sedimentære (klaster, gradert lagning) strukturer. Noen av bergartene er imidlertid sterkt folierte og inneholder mønstre som kvarts-ribber, porfyroblaster med lange trykkskygger og kraftig c-akse foretrukket orientering av kvarts som indikerer svært høgt strekk under utviklingen av foliasjonen ved moderate temperaturer (500 °C). Selv om mineralmønsteret indikerer svært kraftig strekk, så viser mineralteksturen ikke det samme. Generelt mangler mineralene trekk som tyder på dynamisk gjenvinning (undulerende utslokning, deformasjonsbånd og utvikling av subkorn), men har normal jevn utslokning og granoblastiske til polygonale krystallomriss. Disse teksturene, samt vekst av porfyroblaster på tvers av foliasjonen, indikerer at maksimum temperatur ble nådd etter deformasjonen.

4.2 BERGARTSAMMENSETNING OG

PROGRESSIV-METAMORFE MINERALSELSKAPER.

En rekke bergarter forekommer i vinduet (Kap.3 og 6) hvorav de mest vanlige (granitter og metagråvakker) inneholder mineralselskaper som er ufølsomme for variasjoner i metamorfose.

Granitter og sure vulkanitter: Det vanligste mineralselskapet er epidot + muskovitt + K-feltspat + biotitt + kvarts + plagioklas, som er relativt ufølsom for forandringer i metamorfose. Bergarter med lavere aluminiuminnhold (syenitter) inneholder amfibol istedet for muskovitt. Bergarter med albitt + oligoklas eller oligoklas forekommer, og antyder tilstedeværelsen av peristerittgapet. En mindre andel av granittene inneholder små, lyserøde MnO-rike granater.

Metagråvakker: Metagråvakkene har lavt Al_2O_3 og K_2O innhold og er derfor derivert fra en forholdsvis lite forvitret detritus (lav CIA-indeks).

Metagråvakkene sammensetning tillater ikke dannelsen av metamorfe indeksminerale som kyanitt, staurolitt eller muskovitt, og har derfor stort sett det enkle mineralselskapet biotitt + plagioklas + kvarts. Noen av prøvene fra Rombaken og Gautelisvatn inneholder små MnO-rike granater. Metagråvakkene er vanligvis såpass fattige på Al_2O_3 og K_2O at amfibol er tilstede. Prøve ES 131 fra Ruvssot inneholder mineralselskapet aktinolitt/hornblende + plag (An 40) + biotitt + kvarts + ilmenitt som tilhører nedre amfibolittfacies.

Basiske til intermediære vulkanitter: Disse kan inndeles i K_2O -rike og K_2O -fattige grupper. Den K_2O -rike gruppen inneholder mineralselskapet epidot + K-feltpat + biotitt + hornblende + albitt + kvarts + titanitt. Den K_2O -fattige gruppen er mere kompleks og inneholder mineralselskaper som karakteriserer overgangen fra øvre grønnskifer til amfibolittfacies via epidotfacies:

- (a) kloritt + amfibol + albitt + epidot + kvarts
+ titanitt + magnetitt + biotitt
- (b) hornblende + albitt + epidot + kvarts + titanitt
+/- magnetitt +/- biotitt
- (c) hornblende + oligoklas/andesin + kvarts + biotitt
+/- epidot +/- titanitt +/- ilmenitt +/- magnetitt +/- diopsid

Mineralsoneringer i individuelle prøver er i overensstemmelse med mineralogiske overganger fra lavere til høyere metamorf grad. Amfiboler blir progressivt rikere på Al_2O_3 , FeO og Na_2O , epidot får et lavere Fe₂O₃-innhold og titanitt erstattes av ilmenitt.

Kalk-silikater. Kalk-silikat bergarter er ikke vanlige. Ved Rombaken kan slike bergarter opptre i veksling med metagråvakter. Mineralselskapet er lavere amfibolittfacies: diopsid + kvarts + kalkspat + klinozoisitt.

Marmor: I seks marmorprøver fra Gautelisvatn er det observert to mineralselskaper: (1) tremolitt + klinoklor + karbonat og (2) kondroditt + forsteritt + klinoklor + flogopitt + kalkspat +/- kvarts. Det andre av disse mineralselskapene, som tilhører amfibolittfacies, inneholder serpentin som delvis erstatter forsteritt. Dette forsteritt + kondroditt holdige mineralselskapet kommer fra en inneslutning i granitt, og kan derfor tenkes

å representere en tidlig-proterozoisk kontaktmetamorfose heller enn en senere regionalmetamorfose.

4.3 RETROGRADE MINERALSELSKAPER

De færreste av bergartene i vinduet inneholder tydelige tegn til retrogradering. Bare noen få bergarter fra Rombaken, Skjomdalen, Sjørdalen og Gautelisvatn inneholder svak omvandling av biotitt til kloritt og omvandling av feltspat. I sterk motsetning til dette inneholder nesten alle bergarter fra Muohtaguobla klare bevis på en post-metamorf, grønskifer-facies retrogradering, og i noen tilfeller er omvandlingen total. Hovedutbredelsen av retrograd metamorfose ved Muohtaguobla synes å være relatert til nord-gående skjærsoner. Disse skjærsoner kan tenkes å ha representert kanaler for større volum av H_2O-CO_2 rike løsninger som har vært nødvendige for å hydrere amfibolitt-facies mineralselskapene. Typisk grønskifer-facies mineralselskaper i metabasitter er kloritt + aktinolitt + albitt + kvarts + epidot + kalkspat + titanitt. Nye mineralteksturer er ofte relatert til nord-gående subvertikale skjærsoner.

4.4 METAMORFE FORHOLD

En sammenlikning mellom de observerte progressiv metamorfe mineralselskaper i basiske og intermediære metavulkanitter i vinduet med eksperimentelle studier av bergarter med tilsvarende hovedelementkjemi (Apted & Liou 1983), indikerer at Skjomen-Rombaken bergartene ble metamorfosert ved temperaturer på 575-600 °C. Moderat til høyt trykk over 6 kb indikeres ved tilstedeværelsen av epidot-amfibolitt facies mineralselskaper og av kyanitt i kvartsganger i Sjørdalen.

5. STRUKTURELL KONTROLL OVER HYDROTHERMAL AKTIVITET

Jfr. egen rapport av E. Sawyer om strukturgeologi (under utarbeidelse).

Bevegelse av løsninger langs tektoniske strukturer som skjærsoner representerer en mobiliseringsmekanisme for gull, samt representerer også en gunstig situasjon for oppkonsentrering/utfelling og dermed for dannelse av gullforekomster. Imidlertid, siden strømmen av løsninger skjer mot områder med lavere trykk må en skjærson ha gunstig beskaffenhet for å kunne transportere løsninger (den må være dannet under strekk; den må være "dilatant"). De forhold som en skjærson eksisterer under samt den mekanismen som forårsaker skjærsonedeformasjonen, avgjør om vesentlig "dilatans" inntreffer.

Observasjoner av skjærsoner i felt og petrografiske studier (tidlig sett av skjærsoner), fra områdene Skjomedal, Sjørdal, Rombaken og Gautelisvatn, indikerer duktil deformasjon med svært liten "dilatans". I mikroskopisk skala danner kvarts lange ribber som er typisk for høg-strekk plastisk deformasjon, mens feltspat viser lav-strekk symptomer som undulerende utslokning, oppsprekning og brekking ("kinking"). Denne forskjellen skyldes de forskjellige mekaniske egenskaper til kvarts og feltspat, men siden kvarts er vanlig er strekket blitt fordelt i kvartsen. Dilatansen i oppsprukket feltspat er sannsynligvis ikke permanent siden feltspatkornene i de fleste tilfeller er fylt av kvarts. I makroskopisk skala indikerer mangelen på årer, tensjonssprekker og båndede strukturer, liten dilatans. Analyser av skjærsoner fra Sjørdalen indikerer noe mobilitet av visse elementer (ikke vist i denne rapporten), men er stort sett ubetydelig. Selv om enkelte skjærsoner i Sjørdalen ikke har vært dilatante, har større en encheleon tensjonssprekker blitt utviklet i mindre deformerte bergarter mellom skjærsonene, for eksempel med kyanittførende kvartsganger på åsryggen øst for Morfasfjellet (UTM 070545).

Yngre subvertikale skjærsoner som er fremherskende ved Muohtaguobla, er ledsaget av dilatante trekk som kvartsårer med tensjonssprekker. En storskala strøm av H_2O-CO_2 løsninger har vært assosiert med disse strukturene. Alle tynnslip fra Muohtaguobla viser tegn til grønskifer-facies retrogradering (hydrering) av epidot-amfibolitt eller amfibolitt-facies mineralselskaper. I mange tilfeller er de høyere

metamorfe mineralselskaper fullstendig omvandlet til kloritt + albitt + epidot + kvarts grønnskifer-facies mineralselskaper. De subvertikale skjærsonene ved Muohtaguobla synes derfor å ha representert kanaler for omfattende tilførsel av løsninger. Hvis subvertikale skjærsoner av denne type finnes i Muohtaguobla's fortsettelse mot Ruvssot i øst, hvor det forekommer ultramafiske bergarter som er gunstige kildebergarter for gull (Kap.9), kan det eksistere et potensiale for gullmineraliseringer.

6. GEOKJEMI

6.1 GEOKJEMISKE HOVEDTREKK

De vulkanske og intrusive bergarter i Skjomen-Rombaken kan inndeles i 3 hovedserier eller typer:

R-serien (etter Ruvssot) består av ultramafiske vulkanske bergarter (Mg-tholeiitter/komatiitter) i Ruvssot (-Sjangeli) området. Den mest markante forskjellen i forhold til de øvrige vulkanitt-seriene i vinduet, er et karakteristisk høyt magnesiuminnhold (opptil 28 % MgO).

SN-serien (etter Sør dal-Nor ddal). Hovedtyngden av de vulkanske bergarter i vinduet tilhører denne serien. Karakteristisk er et høyt K/Na-forhold (Fig. 9 c), at sammensetningen varierer kontinuerlig fra basisk til sur, samt at de dominerende granitter i vinduet (relativt grovkornige granitter/syenitter og finkornige aplittgranitter, er av geokjemisk sett samme type. Videre plotter basiske intrusiver grovt sett langs den samme geokjemiske trenden i visse elementkombinasjoner (Fig. 9 b og c), men har gjennomgående et høyere jerninnhold (Fig. 9 a) og har også noe forskjellig sammensetning når det gjelder visse sporelementer (ikke vist i denne rapporten).

G-serien (etter Gautelisvatn) opptrer som sure vulkanitter og granitter ved Gautelisvatn og som felsiske lag i basiske vulkanitter ved Muohtaguobla. K/Na-forholdet er lavt og sporelementinnholdet er klart forskjellig fra SN-serien's bergarter.

Det er viktig å legge merke til at av disse 3 seriene opptrer SN-serien med kontinuerlige overganger fra basisk til sur, samt utgjør (inkludert granittene) et dominerende innslag i vinduet. R-serien er representert i form av ultramafiske lavaer ved Ruvssot (-Sjangeli), og er muligens de mest

MgO-rike vulkanske bergarter som er kjent i Skandinavia. G-serien er kun observert i sure varianter. Både SN- og G-serien opptrer med ekstrusive og intrusive ekvivalenter.

6.2. DISKUSJON AV DE MAGMATISKE BERGARTSTYPER

SN-seriens bergarter plotter langs en alkali-kalsisk geokjemisk utvikling (Fig. 9 b). For phanerozoiske geologiske miljøer er denne type geokjemisk utvikling karakteristisk for relativt modne øybue-systemer, d.v.s. relativt kontinentiserte øybuer (Fig. 9 b). Også K_2O/Na_2O -trenden indikerer et relativt kontinentalt miljø (Fig. 9 c). G-seriens bergarter har likhetstrekk med bergarter i umodne phanerozoiske øybuer (med vesentlig innslag av oseanisk materiale), og har trolig også likhetstrekk med sure bergartstyper i arkeiske grønnsteinsbelter.

Betegnelsen kalk-alkalin kommer fra Peacock's (1931) alkali-kalk indeks (P-indeks); den SiO_2 -prosent for hvilken en kontinuerlig serie av relaterte bergarter har like stor mengde av CaO og Na_2O+K_2O . For kalk-alkaline bergarter ligger P-indeksen mellom 56 og 61. Bergartsserier med P-indeks over 61 kalles kalsiske, mens bergartsserier med P-indeksen under 56 kalles alkali-kalsiske (51-56) eller alkaliske (under 51). Bergartsserier fra forskjellige geotektoniske miljøer har forskjellige alkali-kalk indekser. Alkali-kalsiske og noen alkaline magmaserier er vanlige i mellom-proterozoiske bergartsserier og sjeldne i arkeiske, noe som kan tenkes å reflektere øket inter-kontinental rifting i proterozoisk tid. Dette er i overensstemmelse med aksepterte modeller for utviklingen av den proterozoiske jordskorpa (Windley 1977), med stabile plattform-områder som var motstandsdyktig mot oppstyking, men som utviklet lineære alkaline intrusive bergartsserier langs begynnende (men ikke fullførte) rift-systemer (såkalte mobile belter) (Brown 1979, 1981).

Noen av de mest omfattende kalk-alkaline magmatiske begivenheter i jordas historie er arkeiske. Disse er ofte (men ikke alltid) K-fattige, og består av gabbro-dioritt-tonalitt-trondhjemitiske bergartsserier som har store likhetstrekk med phanerozoiske primitive øybue-bergarter. De assosierte geokjemiske karakteristika er hovedsakelig lavt K/Na-forhold, lavt innhold

av tunge sjeldne jordartselementer og positiv Eu-anomali (Windley & Smith 1976, Tarney & Saunders 1979). G-typens magmatiske bergarter i Skjomen kan tenkes å være av liknende type.

Magmatiske bergartserier assosiert med ekstensjon skiller seg fra kompresjon-relaterte serier i kollisjonssoner ved en større variasjon i sammensetning forårsaket av frakjonell krystallisasjon i basiske/intermediære kildemagmaer (Brown 1982). Alkali-kalsiske magmaserier tilsvarende Skjomen-Rombakens SN-type, kan tenkes å være dannet fra alkali-basaltiske smelter på større dyp i mantelen enn tholeiittiske og kalk-alkaline kildemagmaer, samt ha gjennomgått både fraksjonell krystallisasjon og kontaminering av skorpemateriale. Et ekstensjonsmiljø er nødvendig for denne type petrogenese (Petro et al. 1979, Brown 1982).

6.3. DISKRIMINANTDIAGRAMMER

Mange sporelementer er følsomme for karakteren av magmatiske bergartserier. Det er god grunn til å tro at elementer som for eksempel Ti, Zr, Y og Nb, som er lite mobile ved vanlige geologiske prosesser og er lite sensitive når det gjelder fraksjonering av mafiske og aksessoriske mineraler, kan gi en indikasjon på typen av geotektonisk miljø (Pearce & Norry 1979, Tarney & Saunders 1979). Disse elementer er veletablert som diskriminanter mellom forskjellige typer av basiske magmaer, og er også forsøkt benyttet for granitoide bergarter (Pearce et al. 1984).

Plottinger av basiske (<56 % SiO₂) og sure (>56 % SiO₂) bergarter i diskriminant-diagrammer (Fig. 10) antyder et kontinentalt eller kontinentnært miljø for Skjomen-Rombaken. De basiske vulkanitter (SN-serien) plotter innenfor "within-plate basalt"-feltet i Fig. 10 a. Siden disse bergarter ikke er kalk-alkaline men alkali-kalsiske (Fig. 9 b), synes "within-plate" assosiasjonen å være relativt klar. SN-typen granitoide bergarter plotter gjennomgående innenfor eller på kanten av "within-plate granite" feltet i Fig. 10 b, mens G-typen plotter innenfor "volcanic arc granites" feltet. Det lave K/Na-forholdet i G-typens bergarter tyder på et mindre "modent" miljø (Fig. 9 c).

6.4. DIFFERENSIASJONSTRENDER FOR VULKANSKE BERGARTER

Sørдалens basiske og intermediære bergarter viser en klar differensiasjonsutvikling (Fig. 11 a og b) som viser tidlig krystallisasjon av Fe,Mg-rike mineraler (olivin, orthopyroksen). Knekket i Al_2O_3 -trenden (Fig. 11 a) gjenspeiler trolig klinopyroksen fraksjonering.

De felsiske vulkanitter fra Muohtaguobla, Cainhavarre og Stasjonsholmen plotter langs en mulig differensiasjonstrend forårsaket av plagioklas fraksjonering. Muohtaguobla-vulkanittene som er de plagioklasrikeste (jfr. det høye Na-innholdet; Fig. 11 c), kan tenkes å være derivert fra en kumulatisk del av magmakammeret. Cainhavarre-vulkanitten representerer i så fall et mellom-produkt, mens Stasjonsholmen-vulkanitten representerer det mest differensierte endeledet (Fig. 11 d). K-feltspat ser ikke ut til å påvirkes nevneverdig av denne prosessen. Stasjonsholmen-vulkanitten er kraftig anrikt på inkompatible sporelementer som Zr, Y, Ce og La, men Muohtaguobla-vulkanittene har et svært lavt innhold av de samme elementer.

6.5 GRÅVAKKESEDIMENTER

Turbidittiske gråvakter med godt utviklet gradert lagning er prøvetatt i 3 områder: Rombaken (6 prøver), Gautelivvatn (4 prøver) og Ruvssot (4 prøver). Både grovkornige og finkornige lag er prøvetatt for å oppnå en størst mulig spredning i sammensetningen. Gråvakkene har lavt Al_2O_3 - og K_2O -innhold og er derfor derivert fra et forholdsvis lite forvitret detritus (lav CIA-indeks, Nesbitt & Young 1982).

Gråvakter ved Rombakfjorden har svært lik sammensetning med Gautelivvatn-gråvakkene, mens Ruvssot-gråvakkene er mere mafiske. Gråvakkene er gjennomgående rike på Fe, Mg, Ni, Cr og V og fattige på Ce, La, Y, Nb og Zr sammenliknet med vulkanitter med samme SiO_2 -innhold. Dette tyder på at kildeområdet for gråvakkene har vært dominert av mafiske og intermediære bergarter. Det høye Ni-innholdet i gråvakkene i forhold til vulkanitter med samme MgO-innhold (Fig. 12 b), antyder at svært Ni-rike

bergarter, muligens av tilsvarende type som ultramafittene ved Ruvssot, har utgjort deler av kildeområdet, og har trolig vært den viktigste Ni-kilden.

I flere elementkombinasjoner plotter gråvakkene klart langs vulkanitt-trenden. Dette er svært tydelig i Ni-Cr plottet hvor begge elementene er utpreget anrikt i det mafiske/ultramafiske endeledet (Fig. 12 a). I Cr-TiO₂ kombinasjonen (Fig. 12 c) plotter gråvakkene i den Cr-rikere delen av hovedfeltet. Et eventuelt innslag av Ruvssot-seriens bergarter i kildeområdet vil ikke påvirke TiO₂-innholdet i gråvakkene i særlig grad fordi de er TiO₂-fattige. Cr-innholdet i gråvakkene kan imidlertid påvirkes betydelig selv med en volummessig liten andel av Ruvssot-seriens bergarter i kildeområdet, fordi disse er ekstremt Cr-rike. I Zr-TiO₂ kombinasjonen plotter de forskjellige vulkanitter i forskjellige deler av diagrammet uten å definere noen trend (Fig. 12 d). Gråvakkene plotter her sammen med de basiske/intermediære vulkanitter som er TiO₂-rike og har et midlere Zr-innhold.

Både Zr-TiO₂ plottet og de øvrige elementkombinasjoner peker klart i retning av at kildeområdet til gråvakkene var dominert av basiske/intermediære bergarter av liknende type som dagens basiske/intermediære vulkanitter, samt også med et karakteristisk innslag av ultramafiske bergarter.

6.6. SJELDNE JORDARTSELEMENTER

Sjeldne jordartselementer er relativt sterkt fraksjonerte, med anrikning av de lette sjeldne jordartselementer for alle analyserte bergarter med unntak av de ultrabasiske vulkanitter (Fig. 13). Dette mønsteret er i overensstemmelse med SN-seriens alkali-kalsiske karakter; fraksjoneringen er svakere enn for hva man kan forvente for alkaline bergarter og sterkere enn for vanlige kalk-alkaline bergarter.

Granittene (SN-type) synes å bestå av 2 varianter; den ene er prøvetatt på vestsiden av Sjørdalen suprakrustalområde (merket SV i Fig. 13 a) mens den andre er prøvetatt på østsiden (merket SØ i Fig. 13 a) og på østsiden av Stasjonsholmen felsiske vulkanitt i Norddal (merket N i Fig. 13 a). Disse granitt-varianter viser ganske overlappende sjeldne jordarts element-mønstre med sure vulkanitter fra Stasjonsholmen og Cainhavarre (Fig. 13 d), mens Muohtaguobla felsiske vulkanitter har et markant lavere innhold av sjeldne jordartselementer.

Eu-anomalien varierer fra kraftig negativ for Stasjonsholmen vulkanitten til positiv for Muohtaguobla vulkanittene (Fig. 13 d). Dette kan tenkes og skyldes forskjellig grad av plagioklas fraksjonering; for de sure vulkanitter representerer Stasjonsholmen-typen den mest fraksjonerte, Cainhavarre typen representerer et mellomstadium, mens Muohtaguobla vulkanittene (som er anrikt på plagioklas) kan tenkes å være derivert fra en kumulatisk plagioklasanrikt del av et magmakammer. Hvis det virkelig er en genetisk sammenheng mellom disse vulkanitt-variantene burde det være en parallellitet i mønsteret både for de lette og tunge sjeldne jordartselementene. Dette er klart ikke tilfelle for de tunge sjeldne jordartselementer for Muohtaguobla's vedkommende sammenliknet med de øvrige vulkanittene. Både Eu-anomalien og sporelement-sammensetningen forøvrig (jfr. Kap. 6.4) antyder imidlertid en genetisk sammenheng. Denne muligheten anses derfor som den mest sannsynlige.

Både de basiske intrusiver og de basiske/intermediære ekstrusiver er uten Eu-anomali, som viser at plagioklasfraksjonering ikke har forekommet.

Gråvakker i Rombaken-, Gautelivvatn- og Ruvssot områdene har praktisk talt identiske sjeldne jordartsmønstre (Fig. 13 g,h & i). Dette indikerer at de er derivert fra kildeområder som består av samme typer bergarter. På bakgrunn av gjennomsnittlig gråvake sjeldne jordartsmønstre for de 3 områdene (inntegnet i Fig. 13 a til f), foreslås følgende tolkning av kildeområdenes sammensetning:

Den svakt negative Eu-anomalien for gråvakkene antyder at K-rike granitter (SN-type) som dominerer grunnfjellsvinduet i dag, neppe har utgjort noe vesentlig innslag i kildeområdene. Dette gjelder også for Stasjonsholmen og Cainhavarre vulkanittene. En negativ Eu-påvirkning fra disse bergarter kan imidlertid motvirkes av innslag av Muohtaguobla-vulkanittene. Imidlertid er Muohtaguobla mønsteret for de tunge sjeldne jordartselementer-elementene klart forskjellig fra

gråvakke-mønsteret, som antyder at Muohtaguobla vulkanittene ikke har utgjort noe vesentlig innslag av kildeområdene. En mulig tolkning er at den svake Eu-anomalien skyldes et dominerende innlag av basiske/intermediære vulkanitter i kildeområdene, med et visst innslag av sure vulkanitter. Dette er i overensstemmelse med geokjemien forøvrig - jfr. Zr-Ti plottet (Fig. 12 d) som viser at gråvakke-sammensetningen ligger i tyngdepunktet for de basiske/intermediære vulkanitter, med liten påvirkning av bergarter tilsvarende Stasjonsholmen-, Muohtaguobla- og Ruvssot-typene.

Summen av sjeldne jordartselementer er lavere for gråvakkene enn for granitter, Stasjonsholmen/Cainhavarre felsiske vulkanitter og de basiske/intermediære vulkanitter, men klart høyere enn for Ruvssot ultramafiske vulkanitter. Videre viser gråvakke-mønsteret klart parallelle trekk med granitt, sure vulkanitter (unntatt Muohtaguobla) og basiske/intermediære vulkanitter, mens Ruvssot ultramafiske vulkanitter er klart forskjellige. En mulig tolkning er at gråvakkens kildeområder (1) domineres av basiske/intermediære vulkanitter, som foreslått ovenfor, og (2) med et visst innslag av alle 3 felsiske vulkanitt-varianter som i sum gir en svak negativ Eu-anomali i gråvakkene, (3) samt også med et innslag av ultramafiske vulkanitter som senker gråvakke sjeldne jordartsmønsteret (spesielt tydelig for de lette sjeldne jordartselementer). En slik tolkning, som ikke er i motsetning til sporelement geokjemien forøvrig, er beheftiget med en viss usikkerhet fordi situasjonen er kompleks. Videre er det ikke tatt hensyn til eventuelle innslag av arkeisk grunnfjell (som ikke er påvist i dagens Rombakvindu, men som forekommer i Vesterålen-Lofoten ca. 100 km mot vest).

Oppsummering: Hovedtyngden av de magmatiske bergarter er relativt K-rike og av alkali-kalsisk karakter, og kan sammenliknes med bergarter i kontinentiserte phanerozoiske øybuer (f.eks. assosiert med osea-kontinent kollisjon). Opptreden av K-fattige sure vulkanske og intrusive bergarter viser at også bergarter som kan sammenliknes med sure bergarter i lite utviklede phanerozoiske øybuesystemer eller sure bergarter i arkeiske vulkansk-sedimentære områder, forekommer i dette miljøet. Gråvakkens sammensetning antyder at de er derivert fra de samme vulkanske bergarttyper som opptrer i grunnfjellsvinduet. Gråvakkens relativt mafiske sammensetning gjenspeiler en tilsvarende mafisk karakter for kildeområdene med lite innslag av sure vulkanitter/granitter.

Tabell 1. Gjennomsnittlig kjemisk sammensetning av bergarter fra Rombakvinduet. De fullstendige analyseverdier framgår av Bilag 1.

	Intrusiv			Ekstrusiv						Gråvakke			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)
SiO ₂	72.87	67.26	50.39	76.78	68.77	62.61	74.68	45.66	55.35	51.37	63.74	64.45	56.19
Al ₂ O ₃	13.77	15.91	14.68	11.13	14.12	18.51	13.30	6.40	15.63	15.57	14.69	14.61	14.13
Fe ₂ O ₃	2.50	3.35	12.96	3.05	4.47	2.47	1.43	9.38	8.05	9.79	7.90	7.39	10.82
TiO ₂	.27	.46	1.83	.20	.54	.74	.25	.20	1.23	1.09	.83	.76	.98
MgO	.37	1.29	5.43	.13	.51	.59	.87	26.03	4.18	6.47	3.41	3.61	6.42
CaO	1.05	2.65	7.99	.84	1.75	2.09	1.58	6.87	5.95	5.83	2.78	1.69	3.11
Na ₂ O	3.54	6.14	2.65	1.76	3.23	5.56	5.20	.17	3.90	2.48	2.90	3.25	2.95
K ₂ O	5.15	1.78	1.99	5.60	5.68	6.08	1.69	.02	3.49	2.78	2.75	2.98	4.06
MnO	.03	.05	.19	.06	.06	.05	.02	.17	.12	.19	.08	.06	.10
P ₂ O ₅	.06	.13	.60	.01	.11	.24	.04	.02	.45	.36	.13	.13	.13
L.I.	.42	.79	.83	.58	.64	.88	.68	4.28	.84	3.60	1.01	1.04	.89
Total	100.03	99.81	99.54	100.14	99.87	99.82	99.74	99.20	99.19	99.53	100.22	99.97	99.78
Sr	83	478	383	112	180	335	291	<12	738	350	263	187	135
Rb	285	48	73	260	239	75	46	-	148	136	103	127	152
Ba	500	692	694	51	979	1680	1542	38	1289	921	835	754	650
Zn	74	32	145	49	78	<30	9	66	125	112	139	105	72
Cu	-	5	50	-	<31	-	-	19	<9	<10	<47	40	60
Pb	31	13	13	25	27	-	13	-	<18	<14	na	na	11
La	79	35	29	94	57	23	23	-	52	22	28	39	14
Ce	166	64	56	191	122	46	48	-	118	56	47	71	18
Zr	239	179	140	705	326	20	188	21	251	116	173	176	114
Y	60	17	27	85	49	9	21	27	27	21	22	22	20
Nb	19	15	8	35	17	<7	18	-	17	<7	9	12	8
Th	40	11	-	25	21	-	11	-	-	-	-	-	-
Sc	-	7	25	<4	8	<7	5	24	15	24	17	11	20
Co	-	5	42	-	<10	-	<7	85	24	35	na	na	34
Ni	-	10	42	<6	8	-	4	1334	58	45	88	81	139
V	-	42	190	<8	30	18	21	151	138	145	189	150	164
Cr	-	11	68	<12	14	-	-	2600	124	236	236	262	336
n	23	4	16	5	4	5	3	3	23	4	4	6	4

- (1) Granitter, SN-type
 (2) Tonalitt, G-type
 (3) Basiske intrusiver
 (4) Stasjonsholmen felsiske vulkanitter, SN-type
 (5) Cainhavarre felsiske vulkanitter, SN-type
 (6) Muohtaguobla felsiske vulkanitter, SN-type
 (7) Gautelisvatnet felsiske vulkanitter, G-type
 (8) Mg-tholeiitter/komatiitter, Ruvssot, R-type
 (9) Mafiske/intermediære vulkanitter, Sjørdal, SN-type
 (10) Mafiske vulkanitter, sterkt omvandlet, Muohtaguobla
 (11) Gråvakker, Gautelisvatn
 (12) Gråvakker, Rombaken
 (13) Gråvakker, Ruvssot.

n : Antall analyser
 - : Flere enn 1/3 av prøvene har elementinnhold under deteksjonsgrensen.
 <27 : Mindre enn 1/3 av prøvene har elementinnhold over deteksjonsgrensen. Tallet (27) er gjennomsnitt av de gjenværende analyseverdier.
 na : Ikke analysert

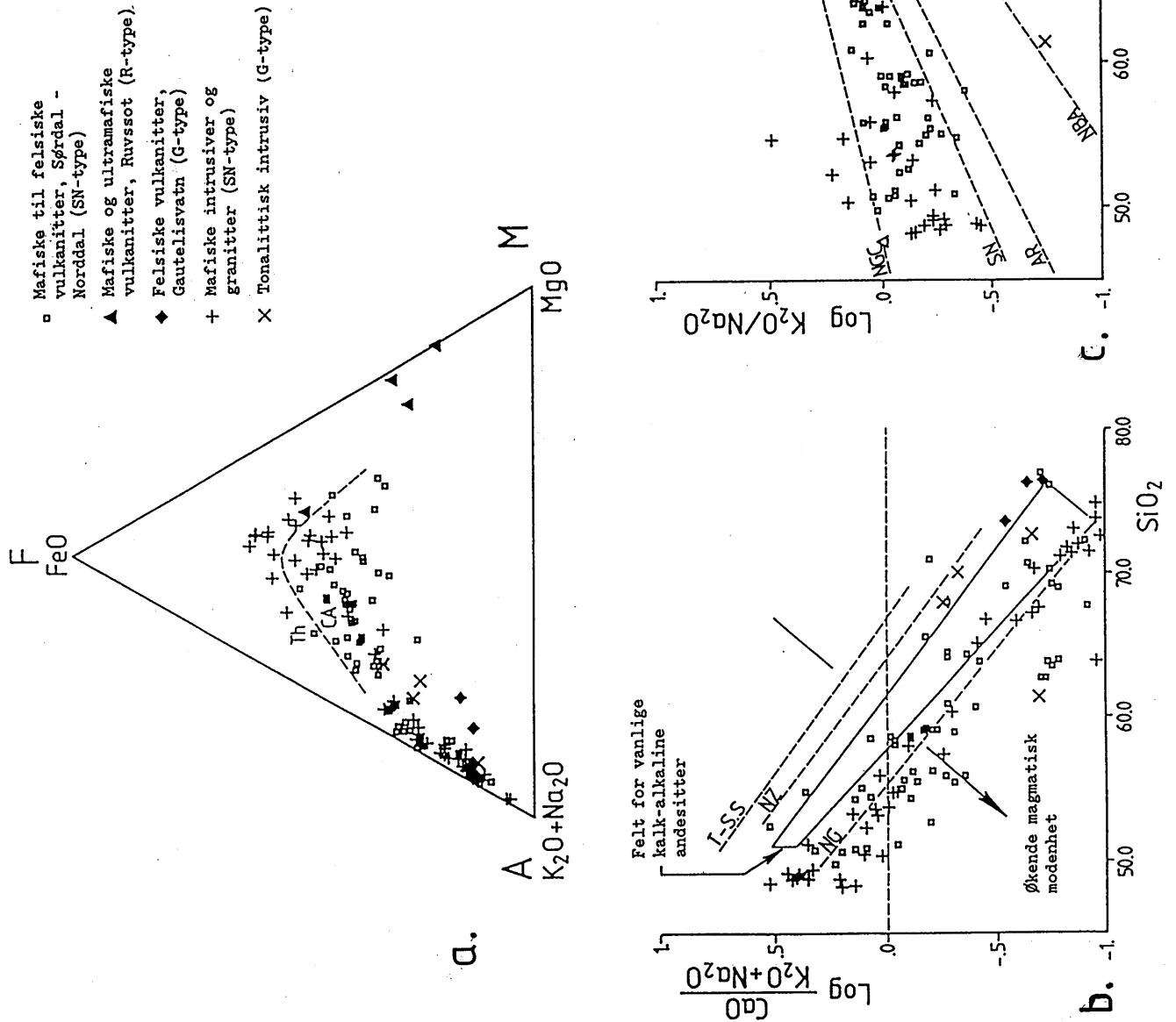
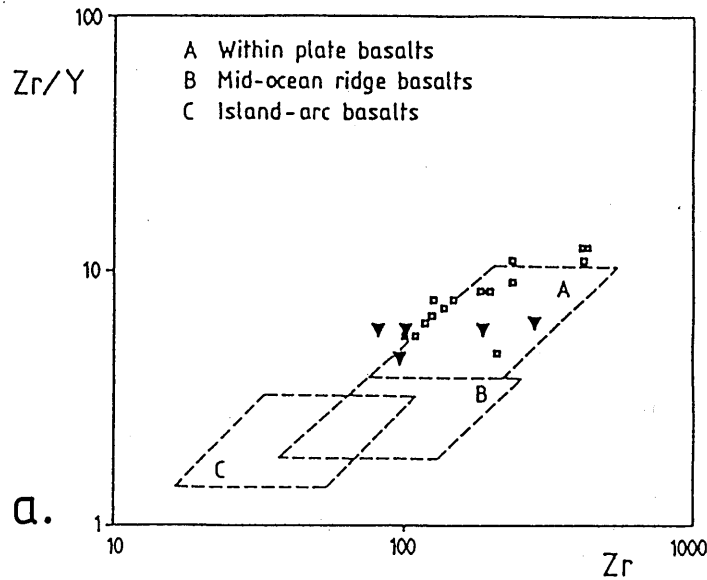
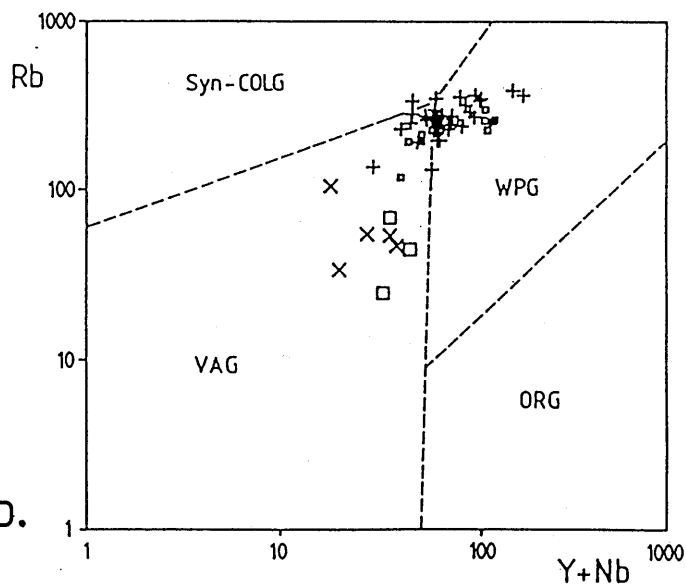


FIG 9 Viktige geokjemiske karakteristika for Skjomen-Rombaken områdes eruptivbergarter: (a) AFM-diagram. Th - tholeiittisk, CA - kalk-alkalin. (b) Kalsium/alkali-silika plott for Skjomen-Rombaken intrusive og ekstrusive bergarter sammenliknet med trender for vulkanske bergartserier i unge øybuer. Figuren viser forandringen fra kalsiske til kalk-alkaline (vanligst) bergartsserier med økende øybue-modenhet (etter Brown 1982). Alkali-kalk indeksen (SiO_2 -innholdet når $\text{CaO}_2 = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ligger mellom 51 og 56 for alkali-kalsiske serier (se teksten). T-SS - Tonga-S.Sandwich; NZ - New Zealand; NG - New Guinea.
 (c) Alkali-forholdet plottet mot silika for Skjomen-Rombakens intrusive og ekstrusive bergarter sammenliknet med trender for intrusive bergartsserier i mesozoiske og tertiære magmatiske buer (etter Brown 1982). NGC - New Guinea Continental, NBA - New Britain Arc, AR - Alaska Range.



a.



b.

Fig 10 2 utvalgte diskrimi antdiagrammer for henholdsvis basiske (< 56 % SiO₂) og sure (> 56 % SiO₂) eruptiv-bergarter: (a) Zr - Zr/Y relasjonene for basiske vulkanske bergarter. Diagrammet er etter Pearce & Norry (1979). (b) (Y+Nb) - Rb relasjonene for sure bergarter. Diagrammet er etter Pearce et al. (1984).

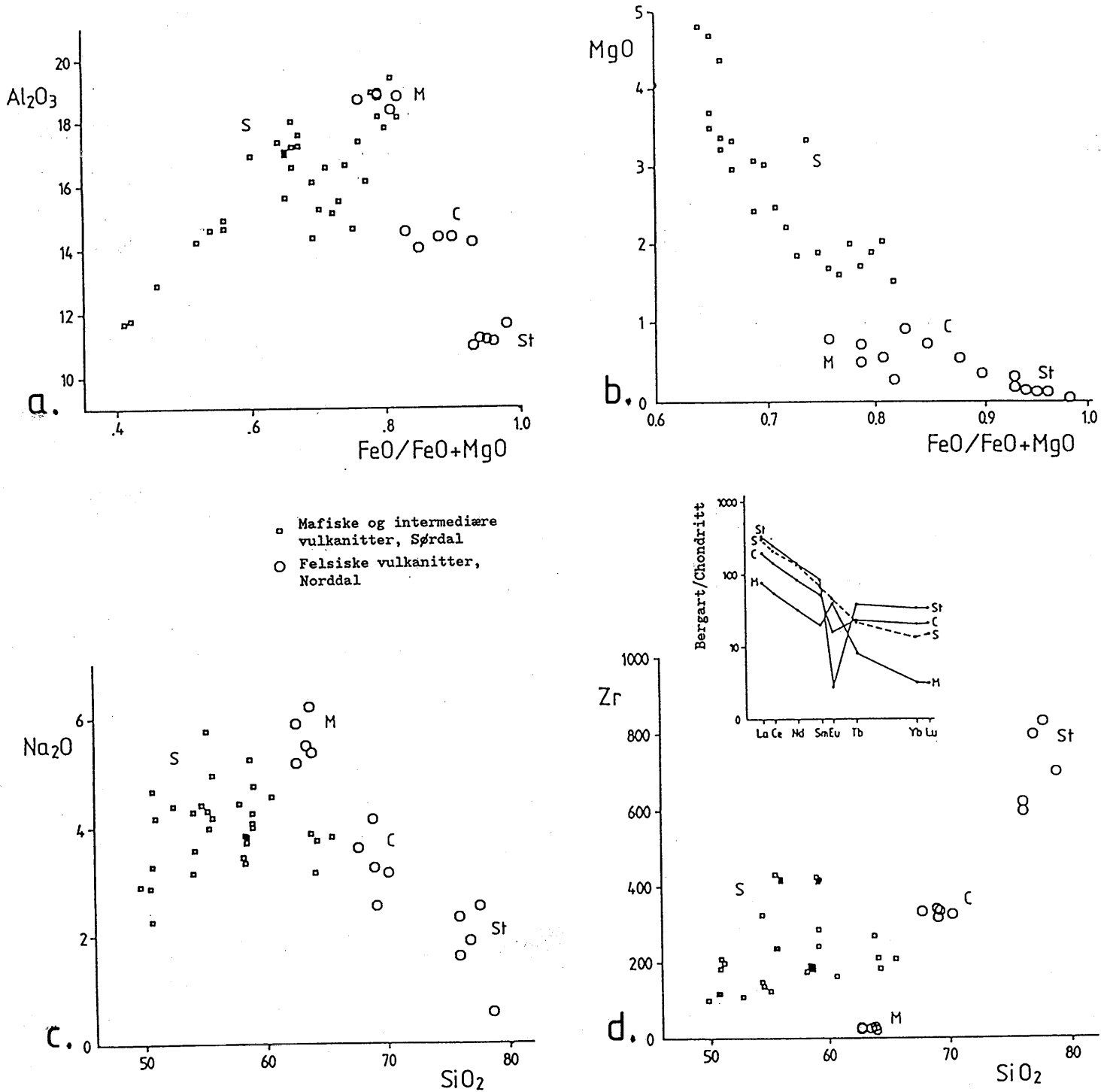


Fig 11 Differensiasjonstrender for vulkanske bergarter i Sørdal og Norddal vist i følgende diagrammer:

(a) $FeO/(FeO+MgO) - Al_2O_3$, (b) $FeO/(FeO+MgO) - MgO$, (c) $SiO_2 - Na_2O$ og (d) $SiO_2 - Zr$.

S - Sørдалen, M - Muhtaguobla, C - Cainhavarre, St - Stasjonsholmen.

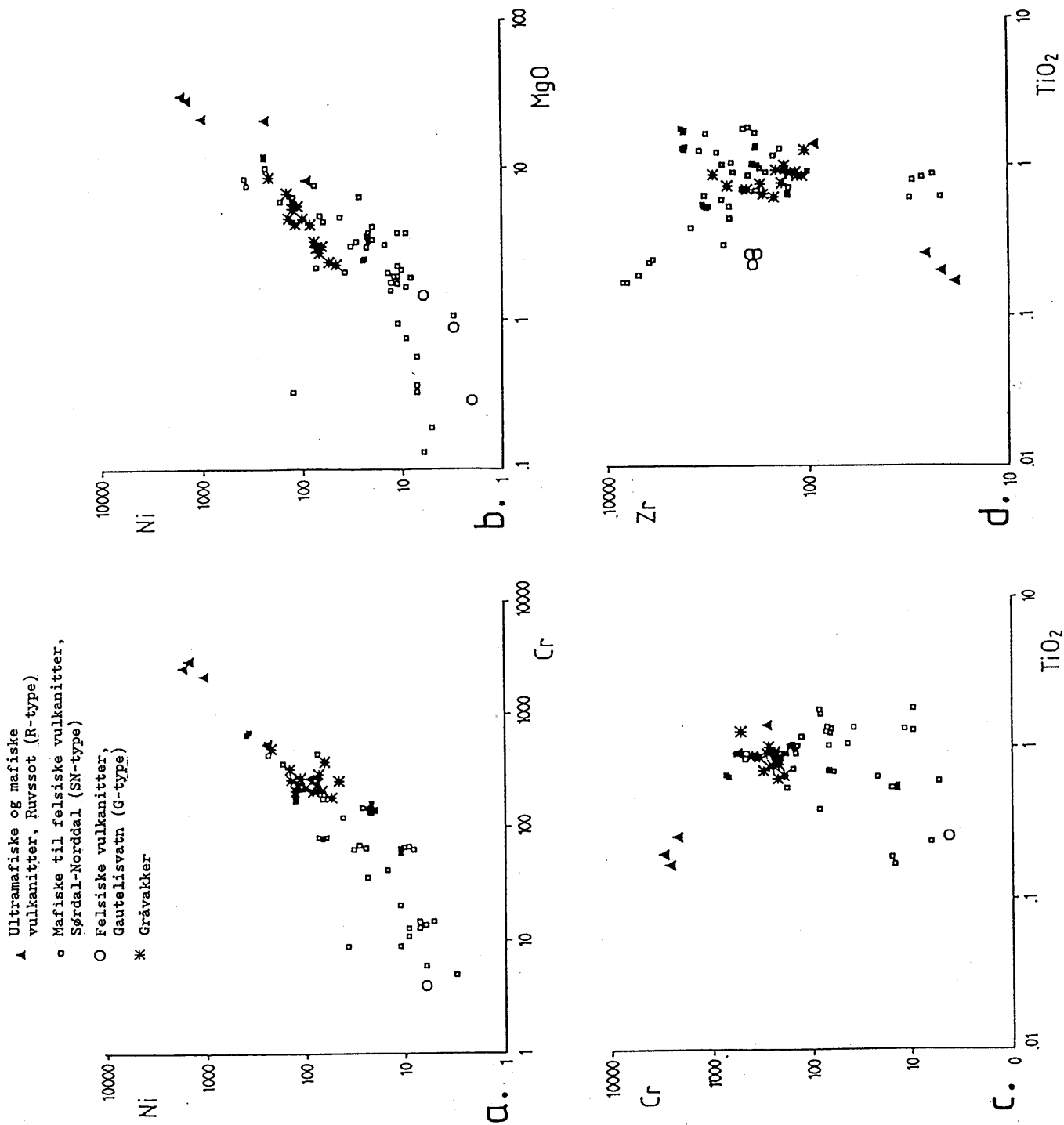


Fig 12 Sammensetningen av gråvakter sammenliknet med vulkanske bergarter vist i følgende diagrammer:
 (a) Cr - Ni, (b) MgO - Ni, (c) TiO₂ - Cr og
 (d) TiO₂ - Zr.

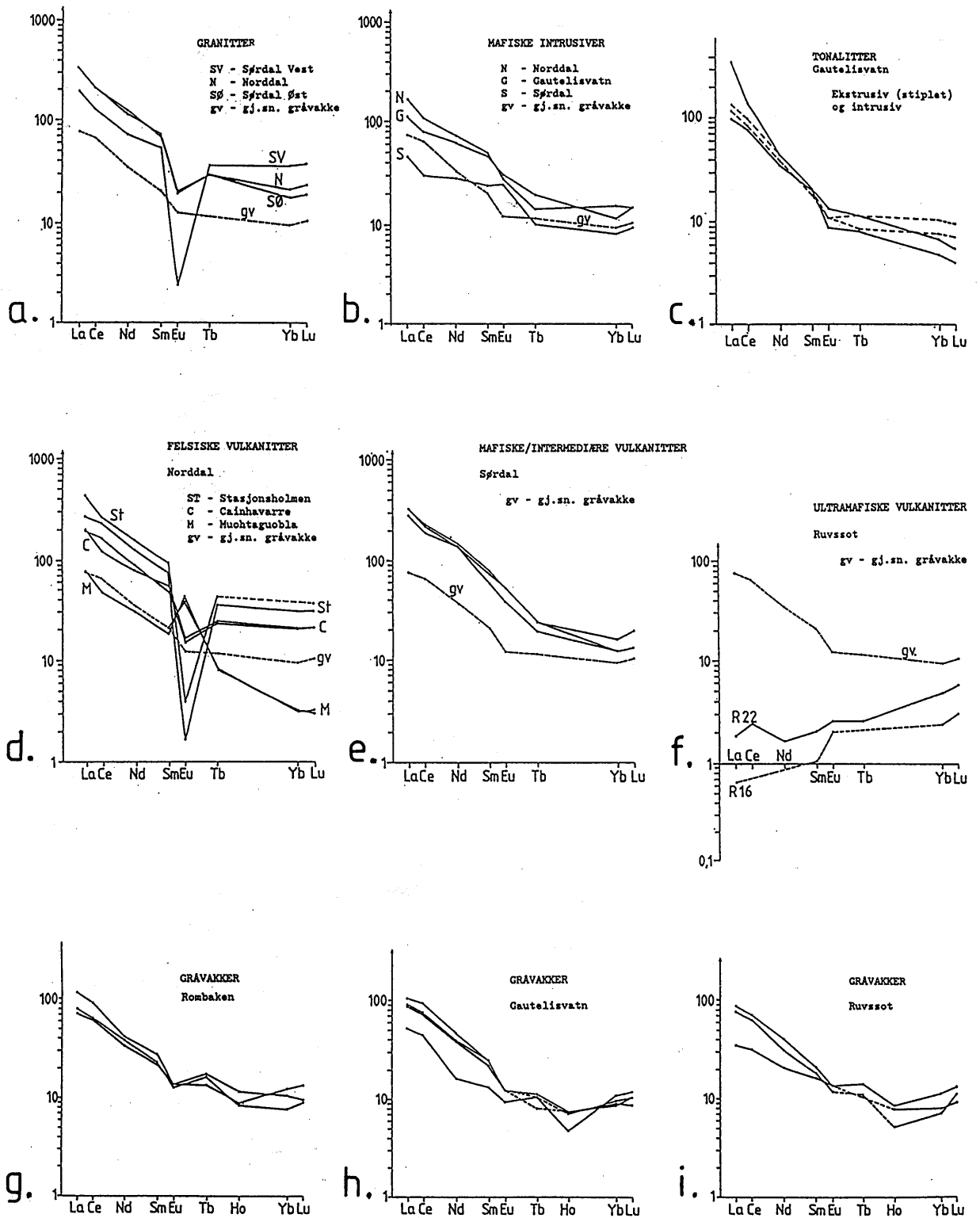


FIG 13 Chondrit-normaliserte sjeldne jordartsmønstre for intrusive og ekstrusive bergarter og gråvakker. De benyttede chondritverdier er etter Taylor og Gorton (1977).

7. GEOLOGISK MODELL

Å gi en presis tolkning av den geologiske utviklingen i Skjomen-Rombaken er ikke mulig på dette stadium. De utførte undersøkelser har imidlertid bidratt til å avklare visse hovedtrekk:

Hovedmengden av de vulkanske og intrusive bergarter har et høyt K/Na-forhold og er av alkali-kalsisk karakter. Disse kan tenkes å være dannet fra alkali-basaltiske smelter i mantelen i et ekstensions-miljø (rifting). Felsiske vulkanske og intrusive bergarter med lavt K/Na-forhold, som opptrer i mindre mengder, er tonalittiske og kalk-alkaline, mens en serie med ultramafiske lavaer (komatiitter) er tholeiittiske. Den kontinuerlige variasjonen fra basisk til sur for de alkali-kalsiske bergarter sammen med mønsteret for sporelementer, antyder et relativt kontinentalt miljø for denne serien. De ultramafiske vulkanske og de felsiske, tonalittiske vulkanske og intrusive bergarter synes ikke å ha noen genetisk tilknytning til de førstnevnte. Tonalittene viser en klar tendens til å plotte i "volcanic-arc" feltet i diskriminant-diagrammer.

Gråvakkenes kjemiske sammensetning indikerer at kildeområdene i hovedsak er de samme typer vulkanske bergarter som gjenfinnes i området i dag.

Det faktum at vulkanitt/sediment-sekvensen intruderes av granitter som kjemisk er svært lik de felsiske vulkanittene, antyder at disse granitter og felsiske vulkanitter kan stamme fra de samme kildemagmaer. Dette gjelder for både alkali-kalsiske og kalk-alkaline bergarter.

Basiske intrusive ganger og større kroppar i suprakrustalene er stort sett eldre enn granittene. Eksempler på at basiske ganger intruderer grov granitt for så selv å bli intrudert av aplittgranittiske ganger, forekommer. De basiske intrusivene synes i grove trekk å være samtidig med granittene.

De sydlige deler av vinduet og sannsynligvis også de nordlige, har gjennomgått epidot-amfibolitt/amfibolitt facies metamorfose ($P > 6$ kb, T 575-600 °C), som er tilsvarende den metamorfosen som de overliggende kaledonske dekkebergarter har gjennomgått. En senere grønnskifer-facies metamorfose, trolig også ved moderat til høyt trykk, har påvirket vinduet i varierende grad. I de fleste områder er den retrograde påvirkningen svak. I Muohtaguobla området har imidlertid denne retrograderingen vært betydelig, og er trolig assosiert med et større N-S gående lineament.

Suprakrustalene er de eldste bergarter som med sikkerhet er påvist i vinduet, og intruderes av basiske og sure intrusiver i flere generasjoner.

De basiske intrusivene er gjennomgående eldre enn granittene. I noen få tilfeller intruderer sene basiske ganger granitt og sjeldnere deformert granitt (NØ for Gautelisvatn). Det er derfor sannsynlig at disse intrusive begivenheter er omtrent samtidige og at deformasjon har forekommet innenfor det samme tidsrommet. Området har deretter gjennomgått ny deformasjon under amfibolitt-facies metamorfose som har gitt en markert gneiss-struktur i granittene. Deretter er det dannet N-S gående skjærsoner under grønnskifer metamorfe forhold. Granitter i vinduet er av Heier & Comston (1969) og Gunner (1981) aldersdatert til i størrelsesorden 1700-1800 millioner år. Dette gir en minimumsalder for suprakrustalene og en maksimumsalder for de senere deformasjonsepisoder.

Et typisk trekk for mange arkeiske vulkansk-sedimentære områder er bimodal tonalitt-trondhjemitisk og basaltisk magmatisme, mens post-arkeiske batolitter på kontinentrand varierer kontinuerlig fra basiske til sure typer på grunn av assimilering av skorpe-bergarter i mantel-deriverte magmaer (Barker et al. 1981). Den kontinuerlige variasjonen fra basisk til sur for Skjomen-Rombaken's alkali-kalsiske magmatiske bergarter, er i så henseende et post-arkeisk trekk. Likeledes det relativt høge K/Na-forholdet og det sterkt fraksjonerte sjeldne jordartselementer-mønsteret (jfr. Windley 1983).

Summen av disse argumenter peker i retning av at de vulkanske, sedimentære og intrusive bergarter er dannet i et tidlig-proterozoisk kontinentalt eller kontinentnært miljø, enten i et intrakontinentalt rift-dannet basseng eller ved en kontinentrand. Situasjonen er muligens sammenlignbar med modne stadier av phanerozoiske osean-kontinent kollisjoner med rifting, magmatisme og sedimentasjon på kontinentsiden av subduksjonssonen, etterfulgt av mafiske og felsiske intrusjoner. Det er usikkert i hvilken grad Gunnars's (1981) teori om en østover-stupende NV-SØ gående subduksjonssone under nordlige Norge og Sverige i midtre/tidlig proterozoisk tid, passer inn i dette bildet.

8. MALMGEOLOGI

8.1. VULKANITT-SEDIMENT RELATERTE FOREKOMSTER

Et vulkansk-sedimentært miljø som i Skjomen-Rombaken er i utgangspunktet av interesse med henblikk på eksalativ-sedimentære sulfidforekomster. I andre vulkansk-sedimentære proterozoiske områder i verden opptrer slike forekomster både i vulkanske og i klastisk-sedimentære bergarter.

Metall-innholdet er som i tilsvarende arkeiske og phanerozoiske forekomster i liknende vulkansk respektivt sedimentært miljø. De viktigste forekomster ligger i Nord-Amerika, Australia, Syd-Afrika, Sverige (Skellefte-feltet) og Finland (Outokumpo-området).

Eksalativ-sedimentære sulfidforekomster er alment akseptert å være dannet syngenetisk med de omkringliggende vulkanske og sedimentære bergarter, og kan klassifiseres som (1) vulkanske, (2) vulkansk-sedimentære og (3) sedimentære, etter vertsbergarten (jfr. Gilmor 1976, Sangster & Scott 1976, Gale 1983). Antallet av sediment-assosierte forekomster er klart større i proterozoiske områder enn i arkeiske, som trolig reflekterer stabilere skorpe-forhold i proterozoikum. Sedimentære Pb-Zn forekomster synes ikke å forekomme i arkeikum. At slike forekomster opptrer i Rombakvinduet er et argument for at suprakrustalserien er proterozoisk.

I Rombakvinduet forekommer eksalativ-sedimentære Cu-mineraliseringer assosiert med vulkanitter i Sjørdalen, ved Gautelivvatn og i Ruvssot (-Sjangeli) området, Zn-Pb forekomster i gråvakke/tuffitt-sekvensen ved Rombaken (Sildvik, Klubbvatnet og Haugfjell) og i ganger i granitt ved Katterat. Au-mineraliseringer opptrer i kalk innenfor en vulkanitt/sediment- serie ved Gautelivvatn.

KOPPER.

Sjørdal. I en av de intermediære vulkanitt-horisontene i Sjørdalen er det påvist kvartsrike lag med svak bornitt-kopperkis mineralisering (UTM 068592), mens en magnetitt-bornitt-kopperkis horisont forekommer i tilknytning til et lite skjerp (UTM 072594). Forøvrig er spredte korn og små stikk med kopper-mineralisering relativt vanlig i de intermediære vulkanittene. Alle disse mineraliseringene er ubetydelige. Gullinnholdet er ubetydelig.

Gautelivvatn. En 3-7 m mektig felsisk vulkanitt (eller uren kvartsitt ?) i gråvakke/vulkanitt- sekvensen ved Gautelivvatn inneholder disseminert

svovelkis og koppekis. En gjennomsnittsprøve på tvers av horisonten inneholder 0.45% Cu. Bergarten kan tenkes å representere et kjemisk sediment assosiert med den felsiske vulkanismen. Gullinnholdet er lavt og forekomsten er derfor uten økonomisk interesse.

Ruvssot. Tuff(basisk)/sediment-sekvensen i Ruvssot (-Sjangeli) området inneholder en rekke bornitt + koppekis +/- magnetitt malmer som tidligere har vært gjenstand for gruvedrift, særlig på svensk side av grensen. Gullinnholdet er lavt, og forekomstene er ikke ansett å være av økonomisk interesse.

SINK-BLV.

Rombaken. Området inneholder en rekke Zn-Pb mineraliseringer i gråvakter og tuffitter. Det er her på sin plass å nevne at en rekke betydelige stratiforme Pb-Zn forekomster er dannet i proterozoikum, hvorav de mest kjente er Broken Hill, Mount Isa og McArthur i Australia, Sullivan i Canada og Gamsberg i Sør-Afrika. Disse opptrer innenfor mektige, hovedsakelig sedimentære avsetninger, med innslag av vulkanske bergarter, innenfor kontinentale bassenger eller ved randen av kontinenter. Metallene er stammer fra de kontinentale bergarter (Lambert 1983).

Bergartserien i Rombaken-området er i alder og oppbygning sammenliknbar med viktige Pb-Zn distrikter som er nevnt ovenfor. Når en i tillegg vet at området inneholder en rekke Zn-Pb forekomster, at miljøet er relativt kontinentalt (jfr. Kap.7) og at alderen trolig er proterozoisk (17-1800 mill. år eller noe eldre), så er området interessant med henblikk på denne type forekomster.

Selskapet ARCO Norway har i 1982-84 foretatt omfattende malmløting i første rekke med henblikk på Zn-Pb forekomster, med geologiske, geokjemiske og geofysiske metoder. Deler av området oppgis å være klart anomalt på As-Zn-Pb-Ag og til en viss grad også Cu-Au. Den påfølgende beskrivelse er basert på Robyn et al. (1986) og Flood (1984, 1985).

Haugfjellet: Zn-Pb mineraliseringer i Haugfjell området i det østlige suprakrustalfeltet nord for Rombakfjorden (Fig.1), opptrer som disseminasjoner, massive linser og sprekkefyllinger som tildels likner "stockverk". De er hovedsakelig tilknyttet karbonatlag, men forekommer også i gråvakter og tuffitter. Gjennomsnittlige metallgehalter er stort sett < 1.3 % Zn, < 0.7 % Pb, < 0.5 % Cu, < 15 ppm Ag og < 0.1 ppm Au, med lokalt høyere gehalter. Au og Ag opptrer vanligvis i de høyeste konsentrasjoner

(opp til 1.4 ppm Au og 109 ppm Ag) assosiert med høye Zn-Pb verdier (10-20 % Zn+Pb). Arsenkis forekommer som finkornige disseminasjoner og tynne bånd i mørke skifre og båndede tuffitter, mens svovelkis opptrer som tynne bånd, disseminasjoner og sprekkefyllinger først og fremst i svartskifre. Disse er vanligvis sterile i Au, Ag, Zn, Pb og Cu.

Klubbvatnet: Sammenliknet med Haugfjellet inneholder Klubbvatnet området mere gråvakker og mindre med svartskifre. Vulkanittene er mektige amygdaloidale lavastrømmer med andesitt med assosierte sedimentære breksjer (debris flow/lahar?), som gir en mere proksimal situasjon enn Haugfjellets hovedsakelig grønne tuffer. Eksalativ-sedimentære tynne, magnetittbåndede jernformasjoner og granatførende kvartsitter er assosiert med andesittene. Mineraliseringstypene er stort sett tilsvarende Haugfjellet, men arsenkis er mindre vanlig og skjærsoner ser i større grad ut til å kontrollere mineraliseringene.

De påviste mineraliseringer er av liten utstrekning. De oppfølgende undersøkelser har vært relativt omfattende på nordsiden av Rombakfjorden (Haugfjellet) med blant annet diamantboringer. På sydsiden av Rombakfjorden er i realiteten bare rekognoserende undersøkelser utført. Muligheten for større forekomster av økonomisk interesse synes å være tilstede.

GULL.

Det geologiske miljø i Skjomen-Rombaken er gunstig m.h.p. gullmineraliseringer. Det inneholder både ultrabasiske vulkanske bergarter som er generelt akseptert å representere gunstige kildebergarter for gull, samt kjemiske sedimenter assosiert med sure vulkanitter som kan tenkes å representere et lovende geologisk miljø for anrikning av gull (Stasjonsholmen - Cainhavarre). Tegn til omfattende hydrotermal omvandling av bergarter, trolig assosiert med et større N-S gående lineament (Kap.4 og 5), er påvist i Muohtaguobla-området, blant annet karbonatiserte basiske vulkanitter. Videre er dette området anomalt på As i bekkesedimenter.

Muligheten for gullforekomster synes derfor å være tilstede, spesielt innenfor områder med K-fattige vulkanske og intrusive bergarter, som ved Gautelisvatn.

Gautelisfjell. Den eneste gullforekomsten som er kjent i Skjomen-Rombaken er Gautelisfjell Au-forekomst, hvor gull opptrer assosiert med svovelkis - arsenkis i en dolomittisk kalk/marmor. Kalken som er sterkt deformert,

ligger i en gråvakkserie som inneholder tynne konglomerat- og kvartsitt-horisonter, og mafiske- og felsiske vulkanitter. Kalken ligger ved forekomsten inntil en kvartsporfyrisk granodiorittisk bergart med geokjemiske karakteristika som sure vulkanitter i området. Forekomsten er detaljert undersøkt av Folldal Verk (1983-85), blant annet med diamantboringer (Priesemann 1983, 1984 og Tollefsrud 1985). Suprakrustalene er, med unntak av kalken, gjennomgående lite deformert.

Følgende mineraliseringstyper med gull er påvist (Tollefsrud 1985):

(1) En mineralisering med gullholdig arsenkismalm har vært kjent fra gammelt av (Gautelisfjell As-skjerp). Denne forekomsten er ved boringer funnet å ha form av en steiltstående linse i den østre delen av kalken like inntil gråvake/tuffitt-sekvensen. Største mektighet er 3.5 m. Gullgehalten varierer fra 1 til 20 ppm Au.

(2) En rekke mindre sulfidmineraliseringer er påvist ved boringer. De består av svak, men likevel godt synlig, opptil noen få dm mektige linser med svovelkis - arsenkis impregnasjon i silikatrikere partier i kalken. Gullgehalten er i størrelsesorden 1-10 ppm Au.

(3) Mineraliseringstypen er så godt som usynlig med det blotte øye. Den består av meget svak svovelkis-arsenkis impregnasjon særlig i de vestlige deler av kalksonen i en uren variant av kalken. Mineraliseringene synes å være tilknyttet sterkt deformerte horisonter i kalken. Over mektigheter på 10-20 m er gullgehaltene sterkt varierende fra 0 til 18 ppm. Gjennomsnittlig gullgehalt over 3 m er inntil 6 ppm.

Type 3 er den eneste av mineraliseringstypene som har økonomisk interesse. Bortsett fra kalkens urene karakter er det ikke påvist noe litologisk eller geofysisk trekk som kan benyttes i den detaljerte malmløtingen. Folldal Verk har tilsammen boret omtrent 1500 m i 1984 og 1985. Større sammenhengende malmineraliseringer er hittil ikke påvist. Muligheten for større mineraliseringer i området synes å være tilstede.

8.2. MINERALISERINGER TILKNYTTET GRANITTET

URAN, TINN OG WOLFRAM. Granitter, særlig i de sydvestlige deler av vinduet, er tildels anomale på U og Th, med gehalter i størrelsesorden opptil 40 og 80 ppm over større volum, og med forhøyede gehalter (opptil 90 ppm U og 200 ppm Th) i mindre pegmatittiske granittvarianter og i biotittanrikede uregelmessige partier. De samme granitter kan inneholde opptil 20-30 ppm Sn

og opptil 20 ppm Mo i enkelte prøver.

Den vestligste av de basiske/intermediære vulkanitt-horisontene i Sjørdalen suprakrustalområde inneholder opptil 40 ppm Sn. I det samme området er scheelitt påvist i små epidotrike årer i en intermediær vulkanitt.

Ved Katterat opptrer Pb-Zn mineraliseringer på ganger i granitt (Lindahl 1980).

Mulighetene for økonomiske forekomster av de nevnte typer vurderes å være små og blir ikke nærmere diskutert i denne rapporten.

9. GULL-MULIGHETENE

9.1. GENERELLE BETRAKTNINGER OM GULLFOREKOMSTER

Dannelsen av viktige gullforekomster gjennom jordas historie er episodisk. De fleste større forekomster er assosiert med arkeiske grønnsteinsbelter. Gullforekomster er sjeldne i tidlig-proterozoiske bergarter, og så godt som fraværende i midt-proterozoiske, men opptrer igjen i sen-proterozoiske og phanerozoiske bergarter (Hutchinson & Burlington 1982). En stor del av dagens produksjon skjer fra forholdsvis få områder. Spesielle omstendigheter synes derfor å være nødvendige for at økonomiske gullforekomster skal kunne dannes.

Viktige gullforekomster kan inndeles i følgende hovedgrupper (sterkt forenklet):

1. *Hydrotermale gullforekomster* opptrer som (a) ganger, stockverk og silifiserte kropper ofte nært assosiert med skjærsoner, og (b) som disseminerte kjemiske sedimenter, i komplekse geologiske miljøer med sedimentære, vulkanske og intrusive bergarter. De viktigste forekomster innenfor denne gruppen opptrer i arkeiske og phanerozoiske (særlig tertiære) vulkansk-sedimentære områder. Gullgehaltene er i størrelsesorden 5-20 ppm Au.
2. Gullforekomster i *kvarts-bollede konglomerater og kvartsitter* (modifiserte placerforekomster). Denne gruppen av gullforekomster er den mest produktive i verden med Witwatersrand-forekomstene i Sør-Afrika som de uten sammenlikning mest kjente. Gullet er ansett å være derivert fra arkeiske vulkansk-sedimentære bergarter ved erosjon og avsatt i store

deltaområder, for så trolig å ha blitt anriket ytterligere gjennom diagenetiske og metamorfe prosesser (Boyle 1979, 1982). Gullgehaltene er i størrelsesorden 3-10 ppm Au.

3. *Placerforekomster* er dannet ved erosjon av gullførende bergarter og påfølgende gullanriking i løsmasser. Det meste av dagens gullproduksjon i Sovjetunionen, Columbia, China og Brazil er fra slike forekomster. Gullgehaltene er vanligvis i størrelsesorden 0.1-3 ppm Au.
4. Gull utvinnes som *biprodukt* fra følgende malmtyper:
 - a. Ni-Cu malmer assosiert med mafiske intrusjoner.
 - b. Massive Fe,Cu,Pb,Zn-sulfidmalmer i vulkansk-sedimentære bergarter.
 - c. Polymetalliske gangforekomster med Fe,Cu,Pb,Zn og Ag i vulkansk-sedimentære bergarter.
 - d. Kuroko-type sulfidforekomster ("black ore").
 - e. Porfyr Cu,Mo-forekomster. En betydelig andel av gullproduksjonen særlig i USA, New Guinea og Sovjetunionen, kommer fra slike forekomster.
 - f. Cu-Au impregnasjon i arkoser (Aitik, Nord-Sverige).

Tabell 2 Gjennomsnittlig gullinnhold i bergarter (etter Boyle 1982).

Ultramafiske bergarter:	4 ppb
Gabbro-basalt:	7 ppb
Dioritt-andesitt:	5 ppb
Granitt-rhyolitt:	3 ppb
Sandstein og konglomerat:	30 ppb
Leirskifre:	4 ppb
Kalksteiner:	3 ppb
Sjøvann	0.012 ppb

Visse grafittskifre, sulfidholdige skifre, fosforitter og enkelte sandsteiner og konglomerater kan være sterkt anriket på gull.

En økonomisk gullforekomst er gjerne et produkt av en flere trinns dannelseshistorie. Det første steget kan være avsetning av kjemiske sedimenter fra hydrotermale løsninger som har strømmet ut på havbunnen samtidig med en tidlig mafisk-ultramafisk vulkanisme. Den første remobiliseringen er diagenetisk, mens senere stadier kan være assosiert med

magmatisme. Erosjon og oppkonsentrering gjennom sedimentære prosesser vil kunne gi ytterligere anrikning. Det er viktig å være oppmerksom på at flere suksessive prosesser er involvert i dannelseshistorien, og at forskjellige gullforekomster er dannet ved forskjellige kombinasjoner og intensiteter av disse prosessene (jfr. Hutchinson & Burlington 1982).

Kildebergarter med et anomalt høyt gullinnhold er åpenbart gunstige. Mange viktige gullforekomster (arkeiske) er assosiert med rift-systemer som har gjort det mulig for høg-temperatur, S-undermettede magnesium-rike smelter å trenge opp gjennom jordskorpa. En oppfatning er at slike smelter, fordi de ikke vil ha mistet en stor del av sitt primære gullinnhold til en tidlig sulfidfase som er fjernet fra smelten før denne når de øvre deler av jordskorpa, vil være relativt gullholdige (samt også rik på platinagruppens elementer). Slike bergarter er usedvanlig gunstige kildebergarter for gullforekomster (Keays 1982).

Det er videre viktig å legge merke til at hydrotermale gullforekomster ofte har sterk anrikning av visse typer av sjeldne elementer, inkludert B, As, Sb, W og Pd, og mindre anrikning av mere vanlige metaller som Cu, Zn og Pb, sett i forhold til de omkringliggende bergarter. Fyfe & Kerrich (1982) har undersøkt dette forholdet for et variert utvalg av arkeiske og proterozoiske både gullforekomster og massive sulfidforekomster i Canada (Fig14c). For visse forekomster er anrikningsfaktoren for gull og kopper, i forhold til primære uomvandlede eruptivbergarter, henholdsvis 10000 og 0.1. Dette indikerer at de hydrotermalsystemer som er virksomme ved dannelsen av henholdsvis gull- og massive sulfidforekomster er fundamentalt.

Et av de best kjente miljøer for væskesirkulasjon er ved de oseaniske spredningsrygger (se Fyfe & Lonsdale 1981). Her avkjøler store mengder havvann store volum varm og oppsprukket bergart. I dette miljøet dannes massive Cu,Zn,Fe- sulfidforekomster med en viss anrikning av Au, Ag og enkelte andre sjeldne elementer. Bergarter i dette miljøet er omvandlet i varierende grad. Sprekkes permeabilitet kontrollerer strømmen av hydrotermale løsninger og dermed omvandlingen av bergarten (Fyfe & Kerrich 1982). Dette er tilstrekkelig til at bergartene avkjøles effektivt, men er lite egnet for ekstraksjon av sjeldne metaller som gull. Det bergartsvolumet som kommer i kontakt med de varme løsninger som strømmer langs sprekke, er trolig bare en liten andel av det totale bergartsvolumet i området.

En annen prosess som mobiliserer store mengder væske er progressiv

metamorf avgassing (Fyfe et al. 1978). Ved alle viktige metamorfe facies-grenser vil det ved progressiv metamorfose bli frigjort væske fra de reagerende mineraler. Alle elementer som krystallene inneholder vil bli eksponert mot løsningen mens nye mineraler dannes. I dette miljøet vil en effektiv ekstraksjon av visse elementer kunne inntre hvis komplekse ioner med gull kan dannes.

Løsninger som har dannet en rekke Canadiske hydrotermale gullforekomster er trolig dannet i tilknytning til akkumulering av vulkansk materiale, og er derfor omtrent samtidig med vulkanismen (Fyfe & Kerrich 1982). Av dette kan en slutte at temperaturen løsningene ble dannet under var høyere enn avsetningstemperaturen (320-480 °C; bestemt på bakgrunn av studier av oksygenisotoper), og følgelig at ekstraksjonen av gull fra kildebergartene foregikk nær eller over grensen mellom grønskifer og amfibolitt-facies metamorfose (ca. 500 °C).

Metamorfe løsninger vil, unntatt ved ekstreme temperaturer (nær smelting), ha $H_2O > CO_2 \gg Cl$. CO_2 -innholdet vil øke eksponentielt med metamorfosetemperaturen, likeledes HCl-konsentrasjonen (Foster 1977, Kerrich & Fyfe 1981). Løsninger som er involvert i gulltransport vil derfor karakteriseres av lav salinitet, høyt CO_2 -innhold og $K > Na$, i motsetning til sjøvann som har høy salinitet, lavt CO_2 -innhold og $K < Na$.

I denne sammenhengen vil graden av hydrering (og dermed vanninnholdet) av vulkanske bergarter mens de er i overflatenær posisjon, bestemme deres kapasitet til å danne metamorfe løsninger. Mafiske og i særdeleshet ultramafiske bergarter er særlig gunstige fordi de lettere omvandles ved opptak eller avgivelse av vann. Ved økende metamorfose vil kalkspat kunne reagere med Fe/Mg-silikater og danne mineraler som aktinolitt, epidot og biotitt samtidig som CO_2 og H_2O frigjøres. Gulltransport forekommer følgelig i avgassings-stadiet i en syklus hvor H_2O og CO_2 først transporteres fra et marint til et jordskorpe reservoar, for så å bli oppvarmet, avgasset og returnert til (eller i retning av) hydrosfæren.

Opptreden av gull i vulkansk-sedimentære områder kan gi nyttige opplysninger om på hvilket stadium gull vil anrikes til økonomiske forekomster. Dette er undersøkt for deler av Andes-fjellkjeden i Colombia

(Utter 1982): Gullpotensialet synes å være lite i de deler av fjellkjeden som er av kontinental opprinnelse (østlige Cordillera lengst bort fra subduksjonssonen). De midtre og vestre deler av fjellkjeden (midtre og vestre Cordillera) som har innslag av oseaniske bergarter, inneholder en rekke gullforekomster (fra kritt og tertiær tid), og har det største gullpotensialet. Disse forekomstene opptrer som disseminasjoner, "stockverk" og ganger, ofte assosiert med skjærsoner, i et miljø med vulkanske, sedimentære og intrusive bergarter. Forekomstene har store likhetstrekk med arkeiske forekomster.

Oppsummering: Hydrerte basiske og i særdeleshet ultrabasiske vulkanske bergarter, er de klart gunstigste kildebergarter for gull. Innslag av slike bergarter synes å være av vesentlig betydning for at økonomiske gullforekomster skal kunne dannes. Dernest er det nødvendig med gunstige oppkonsentrasjon mekanismer for gullet. Effektiv oppkonsentrering av gull vil i første rekke kunne skje i et geologisk miljø med innslag av felsisk magmatisme, og vil være assosiert med skjærsoner som virker som kanaler for hydrotermale løsninger. I et øybue-system vil de deler som har innslag av oseaniske bergarter være gunstig for opptreden av gullforekomster.

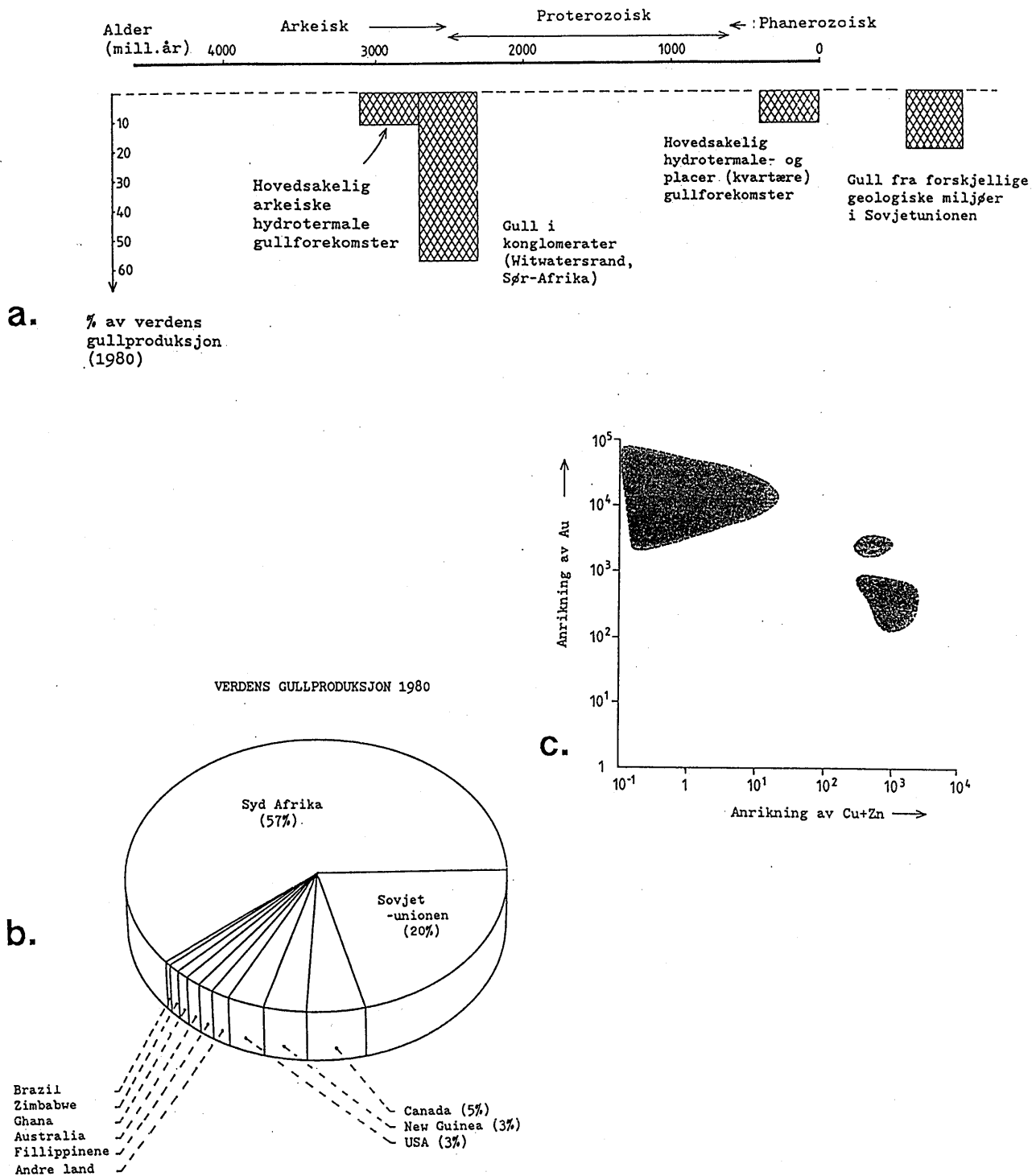


Fig 14 a Verdens år^sproduksjon av gull i forhold til forekomstalder. Datamaterialet er tatt fra en rekke kilder og er tildels tilordnet de forskjellige geologiske tidsperioder etter skjønn.

b Verdens årlige gullproduksjon (1980; totalt 1226 tonn) fordelt på produsentland (data etter Etberedge 1982).

c Anrikning av gull i forhold til anrikning av kopper + zink i endel Kanadiske (hovedsakelig arkeiske) gullforekomster og massive sulfidforekomster. Anrikningen er i forhold til bakgrunnsnivået i eruptivbergarter som kan tenkes å være kilde til metallene (etter Fyfe og Kerrick 1982).

9.2. DISKUSJON AV MULIGHETENE FOR GULL I ROMBAKVINDUET

De ultramafiske vulkanitter i Ruvssot-området er gunstige kildebergarter for gull fordi de er avsatt i vann, og kan derfor antas å ha gjennomgått tidlig hydrering. Ved progressiv metamorfose vil slike bergarter kunne avgi løsninger med et relativt høyt gullinnhold. Gråvakkenes mafiske karakter med særlig høyt Ni og Cr-innhold, indikerer at ultramafiske bergarter, muligens av liknende type som ved Ruvssot, har utgjort et ikke ubetydelig innslag i kildeområdene. Ultramafiske vulkanske bergarter har følgelig med stor sannsynlighet vært en del av denne regionens tidlige geologiske utvikling. En viktig forutsetning for at gullforekomster skal kunne dannes - gunstige kildebergarter, synes dermed å være oppfylt.

En annen betingelse for dannelse av gullforekomster er muligheten for oppkonsentrering. Effektiv oppkonsentrering av gull vil i første rekke kunne skje i et geologisk miljø med innslag av felsisk magmatisme og ved hydrotermal gulltransport langs skjærsoner med utfelling og anrikning av gull for eksempel på kvartsganger eller i kjemiske sedimenter.

Vulkanitt/sediment-seriene i Skjomen-Rombaken inneholder både felsiske vulkanitter, kjemiske sedimenter og granitoide intrusiver. I tillegg er deler av området metamorft og tektonisk komplekst. Disse forhold er gunstige med henblikk på mulighetene for gull-forekomster. En negativ faktor er magmatismens kontinentale karakter (SN-serien) sammenliknet med viktige gull-produserende områder, for eksempel arkeiske grønnsteinsbelter i Australia og Canada og deler av Andes-fjellene (phanerozoisk). Imidlertid forekommer også intrusive og ekstrusive bergarter av ikke-kontinental karakter (G-serien) som har likhetstrekk med sure bergarter i gullproduserende arkeiske og phanerozoiske vulkanske områder. Den eneste kjente gull-forekomst i Skjomen-Rombaken (Gautelisfjell) har en tilknytning til slike bergarter (gullet er tilknyttet en uren kalk i vulkanitt-sediment serien; jfr. Kap. 8). Det geologiske miljøet disse mineraliseringene er tilknyttet er derfor interessant med henblikk på gull.

Det har videre vært en betydelig strøm av løsninger langs skjærsoner i Muohtaguobla området (Kap. 8) og sannsynligvis også i tilgrensende områder særlig mot nord. Dette viser at storskala strøm av hydrotermale løsninger langs skjærsoner i grunnfjellsvinduet har forekommet. Denne situasjonen kan være gunstig for gullmineraliseringer.

10. KONKLUSJON

Rombakvinduet er komplekst oppbygget med ultrabasiske, basiske, intermediære og sure vulkanske bergartstyper, en rekke sedimentære bergarter og basiske til sure intrusivbergarter. Det er strukturgeologisk og metamorft komplisert, og inneholder en rekke typer av malmforekomster hvorav Zn-Pb og Au forekomsttyper har økonomisk interesse. Samtidig er området kanskje det best blottede vulkansk/sedimentære grunnfjellsområdet i Skandinavia. Kunnskap om dets geologiske oppbygning har klar nytteverdi for forståelsen av også andre grunnfjellsområder i Norge. De dominerende magmatiske bergarter i vinduet er av alkali-kalsisk karakter og er trolig dannet i et kontinentalt, rift-assosiert miljø. En sammenlikning med modne stadier av phanerozoiske osean-kontinent kollisjoner med rifting, magmatisme og sedimentasjon på kontinentsiden av subduksjonszonen, synes aktuelt.

Opptreden av både basiske/ultrabasiske og sure vulkanitter, samt kjemiske sedimenter, er gunstig med henblikk på gullforekomster. Det kontinentpregede miljøet er en negativ faktor når det gjelder gull, men er positiv når det gjelder mulighetene for Zn-Pb forekomster.

Tilstedeværelsen av Gautelisfjell Au-forekomst som er assosiert med eruptivbergarter med lavt K/Na-forhold, viser at anrikningsprosesser for gull har vært aktive. Disse bergarter kan tenkes å være av liknende type som i enkelte gull-produserende områder ellers i verden. En negativ faktor er deres begrensede geografiske utstrekning i forhold til de dominerende magmatiske bergartstyper som har høyt K/Na-forhold.

Regionen er avgjort av interesse med henblikk på gullforekomster, spesielt innenfor bergartstypene av ikke-kontinental karakter. Gautelivvatn Au-forekomst som er tilknyttet en karbonatsone i et komplekst vulkansk-sedimentært miljø, er en ny forekomsttype i Norge. Liknende forekomster kan opptre andre steder i Rombakvinduet såvel som i andre grunnfjellsområder i Norge. Kunnskap om dette geologiske miljøet kan derfor få betydning for gull-leting i andre deler av landet.

Videre er det geologiske miljøet klart gunstig for Zn-Pb forekomster, særlig i de nordlige deler av vinduet som har et større innslag av sedimenter enn i syd.

Ang. Statens mutinger:

Undersøkelsene i Muohtaguobla-området bør videreføres slik som skissert under punkt (3) nedenfor fordi det synes å være en mulighet for gullmineraliseringer i dette og tilgrensende områder. Mulighetene for gullmineraliseringer i Sjørdalen mutingsområde vurderes som små og området anbefales ikke videre undersøkt.

11. FORSLAG TIL VIDERE UNDERSØKELSER

Følgende videre undersøkelser anbefales (i prioritert rekkefølge):

(1) Gautelisfjell Au-forekomst undersøkes videre med henblikk på å vurdere muligheten for økonomisk utnyttelse, samt malmdannelse (i samarbeide med Follidal Verk A/S). Det vil her være av særlig stor interesse å sammenlikne med arkeiske forekomster i andre deler av verden, og vurdere inngående hvilke faktorer som er kritiske for å få dannet denne type forekomster. Det bør samtidig vurderes hva som karakteriserer arkeisk geologisk utvikling i forhold til proterozoisk og phanerozoisk utvikling, og hvilken kategori Skjomen-Rombaken området har størst likhet med.

(2) De undersøkelser ARCO har utført med henblikk på Zn-Pb og Au i de nordlige deler av vinduet videreføres for å finne økonomiske forekomster (i samarbeide med Geologiske Tjenester v/ B.Flood som representerer ARCO's interesser).

(3) Muohtaguobla og tilgrensende områder mot NØ (Ruvssot) og SV kartlegges og prøvetas i detalj med henblikk på den geologiske oppbygningen og muligheten for gullmineraliseringer. Av særlig interesse er skjærsoner som har vært kanaler for hydrotermale løsninger. Bekkesediment As-anomalier (As som indikatorelement for Au) kan tenkes å ha sammenheng med disse skjærsoner. Et sentralt spørsmål er hvorvidt området inneholder Dividalgruppens bergarter sammenfoldet med grunnfjellsbergarter.

(4) Karbonatholdige soner i Stasjonsholmen og Cainhavarre felsiske vulkanitter kartlegges og prøvetas i detalj med henblikk på gull. Disse karbonatholdige sonene, som synes å ha vært dannet samtidig med vulkanittene, kan tenkes å representere distale facies assosiert med eksalativ hydrotermal virksomhet. Særlig de proksimale avsetninger vil her være av interesse.

Området er velegnet for studentoppgaver på avgrensede problemstillinger innenfor petrologi, struktur-, isotop- og malmgeologi. Universitetsgrupper bør stimuleres til å gå inn i området. Dette kan for eksempel sees i sammenheng med en eventuell videre geologisk kartlegging av hele grunnfjellsvinduet i målestokk 1:50000. I eventuelle videre arbeider vil det være overordentlig viktig å relatere områdets geologi til godt beskrevne tektoniske og metallogenetiske miljøer i andre deler av verden.

Are Korneliussen
forsker

Dr.Edward Sawyer
NTNF-stipendiat

12. REFERANSER

- Baer, A.J. 1977: Speculations on the evolution of the lithosphere. *Precambrian Research* 5, 249-260.
- Apted, M.J. & Liou, J.G. 1983: Phase relations among greenschist, epidot-amphibolite and amphibolite in basaltic system. *Am. J. Sci.* 283, 328-354.
- Barker, F., Arth, J.G. & Hudson, T. 1981: Tonalites in crustal evolution. I Moorbath, S. & Windley, B.F. (red.), *The origin and evolution of the earth's continental crust. Philosophical Transactions Royal Society of London Series A*, A 301, 293-303.
- Birkeland, T. 1976: Skjomen, berggrunnsgeologisk kart N10 M. 1:100.000. Norges geologiske undersøkelse.
- Boyle, R.W. 1979: The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Canada Bull.* 280, 584 s.
- Boyle, R.W. 1982: Gold deposits: Their geology, geochemistry and origin. In R.P. Foster (ed): *GOLD'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Geol. Soc. Zimbabwe, Spec. Publ.* 1, 183-190.
- Brown, G.C. 1982: Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. I: Thorpe, R.S. (red.), *Orogenic andesites and related rocks*, 437-61. Wiley, London.
- Brown, G.S., Thorpe, R.S. & Webb, P.C. 1984: The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. geol. Soc. London* 141, 413-426.
- Flood, B. 1984: The Rombak Project Area, North Norway. Summary of work done 1983 and work programme proposal for 1984. ARCO Norway, Inc., Hard Minerals Section. Report no. 84-670-19, 18 s. + 9 fig.
- Flood, B. 1985: The Rombak Project Area, North Norway. Summary of work done 1984. ARCO Norway, Inc., Hard Minerals Section. Report no. 85-67-47, 14 s. + 15 fig.
- Foster, R.P. 1977: Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geol.* 20, 27-43.
- Fyfe, W.S., Price, N.J. & Thomson, A.B. 1978: *Fluids in the earth's crust*. Elsevier, Amsterdam, 383 s.

- Fyfe, W.S. & Lonsdale, P. 1981: Ocean floor hydrothermal activity in the oceanic lithosphere. In: C. Emiliani (Ed.), *The Sea*, v.5. John Wiley & Sons, New York, 589-638.
- Fyfe, W.S. & Kerrick, R. 1982: Gold: Natural concentration processes. In R.P. Foster (ed): *GOLD'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Geol. Soc. Zimbabwe, Spec. Publ. 1, 99-128.
- Gale, G.H. 1983: Proterozoic exhalative massive sulphide deposits. *Geol. Soc. America Mem.* 161, 191-207.
- Gilmour, P. 1976: Some transitional types of mineral deposits in volcanic and sedimentary rocks. I: Wolf, K.H. (red.), *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, v.1, 111-160. Elsevier, New York.
- Grønlie, A. 1982: Geologiske og radiometriske profiler i Tysfjord og Skjomen-området. Ballangen, Narvik og Tysfjord kommuner, Nordland. NGU rapport nr. 1900/83B, 28 s. + bilag.
- Gunner, J.D. 1981: A reconnaissance Rb-Sr study of Precambrian rocks from the Skjomen-Rombak Window and the pattern of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from northern Scandinavia. *Nor. Geol. Tidsskr.* 61, 281-290.
- Gustavson, M. 1974 a: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Narvik 1:250000. *Nor. geol. unders.*
- Gustavson, M. 1974 a: Narvik. Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske gradteigskart N9 - 1:100000. *Nor. geol. unders.* 308, 34 s.
- Hargraves, R.B. 1976: Precambrian geologic history. *Science* 193, 363-371.
- Heier, K. & Comston, W. 1969: Interpretation of Rb-Sr age patterns in high-grade metamorphic rocks, North Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 49, 257-283.
- Hutchinson, R.W. & Burlington, J.I. 1982: Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. In R.P. Foster (red.): *GOLD'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Geol. Soc. Zimbabwe, Spec. Publ. 1, 339-371.
- Håbrekke, H. 1983: Geofysiske målinger fra helikopter over to områder - Ballangen og Skjomen, henholdsvis vest og syd

- for Narvik, Nordland fylke. NGU rapp. 1836, 13 s. + 20 bilag.
- Keays, R.R. 1982: Archaean gold deposits and their source rocks: the upper mantle connection. In R.P. Foster (ed): GOLD'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Geol. Soc. Zimbabwe, Spec. Publ. 1, 17-51.
- Kerrick, R. & Fryer, B.J. 1981: The separation of rare elements from abundant base metals in Archaean lode gold deposits: implication of low water/rock source regions. Econ. Geol. 76, 160-166.
- Korneliussen, A., Tollefsrud, J.I., Flood, B. & Sawyer, E. 1986: Precambrian volcano-sedimentary sequences and related ore deposits, with special reference to the Gautelisfjell carbonate-hosted gold deposit, Rombaken basement window, Northern Norway. NGU-report no. 96.193.
- Lambert, I.B. 1983: The major stratiform lead-zinc deposits of the Proterozoic. Geol. Soc. America Mem. 161, 209-226.
- Lindahl, I. & Furuhaug, L. 1977: Uranundersøkelser i Skjomenområdet sommeren 1976. NGU rapp. 1416/2, 9 s. + 3 bilag.
- Lindahl, I. 1978: Diamantboringer, geologiske- og geokjemiske undersøkelser ved ytre Sildvikskar Zn-Pb forekomst, Narvik, Nordland. NGU-rapp. 1430/4B, 20 s. + 11 bilag.
- Lindahl, I. 1980: Katteratvatn Pb-Zn forekomster, Narvik, Nordland. NGU rapp. 1430/5A, 16 s. + 4 bilag.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. 1982: Early Proterozoic climate and plate actions inferred from major element chemistry of lullites. Nature (London) 299, 715-717.
- Næss, G. 1983: Geokjemisk undersøkelse i Skjomen og Ballangen (1980). Bind I og II. NGU rapp. 1800/5A og B, 6 s. + 26 kart.
- Peacock, M.A. 1931: Classification of igneous rock series. J. Geol. 39, 54-67.
- Petro, W.L., Vogel, T.A. & Wilband, J.T. 1979: Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. Chem. Geol. 26, 217-35.
- Pearce, J.A. & Norry, M.J. 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. Contr. Miner. Petrol. 69, 33-47.
- Pearce, J.A. & Gale, G.H. 1979: Identification of ore deposition

- environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. I: Volcanic processes in ore genesis. Spec. Publ. Inst. Min. Met. and geol. Soc. London, 14-24.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journ. Petrol. 25, 4, 956-983.
- Pitcher, W.S. 1983: Granite type and tectonic environment. I: Hsu, K. (red.), Mountain building process, 19-40, Academic Press, London.
- Prieseemann, F.-D. 1984 a: Summary report, Rombak project (1983). Intern rapport, Folldal verk A/S. 38s.+bilag.
- Prieseemann, F.-D. 1984 b: Summary report, Rombak project. Intern rapport, Folldal Verk A/S.
- Robyn, T.L., Flood, B. & Thomassen, B. 1985: A comparison of geophysical data and geological mapping, Rombak Precambrian window, northern Norway. 47. E.A.E.G. møte i Budapest, manuskript 26 s. + figurer.
- Sangster, D.F. & Scott, S.D. 1976: Precambrian stratabound, massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America. I: Wolf, K.H. (red.), Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 6, 129-222. Elsevier, New York.
- Sawyer, E. 1986: Metamorphic assemblages and conditions in the Rombak basement window. NGU rapport nr. 86.168.
- Skonseng, E. 1985: Berggrunnsgeologisk kartlegging i Gautelisoområdet, Skjomen, Nordland. Feltrapport. NGU rapport 85.214, 16 s.
- Singsaas, P. 1977: VLF- og SP-målinger, Ytre Sildvikskar skjerp, Narvik, Nordland. NGU rapp. 1430/4A, 7 s. + 2 bilag.
- Sørdal, T. 1982: Prøvetaking og radiometriske målinger, Lapviklemmen-Iptovann i Skjomen. NGU-rapp. 1850/5C, 8 s. + 3 bilag.
- Tarney, A.D. & Saunders, J. 1979: Trace element constraints on the origin of cordilleran batholites. I: Atherton, M.P. & Tarney, J. (red.), Origin of granite batholites - geochemical evidence, 90-105. Shiva Publ. Ltd., Orpington, Kent.
- Taylor, S.R. & Gorton, M.P. 1977: Geochemical application of spark source mass spectrography - III. Element sensitivity,

- precision and accuracy. *Geochem. Cosmoch. Acta* 41, 1375-1380.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1983: *Geochemistry og Early Proterozoic sedimentary rocks and the Archean/Proterozoic boundary*. *Geol. Soc. America Mem.* 161, 119-131.
- Tollefsrud, J.I. 1985: *Rombak prosjekt (330250). Intern rapport, Folldal Verk A/S. 19s. + bilag.*
- Utter, T. 1982: *Geology setting of primary gold deposits in the Andes of Colombia (South America)*. In R.P. Foster (ed): *GOLD'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. *geol. Soc. Zimbabwe, Spec. Publ.* 1, 731-753.
- Vogt, T. 1942: *Trekk av Narvik-Ofoten traktens geologi*. *Nor. Geol. Tidsskr.* 21, 198-213.
- Vogt, T. 1967: *Fjellkjedestudier i østlige del av Troms*. *Nor. geol. unders.* 248, 59 s.
- Vogt, T. 1950: *Kartblad Narvik 1:100000*. *Nor. geol. unders.*
- Windley, B.F. & Smith, J.V. 1976: *Archaean high-grade complexes and modern continental margins*. *Nature* 260, 671-675.
- Windley, B.F. 1977: *The evolving continents*. John Wiley & Sons, London, 385 s.
- Windley, B.F. 1979: *Tectonic evolution of continents in the Precambrian*. *Episodes* 1979, 12-16.
- Windley, B.F. 1983: *A tectonic review of the Proterozoic*. *Geol. Soc. America Mem.* 161, 1-9.

Bilag 1. Hoved- og sporelement analyser (XRF).

Granitter

Prøve	Lappviktind-Iptovatn										Norddal													
	KS3.3	KS5.3	KS30.3	KS31.3	KS35.3	KS36.3	U1675	U1677	U1687	U1692	U1702	U1734	U1739	U1745	U1757	U1769	X272.3	K275.3	ES-22	ES-24	ES-33	ES-81	ES-83	
SiO2	75.89	76.76	64.04	70.93	67.12	71.24	77.26	77.52	78.82	77.28	75.09	73.47	71.13	71.76	72.35	71.58	76.65	69.37	72.97	76.91	75.32	66.40	66.04	
Al2O3	13.47	12.49	15.05	13.90	13.37	13.93	12.86	12.81	12.24	12.59	13.04	14.65	14.60	14.86	14.70	15.23	12.48	13.44	13.85	12.44	13.70	15.83	15.26	
Fe2O3	1.58	1.36	5.75	3.33	2.70	3.54	1.27	1.49	1.43	1.16	2.44	1.78	4.29	2.04	1.96	1.89	1.35	4.74	2.48	1.70	1.48	3.82	4.87	
TiO2	.14	.10	.67	.48	.30	.47	.09	.09	.01	.07	.18	.23	.16	.38	.24	.27	.09	.59	.26	.14	.20	.51	.64	
MgO	.13	.08	2.03	.22	.24	.40	.15	.07	.09	.13	.38	.33	.69	.45	.21	.25	.07	.54	.23	.15	.19	.59	.96	
CaO	.76	.72	2.94	1.12	1.20	1.06	.73	.59	.59	.64	.67	.43	1.09	.48	.97	.49	.74	1.70	1.21	.78	.97	2.04	2.25	
Na2O	3.80	3.30	3.90	3.40	3.00	2.50	3.50	3.40	3.00	3.30	3.60	4.30	5.20	4.40	3.90	3.70	3.30	2.90	3.10	3.10	3.20	4.10	3.40	
K2O	5.18	5.06	3.82	5.06	5.16	6.45	4.38	5.07	5.23	4.71	5.00	5.32	2.54	5.54	5.37	6.24	5.29	5.33	5.76	5.43	5.56	5.45	5.53	
MnO	.03	.02	.09	.03	.04	.04	.02	.01	.01	.01	.02	.02	.03	.03	.03	.02	.01	.06	.04	.02	.03	.06	.06	
P2O5	.02	.01	.15	.11	.06	.12	.01	.01	.01	.01	.02	.04	.02	.08	.04	.05	.01	.15	.03	.01	.02	.13	.18	
Gl.t.	.39	.44	.62	.75	6.14	.40	.30	.18	.19	.32	.40	.31	.81	.34	.11	.53	.50	.46	.46	.41	.41	.47	.58	
SUM	101.39	100.33	99.06	99.33	99.33	100.15	100.56	101.23	101.50	100.21	100.84	100.88	100.56	100.36	99.88	100.25	100.47	99.28	100.39	101.08	101.08	99.40	99.77	
Sr	38	35	182	188	162	118	41	24	29	23	69	59	52	161	152	113	24	120	103	46	118	229	234	
Rb	349	366	275	229	357	242	272	350	276	339	300	337	283	290	261	265	391	239	246	319	230	133	197	
Ba	173	77	702	757	856	800	100	26	85	57	262	440	377	807	688	643	80	760	599	214	500	1300	1200	
Zn	35	33	35	47	45	59	23	22	28	26	38	32	27	65	40	31	38	90	70	45	14	43	81	
Cu	-	6	-	5	-	11	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	9	6	-	-	-	-	8	
Pb	33	38	20	31	25	24	34	33	28	38	22	41	17	131	20	19	63	25	27	30	22	25	20	
La	60	52	85	87	79	89	60	81	77	82	94	42	51	134	99	87	98	91	97	8	63	105	96	
Ce	127	115	182	182	174	189	129	174	138	157	170	98	98	236	167	162	212	187	204	168	140	198	204	
Zr	142	156	345	314	342	338	133	166	158	121	188	93	167	349	217	278	168	398	309	214	199	352	367	
Y	51	88	53	53	63	48	84	93	43	94	48	34	31	66	36	31	142	63	57	76	26	43	46	
Nb	13	14	24	21	22	17	17	16	13	13	15	14	17	30	21	30	17	24	19	15	16	18	19	
U	-	22	11	-	-	-	11	22	-	12	-	-	-	13	-	14	13	-	-	19	11	-	-	
Th	36	55	35	40	36	30	46	60	44	49	26	22	18	46	51	64	52	28	30	43	54	29	24	
Sc	-	-	6	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	5	8	
Co	-	-	-	-	-	5	7	7	-	7	-	5	-	-	-	-	6	7	7	-	-	6	7	
Ni	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	7	-	-	-	6	
V	9	-	25	22	13	15	-	-	-	-	-	-	5	14	11	10	-	30	10	-	10	23	43	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	8	-	-	13	
K2O/Na2O	1.36	1.53	.98	1.49	1.72	2.58	1.25	1.49	1.74	1.43	1.39	1.24	.49	1.26	1.38	1.69	1.60	1.84	1.86	1.75	1.74	1.33	1.63	

Granitter

Prøve	Cunojavri				Gautelisvatn						
	K63.5	K72.5	K124.5	K125.5	K126.5	K140.5	K142.5	K143.5	K144.5	K145.5	K152.5
SiO ₂	66.13	70.69	63.21	76.04	75.33	67.29	60.55	71.94	69.25	72.55	67.00
Al ₂ O ₃	13.99	14.98	17.57	13.06	13.45	14.91	18.49	15.27	14.95	14.53	14.73
Fe ₂ O ₃	5.40	1.93	3.39	.65	.59	4.47	4.49	1.31	3.13	1.35	4.19
TiO ₂	.78	.29	.67	.03	.04	.54	.67	.17	.44	.18	.62
MgO	1.81	.64	.62	.05	.08	1.54	2.19	.42	1.01	.32	.76
CaO	2.76	1.48	1.31	.70	.40	3.60	2.03	1.74	3.21	.76	1.93
Na ₂ O	3.51	4.53	6.07	4.39	4.69	4.50	8.54	6.59	4.92	4.13	4.00
K ₂ O	4.36	4.80	5.90	4.61	4.76	2.12	1.53	1.52	1.94	5.64	5.75
H ₂ O	.09	.04	.16	.01	.01	.05	.05	.04	.06	.03	.08
P ₂ O ₅	.28	.07	.16	.01	.01	.13	.19	.05	.12	.05	.18
Cl. t.	.51	.59	.82	.24	.45	.83	.70	.78	.83	.35	.48
SUM	99.66	100.03	99.87	99.78	99.82	99.98	99.44	99.83	99.85	99.90	99.72
Sr	212	372	47	12	15	377	353	490	692	229	178
Rb	193	138	163	183	360	55	47	34	54	106	197
Ba	895	983	802	10	24	967	361	719	722	1101	1008
Zn	75	21	57	13	12	36	43	17	31	34	58
Cu	12	5	5	-	2	11	3	4	2	2	28
Pb	26	14	12	40	39	12	16	11	12	14	28
La	58	33	12	5	-	24	43	26	45	18	65
Ce	124	65	34	-	16	35	79	52	89	25	132
Zr	248	174	26	59	26	180	206	112	219	107	270
Y	33	15	16	34	42	16	22	11	18	10	47
Nb	18	15	7	11	61	12	18	9	19	8	20
U	5	8	1	4	5	2	4	2	3	3	6
Th	16	19	-	11	9	4	13	7	19	7	15
Sc	11	3	13	6	7	8	9	4	8	4	10
Co	10	3	-	-	3	6	7	3	3	-	6
Ni	14	8	5	3	3	7	15	-	8	2	6
V	58	32	16	9	5	56	63	15	34	19	31
Cr	37	6	-	6	3	9	22	-	7	-	8
K ₂ O/Na ₂ O	1.24	1.06	.97	1.05	1.01	.47	.18	.23	.39	1.37	1.44

UTM ko. 170675 219623 795661 795661 783668 140528 138528 137530 136531 136531 158538

apl. apl. gneis apl.gn. gr.

Basiske intrusiver

	Norddal				Sjørdal				Gautelisivatn							
	K268.3	K273.3	K274.3	K71.4	ES59	K132A	K152.3	K72.4	K75.4	KS11.3	G.2.4	G4.4	G5.4	G6.4	G7.4	K133.4
SiO2	50.50	55.27	57.46	59.82	48.22	53.28	47.79	47.49	47.81	48.59	48.12	47.60	48.41	48.75	48.49	48.38
Al2O3	14.94	14.29	13.80	15.24	13.60	15.63	13.53	15.81	16.41	16.03	13.41	15.99	13.81	12.51	13.48	16.32
Fe2O3	12.19	10.83	11.17	6.52	15.40	12.73	14.71	12.73	12.12	12.63	15.31	12.59	14.58	16.12	15.39	12.36
TiO2	1.49	1.65	2.01	1.11	2.26	2.21	2.10	1.54	1.60	1.68	2.19	1.23	2.12	2.38	2.42	1.34
MgO	6.25	4.26	2.26	3.38	5.47	4.39	5.58	6.88	6.89	6.48	5.37	7.55	5.75	4.84	5.28	6.22
CaO	8.88	6.15	5.09	4.25	8.97	4.16	9.21	8.34	7.93	8.47	8.97	9.81	9.56	8.74	9.65	9.67
Na2O	2.50	2.70	3.40	3.94	1.90	1.10	2.70	3.00	3.40	3.20	2.30	1.90	2.80	2.60	2.70	2.30
K2O	1.45	3.04	2.98	4.57	1.25	3.37	1.37	2.24	2.39	2.07	1.35	1.05	1.03	1.53	.96	1.20
HfO	.18	.15	.15	.11	.25	.13	.20	.20	.18	.25	.22	.18	.22	.23	.24	.17
P2O5	.35	.62	.89	.31	.94	.43	.83	.29	.29	.32	.77	.34	.84	.95	.95	.40
Gl. t.	1.31	.86	.67	.48	.69	1.74	.89	1.08	1.06	.69	.53	1.00	.54	.48	.28	.90
SUM	100.04	99.82	99.88	99.72	98.95	99.17	98.91	99.60	100.08	100.41	98.54	99.24	99.66	99.13	99.84	99.26
Sr	387	378	332	480	327	207	397	368	404	400	382	392	422	371	427	455
Rb	64	144	86	145	39	151	55	77	117	76	36	39	28	43	24	39
Ba	483	938	1300	1220	588	715	574	475	374	434	846	433	617	872	649	580
Zn	142	131	143	71	241	137	120	118	93	129	160	127	167	222	189	133
Cu	15	13	10	34	76	152	23	79	77	5	59	65	48	49	22	66
Pb	16	20	16	18	-	-	15	11	-	12	15	13	17	14	15	11
La	23	53	52	46	32	40	28	-	-	10	27	13	27	40	35	21
Ce	43	102	116	99	59	68	50	10	21	19	54	19	51	72	73	33
Zr	116	186	306	309	131	192	112	71	74	74	128	65	119	137	143	78
Y	26	40	49	25	39	37	34	21	19	23	38	20	34	38	40	21
Nb	-	13	16	20	8	10	-	6	-	-	8	6	-	7	6	5
Sc	31	20	18	14	33	27	34	28	24	27	36	28	36	33	39	29
Co	42	34	22	16	50	38	38	46	56	53	42	62	52	41	41	43
Ni	31	24	6	31	41	38	55	55	46	48	45	121	49	30	32	77
V	208	169	130	108	340	40	32	21	21	19	365	234	335	387	391	247
Cr	134	91	-	136	56	45	103	43	46	45	48	103	101	18	28	79
K2O/Na2O	.58	1.13	.88	1.16	0.66	3.06	.51	.75	.70	.65	.59	.55	.37	.59	.36	.52
UTH ko.	183653	164651	160652	219623	156536	157538	153542	063594	063593	063594	153539	154539	155538	155337	156537	157538

Mafiske og ultramafiske
vulkanitter, Ruvssot

Mafiske/intermediære vulkanitter, Sjørdal

Prøve	B1.3	R4.3	R16.3	R22.3	R23.3	K71.4	K81.4	K142.4	K149.4	K59.3	KS10.3	K74.4	K77.4	K144.4	K145.4	K149.4	KS12.3	KS15.3	K141.4	K150.4	K78.4	K79.4
SiO2	48.57	48.81	47.40	45.55	44.03	49.67	49.77	49.53	49.41	50.06	50.25	54.83	57.34	54.39	53.37	54.13	54.85	55.29	55.12	55.31	62.99	57.95
Al2O3	9.88	9.63	6.92	7.49	4.80	16.96	12.87	11.49	11.40	17.73	19.03	17.62	15.70	14.29	15.36	13.90	17.84	17.95	15.89	15.80	14.86	17.08
Fe2O3	13.04	10.05	8.74	10.63	8.76	9.53	9.64	9.25	9.28	9.52	9.86	8.39	6.13	7.79	9.91	7.51	7.48	7.90	9.96	9.78	6.28	6.89
TiO2	1.30	.92	.20	.25	.16	1.63	.92	.90	.89	1.75	1.79	1.77	1.30	.89	1.16	.89	1.68	1.73	1.34	1.31	.70	1.01
MgO	7.75	21.04	28.76	20.56	28.77	4.80	10.18	11.50	11.89	4.40	2.05	1.93	1.62	6.02	4.72	6.36	1.74	1.55	3.71	3.73	2.24	3.01
CaO	6.86	6.20	6.70	8.85	5.05	8.28	10.01	9.70	8.70	8.33	6.89	4.47	4.53	6.36	7.81	6.01	4.81	4.16	4.42	5.25	3.74	7.00
Na2O	4.10	2.50	.01	.50	.01	3.20	2.90	2.20	2.80	4.60	4.10	5.70	5.10	3.90	3.10	4.20	4.10	4.90	3.90	4.30	3.10	3.30
K2O	.17	.12	.01	.03	.01	2.80	3.05	2.40	2.63	2.15	3.58	3.44	4.10	3.72	2.55	4.10	4.92	4.71	3.34	2.67	4.09	2.60
HfO	.09	.13	.18	.16	.17	.14	.15	.20	.18	.14	.10	.08	.11	.15	.14	.15	.07	.08	.15	.14	.11	.08
P2O5	.12	.10	.02	.02	.01	.69	.49	.38	.38	.72	.64	.78	.41	.39	.31	.37	.75	.75	.26	.27	.15	.23
Gl. t.	6.86	.60	.72	4.28	7.84	1.27	.83	1.71	1.69	1.11	.39	.47	.53	1.00	1.17	.78	.25	.41	.99	.88	.78	.92
Σ	98.74	100.10	99.64	98.32	99.59	98.97	100.81	99.26	99.25	99.51	98.68	99.48	97.87	98.90	99.60	98.40	98.49	99.43	99.08	99.44	99.04	100.07
Σr	107	107	-	9	15	1700	1300	826	617	1300	1300	786	567	696	579	698	973	730	249	251	289	551
Rb	-	-	-	-	-	119	179	127	151	127	170	158	174	133	103	162	157	211	149	124	180	117
Ba	56	80	42	25	48	1900	2000	839	1100	819	2700	1000	1400	1500	793	1600	1900	1800	903	728	756	464
Zn	38	43	46	98	55	102	125	225	173	100	97	74	136	163	122	138	67	73	206	184	113	95
Cu	11	16	45	8	5	11	9	-	-	6	9	-	-	-	-	-	6	6	8	40	6	11
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16	25	15	18	16	16	10	15	14	15	18	22	22
La	11	14	-	-	-	74	44	44	43	84	59	96	73	58	31	54	84	97	27	40	41	34
Ce	14	17	-	-	-	149	95	80	73	158	120	214	148	114	54	110	187	197	59	60	84	72
Zr	93	132	21	25	18	183	100	118	118	209	198	429	422	235	148	236	417	412	181	183	209	183
Y	13	21	-	8	-	22	18	19	19	43	24	34	31	22	19	26	38	35	32	30	38	29
Nb	6	8	-	-	-	16	13	11	12	15	13	28	26	19	9	18	27	25	14	14	14	14
Sc	21	24	27	26	20	18	19	22	23	17	15	12	11	15	21	11	11	12	24	24	13	17
Co	36	74	55	89	111	39	56	50	56	32	38	25	14	32	36	30	14	14	31	24	16	19
Ni	90	234	1400	1000	1600	66	229	235	236	61	38	12	9	124	42	121	13	13	9	11	11	23
V	213	268	154	168	131	223	164	166	172	219	237	97	99	122	212	119	95	99	187	173	86	115
Cr	277	550	3000	2200	2600	81	444	555	560	83	9	-	11	186	125	177	-	-	69	63	66	139
K2O/Na2O	.04	.05	1.00	.06	1.00	.88	1.05	1.09	.94	.47	.87	.60	.80	.95	.82	.98	1.20	.96	.86	.62	1.32	.79
UTM No.	813712	813712	812714	812715	812715	362594	067581	063573	063573	063594	063594	064592	063573	063573	063573	063573	063594	063594	063573	063573	066591	071595

Mafiske/intermediære vulkanitter, Sjørdal

Prøve	K134.4	K135.4	K155.4	KS17.3	KS18.3	KS26.3	ES-39	ES-43	ES-44	ES-45	ES-46	ES-47	ES-48	ES-49	K116.4	K117.4	K130.5	K131.5	M12.4	M13.4	K86.8	K87.8	K92.8
SiO2	57.76	62.67	58.30	58.56	57.92	63.58	53.36	58.41	57.55	59.88	58.21	57.81	65.40	57.63	60.08	67.00	51.74	54.38	51.49	49.36	53.56	51.05	52.35
Al2O3	14.91	14.09	15.90	17.19	16.26	15.33	16.33	17.16	16.35	16.72	16.94	16.77	14.60	17.47	15.50	13.62	14.40	14.76	16.48	15.47	14.65	15.66	12.48
Fe2O3	7.87	6.01	7.63	6.00	6.77	5.78	10.58	7.22	7.29	6.87	7.69	7.42	6.36	7.51	7.53	6.44	10.84	8.99	9.36	10.45	10.17	9.17	13.92
TiO2	1.22	1.01	1.05	1.29	1.34	.68	1.29	1.03	1.03	.90	1.01	1.04	.69	.96	1.26	.63	.83	.71	1.14	.87	1.19	1.14	2.50
HgO	3.03	2.45	3.11	1.72	2.49	1.89	3.36	3.29	3.41	4.10	3.76	3.54	1.95	3.39	3.27	3.08	7.68	6.47	5.96	7.33	5.80	6.79	3.73
CaO	4.53	3.11	4.70	5.45	5.20	3.41	6.88	6.00	6.10	2.78	4.91	5.22	4.19	5.71	3.57	2.68	4.76	6.05	6.90	5.62	5.59	5.20	6.37
Na2O	3.90	3.80	4.20	4.70	4.00	3.70	3.50	3.70	3.40	4.50	3.80	3.80	3.80	4.40	2.90	2.50	4.32	4.37	2.80	1.70	2.54	2.88	2.71
K2O	3.88	4.52	3.41	3.58	3.67	4.31	2.36	2.59	3.23	2.71	2.50	2.94	2.56	1.82	3.93	2.56	3.26	2.74	2.03	2.84	3.75	2.49	3.06
HrO	.10	.07	.12	.12	.10	.09	.16	.10	.11	.14	.30	.12	.14	.26	.09	.07	.19	.19	.16	.24	.19	.18	.21
P2O5	.58	.51	.34	.40	.39	.15	.32	.25	.25	.19	.23	.23	.14	.22	.62	.10	.34	.33	.38	.29	.41	.35	1.27
Gl.t.	.91	.80	.63	.52	.69	.51	.92	.91	.79	.83	.74	1.25	.64	.53	1.64	.81	1.41	.94	2.87	5.01	1.86	4.64	1.15
Sum	98.69	99.04	99.39	99.53	98.83	99.43	99.06	100.66	99.51	99.62	100.09	100.14	100.47	99.90	100.39	99.49	99.77	99.93	99.57	99.18	99.69	99.56	99.75

Sr	779	698	477	593	798	211	656	562	494	182	493	425	202	434	622	203	336	411	545	264	312	277	351
Rb	107	166	140	154	129	161	118	125	137	107	147	198	259	100	127	133	92	68	103	160	159	120	93
Ba	1800	1700	990	1200	1100	661	800	650	682	519	686	771	435	485	1900	390	189	989	760	966	1137	820	1140
Zn	129	102	122	128	101	108	123	104	140	322	529	137	291	396	102	103	188	159	94	133	121	101	148
Cu	-	5	8	-	5	-	19	6	17	-	11	16	98	14	-	-	12	11	18	-	8	5	15
Pb	22	22	16	19	23	19	16	39	34	27	55	18	42	67	12	22	20	16	13	-	20	10	20
La	71	68	48	84	71	46	28	35	39	43	40	31	38	34	90	34	46	31	20	16	32	18	58
Ce	143	144	84	152	136	86	62	61	72	87	73	59	79	72	181	64	70	83	41	36	85	63	128
Zr	284	267	240	415	409	182	137	189	190	162	179	188	207	174	349	170	109	124	101	81	187	96	282
Y	23	27	32	29	28	32	19	28	28	26	25	31	40	27	25	21	20	19	17	14	32	21	44
Nb	22	21	14	22	23	11	7	10	12	10	11	14	14	13	27	9	10	9	7	-	9	6	18
Sc	14	8	15	9	12	12	19	16	19	15	17	12	9	17	11	13	23	23	23	23	24	27	24
Co	29	17	23	15	21	9	33	22	27	24	20	22	19	24	20	19	47	29	42	41	27	28	29
Ni	33	25	15	11	24	8	-	22	22	20	22	23	11	20	29	66	74	27	40	90	22	28	14
V	123	92	145	101	126	90	268	117	124	119	121	118	83	129	82	114	182	137	155	143	145	136	236
Cr	65	67	43	9	37	65	-	136	156	142	166	153	60	147	71	182	455	152	266	266	189	224	45

K2O/Na2O	.9	1.1	.8	.7	.9	1.1	.6	.7	.9	.60	.66	.77	.67	.41	1.36	1.02	.75	.63	.73	1.67	1.48	.86	1.13
----------	----	-----	----	----	----	-----	----	----	----	-----	-----	-----	-----	-----	------	------	-----	-----	-----	------	------	-----	------

UTH ko. 067577 072594 064593 064593 067591 065580 063581 063581 062581 062582 062583 062582 146916 143916 098540 098540 766682 766682 767688 966682 769691

Prøve	Felsiske vulkanitter, Sørdal					Fels. vulkanitt, Stasjonsholmen					Fels. vulk., Cainhavarre					Felsisk vulkanitt, Muohtagubla					Felsisk vulkanitt Gautelisvann		
	K162.4	K160.4	KS19.3	KS20.3	K137.4	K138.4	K101.4	K65.5	K77.5	K78.5	K269.	K102.4	K254.3	K104.4	K301.3	K302.3	M7.4	M8.4	M15.4	K93.5	K100.5	101.5	K103.5
SiO2	70.02	72.95	72.23	71.87	68.44	67.69	77.87	78.03	75.52	76.12	76.35	68.58	69.59	68.48	63.60	61.78	62.76	63.20	61.71	70.13	75.63	75.70	72.72
Al2O3	13.81	12.74	13.80	13.91	14.24	14.54	11.19	10.82	10.99	11.01	11.65	14.06	14.23	13.93	18.41	18.54	18.50	18.69	18.40	13.88	13.01	13.01	13.87
Fe2O3	2.99	3.71	3.38	3.50	4.59	5.17	2.80	2.90	3.60	2.68	3.28	4.54	3.82	4.94	2.72	3.12	1.44	2.13	2.92	3.74	1.26	1.27	1.75
TiO2	.39	.64	.30	.45	.54	.64	.17	.19	.24	.17	.23	.54	.53	.56	.84	.79	.60	.61	.87	.60	.26	.22	.26
MgO	2.21	.58	.29	.45	.57	.95	.15	.19	.13	.13	.05	.33	.37	.76	.58	.74	.29	.51	.81	1.06	.88	.29	1.44
CaO	3.61	1.32	1.09	1.74	2.33	1.16	.67	.46	1.30	1.43	.35	1.62	1.57	1.46	2.05	2.08	2.24	1.88	2.18	1.77	1.47	1.36	1.92
Na2O	3.50	3.50	3.90	3.50	3.20	3.60	2.50	.56	2.28	1.85	1.60	2.50	3.10	4.10	5.50	5.10	6.10	5.30	5.80	6.81	4.72	6.17	4.70
K2O	2.19	5.12	4.93	4.06	5.12	6.10	4.80	5.80	5.08	5.49	6.83	6.84	5.76	4.99	6.23	6.11	6.24	6.37	5.44	1.12	1.89	1.03	2.14
MnO	.04	.04	.04	.06	.07	.06	.02	.05	.14	.05	.03	.04	.06	.07	.06	.06	.04	.04	.06	.05	.01	.02	.04
P2O5	.06	.09	.04	.11	.10	.56	.01	.01	.01	.01	.01	.11	.12	.10	.25	.28	.19	.18	.31	.17	.05	.03	.05
Gl.t.	.64	.28	35	.31	.75	.21	.45	.83	.62	.78	.24	.43	.63	.75	1.29	.65	1.12	.50	.83	.43	.56	.53	.94
Sum	99.46	100.97	100.38	99.96	99.95	99.93	100.62	99.84	99.90	99.72	100.61	99.60	99.78	100.14	101.53	99.25	99.54	99.41	99.33	99.77	99.75	99.62	99.84
Sr	410	159	98	95	188	72	176	91	86	134	74	231	186	116	206	380	342	387	361	183	250	290	333
Rb	195	194	252	253	222	217	259	254	226	262	300	280	226	228	107	71	64	69	65	42	45	25	69
Ba	870	992	667	711	796	741	94	41	39	37	46	1400	896	822	1100	2300	1600	1700	1700	487	2384	886	1356
Zn	74	52	50	34	164	69	34	57	58	45	52	37	47	62	40	40	18	22	-	32	18	7	22
Cu	32	-	-	-	15	-	-	2	6	4	-	-	13	64	-	-	-	-	-	7	4	3	2
Pb	12	11	18	14	43	14	26	16	22	23	38	22	20	23	-	13	-	-	-	14	15	12	11
La	61	45	64	61	63	57	74	82	132	88	96	59	48	59	26	25	22	18	22	48	20	22	26
Ce	130	107	139	132	133	119	182	152	251	178	192	126	110	117	46	49	47	40	47	93	42	46	55
Zr	385	256	263	246	314	330	828	696	592	793	617	331	322	337	26	29	30	21	23	269	195	189	180
Y	37	30	61	57	50	49	79	90	83	91	83	51	45	51	9	9	8	8	10	17	28	17	19
Nb	17	16	15	14	17	15	35	36	35	38	32	16	16	17	7	-	8	-	5	9	19	17	18
U	-	-	13	10	-	-	-	5	5	9	-	-	10	-	-	-	-	-	-	2	2	2	3
TH	18	11	24	20	24	22	26	21	26	27	25	24	17	19	-	-	-	-	-	8	13	10	11
Sc	6	6	8	8	9	10	-	-	4	-	-	9	6	8	6	-	6	6	8	7	3	4	8
Co	12	-	-	-	10	13	-	-	-	-	-	12	-	8	-	-	-	-	-	4	-	10	3
Ni	72	18	-	-	7	11	-	5	6	6	-	7	7	9	-	-	-	-	-	3	3	2	6
V	28	30	15	21	28	34	-	3	12	8	-	31	29	30	18	26	12	13	21	41	21	13	28
Cr	83	51	-	-	15	21	-	15	6	14	-	13	13	13	-	-	-	-	-	5	-	-	4
K2O/Na2O	.63	1.46	1.26	1.16	1.60	1.69	1.92	10.36	2.23	2.97	4.27	2.74	1.86	1.22	1.13	1.20	1.02	1.20	.94	.16	.40	.17	.46
UTM ko. 068606	068606	065591	065591	065591	06557	064571	.17865	17467	16765	17065	18065	06557	21663	20664	241673	243681	245684	245684	762685	769691	153548	153542	153542
UTM ko.	bolle																						

Prøve	Gråvakter, Gauteliv.										Gråvakter, Rombaken										Gråvakter, Ruvssot																																											
	ES57	ES58	ES60	ES61	ES67	ES69	ES68	ES70	ES72	ES73	ES67	ES69	ES68	ES70	ES72	ES73	ES132	ES133	ES131	ES134	ES132	ES133	ES131	ES134																																								
SiO2	72.33	70.64	57.23	54.76	66.22	53.22	69.47	60.18	69.16	68.44	56.04	58.47	51.86	58.37	14.08	18.08	13.23	16.07	13.69	12.78	13.97	14.55	13.39	14.61	6.95	10.40	6.26	7.97	5.73	7.05	11.09	9.63	12.82	9.74	.74	.65	.92	1.00	.75	.84	.70	.75	.62	.88	.85	.90	1.27	.88																
Al2O3	11.84	12.59	16.60	17.74	14.08	18.08	13.23	16.07	13.69	12.78	13.97	14.55	13.39	14.61	6.95	10.40	6.26	7.97	5.73	7.05	11.09	9.63	12.82	9.74	.74	.65	.92	1.00	.75	.84	.70	.75	.62	.88	.85	.90	1.27	.88																										
Fe2O3	6.38	5.80	9.15	10.27	6.95	10.40	6.26	7.97	5.73	7.05	11.09	9.63	12.82	9.74	.75	.84	.70	.75	.62	.88	.85	.90	1.27	.88	3.27	5.33	3.01	4.20	2.78	3.08	6.75	5.65	8.67	4.61	1.44	2.40	1.07	1.06	2.31	1.85	1.58	1.99	6.00	2.86	3.00	3.40	3.50	3.60	3.10	2.90	2.55	3.57	2.97	2.71	2.70	4.17	2.44	3.73	2.27	2.59	5.27	4.36	1.80	4.79
MnO	.06	.06	.09	.09	.06	.08	.05	.07	.05	.07	.09	.08	.13	.09	.13	.13	.12	.11	.11	.15	.15	.13	.12	.13	1.04	1.54	.86	1.36	.70	.72	1.18	.70	.78	.91	101.38	100.22	98.94	100.26	99.64	99.59	100.71	99.10	100.52	100.51	99.52	100.04	99.81	99.69																
P2O5	.13	.13	.12	.12	.13	.13	.12	.11	.11	.15	.15	.13	.12	.13	1.04	1.54	.86	1.36	.70	.72	1.18	.70	.78	.91	101.38	100.22	98.94	100.26	99.64	99.59	100.71	99.10	100.52	100.51	99.52	100.04	99.81	99.69																										
Gl.t.	.71	.79	1.25	1.27	1.04	1.54	.86	1.36	.70	.72	1.18	.70	.78	.91	101.38	100.22	98.94	100.26	99.64	99.59	100.71	99.10	100.52	100.51	99.52	100.04	99.81	99.69	231	246	285	291	149	227	173	155	247	168	118	153	157	112																						
Sr	231	246	285	291	149	227	173	155	247	168	118	153	157	112	75	77	133	126	110	205	88	151	105	102	190	161	66	191	778	622	959	981	704	598	873	876	697	775	660	429	785	726																						
Rb	75	77	133	126	110	205	88	151	105	102	190	161	66	191	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Ba	778	622	959	981	704	598	873	876	697	775	660	429	785	726	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Zn	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Cu	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
La	34	23	32	21	52	31	43	17	31	61	23	20	10	22	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Ce	65	45	39	38	91	58	81	32	57	109	36	50	24	56	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Zr	252	167	143	130	173	106	201	134	147	297	112	114	103	125	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Y	20	18	26	24	24	18	25	22	15	30	19	16	28	18	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Nb	8	9	12	14	12	17	11	11	8	11	7	9	9	8	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Sc	12	12	18	25	15	23	12	18	14	13	20	21	37	20	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Ni	46	54	116	135	75	124	72	82	67	63	139	109	211	98	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
V	137	118	223	279	144	198	131	158	112	155	141	128	254	132	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
Cr	262	187	229	266	245	212	301	210	215	387	332	279	503	228	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						
K2O/Na2O	.79	.74	1.07	1.08	.90	1.23	.70	1.04	.73	.89	2.07	1.22	.61	1.77	111	111	190	144	103	147	82	123	86	91	62	47	132	48	84	51	-	6	6	109	11	18	59	35	67	76	84	12																						

UTM ko. 156536 156536 156536 156536 131929 130929 130929 129931 129931 131928 821706 821707 809702 821706

Bilag 3.

Gull-analyser av bergartsprøver, Skjomen - Rombaken.

Prøvene er sammenslått fra 2 til 5 underprøver fra samme lokalitet, og er analysert (5 mg) ved atomabsorpsjon ved NGU.

Prøve	Au (ppb)	Lokalitet	Koord.	Kartbl. (UTM)	Bergart
K117.83	<10	SørDAL	078602	1431-3	kvartsgang i interm. vulk.
K118.83	10	"	078602	"	uregelm. kopper/magnetkis i interm. vulk.
K122.83	<10	"	072540	"	py-holdig felsisk skifer
K128.83	<10	"	072531	"	" " "
K129.83	<10	"	077560	"	" " "
K145.83	<10	"	062526	"	kv-rik skifer
K148.83	<10	"	076519	"	felsisk skifer
K148D.83	60	"	076519	"	"
K201.83	<10	Ruvssot	813712	1431-2	Mt-malm
K210.83	20	"	790685	"	uregelm magnetkis-sinkbl. i kv-biot. skifer
KS24.83	<10	SørDAL	069592	1431-3	interm. vulk. m/noe kopperkis
KS25.83	30	"	069592	"	" "
KS25A.83	<10	"	069592	"	svakt rusten interm. vulk.
K255.83	<10	Muohtag.	761661	1431-2	kv-rik skifer.
K256.83	<10	"	761662	"	kvartsitt
K257.83	<10	"	762664	"	"
K258.83	<10	"	762664	"	kvartsgang
K259.83	<10	"	762664	"	"
K260.83	<10	"	763664	"	kvartsitt
K264.83	<10	"	762670	"	kvartsitt
K265.83	<10	"	763667	"	kv-biot. skifer.
K276.83	<10	"	759684	"	kv-biot. skifer.
K276A.83	10	"	759684	"	kvartsitt
K276E.83	<10	"	759684	"	"
K279.83	<10	"	762698	"	kvartsgang
K279A.83	<10	"	762698	"	gossan
K280A.83	<10	"	759698	"	kvartsitt
K300.83	<10	"	242672	1431-3	"
K303.83	<10	Cainhav.	224619	"	"
K303E.83	20	"	224619	"	"
R15.83	<10	Ruvssot	812712	1431-2	kv-rik skifer
R17.86	<10	"	812712	"	kvartsitt
R18.83	20	"	811713	"	kopperkis/bornitt-dissem. i kv-rik skifer
R19.83	<10	"	811713	"	kv-rik skifer
R21.83	<10	"	820702	"	grafittskifer
R24.83	<10	"	817716	"	kv-biot. skifer
R26.83	<10	"	817716	"	basisk tuff m/ små kv-årer
R28.83	<10	"	817716	"	basisk tuff
R29.83	290	"	813713	"	rik bornitt-magnetitt malm

K104.83	60	Sørdal	072595	1431-3	ujevn kopperkis/magnetitt i mafisk tuff
J1.84	<1	"	072533	1431-3	py-holdig felsisk skifer
J2.84	1	"	071535	"	kv-rik skifer m/ ca. 10% py
J3.84	<1	"	070542	"	kvartsgang, 5-10m mektig
J5.85	<1	"	070542	"	"
J6.84	<1	"	070542	"	kv-rik skifer. m/ cca. 10% py
J7.84	<1	"	066542	"	rusten felsisk skifer
J9.84	<1	"	065443	"	kish. kv-biot. skifr.
M2.84	<1	Muohtag.	769685	1431-2	kv-biot. skifer.
M4.84	<1	"	769685	"	grafitth. rusten skifer.
K118.84	21	Ruvssot	824714	"	karbonatgang i ultramafitt
K222.84	1	Sørdal	070545	1431-3	kvartsgang
k123.84	2	Muohtag.	773684	1431-2	kvartsitt
K130.84	30	Gautelisv.	154541	1431-3	felsisk vulk.
K167.84	1	Sørdal	068606	"	rusten felsisk vulk.
RS.84	<1	Ruvssot	812712	1431-2	retr. basisk vulk.
K51.85	4	Stasj.h.	175680	1431-3	uren kalk, løssl.
K52.85	1	"	174686	"	felsisk vulk., karb.holdig
K53.85	6	"	174686	"	felsisk vulk., karb. og biotittholdig
K54.85	1	"	172674	"	felsisk vulk., karb.holdig
K55.85	5	Sørdal	077608	"	uren kalk m/flusspat og py
K62.85	2	Stasj.h.	170675	"	karb.holdig kv-biot. skifer.
K62A.85	2	"	170675	"	" " " "
K64.85	<1	"	171675	"	karb. holdig fels. vulk.
K68.85	3	Cainhav.	212613	"	" " " "
L69.85	<1	Cainhav.	214617	"	kalkglimmerskifer
K79.85	2	Stasj.h.	170657	"	kvartsittlag i felsisk vulk.
K80.85	<1	Muohtag.	769684	1431-2	retrogr. basisk vulk.
K83.85	<1	"	769686	"	" "
K84.85	<1	"	769686	"	karb.holdig kvartsgang
K85.85	1	"	769686	"	retr. basisk vulk.
K86.85	2	"	767688	"	" " " , karb.holdig
K90.85	2	"	761698	"	grafittskifer
K91.85	1	"	769691	"	retr. basisk vulk.
L101.85	<1	Gautelisv.	153542	1431-3	felsisk vulk.
K102.85	1	"	153542	"	kvartsittlag i felsisk vulk.
K104.85	<1	"	153542	"	karbonat m/ noe py
SK12	23	"	184543	"	kish. granitt
SK15A	4	"	198542	"	kisholdig kalk
SK22	1	"	132503	"	konglomerat
SK20	4	"	188529	"	kisholdig basisk bergart
K120.85	2	Muohtag.	767688	1431-2	kvartsb. kgl. m/ noe kis
K122.85	2	"	768687	"	retr. basisk vulk. m/ litt kis
K123.85	1	"	769680	"	kvartsrik rusten skifer
K132.85	59	Kjørrisv.	098540	1431-3	rusten basisk vulk.
K134.85	74	Stasj.h.	172657	"	biot.rik sone i felsisk vulk.
K139.85	3	"	197650	"	karbonath. felsisk vulk.