

NGU-rapport 88.208

Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske kart

Karasjok 2033 I M - 1 : 50 000

Rapport nr. 88.208		ISSN 0800-3416		Åpen/ <del>Fortrolig</del> til	
Tittel: Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske kart Karasjok 2033 I M - 1:50 000.					
Forfatter: Kjell S. Nilsen			Oppdragsgiver: NGU		
Fylke: Finnmark			Kommune: Karasjok		
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Karasjok			Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 2033 I Karasjok		
Forekomstens navn og koordinater:			Sidetall: 64		Pris: Kr. 285,-
			Kartbilag:		
Feltarbeid utført: 1983-1985		Rapportdato: 1. desember 1988		Prosjektnr.: 1886.15.21	Prosjektleder: A. Siedlecka
Sammendrag:  Bergartene i Karasjok-området består av 4 tektonostratigrafiske enheter: 1) Balgesvarrigneisen (granodiorittisk) i kjernen av det komplekse anti- klinoriet midt på kartet kan korreleres med Jergulgneiskomplekset (arkeiske gneiser med proterozoiske intrusiver) vest for kartet. Skuvvarriformasjonen med stedege sedimenter kommer inn lengst NV på kartet. 2) Karasjokgrønnsteins- beltet dekker størsteparten av kartet. Det består av glimmerskifre og fuchsitt- førende kvartsitt (Iskurasleddet), skifre med basiske- og ultrabasiske vulkanittlag med havbunnskjemisk sammensetning, arkosiske sedimenter (Dalgevarrileddet) og Bakkilvarriformasjonen med ultrabasiske og basiske vulkanitter og med tynne sediment-exhalitter hvis kjemi indikerer (epi) kontinental opprinnelse. 3) Tanaelvmigmatittkomplekset i Ø og lengst SV består av høymetamorfe hornblendegneiser, antatt intermediære- basiske metavulkanitter og sedimenter av øybueopprinnelse. 4) Levajokgranulitt- komplekset lengst Ø består av bl.a. kvarts-granat-sillimanitt-gneiser tolket som høymetamorfe gråvakke-flyschsedimenter. Bakkilvarrikomatiittene er datert til 2085 mill. år. Hovedmetamorfose og -deformasjon med overskyvning av granulittene antas å ha skjedd ca. 2100 - 1750 mill. år.					
Emneord Berggrunnsgeologi		Strukturgeologi		Gneis	
Petrografi		Metamorfose		Migmatitt	
Kjemisk analyse		Amfibolitt		Sedimentær bergart	

## INNHOLDSFORTEGNELSE

Side

1.	INNLEDNING	1
1.1.	Geografisk oversikt	1
1.2.	Regional geologisk oversikt	3
1.3.	Tidligere geologiske arbeider i området	6
2.	BERGARTSBESKRIVELSE	8
2.1.	Innledning	8
2.2.	Balgesvarrigneisen	9
2.3.	Skuvvanvarriformasjonen	10
2.4.	Gål'lebai'keformasjonen	10
2.4.1.	Undre glimmerskifer	11
2.4.2.	Mellomste glimmerskifer	11
2.4.3.	Øvre glimmerskifer	12
2.4.4.	Kloritt-amfibol bergart	13
2.4.5.	Amfibolitt	13
2.4.6.	Iskurasleddet	14
2.4.7.	Oal'gevarrileddet	15
2.5.	Bakkilvarriformasjonen	17
2.5.1.	Amfibol-kloritt-olivin-serpentinbergart (komatiit)	17
2.5.2.	Amfibolitter	18
2.5.3.	Bergarter av sedimentær opprinnelse	19
2.5.4.	Migmatitter i øst	19
2.6.	Tanaelvmigmatittkomplekset	20
2.6.1.	Migmatittene	20
2.6.2.	Hornblendegneisene	21
2.6.3.	Plagioklas-hornblendegneis	22
2.6.4.	Kvarts-feltspat-biotittgneiser	23
2.6.5.	Kvarts-feltspat-granatgneiser	23
2.7.	Intrusive bergarter	25
2.7.1.	Granitt	25
2.7.2.	Kvartsdioritter	25
2.7.3.	Gabbro	26
2.7.4.	Ultrabasitter	27
2.8.	Levajokgranulittkomplekset	27

	Side
3. KJEMISKE ANALYSER	29
3.1. Innledning	29
3.2. Sedimentære og vulkanske bergarter	30
3.3. Sure intrusive bergarter og gneiser	31
3.4. Ultrabasiske og basiske vulkanske bergarter	31
3.5. Ultrabasiske og gabbroide intrusivbergarter	33
4. ALDERSBESTEMMELSER	36
4.1. Jergulgneiskomplekset	36
4.2. Bakkilvarriformasjonen	36
4.3. Tanaelvmigmatittkomplekset	37
4.4. Levajokgranulittkomplekset	37
5. REGIONALE KORRELASJONSMULIGHETER	37
6. STRUKTURANALYSER OG DEFORMASJONSFASER	41
6.1. Deformasjonepisode $D_1$	41
6.2. Deformasjonsfase $D_2$	42
6.3. Deformasjonsfase $D_3$	43
6.4. Deformasjon $D_4$	44
7. METAMORFOSE	45
7.1. Karasjokgrønnsteinsbeltet	46
7.1.1. Ultrabasiske vulkanitter	46
7.1.2. Basiske vulkanitter	46
7.1.3. Sedimentære bergarter	47
7.1.4. Tolkning av metamorfose i Karasjokgrønnsteinsbeltet	48
7.2. Tanaelvmigmatittkomplekset	49
7.3. Levajokgranulittkomplekset	50
8. SAMMENDRAG OG KONKLUSJON	50
9. ØKONOMISK GEOLOGI	55
10. GEOFYSISKE TOLKNINGER	56
11. ESKURSJONSFØRER	57
LITTERATURHENVISNINGER	60

#### APPENDIKS:

Tabell over registrerte mineraler med visuelt anslått mengdeforhold for bergartene på kartblad Karasjok.

Tabell over kjemiske analyser (XRF).



## 1. INNLEDNING

### 1.1 Geografisk oversikt

Kartblad Karasjok dekker området rundt tettstedet Karasjok på østlige del av Finnmarksvidda. Mot øst grenser kartbladet mot Finland med grenseelven Anarjokka og Tana. Beliggenhet med geologiske hovedtrekk er vist i fig. 1.

Det meste av bosetningen ligger langs den øst-vestgående Karasjokkadalen med en del gårdsbruk langs den relativt flate dalbunnen. Ellers forekommer noe spredt bosetning langs finskegrensa. Karasjok bygdesentrum har ca. 1400 innbyggere og er det største tettstedet på Finnmarksvidda. Hovednæringsveiene er jordbruk, reindrift, skogdrift, jakt og fisk og noe turisme.

Karasjok har veiforbindelse med Karigasniemi/Ivalo i Finland, og Kautokeino i vest, og E6 Lakselv-Kirkenes går gjennom bygda. Den sydlige delen av kartbladet er tilgjengelig fra øst via en grusvei langs Anarjokka, eller fra vest fra en bomvei til toppen av Iskuras. For å benytte denne relativt dårlige veien må det innhentes tillatelse fra Forsvaret.

Topografien i området domineres av Tana-, Anarjokka og Karasjokka dalbunnene på 120 - 150 m.o.h. og et relativt flatt til småkupert bjørkeskogområde opp til 300 - 400 m.o.h, med enkelte høyder over skoggrensen. Iskuras er den mest markerte høyderyggen med den høyeste toppen 643 m.o.h. I de lavereliggende områdene vokser en del furuskog.

Berggrunnen i området har hatt betydning for utformingen av terrengformasjonene. Bløtere bergarter som glimmerskifere og amfibolitter danner gjerne forsenkninger, mens harde og massive bergarter som kvartsitt, gabbro og komatiitt danner de høyeste partiene.

De høyestliggende områdene på Iskuras og ved Dil'ljavarri består av kvartsitt. Gabbrokroppene danner ofte karakteristiske

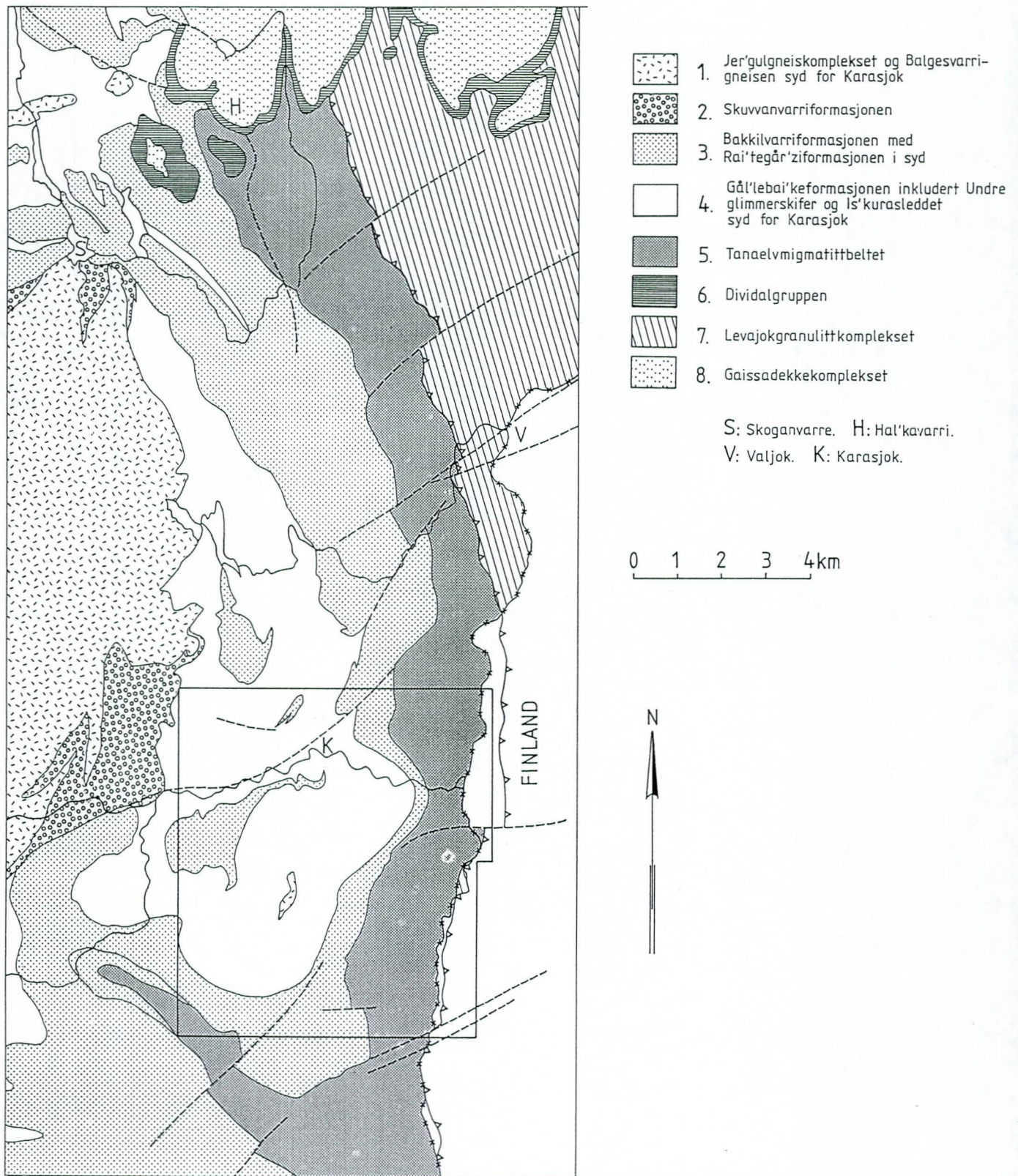


Fig. 1. Geologisk kart over forskjellige tektono-stratigrafiske enheter i Karasjok-området basert på bl.a. Wennervirta (1969), Skålvoll (1972), Henriksen (1974), Often (1985, 1986) og Krill (1985), samt data fra T. Pharaoh, S. Johnsen, M. Often, A. Krill (pers. komm. 1984).

høyder eller oppstående "plugger", i mange tilfeller med bratt-  
heng på syd- eller sydøstsiden (mot isbevegelsesretningen),  
f.eks. Hal'di, Sev'dnjescákka og Nagircák'ka (vest for Kara-  
sjok).

Det meste av området er preget av sterk iserosjon. De domine-  
rende isbevegelsesretningene varierer fra NNØ til NØ samt en  
fase mot NNV (L. Olsen, 1985). Langstrakte slake åsrygger er  
dannet der isbevegelsesretningen er parallell foliasjonsret-  
ningen av bergartene.

På den sydlige-sydøstlige del av kartbladet har L. Olsen (pers.  
komm. 1984) påvist eldre morenelag fra tidligere nedisnings-  
perioder. Ved Iskurasjokka er det funnet meterdyp oppsmuldret  
kjemisk forvitret berggrunn (L. Olsen, 1985) under 2 - 4 m  
morenedekke.

Da den siste innlandsisen trakk seg tilbake, dannet den store  
mengder smeltevann som flere steder har gravd ut større eller  
mindre spylereenner. F.eks. på sydsiden og østsiden av høydene  
Dil'ljavarri danner spylereennene opptil 10 - 50 m dype gjel  
erodert ned i berggrunnen.

Berggrunnen er generelt dårlig blottlagt. Omtrent 95% av kart-  
bladet er dekket av tykkere morene, vesentlig bunnmorene. De  
brede dalbunnene ved Karasjokka og Tana består av tykke glasi-  
fluviale avleiringer bestående av vesentlig sand og grus avsatt  
fra smeltevann under istiden. Disse avleiringene er avmerket  
på kartbladet. De beste blotningsområdene befinner seg i de  
mest kuperte områdene på nordlige del av kartbladet. Observerte  
blotninger og blotningsområder er avmerket på kartet. Mangel på  
blotninger gjør det vanskelig å sammentegne et berggrunnsgeo-  
logisk kart. Kartet er derfor presentert som et tolkningskart  
med striplete bergartsgrenser, hovedsaklig basert på observerte  
geologiske strukturer i blotningene, flyfototolkninger og tolk-  
ninger av de geofysiske målinger (se kapittel 10). Tolkningene  
av magnetiske bånd og elektromagnetiske ledere er vist i fig. 2  
(Midtun 1986).

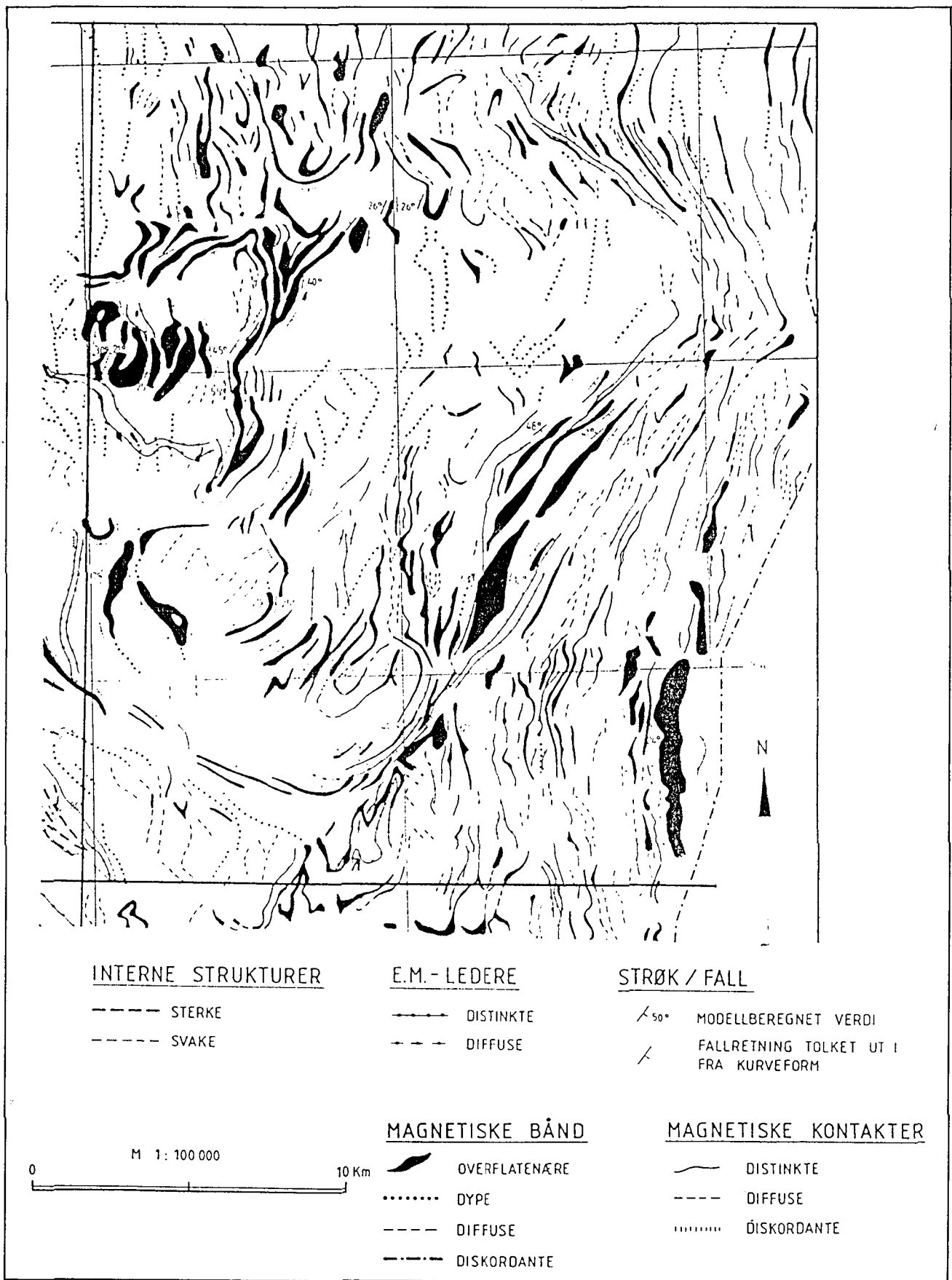


Fig. 2. Magnetiske og elektromagnetiske tolkninger av geofysiske målinger fra helikopter over kartblad Karasjøk. Etter Midtun (1986).

Hele kartbladet er flyfotografert i fargedias målestokk 1:25000 og i infrarøde fargebilder målestokk 1:43000 (Norsk Luftfoto og Fjernmåling, serie 6441, 7524 og 6541). Selv om morenedekket er opptil flere meter tykt, kan strukturer fra den underliggende berggrunnen tydes på flyfotoene.

I områder med få blotninger er det stedvis foretatt observasjoner av antatt korttransportert blokkmateriale. Dominans av en bestemt blokktype (80 - 90% av korttransportert materiale) kan brukes som indikasjon på hvilken bergartstype som opptrer på stedet, eventuelt korrigert for isbevegelsesretningen. Der hvor morenedekket er mindre tykt, (opptil 1/2 - 1 m) kan blokker fra den underliggende berggrunnen bli hevet til overflaten ved frostsprengning. Ansamlinger av blokker som åpenbart stammer fra underliggende berggrunn er i noen tilfeller avmerket som blotninger på det geologiske kartet (f.eks. i området syd for Iškuras).

## 1.2 Regional geologisk oversikt

Bergartene i Karasjokområdet tilhører den nordvestlige delen av det prekambriske Baltiske skjold. I nord (ved Halkavarre) er de overlagret av Vendiske til Kambriske sedimenter (Dividalgruppa) og Kaledonske skyvedekker (Gaisadekket), se fig. 1.

De forskjellige enhetene av de prekambriske bergartene kan deles inn i 4 tektonostratigrafiske hovedenheter (tabell 1), benevnt etter Siedlecka et al. (1985) og Often (1985):

1. Jergulgneiskomplekset
2. Karasjokgrønnsteinbeltet
3. Tanaelvmigmatittkomplekset
4. Levajokgranulittkomplekset

Jergulgneiskomplekset utgjør de sentrale delene av Finnmarksvidda vest for Karasjok og består for det meste av lysegrå og rødlige gneiser, svakt folierte med tonalittisk-kvartsdiorittisk sammensetning.

Jergulgneiskomplekset er ansett for å utgjøre underlaget for avsetning av bergartene i Karasjokgrønnsteinsbeltet. Ved Čaddejåkka syd for Skoganvarre beskriver Skålvoll (1964) og Siedlecka (1985) en primær avsetningskontakt til overliggende sedimenter av Skuvvanvarriformasjonen.

Karasjokgrønnsteinsbeltet dekker de sentrale delene av Karasjokområdet og inneholder følgende formasjoner (Siedlecka et. al. 1985):

Vuomegielasformasjonen  
Skuvvanvarriformasjonen

Iddjajav'rigruppen med følgende formasjoner:

Gål'lebai'keformasjonen  
Bakkilvarriformasjonen  
Rai'tegår'ziformasjonen

Karasjokgrønnsteinsbeltet ser ut til å ha delvis sammenheng med Kautokeinogrønnsteinsbeltet vest for Jergulgneiskomplekset, og det kan følges videre sydover mot Kittilä grønnsteinene i Finland. Korrelasjonene mellom de enkelte enhetene i disse grønnsteinsområdene er fortsatt omdiskutert (Se ellers kapittel 5).

Vuomegielasformasjonen består av basiske til ultrabasiske vulkanitter, og er bare påvist i noen områder på nordsiden av Jergulgneiskomplekset. Denne enheten er ikke representert på Karasjokbladet.

Skuvvanvarriformasjonen består av forskjellige terrigene sedimenter utbredt langs østsiden og nordsiden av Jergulgneiskomplekset, på noen lokaliteter med bevart primær kontakt mot gneisen (f.eks. Čaddejåkka). Formasjonen består av konglomerat, sandstein (kvartsitt) og glimmerskifer, noen steder karbonatholdig og fuchsittholdig (sterk grønn Cr-holdig glimmer).

Gål'lebai'keformasjonen utgjør den nedre delen av Iddjajav'rigruppen med tektonisk kontakt mot Skuvvanvarriformasjonen (og Jergul-



gneisen) i vest. Typeprofilet ved Gål'lebai'ke ligger ved Karasjokaelven (Ofte, 1985) ca. 15 km vest for Karasjokbladet. I typeprofilet begynner formasjonen med omdannede basiske og ultrabasiske vulkanitter med enkelte sedimentsoner. Den øverste delen består for det meste av omdannede feltspatrike sandsteiner, gråvakker, glimmerskifere og glimmerholdige sandsteiner. Mot nord dominerer generelt de sedimentære bergartene.

Bakkilvarriformasjonen består hovedsaklig av basiske og ultrabasiske lavabergarter med tynnere sedimentsoner. Bakkilvarri ligger vestligst på Karasjokbladet syd for Karasjåkkaelva. Kontakten mot Gål'lebai'keformasjonen i vest er oftest mer eller mindre tektonisert. Bakkilvarriformasjonen er stedvis relativt tykk, ca. 2-5 km, men kan være tektonisk repetert.

Rai'tegår'ziformasjonene er skilt ut av Ofte (1985) som en lokalt utbredt sone med amfibolitter, glimmerskifere og glimmergneiser på grensen mot Tanaelvmigmatittkomplekset. Den skiller seg fra Bakkilvarreformasjonen ved større innslag av terrigene sedimenter. Typeprofilet er fra Karasjåkka og østover, ca. 10-12 km vest for Karasjokbladet ved ombøyningen av Bourdnavarri synform (Krill 1985), en nedfoldet tarm av Tanaelv migmatitter som strekker seg mot VNV fra området syd for Iskuras.

Tanaelvmigmatittkomplekset. Denne sonen øst for Karasjokgrønnsteinsbeltet er relativt nylig skilt ut som egen enhet. Den er beskrevet av Merilainen (1976) og av Hörmann et.al. (1980) som West Inari Schist Zone på finsk side, av Barbey et.al. (1980) som Tana River Belt og av Barbey et.al. (1984) som Tana Belt. Tanaelvmigmatittkomplekset kan følges som en relativt smal sone langs vestlige og sydlige kant av granulittbeltet helt til sydsiden av Kolahalvøya (Berthelsen & Marker, 1986)

Migmatittkomplekset består vesentlig av høymetamorfe basiske- og intermediære vulkanitter med granitter og innslag av kvartsfeltspatgneiser (metasedimenter) og ultrabasitter. Vaskojoki anorthositt er et stort massiv på finsk side øst for Anarjokka,

og er tolket som en synmetamorfe intrusjon (Moreau, 1981). Geokjemiske studier av Hörmann et.al. (1980), Raith et.al. (1982) og Barbey et.al. (1984) har klassifisert de forskjellige bergartene som tholeittiske basalter, dioritter, andesitter, gråvakker, kalkaline- og rhyodacittiske metavulkanitter, som antas å representere et tholeittisk øyebuemiljø.

Levajokgranulittkomplekset. Granulittbeltet utgjør en karakteristisk enhet av høygrad metamorfe bergarter. I regional sammenheng danner den et sammenhengende, over 300 km langt belte fra østlige Finnmarksvidda hvor den forsvinner under de Kaledonske bergartene i nord, gjennom nordlige Finland og videre østover til sydligere del av Kolahalvøya.

På finsk side er det utført en del geologiske studier i granulittene (Eskola 1952, Merilainen 1976, Hörman et.al. 1980, Raith et.al. 1982, Barbey et.al. 1980, 1984). Bergartene i granulittbeltet er tolket som hovedsaklig metasedimentære gneiser og basiske-intermediære (kalk-alkaline til tholeittiske) intrusiver.

Den høye inverterte termale gradienten mot Tanaelvmigmatittkomplekset og Karasjokgrønnstensbeltet indikerer at granulittene ble overskjøvet mens granulittbergartene ennå var betydelig varme (Krill 1985).

### 1.3 Tidligere geologiske arbeider i området

Arbeidene til bl.a. Reusch et.al. (1981) er blant de tidligst kjente på Finnmarksvidda. Wennervirta (1969) gjorde de første relativt omfattende systematiske arbeidene i Karasjokområdet. Skålvoll (1972) sammenstilte et geologisk kart over Karasjokområdet (1:250 000).

I perioden 1981-85 var det relativt stor aktivitet i Karasjokområdet i forbindelse med Norges geologiske undersøkelses Finnmarksprogram som omfatter bl.a. regional berggrunnsgeologisk kartlegging, kvartargeologiske undersøkelser, geofysiske



målinger og andre ressursundersøkelser. I samme periode drev flere private selskaper med malmeting i forskjellige områder (Folldal Verk A/S, A/S Sydvaranger, Norsk Hydro, Arco Minerals). De foreløpige resultatene av de geologiske arbeidene er samlet i NGU-Bulletin 403 (1985), hvor flere artikler omhandler geologien i Karasjokområdet; Siedlecka et.al. (regionale korrelasjoner), Krill et.al. (dateringer av bergarter), Often (oppbygging av Karasjområdets bergarter), Krill (tektonikk og metamorfose i Karasjokområdet) og Elvebakk et.al. (en spesiell sandsten nord for Karasjok). Henriksen (1983) beskriver de basiske og ultrabasiske vulkanske bergartene nord for Karasjok.

De tilgrensende områdene til Karasjokbladet foreligger som foreløpige utgaver av berggrunnsgeologiske kartblad, og vil etterhvert utkomme som ferdige fargetrykte utgaver; i syd kartblad Galmatskaidi (Krill & Often, 1986, i vest kartblad Iesjokka (Often, 1987), i nord kartblad Iddjajav'ri (Henriksen, 1984) og i nordøst kartblad Valjokka (Nilsen, 1985).

Dette arbeidet inngår som en del av Norges geologiske undersøkelses (NGUs) Finnmarksprogram, finansiert av NGU med Prospektering A/S som operatør. Feltarbeidene ble utført i sommer-sesongene 1983, 1984 og 1985. I 1984 og 1985 var geolog Per E. Øverli med som feltassistent. I tillegg er det benyttet felt-data fra A/S Sydvarangers tidligere malmetingsaktiviteter i områdene nord og øst for Karasjok sentrum. Disse arbeidene er utført av G. Grammeltvedt 1979, H. Henriksen 1982-85 og E. Einarsson 1981. De sistnevnte arbeidene er utført i samarbeidsprosjekt med Union Minerals.

## 2. BERGARTSBESKRIVELSE

### 2.1. Innledning

Fig. 3 viser et skjematisk snitt av de tektonostratigrafiske enhetene fra Balgesvarrigneisen til granulittene i Øst, hvor karakteristiske bergarter i ulike stratigrafiske nivåer er tegnet inn.

Følgende inndeling er benyttet:

Levajokgranulittkomplekset:

kvarts-feltspat-granat-sillimanittgneiser.

Tanaelvmigmatittkomplekset:

Plagioklas-hornblendegneis

Hornblendegneis

østlige overgangssone med kvarts-feltspat-granatgneiser

Kvartsfeltspat-biotittgneiser

Bakkilvarriformasjonen:

Komatiitter

Amfibolitter

Glimmerskifer og sandstein

Gål'lebai'keformasjonen:

Øvre glimmerskifer

Dal'gevarriledet

Mellomste glimmerskiferenhet m. komatiitt og amfibolitt

Iskurasleddet

Undre glimmerskifer

Skuvvanvarriformasjonen

Balgesvarrigneisen

Av intrusive bergarter er det skilt ut:

Gabbro i Gål'lebai'ke- og Bakkilvarriformasjonene

Stratigrafi innenfor  
Karasjokbladet

Stratigrafi i  
Karasjokområdet  
etter Often (1985)

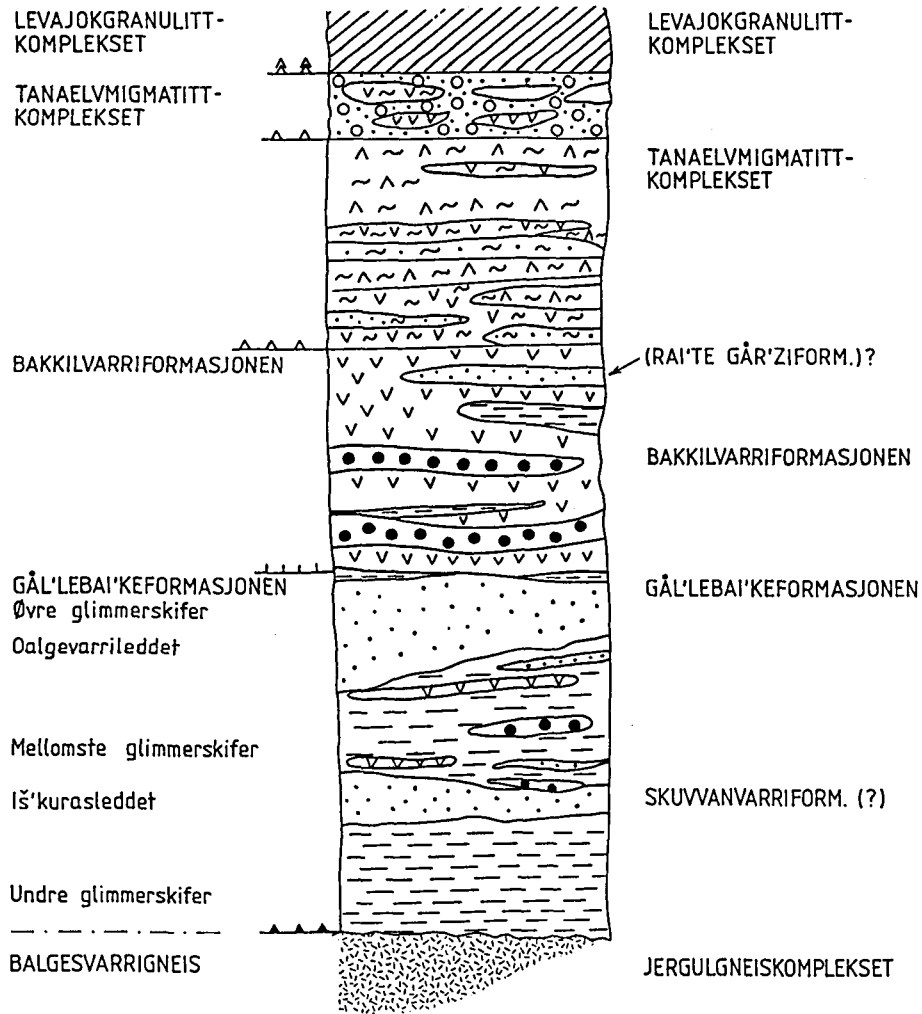


Fig. 3. Skjematisk stratigrafisk snitt av bergartene på Karasjokkartbladet. Profil Balgesvarri-Anarjokka.

-  Kvarts-feltspat-granat-sillimanittgneis
-  Kvarts-feltspat-granatgneis
-  Plagioklas-hornblendegneis
-  Hornblendegneis med migmatitter
-  Kvarts-feltspat biotittgneis
-  Komatiitt
-  Amfibolitt
-  Kvartsitt og sandstein (arkose)
-  Glimmerkifer
-  Granodiorittisk gneis

Ultrabasitt i Gål'lebai'ke- og Bakkilvarriformasjonen  
Kvartsdioritt i Bakkilvarriformasjonen og Tanaelvmigmatitt-  
komplekset

Granitt i Tanaelvmigmatittkomplekset

Korrelasjonen med den tektonostratigrafiske inndelingen til Often (1985) er ikke helt entydig (Fig. 3.1.1.3). Ut fra lithologiske og strukturelle kriterier (se videre beskrivelser) kan følgende korrelasjoner være mulige:

- Balgesvarrigneis med tilsvarende gneiser i Jergulgneis-komplekset.
- Iskurasleddet med underliggende glimmerskifer har en del fellestrekk med Skuvvanvarriformasjonen.
- De øvrige enheter over Iskurasleddet er direkte korrelerbare med Gål'lebai'keformasjonen.
- Deler av Bakkilvarriformasjonen med sedimentære bergarter og amfibolitter lengst i syd kan representere Raitegår'zi-formasjonen.

## 2.2 Balgesvarrigneisen

Denne gneistypen er observert i flere blotninger ca. 2 km øst for toppen av Balgesvarri (347 948) og langs dalbunnen ca. 2 km videre nordover. Det er observert lignende gneisblokker i et område ca. 3 km lenger syd og noe ca. 5 km lenger nord. Gneisen er ikke observert i fast fjell flere steder.

De minst deformerte partiene av gneisen er grå til lys rødlig, massiv, nokså grovkornet med 1-2 cm feltspatklaster, en svakt rødlig feltspat (K-feltspat) og en lys grålig feltspat (plagioklas. Innhold av biotitt, noe muskovitt, litt amfibol og kloritt definerer en markert foliasjon. Biotitt og muskovitt er anriket sammen med finkornet kvarts og epidot i tynne sprekkesoner med kataklastisk deformasjon (fig. 4). Deformasjonen tiltar mot grensen til sidebergartene. Ved kontakten mot gabbroen i vest (lok. 391 956) er det utviklet en minst 2-3 m bred mylonittsone med cm-store feltspatklaster og kvartslinser i en

finkornet mørk grunnmasse. I mindre deformerte soner mot overgangen mot glimmerskiferen i nord og vest er det observert små runde boller og relativt lite deformerte cm-store uregelmessige gneisboller. Disse kan tolkes som rester av et eventuelt basal-konglomerat, men kan også være dannet som resultat av den ellers omfattende deformasjonen.

### 2.3 Skuvvanvarriforrasjonen

Denne formasjonen forekommer i et lite felt i nordvestlige hjørnet av kartbladet og er godt blottet i et nok så stort blotningsfelt.

Bergarten består av en båndet kvartsitt, nokså finkornet (siltig) glimmerholdige bånd (hovedsaklig muskovitt, sjelden biotitt), og lys rødlige feltspathholdige bånd (mest plagioklas, lite K-feltspat). Karbonat inngår i finkornet grunnmasse sammen med lys glimmer. Noen mer karbonatrike lag opptil 1-2 m forekommer. Spredte korn av grønn fuchsittholdig glimmer er stedvis vanlig. Mot syd er det observert tynne glimmerrike bånd med en del fuchsit. I tynnslip sees relikte klastiske kvartskorn, mens feltspatkornene ofte er nedbrutte (av forvitring). Bortsett fra den primære båndingen, er ingen sedimentære strukturer observert. På Ies'varri, ca. 4 km lenger vest, er det beskrevet kryss-skikting og godt bevarte sedimentære strukturer (Henriksen, pers.komm.).

Kontakten mot en komatiittsone i Gål'lebai'keformasjonen i syd er relativt sterkt tektonisert.

### 2.4 Gål'lebai'keformasjonen

Glimmerskifer er den vanligste bergartstypen i Gål'lebai'keformasjonen. Etter stratigrafiske beliggenheter og lithologiske trekk kan den inndeles i tre hovedenheter; Undre, og Mellomsteglimmerskifer samt Øvre glimmerskifer (se fig. 3), som markerer overgangen til Bakkilvarriforrasjonen.

2.4.1 Undre glimmerskifer er utbredt i området rett nord for Iskuras. Det er uvisst hvorvidt deler av de mektige glimmerskifrene nord for Bakkilvarri norvest på kartbladet kan korreleres med det undre nivået.

Glimmerskiferen nord for Iskuras er dårlig blottet, men er registrert i mange antatt stedegne løsblokker. Den er generelt kvartsrik og glimmerrik (20-35%), mest muskovitt, noe kloritt eller biotitt, med enkelte feltspatholdige bånd og blaster. Kornstørrelsen varierer fra finkornet kvartsdominert til grovbladet opptil cm-store glimmerflak (muskovitt) langs skifrighetsplan, noen steder opptrer relativt magnetittrike soner. Tilnærmet parallelle cm-brede årer og linser av finkornet kvarts, eventuelt med feltspat, er nokså vanlig. Relikter av små granater er observert.

2.4.2 Mellomste glimmerskifer. Denne enheten omfatter bergartene mellom underliggende Iskuraskvartsitt og overliggende Oal'gevarrisandsten. Den største utbredelsen (tykkelse) har den ved Lavvuarri (NV Iskuras), ved Ajuvarri (SØ Karasjok) og i nordvestlige hjørne av kartbladet. I andre områder er den meget tynn eller blir helt borte.

Enheten består av mer eller mindre glimmerrike, som regel finkornete sedimenter og tynne vulkanittlag. Raske faciesvekslinger er typisk i mange områder. Den vanligste typen av finmiddelskornet<sup>er</sup> grå silt- eller sandstein med ca. 10-15% glimmer og vekslende glimmerrikere bånd. Muskovitt er den dominerende glimmeren, biotitt er mindre vanlig, men kan dominere i noen områder i nordvest. Andre bergartsvarianter kan være karakteristisk for enkelte nivåer innen glimmerskiferen og har mer lokal utbredelse, tykkelser fra under 1 m opptil 100 m. Disse består av:

- Kvartsitt. Finkornet til grovkornet med noen feltspat- og glimmerholdige bånd. To metertykke lag er observert ved lok. 355 102.



Fig. 4. Balgesvarrigneisen, lok. 389 950. Granulær kvarts-plagioklas-K-feltspat-gneis. Muskovitt og epidot langs tynne skjærplan. Forstørret 100 x, X-nicols.

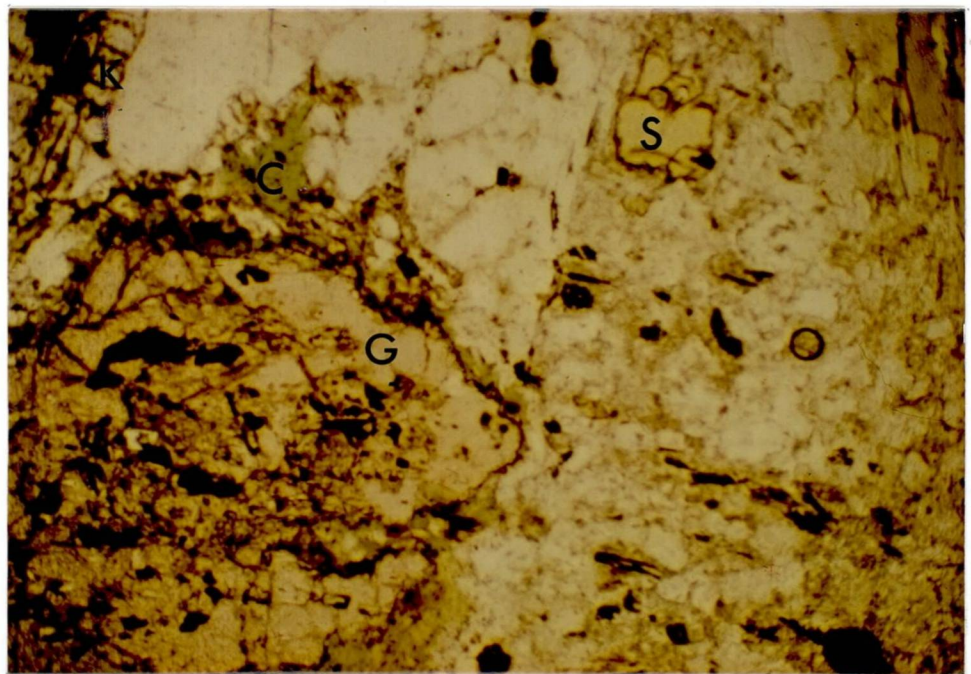


Fig. 5. Glimmerskifer med kyanitt (K) og relikte (antatt) staurolittporfyroblaster (S) omdannet til finkornet glimmer. Granatporfyroblaster (G) med sekundær kloritt i trykkskyggen (langs foliasjonsretningen). Rav'dujåkroavvi, lok. 385 068. Forstørret 100 x.

- Feltspatrike sandsteiner. Middelskornet lys eller mørk rødlig til grå med gneisaktig preg. De opptrer i relativt mektige soner, hvor enten plagioklas eller kalifeltspat (ved lok. 433 997) kan være hovedmineraler (opptil 60-70%). Inneholder vanligvis kloritt-epidotoholdige bånd, og har sannsynligvis vulkansk kildeområde (basiske eller intermediære - sure vulkanitter, tuffitter), eller eventuelt i nærheten av nærliggende gneiser (f.eks. lok. 442 034).
- Fuchsittholdige kvartsitter og glimmerrike bånd, opptil 1/2-2 m tykke, f.eks. lok. 314 070 og 391 031.
- Karbonatholdige glimmerskifere, tynne karbonatrike lag veksellende med biotitt-muskovittrike lag og karbonatholdige finkornete kvarts-feltspat-glimmerrike lag. De registrerte lokalitetene ligger i nærheten av grensen mot Oal'gevarriledet.
- Grovbladet glimmerrik skifer med muskovitt-biotitt og porfyroblaster av feltspat (plagioklas). Større korn (eller relikter) av granat, staurolitt, kyanitt og magnetitt er også observert (fig. 5).

Sedimentære strukturer (bortsett fra lithologisk bånding) er dårlig bevarte. På et par lokaliteter er det observert gradert lagning.

2.4.3 Øvre glimmerskifer er observert på noen lokaliteter i overgangen mot Bakkilvarriformasjonens vulkanitter. Den består av forskjellige typer finkornete sedimenter, lyse finkornete muskovittholdige kvartsrike lag, glimmerrike lag med muskovitt og noe biotitt, av og til med kyanitt og granater, kalkholdige lag, mørke grafittholdige glimmerrike soner og svarte grafittrike lag. F.eks. ved lok. 307 987 på sydsiden av Bakkilvarre har A/S Sydvaranger påvist en grafittrik skifer ved graving av flere profiler (B. Røsholt, pers.komm.). Skifrene inneholder ofte spredte sulfider (magnetkis og litt pyritt), av og til anrikt i tynne bånd, og de gir skifrene en karakteristisk rustfarge. De grafittholdige skifrene kan følges som elektromagnetiske anomalier på de geofysiske kartene.



2.4.4 Kloritt-amfibol bergart representerer en metamorfosert ultra-basisk vulkanitt (Se beskrivelse av Bakkilvarriformasjonen under). Den opptrer nederst i den mellomste glimmerskiferenheten. Bergarten er registrert flere steder på Iskuras, Ucca Dil'ljavaras og ved Gussavarri (syd for Bakkilvarri) i det samme stratigrafiske nivået rett over Iskuraskvartsitten, eventuelt med en tynn glimmerskifersone imellom. Glimmerskiferen vest for Karasjok inneholder også tynne komatiittlag som ser ut til å ligge i to nivåer nær bunnen og nær toppen av glimmerskiferen.

Komatiittlagene er relativt tynne, opptil 5-30 m mektige (usikkert på grunn av overdekningen). Komatiittene har en karakteristisk grønn-grågrønn farge. Hovedmineralene er amfibol og kloritt. Ellers forekommer varierende mengder av olivin, serpentin, magnetitt, talk og mindre mengder antofyllitt. De analyserte prøvene inneholder relativt mye olivin, serpentin (antigoritt) eller amfibol (aktinolitt-tremolitt eller pargasitt). Klorittrikere skifrige bergarter opptrer mer lokalt. De amfibolrike variantene er relativt grovkornete og massive. Et par prøver inneholder relikter av diopsid og hypersthen (L.P. Nilsson, pers.komm.) som antatt primære mineraler. Syd for Balgesvarri er det observert runde pyroklastiske fragmenter i komatiitten . (Se ellers beskrivelsen til Bakkilvarriformasjonen).

2.4.5 Amfibolitt opptrer i tynne soner på forskjellige steder innen mellomste glimmerskiferenhet, antatt ikke mer enn ca. 5-10 m mektige. Ved Ajuvarri (6 km SØ Karasjok) og Hal'devadde (6 km V Karasjok) opptrer amfibolittlagene helt øverst i glimmerskiferen på grensen mot overliggende Oal'gevarrisandstein.

Amfibolitten varierer i utseende. Den vanligste typen er en homogen amfibolitt som er mørk grønnlig-grå av utseende, massiv til båndet, og består av hovedsaklig mm - cm lange parallellstilte hornblendenåler og spredte plagioklaskorn, av og til anriket i bånd eller uregelmessige slirer.



Fig. 6. Metabasalt (amfibolitt) med relikte blærerom med epidot, kalkspat og kvarts. Vulkansk lag i Gål'lebaike-formasjonen, lok. 308 064.

Ved Geimejåkka i nordvest (f.eks. 310 099) opptrer en mer inhomogen amfibolitt som består av vekslende soner med kvarts-epidotoholdige bånd, klorittrike soner med kvartslinser og karbonatører samt amfibolrike og mer plagioklas-kvartsrike bånd.

Ved to lokaliteter (308 064 og 438 046) er det observert bevarte vulkanske strukturer (fig. 6). Massive lavabenker med flytestrukturer, 4-5 m tykke, har 1/2 - 3 cm store blærerom, noe konsentrert mot toppen av lavastrømmen. Metabasalten består av finkornet (0.1-0.5 mm) hornblende med litt plagioklas, mens blærerommene består av epidotrik kjerne, grovere hornblendekorn og finkornet rand med epidot og aktinolitt, dels sekundært dannet kloritt. Mellom basaltstrømmene opptrer 1-2 m bånd av tuffmateriale som består av finkornete mørke og lysere bånd, bånd med uregelmessige fragmenter (volcanoklaster), kvarts- og epidotrike bånd, og tynne magnetittrike bånd med enkelte sulfidkorn.

Ved Ajuvarri (lok. 443 031) går amfibolitten over i 10-20 m bred sone med lys rødlig feltspatrik laminert bergart med amfibolrike slirer og bånd. Bergarten består av finkornete plagioklasbånd vekslende med noe grovere plagioklasbånd og uregelmessige bånd med aktinolitt og epidot hvor det også er registrert relikte klinopyroxen-fenokrystaller. Bergarten tolkes som en intermedier vulkanitt eller tuffitt. Andre intermedier eller sure vulkanitter er ikke sikkert påvist i området, men registrert i noen løsblokker.

- 2.4.6 Iskurasleddet består av en karakteristisk kvartsitt-type som ser ut til å opptre i et bestemt stratigrafisk nivå og er brukt som ledehorisont som skiller den undre del av formasjonen fra den øvre del. Kvartsitten kan være opptil 100-200 m mektig, og kan følges som en nesten sammenhengende enhet rundt Balgesvarri-Iskuras antiklinoriet, fra Iskuras til Stuora Dil'ljavarri og Dil'ljaskaidi og tilbake over Ucca Dil'ljavaras og toppen av Balgesvarri. En vestlig utløper fra Iskuras og nordover til Jøgilvarri antas representere en oppfoldet rygg av det samme nivået (eller et eventuelt høyere nivå). I det glimmerskiferdominerte området på nordvestlige del av kartbladet

er det observert tynne lag, 1-5 m mektig, av en lignende kvartsitt. Den største sonen er avmerket på det geologiske kartet (ved lok. 313 073). Disse lagene kan enten tilhøre Iskurasnivået eller lignende kvartsitter i overliggende nivåer. Kvartsitten er hvit og relativt finkornet med karakteristiske sterkt grønnfargete fuchsittførende glimmerbånd. Fuchsitten (kromholdig glimmer) opptrer enten som mm-tynne laminer eller som mer spredte korn i dm-brede bånd. Noen steder veksler de grønne fuchsittholdige båndene med rødbrune hematittholdige bånd. De rene kvartsittene består av > 95% kvarts, 1-5% muskovitt (inkludert fuchsitt) og litt hematitt. De er vanligvis 10-50 m brede og opptrer sammen med mer glimmerrike kvartsitter med opptil 10-15% muskovitt (fuchsitt er her sjelden). De glimmerrike typene er mer porøse og har gråbrunlig forvitningsfarge. Sedimentære strukturer er som regel dårlig bevarte på grunn av omfattende deformasjon med dannelser av glimmer langs sekundære foliasjons- og kløverplan.

I områdene lenger nordover, ved Jægilvarri og Dil'ljaskaidi, inneholder kvartsitten etterhvert flere feltspatholdige bånd. Den kan stedvis ligne på Oal'gevarrisandstein, men er oftest lysere av farge, og opptreden av fuchsitt er diagnostisk. I nordlige områder av Jægilvarre er det observert skråskikt og gradert lagning i feltspatholdige lag.

- 2.4.7 Oal'gevarriledet utgjør den øverste delen av Gål'lebaikeformasjonen. Den har sin største utbredelse i området rundt Karasjok og ligger som langstrakte "fingre" (nedfoldete synklinaler) over mellomste glimmerskiferenhet i sentrale-nordvestlige deler av kartbladet. Nivået med sandsteiner kan følges rundt sydsiden av Iskuras-Balgesvarreantiklinoriet, men tynner tilsynelatende ut i vest syd for Bakkilvarri (usikkert på grunn av blotningsgraden).

Sandsteinene er grå til rødlig av farge med enkelte mørkere mer glimmerrike lag. Kvarts-glimmerinnhold, og kornstørrelse varierer ellers lite i mesoskopisk målestokk. Kornstørrelsen er vanligvis mellom 0.1-1 mm. I vestskråningen av Jægilvarre er det observert konglomeratholdige lag. Overgangen fra under-

liggende mer finkornete glimmerskifer skjær ellers mer gradvis ved at grovere sandsteinlag blir mer og mer dominerende. Feltspatinnholdet er vanligvis relativt høyt (20-40%), plagioklas (oligoklas-albitt) dominerer, men kalifeltspatirikere lag er også observert.

Ved kartbladgrensen langs Europaveien nord for Karasjok (lok. 402 111) forekommer en spesiell albittrik sandstein som består av 55-70% albitt, 5-20% kvarts, tremolitt og dolomitt (5-15%), noe hematitt, rutil og apatitt, detaljert beskrevet av Elvebakk et.al. (1985). Primære sedimentære strukturer som bl.a. bølgeslagmerker, kryss-skikting, tørkesprekker og parallell-laminasjon er godt bevarte (fig. 7). Sandsteinen representerer en kystnær tidevannspåvirket gruntvannsavsetning. (Elvebakk et.al. 1985). Lignende bergart er også observert 2 km videre SV langs strøkretningen (bl.a. lok. 388 096). Opprinnelsen til den albittrike sandsteinen kan vanskelig forklares med sedimentologiske modeller (erosjon fra albittrik bergart). Sannsynligvis har det skjedd en sekundær Na-tilførsel (metasomatisk, hydrotermal omvandling) fra en nærliggende vulkansk (hydrotermal) kilde, eller fra sjøvann (oppvarmet og anrikt på Na<sup>+</sup>) under diagenesen. En lignende prosess, betegnet som albitt-karbonat-omvandling eller albittfelsdannelse, er observert og beskrevet flere andre steder på Finnmarksvidda, bl.a. i noen veiskjæringer ved Porsangmoen 5 mil lenger nord, på vestvidda i Masi-Kautokeino området (Olsen & Nilsen, 1985) og i Bidjovagge Gruber.

Mer eller mindre godt bevarte sedimentære strukturer (kryss-skikting) er observert på en rekke lokaliteter i nærheten av Karasjok, f.eks. Karasjok gamle steinbrudd, lok. 419 089. De fleste observerte sedimentære strukturer gir klare indikasjoner på at Oal'gevarrisandstein ligger stratigrafisk over mellomste glimmerskiferenhet og under vulkanittene i Bakkilvarriformasjonen.

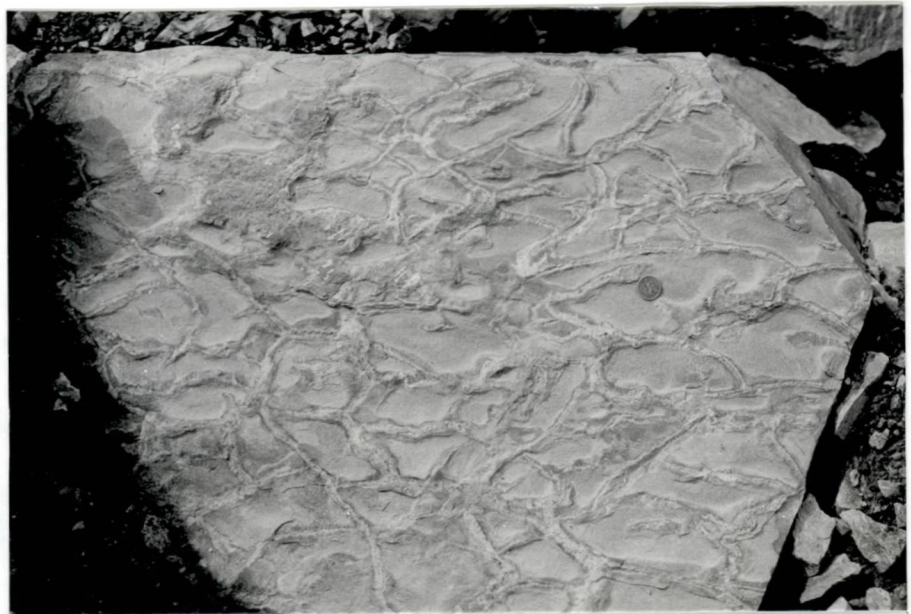


Fig. 7. Bølgeslammer, tungeformete strømrifter, og tørkesprekker fra en albittisert sandsten (vesentlig albitt, noe kvarts, tremolitt og dolomitt). Veiskjæring ved E6 ved kartbladgrensen nord for Karasjok, lok. 402 112. Etter Elvebakk et al. (1985).



## 2.5. Bakkilvarriformasjonen

Formasjonen består hovedsaklig av basiske og ultrabasiske vulkanitter, noen glimmerskifre og sandsteinslag, og er intrudert av noen gabbro- og kvartsdiorittiske intrusiver.

Bakkilvarriformasjonen kan følges som et 1-5 km bredt belte fra kartbladgrensen nordøst for Karasjok og sydover rundt Is'kuras-antiklinoriet. Bakkilvarriområdet er et separat synklinorium med en utløper østover mot Karasjok. Ved kartbladgrensen 2-3 km nord for Karasjok er en amfibolittsone nedfoldet i to SV-gående synklinaler korrelert med Bakkilvarriformasjonen. Kontakten mot underliggende er observert på tre lokaliteter, hvor det er observert metertykke intenst deformerte soner med mylonitter. Rundt Bakkilvarri er lignende tektoniske soner ikke påvist, og denne kontakten er heller ikke inntegnet som skyvegrense.

- 2.5.1 Amfibol-kloritt-olivin-serpentinbergart (komatiitt) utgjør opptil 30-40% av Bakkilvarriformasjonens vulkanitter. Komatiitter er benyttet som en betegnelse på en spesiell type lava-bergarter av ultrabasiske sammensetning. De er dannet ved høy grad av oppsmelting av mantelmateriale og brakt hurtig opp til overflaten uten nevneverdig fraksjonering. Sammenlignet med kjemien til basalter har komatiittene først og fremst høyere Mg-innhold og lavere Na-, K- og Ti-innhold, og Ca/Al-forholdet er relativt høyt. Se ellers Henriksen (1983).

Komatiittene i Karasjok består av større eller mindre mengder av amfibol + kloritt + serpentin, og underordnede mengder av talk, titanitt, karbonat (magnesitt), klino- og orthopyroxen og magnetitt. Amfibolen er oftest finkornet, kortprismatisk og lys grønn av farge, og enkelte steder (i kumulater) opptil 1 cm lang. I tynnslip er amfibolene fargeløse til svakt grønnlige. Optiske data passer med pargasittisk hornblende, eller i et par tilfelle er en tremolitt-aktinolitt identifisert. Tynne nåler av antofyllitt er observert som vekst i olivin (serpentin)-aggregater, noen steder helt eller delvis omdannet til talk (fig. 8).

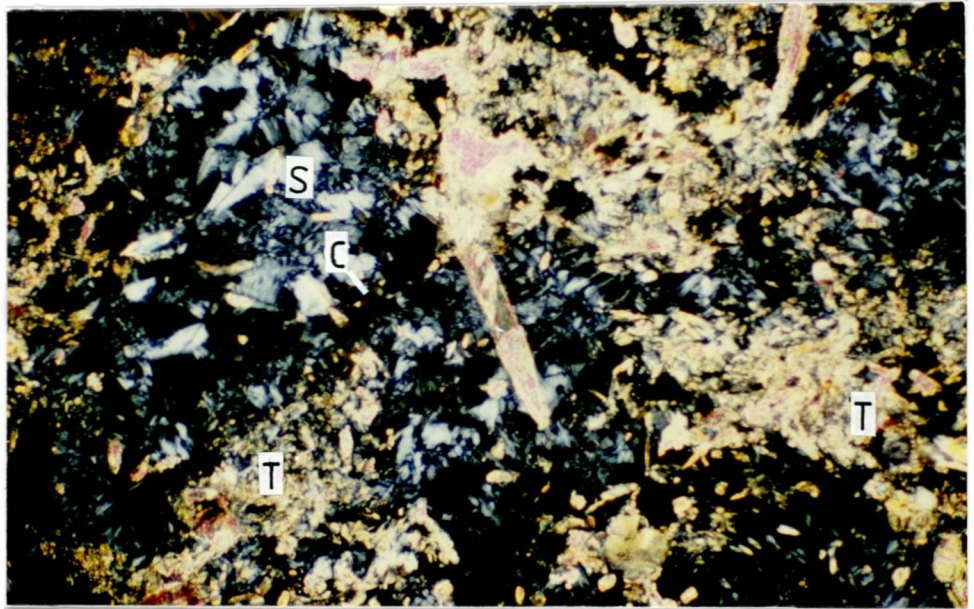


Fig. 8. Metakomatiitt med tremolitt (T), antatt relikte pyroxenkorn, kloritt (C), serpentin (S), antatt relikte olivinkorn og større avlange nåleformete aggregater av talk (T), antatt dannet ved retrogradering av antofyllitkrytaller (med stor vinkel til foliasjonen S). Nord for Hal'di (vest for Karasjok), lok. 337 057. Forstørret 100 x, X-nicols.



Fig. 9. Komatiitt med opptil 2 dm store kantede fragmenter av komatiittisk materiale litt mørkere enn grunnmassen. Antatt vulkansk breksje. Løsblokk nederst i skråning nord for Bakkilvarre, lok. 343 042.



Komatittene skiller seg fra amfibolittene i utseende ved en lysere og noe klarere grønnfarge og inneholder ikke lyse mineraler som feltspat eller kvarts. Sekundært dannet karbonat og talk er de eneste lyse mineralene. De amfibolrike typene kan være helt massive mens de klorittrike kan være sterkt skifrige. Olivin vises ofte som brune pletter på overflaten.

I de mektige og mindre deformerte soner av komatiittene kan primære vulkanske (lava-) strukturer være godt bevarte, f.eks. i Bakkilvarriområdet. Wennerwirta (1969) beskrev "agglomerater" i kloritt-amfibolskifrene. De komatiittiske bergarter fra Karasjokområdet er ellers relativt detaljert beskrevet av Henriksen (1983) og Often (1985). I noen områder, spesielt på Bakkilvarri, inneholder lavaene tallrike pyroklastiske fragmenter. De varierer i form og størrelse, vanligvis fra mm til noen cm lange (tuff - lapilli), uregelmessig kantede til godt rundete (Often, 1985). I løsblokker er det observert flere dm-store kantede fragmenter, antatt vulkansk breksje (fig. 9). Fragmentene består av tilnærmet samme materiale som grunnmassen, de kan være lysere eller mørkere, og noen viser sonering med lysere (avkjølings-) rand (Often, 1985). Observasjoner av pute-lavaer, polygonale størkningssprekker og spinifex-lignende teksturer (Henriksen, 1983, Often, 1985) viser at lavaene er avsatt under vann.

2.5.2 Amfibolitter er den vanligste bergarten i Bakkilvarriformasjonen. Amfibolittene er svært homogene, middelskornete godt foliert med mm-lange hornblendenåler. De er mørk grønnlig grå av farge med underordnede lyse striper, eller mot øst uregelmessige slirer av feltspat (plagioklas), fig. 10. Denne typen antas å representere massive lavaer av basaltisk sammensetning. Henriksen (1983) beskriver observasjoner av putelavaer.

En annen mindre utbredt variant er mer inhomogen og finkornet med lyse feltspat-kvartsholdige bånd, eventuelt med granater og mørke glimmerholdige (kloritt-biotitt) bånd. Denne typen tolkes som opprinnelige basiske tuffer.

Av mineraler inneholder amfibolittene hornblende + oligoklas (albitt) og varierende mengder kvarts, kloritt, biotitt, epidot og titanitt. Lengst mot øst opptrer metamorfe porfYROblaster av klinopyroxen (diopsid).

2.5.3. Bergarter av sedimentær opprinnelse.

I Bakkilvarriformasjonen er det skilt ut to typer bergarter av sedimentær opprinnelse:

Glimmerskifer består av finkornet kvarts og glimmer med noe sulfider og grafitt, av lignende typer som i øvre glimmerskifer i Gål'lebaikeformasjonen. Glimmerskiferen sydøst for Iskuras er mørk og glimmerrik (biotitt, muskovitt, kloritt) med feltspatblaster, granat, magnetitt og litt kyanitt. De antas å bestå av vulkansk derivert exhalittisk materiale.

Sandsten. I området syd for Iskuras og nordøstover i Gamehis-av'zi er det registrert minst to nivåer av lys kvarts-feltspat bergart (antatt opprinnelig sandstein). Området er intenst foldet, så det samme laget kan forekomme flere steder. Det er tidligere ikke observert eller beskrevet sandsteinslag innen Bakkilvarriformasjonen. Det er en mulighet at deler av Bakkilvarriformasjonen i det sydligste området kan korreleres med det som Often (1986) kaller Rai'tegår'ziformasjonen, som ligger i tilsvarende tektonostratigrafiske posisjon ca. 2 mil lenger vest. På grunnlag av observerte løsblokker kan antas at sedimentære bergarter har større utbredelse enn angitt lengst i syd.

Sandsteinsnivående er antatt 5-30 m mektige og består av opptil metertykke kvartsrike lag, dels med grovkornet kvarts, mer finkornete grå glimmerholdige soner og relativt mektige rødlige gneisaktige feltspatrike lag. I noen områder, ved lok. 380 862 og 374 857 opptrer rødfargete middelskornete homogene K-feltspatrike lag. En lignende bergart er ellers observert nord for Dil'ljavarri (lok. 432 995) underst i mellomste glimmerskiferenhet.

2.5.4 Migmatitter i øst. Det er avmerket noen områder med opptreden av migmatittårer i Bakkilvarriformasjonen mot kontakten til

Tanaelvmigmatittbelte i øst. Bergartene i denne sonen består av amfibolitter, komatiitter og båndete kvarts-feltspatbergarter (sandsteiner), hvor det opptrer varierende mengder migmatitt-årer. Migmatittene er av granittisk sammensetning og opptrer i mm-dm tykke gjennomskjærende årer. Bergartene har noe sterkere gneispreg, men skiller seg ellers ikke spesielt ut fra resten av bergartene i Bakkilvarriformasjonen. Amfibolittene har flere klinopyroxen-porfyroblaster og noe biotitt. På en komatiitt-lokalitet (417-905) er det observert små biotittkorn i forbindelse med tynn migmatittåre.

## 2.6. Tanaelvmigmatittkomplekset

Komplekset dekker den østlige delen av kartbladet og kommer inn i en 1-3 km bred sone i sydvestlig hjørnet av kartbladet som en del av den NV-gående Bourdnavarri synformen (Krill, 1985).

Bergartene i migmatittkomplekset består av amfibolholdige- til amfibolrike gneiser (opprinnelse noe usikker, antatt vulkansk), og soner med kvarts-feltspat-biotittgneiser (antatt opprinnelige sedimentar eller sure vulkanitter). Mot grensen til granulittene i øst er det skilt ut en spesiell overgangssone, kvarts-feltspat-granatgneiser med inneslutninger av forskjellige amfibol-, pyroxenholdige og granulittiske bergarter. Innslag av migmatittårer og -ganger er karakteristisk. De største sonene er skilt ut som intrusiv granitt eller kvartsdioritt på det geologiske kartet.

Grensen mot Karasjokgrønnsteinsbeltet i vest er observert på et par lokaliteter, og består av opptil flere meter brede soner med intens (duktil) deformasjon med dannelse av mylonitter og blastomylonitter (med både feltspat-, kvarts- og granatblaster). Gneisene i migmatittkomplekset kan skilles ut fra resten av Karasjokbergartene ved sin utpregete bånding (gneispreget utseende) og granoblastisk tekstur.

- 2.6.1 Migmatittene opptrer som gjennomsettende kvarts-feltspatårer og ganger, vanligvis fra cm- til dm-brede. Noen steder er migmatittene totalt dominerende (i områder kartlagt som granitt

eller kvartsdioritt). Migmatittene er dannet ved oppsmelting (anatekse) av de lokale bergartene. Det ser ut til å være (minst) to generasjoner av migmatitter:

1. En eldre type (pre- synmetamorf), lys rødlig til nesten hvit, består av plagioklas og kvarts, litt biotitt, K-feltspat og granat, med kvartsdiorittisk-granodiorittisk sammensetning. Den opptrer som tilnærmet parallelle eller svakt gjennomskjærende årer og ganger. Opptreden av granat- og diopsidporfyroblaster viser metamorf påvirkning. Årene kan enkelte steder være intenst foldet.
2. Lys- til mørkere rødlige ganger og årer, ofte gjennomskjærende med stor vinkel til båndingen, og kutter også eldre migmatittgenerasjoner. De er relativt lite deformerte (unntatt i spesielle skjæresoner), og de kan være grovkornete (pegmatitter) med (feno)-krystaller av K-feltspat og store biotittflak, sammensetningen er granittisk.

2.6.2 Hornblendegneisene består av hornblenderike bånd med enkelte lysere feltspat-kvartsholdige bånd. Den vanligste typen består av homogene mørk grå cm- opptil dm-brede hornblenderike plagioklasholdige bånd med tynne lyse kvarts-feltspatrike bånd (fig. 11). Noen steder er biotittrike eller granatrike bånd nokså vanlige.

Hornblende er hovedmineralet. Plagioklas og biotitt er relativt vanlig, mens K-feltspat, kvarts, granat, diopsid, titanitt, ilmenitt og eventuelt kloritt, muskovitt og epidot opptrer i mindre mengder. Hornblendegneis er her definert som en båndet til foliert hornblenderik bergart med mer enn 40% mørke mineraler (hornblende + biotitt + kloritt + diopsid). Hornblende opptrer som granulære korn i et metamorft dannet polygonalt mønster (tilnærmet  $120^\circ$  vinkel mellom korngrensene), forskjellig fra den typiske nåleformete hornblenden i amfibolitten fra Karasjok grønnsteinsbelte (fig. 12). Kornstørrelsen varierer vanligvis fra 0.1 mm - 1 cm, lokalt noe grovere. Den båndete typen er mest karakteristisk med vekslende mørkere og lysere cm - dm brede bånd, med overvekt av de mørkere båndene. Horn-



Fig. 10. Amfibolitt med lyse kvartsholdige slirer. Fra Bakkilvarri-formasjonen, lok. 435 102.



Fig. 11. Plagioklas-hornblendegneis med 1-2 cm brede mørke hornblenderike bånd. Bildet viser en F3-fold i migmatittbeltet. Nord for Is'kurasjok, lok. 474 836.

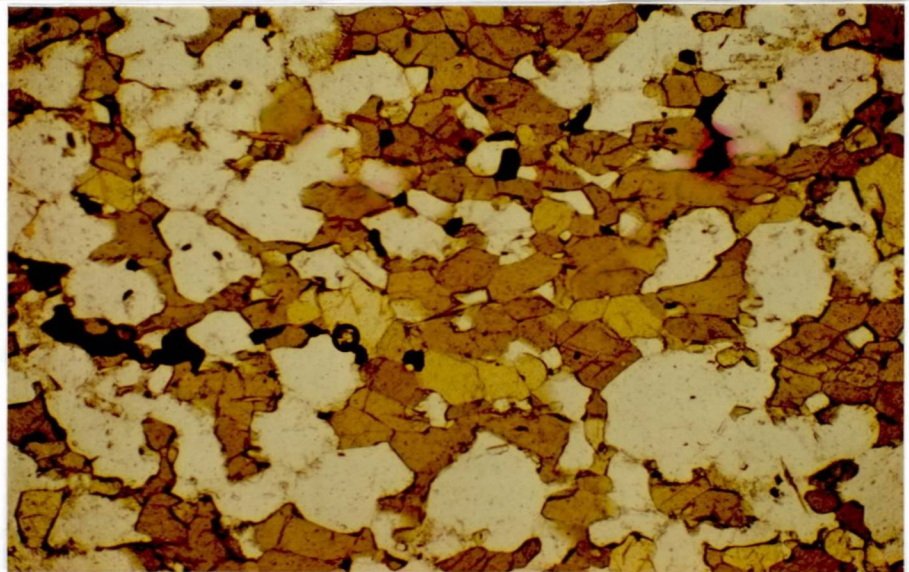


Fig. 12. Hornblendegneis med granulære hornblendekorn (mørk grå) og plagioklas (lys grå), lok. 534 047. Forstørret 100 x.



blendegneisen kan også inneholde homogene og massive soner (bredde 1-10 m eller mer). Båndingen kan være utviklet som intens deformerte (duktil) skjærsoner med eventuelle blaster av granat, hornblende eller diopsid. Disse skjærsonene er vanligst mot øst og er assosierte med overskyvningen av granulittene (fra øst).

Opprinnelsen til hornblendegneisene er vanskeligst å vurdere, siden de er totalt omkrystalliserte. De massive og homogene variantene kan tenkes å representere basiske lavabergarter, de groveste typene eventuelle gabbroer. Hornblendegneisene inneholder generelt mer lyse mineraler (feltspat og kvarts) enn de vanligste amfibolittene. Den kjemiske sammensetningen er basaltisk (nærmere diskutert i avsnittet om geokjemi). Båndingen kan være dannet på to forskjellige måter:

- Primær bånding kan representere opprinnelige lag med tuffer (eller tuffitter). De lyse båndene kan inneholde vulkanogene sedimentære avsetninger eller eventuelle innslag av surere (intermediært) vulkansk materiale.
- Sekundær bånding dannet i forbindelse med migmatittisering (metamorfose) og påfølgende deformasjon. Ved dannelsen av en smeltefase (migmatittisering) vil de lyse mineralene (feltspat og kvarts) konsentreres i uregelmessige årer og ganger (migmatitter). Spesielt den eldste typen migmatitter kan opptre som konkordante eller som tilnærmet parallelle bånd. Hoveddeformasjonen av hornblendegneisene (antatt dannet i forbindelse med overskyvningen av granulittene) har ført til sterk utstrekning (ekstensjon) av lagene, og tidligere diskordanser vil etterhvert utvikles som parallelle bånd. I intens deformerte skjærsoner er det observert gjennomskjærende migmatittårer som er ekstremt utstrukt i tynne bånd eller striper.

2.6.3 Plagioklas - hornblendegneis er skilt ut som en lysere type av hornblendegneisene. På kartblad Karasjok ser dette ut til å være den vanligste bergartstypen i migmatittbeltet (noe usikkert på grunn av overdekningen).

Plagioklas-hornblendegneis er definert som en båndet hornblendeførende gneis med mindre enn 40% mørke mineraler (hornblende + biotitt + diopsid). Kvarts- og feltspatinnholdet er noe høyere enn i hornblendegneisene, ellers er det ikke så store forskjeller i mineralogi, utseende og opptreden. Båndingen er mest typisk, vekslende cm-brede lyse og mørkere amfibolholdige bånd, noen kvartsrike, biotittrike og granatrikere bånd. Brede bånd eller soner (opptil 1-10 m eller mer) av mørke hornblendegneiser er ikke uvanlig. I større målestokk er plagioklas-hornblendegneisene svært inhomogene.

Foreløpige kjemiske analyser viser at plagioklas-hornblendegneisene har intermediær vulkansk (andesittisk-dacittisk) sammensetning (se avsnittet om geokjemi). Kvarts- og glimmerrike bånd tyder også på mulige sedimentære innslag.

2.6.4 Kvarts-feltspat-biotittgneiser består av båndete til sterkt folierte kvartsrike gneiser, middels- grovkornete, grå til rødlig kvarts-feltspatrike båndete gneiser og mer homogene og finmiddelskornete grå biotittholdige gneiser. Mørkere hornblendeholdige bånd er observert nær grensen mot hornblendegneisene. Kvarts-feltspat-biotittgneisene representerer sannsynligvis sedimentære bergarter som kvartsitter, arkoser og mulige gråvakker. Opptreden av eventuelt surt vulkansk materiale (rhyolitter) er uvisst.

2.6.5 Kvarts-feltspat-granatgneiser. Lengst i øst i en 0.5-1 km bred sone langs Anarjåkka er det skilt ut en spesiell overgangssone mot granulittene. Denne sonen er på tidligere geologiske kart inkludert under granulittene. Den samme sonen fortsetter videre nordover (se Nilsen, 1984; 1986). Hörmann et.al. (1980) nevner også en tilsvarende 500 m bred overgangssone mot granulittene ved Ivalojoiki i Finland.

To hovedtyper av bergarter opptrer i flere varianter i denne overgangssonen:

- Kvarts-feltspat-granatgneiser er den vanligste bergartstypen som dekker ca. 70-80% av arealet. Den er lys grålig av farge med spredte mm-store røde granater. Den veksler mellom en homogen middelskornet jevnkornet foliert type og en mer båndet type med kvarts-plagioklas-K-feltspatrike bånd, og tynnere biotitt-sillimanittholdige bånd <sup>(Fig. 13)</sup>. Kvartsen er ofte utviklet som platekvarts som er typisk for granulittene. Kvarts-feltspat-granatgneisene ligner mye på den vanligste bergartstypen i Levajokgranulittkomplekset, men de er stort sett mer homogene med mindre utpreget bånding i forhold til granulittene. Nærmere grensen mot granulittene blir de båndete og mer grovslirete kvarts-feltspat-granatgneisene med biotitt og sillimanitt mer vanlige, og de kan representere innslag (innskjøvne skjell) av granulittbergarter.
- Pyroxenholdige amfibolitter og hornblendegneiser. Innslag av mørke hornblendeholdige bånd og linser er karakteristisk, siden disse ikke (eller meget sjelden) finnes i granulittkomplekset. Cm-dm, mørke - nesten svarte hornblenderike bånd er relativt vanlige. Både diopsid og hypersthen kan forekomme i varierende mengder i disse båndene. Amfiboler ser ut til å opptre i to generasjoner, en eldre granulær (hornblende) som dels blir erstattet av pyroxen (diopsid) og en yngre (aktinolitt) som kan erstatte pyroxen (hypersthen).

Hornblenderike bånd kan også opptre i veksling med lyse pyroxenholdige bånd; uregelmessige kvarts-feltspat (biotitt)-bånd med lys grønne mm-store diopsidkorn og mer homogene plagioklasholdige bånd med brunlig svarte hypersthenkorn. Pyroxenholdige amfibolgneiser med varierende innhold av kvarts, feltspat, biotitt og granater (med eventuelle rester av migmatitter) opptrer også som boudinerte linser eller skjellformete inneslutninger i kvarts-feltspat-granatgneisene (Fig. 14).

I den vestlige delen av sonen forekommer flere større inneslutninger av grov-middelskornete homogene amfibolitter som



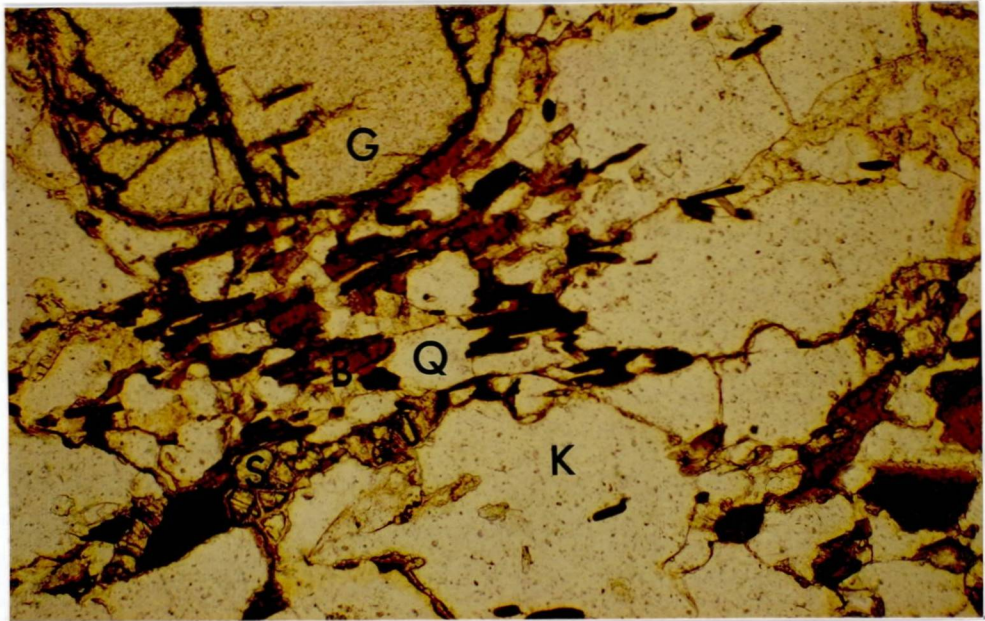


Fig. 13. Kvarts- feltspat- granatgneis fra stlige overgangssone i migmatittene mot granulittene. Mellom granat (G) og K-feltspat (K) opptrer sillimanitt (S), kvarts (Q) og biotitt (B). Lok. 317 948. Forstørret 100 x.



Fig. 14. Gneiser fra østlige overgangssone i migmatittene fra en ca. 10 m bred sone med basiske inneslutninger i kvarts- feltspat - granatgneis. Mørk grå amfibolrike mer uregelmessige bånd. Lysere grå orthopyroxenrike hornblendeholdige bånd med tendens til boudinering. Anarjokka, lok. 503 886.

kan bli opptil flere 100 m brede. De er relativt lite deformerte i sentrale deler og kan inneholde grovkornete granit-tiske gjennomskjærende migmatittårer. Mot kanten er amfibolittene sterkt deformert og inneholder bånd (mulig relikte migmatitter) av kvarts-feltspat-granatgneiser. Disse grovkornete amfibolittene tolkes som basiske intrusiver (metagabbro).

Skjærsoner med intens duktil deformasjon og dannelse av blastomylonitter er vanlige. De ligger stadig tettere mot grensen til granulittene i øst.

## 2.7. Intrusive bergarter

På kartblad Karasjok er det skilt ut fire forskjellige typer: granitt, kvartsdioritt, gabbro og ultrabasitt.

2.7.1 Granitt er bare observert innenfor Tanaelv migmatittbelte som 100-500 m brede soner tilnærmet parallell båndingen i migmatittene. Granittene er røde til grålige middelskornete, homogene til båndete (uregelmessige bånd med forskjellig kornstørrelse) og består av jevnkornet kvarts, plagioklas (lys rødlig til grønnlig), K-feltspat (rød til blek rødlig) biotitt og litt muskovitt, titanitt, hematitt, rutil, zirkon og apatitt. Granittene har stedvis tallrike inneslutninger og slirer av hornblendegneiser. Granittene antas å ha sammenheng med migmatittene (yngre generasjon) og er sannsynligvis dannet ved anatekse (oppsmelting) av nærliggende bergarter.

2.7.2 Kvartsdioritter opptrer langs bestemte nivå langs østlige del av Bakkilvarreformasjonen mot grensen av migmatittene, og er også identifisert i Tanaelvmigmatittkomplekset i et område nord for Karasjokka. De er lys grålig til rødlig av farge, er oftest homogene med en markert foliasjon. De består av middelskornet kvarts, plagioklas og hornblende (20-39%) samt litt biotitt, epidot, titanitt, hematitt, rutil, apatitt, zirkon<sup>h</sup> og orthitt, stedvis kloritt og granat.

2.7.3 Gabbro er en vanlig bergart innen Karasjokgrønnsteinsbelte. De forekommer hyppigst i øvre del av Gål'lebaikeformasjonen og nær grensen mot Bakkilvarriformasjonen. Det største massivet, Guorbmet-gabbroen nord for Karasjok (fortsetter inn på kartblad Iddjajav'ri), dekker et areal på 50-60 km<sup>2</sup>.

Gabbroen opptrer i to hovedvarianter avhengig av deformasjonsgrad. De minst deformerte delene i sentrale deler av gabbromassivene har gjerne en godt bevart primær magmatisk ofittisk tekstur (Fig. 15). Fenokrystaller 1-10 mm store, av plagioklas (labradoritt), klinopyroxen (augitt) og orthopyroxen (hypersthen), i noen tilfeller olivin, er mer eller mindre godt bevarte. Krystallasjonsrekken ser ut til å være (L.P. Nilsson, pers.komm.): Olivin - opx - cpx - plag - hbl.

Hornblende (mørk grønn) er dannet som senere magmatisk påvekst av pyroxen og fyller mellomrommet mellom plagioklasfenokrystallene (Fig. 15). Store ilmenittkrystaller med hematittlameller er nokså vanlige. Andre (dels sekundære) mineraler er biotitt, kloritt, epidot, kvarts, titanitt, karbonat, rutil, hematitt, pyritt og apatitt. I mindre friske varianter blir pyroxen urallittisert (omdannet til hornblende) og plagioklasen saussurittisert og serisittisert.

Mot grensene til sidebergartene blir gabbroene mer og mer tektonisert og går over til en middelskornet amfibol-plagioklasholdig båndet - sterkt foliert bergart. Større og mindre deformasjonssoner (skjærsoner) kan også gjennomskjære gabbroene. De sterkt deformerte variantene ligner ellers mye på den vanlige typen homogene amfibolitter.

De er ikke observert intrusive (gjennomskjærende) kontakter mot sidebergartene. Grensen mot sidebergartene er blottet noen få steder og består av sterkt tektoniserte skjærsoner, dels med mylonitter. Noen av gabbroene er tolket som gjennomskjærende intrusiver på det geologiske kartet, f.eks. ved Bakkiljokka. Dette er nokså usikkert p.g.a. blotningsgraden. De geofysiske målingene viser uregelmessige magnetiske bånd som kan tyde på



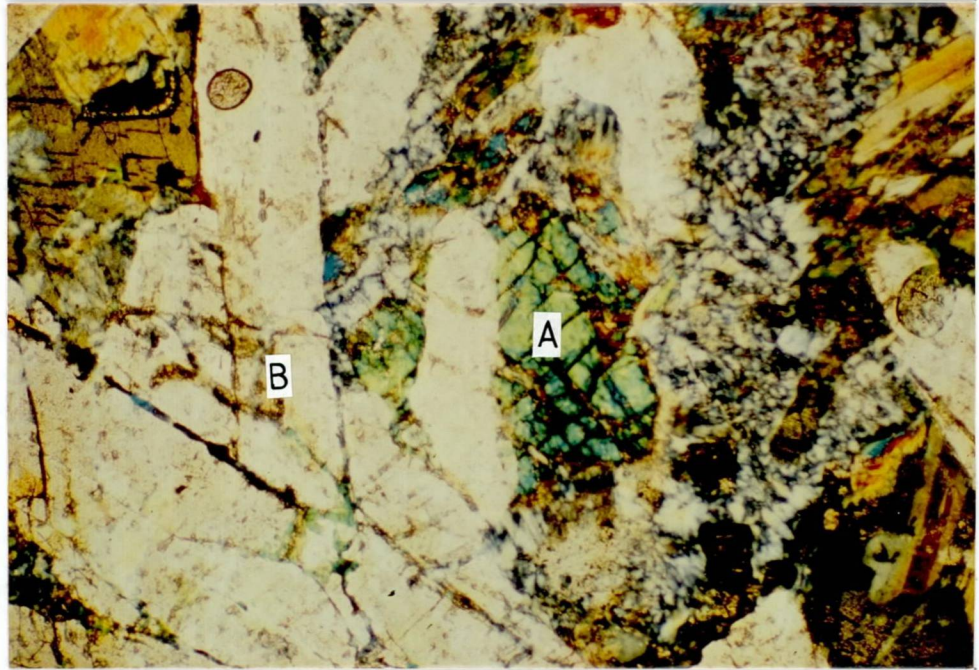


Fig. 15. Ofittisk struktur i gabbro med fenokrystaller av klinopyroxen (A) og listeformet plagioklas (B). Lokalt finkornet uralittisering (amfiboldannelse) av pyroxenen. Fra Hal'di, lok. 344 055. Forstørret 100 x.

at den kan bestå av flere mindre gabbrokropper med glimmer-skifer mellom.

- 2.7.4 Ultrabasitter opptrer i mindre, opptil 1 km lange kropper i Gål'lebaike- og Bakkilvarriformasjonene, i nær tilknytning til gabbromassivene, eller som egne kropper. Ultrabasittkroppene har mer eller mindre bevart primær magmatisk mineralogi og består av fenokrystaller av olivin, klinopyroxen (diopsid) og orthopyroxen (eventuelt aktinolitt), kloritt, serpentin og magnetitt. Andre mineraler som biotitt, plagioklas, epidot, kromitt, magnetkis, pentlantitt, karbonat, apatitt og kummingtonitt, er observert.

Ultrabasittene er detaljert undersøkt av L.P. Nilsson ved NGU.

Flere av ultrabasittene opptrer langs kanten (på undersiden) av gabbrokropper som tyder på at de er dannet som kumulatsoner av gabbroene. Det er imidlertid ofte observert skarpe grenser mellom gabbroene og ultrabasitten.

## 2.8. Levajokgranulittkomplekset

Granulittene kommer inn helt i øst på kartbladet i et lite område sydvest for Karigasniemi og kan studeres i to blotningsfelter langs veien på vestsiden av Anarjåkka.

Granulittene består av utpregete båndete til folierte gneiser med parallelle utholdende bånd. Båndene er fra under 1 cm til opptil flere dm brede, med betydelige variasjoner i mineralinnhold. Opptil metertykke mer homogene bånd kan også forekomme.

Granulittene i dette området er vanligvis nokså lyse kvartsfeltspatrike, men mørke biotitt- og pyroxenholdige bånd opptrer også. De viser vanligvis en gulbrunlig rusten forvitringsoverflate. De granulittiske bergartene kan inndeles i flere forskjellige typer etter mineralinnhold og opprinnelse, men i dette begrensede området er det ikke grunnlag for å gjøre det (Se ellers beskrivelse til kartbladene Hal'kavarri og Valjok, Nilsen 1988).

De lyse båndene består av varierende mengde kvarts, plagioklas, K-feltspat og granater. Kornstørrelsen varierer fra bånd til bånd, vanligvis relativt grovkornet.

Kvartsen er vanligvis plateformet (karakteristisk for denne type granulittbergarter) med lengderetning parallell foliasjonen, og i tynnslip sees ofte en tversgående parting (Fig. 16,17).

Plagioklas opptrer i granoblastisk matrix med K-feltspat og kvarts. Målinger på albitt-tvillinger gir andesin til labradoritt sammensetning (An 30-50). En antatt eldre generasjon av feltspat har lameller med antiperthitt (K-feltspatlameller i plagioklas).

K-feltspat opptrer sporadisk som uregelmessige mindre korn i matriks. Mikroklin-tvillinger er som regel utviklet.

Granater kan opptre i opptil flere cm-store blaster, være anrikt i noen bånd eller jevnt fordelt i de lyse eller mørke biotittholdige båndene. De er ofte klar røde av farge. I tynnslip har de rosa - brunrosa fargetone og kan inneholde forskjellige inneslutninger.

Biotitt opptrer gjerne anrikt i tynnere bånd sammen med sillimanitt i små flak med prismatisk tverrsnitt og danner en markert foliasjon. Andre aksessoriske mineraler (magnetkis, pyritt rutil, hematitt, zirkon) opptrer gjerne i biotittholdige bånd.

Sillimanitt er ofte tilstede i kvarts-feltspat-biotittholdige gneiser og er anrikt i tynnere bånd sammen med biotitt. Det opptrer helst i avlange prismatiske krystaller, fra noen mm opptil cm lange.

Hypersthen opptrer i spesielle mørke grå bånd. I den nordligste veiskjæringen er det observert enkelte opptil dm brede hypersthenrike bånd. I andre områder av granulittene kan hypersthen-gneisene opptre i flere hundre meters mektighet og antas å representere basiske-intermediære intrusiver (Fig. 16,17).

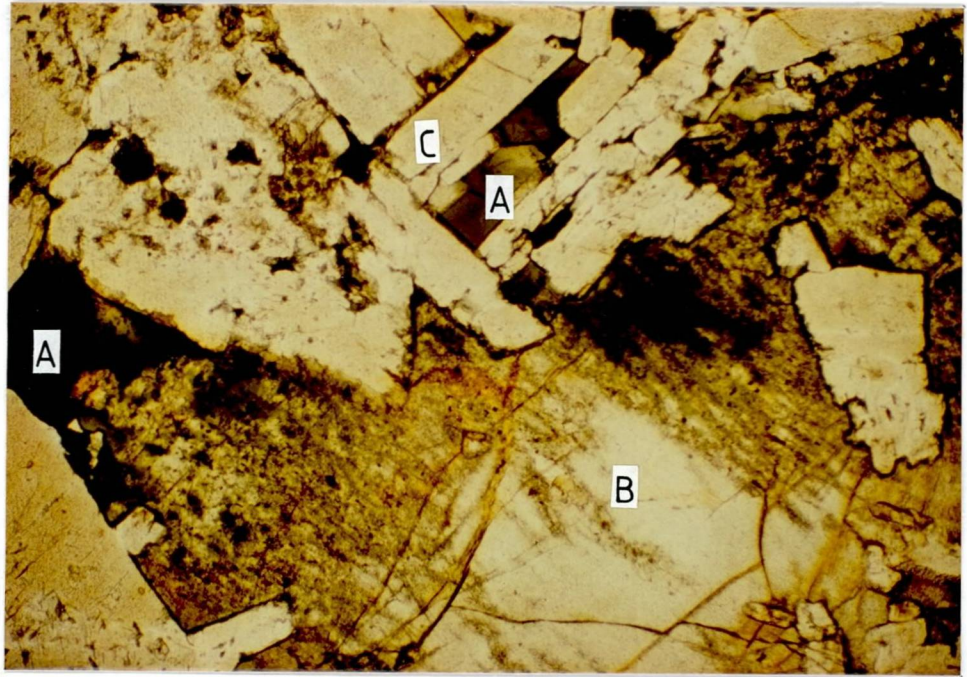


Fig. 16. Primær hornblende (A) dannet ved senmagmatisk vekst på klinopyroxen (B) i mellomrommene mellom plagioklas- fenokrySTALLene (C). Fra Hal'di, lok. 344 055. Forstørret 100 x.

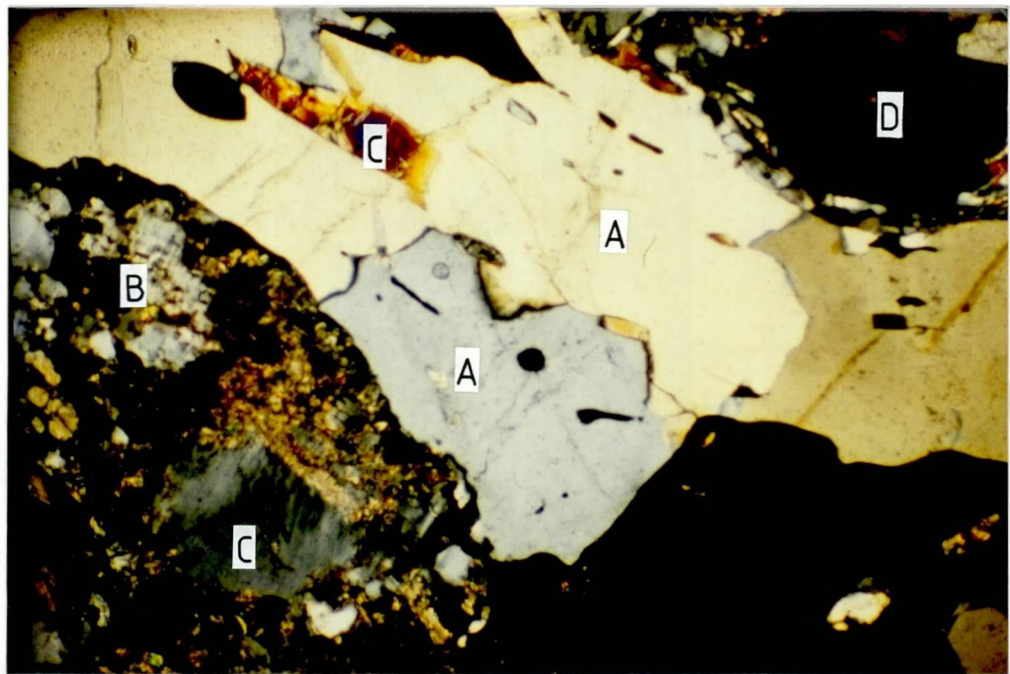


Fig. 17. Kvarts- feltspat - granat - sillimanitgneis fra granulittene. Plateformet kvarts (A) med tverrgående "parting". K-feltspat (B), biotitt og kyanitt (C) og granat (D). Veiskjæring, lok. 537 975. X-nicols.





og Nilssons materiale). De andre bergartstypene er representert med svært få analyser. Konklusjonene må derfor ansees som foreløpige.

### 3.2 Sedimentære og vulkanske bergarter

De analyserte bergartene fra Karasjok unntatt gabbroene og de ultrabasiske, er plottet i diagram etter La Roche (1978), fig. 18, som kan brukes til å skille mellom vulkanske og sedimentære bergarter basert på K- Na- Al-forholdet etter atomvekt.

- amfibolittene plotter i basaltfeltet med spredning både mot spilittisk og kalk-alkalin vulkanisme.
- Migmatittbeltets plagioklas-hornblendegneiser og hornblendegneiser plotter i samme feltet som amfibolittene. To av prøvene (H 24 og 504) plotter imidlertid inne i det sedimentære området.
- Av bergartene i overgangssonen mot granulittene plotter de amfibolholdige gneisene nær sammensetningen av basalter, mens de lyse kvarts-feltspat-granatgneisene plotter innenfor det sedimentære feltet.
- De tre antatt sedimentære bergartene 113, 116 (røde K-feltspatrike lag i sedimentene fra mellomste glimmerskiferenhet i Gållebai'keformasjonen, og øverst i Bakkilvarri- (eller antagelig Raitegår'zi) formasjonen, og A 31 (biotittgneis fra migmatittbeltet), plotter langs den kalk-alkaline trenden i nærheten av rhyolittisk sammensetning. Shaw (1972) har foreslått en annen beregningsmetode for å skille mellom sedimentene og vulkanske bergarter etter formelen  $DF = 10.44 - 0.21 SiO_2 - 0.32 FeO - 0.98 MgO + 0.55 CaO + 1.46 Na_2O + 0.54 K_2O$ , hvor positive verdier antyder vulkansk opprinnelse og negative verdier sedimentær opprinnelse. De tre prøvene gir meget lave verdier, hvorav en negativ og to positive. Disse bergartene kan tolkes som mulige resedimenterte sure vulkanitter (tuffitter eller tuffer).

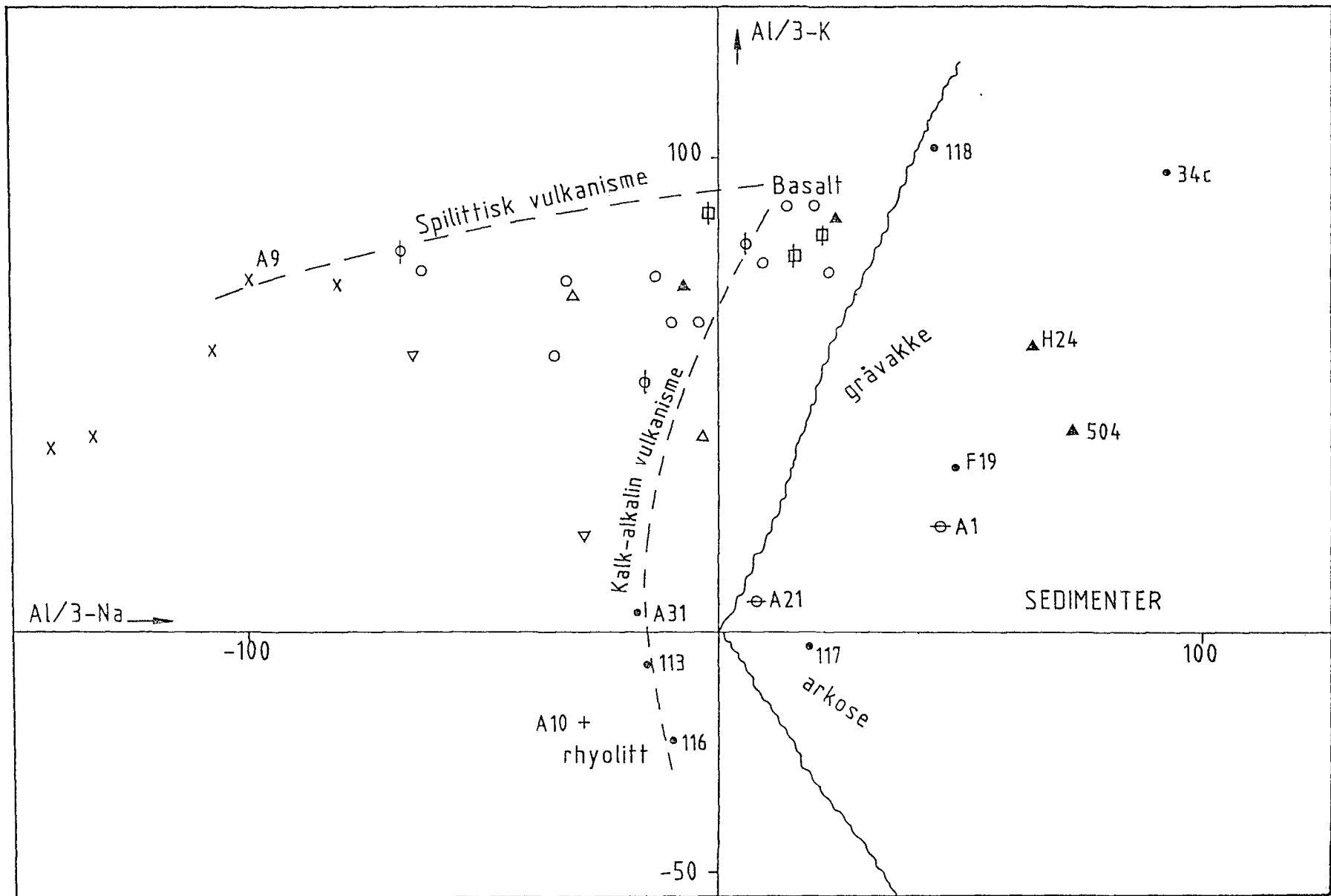


Fig. 18.  $Al/3-K - Al/3-Na$  variasjonsdiagram etter La Roche (1968).  
Tegnforklaring se fig. 20.

- De glimmerrike sedimentære bergartene har sammensetninger i nærheten av gråvakke. Det høye Al/3- Na-forholdet kan antyde kildeområde fra basiske vulkanitter (prøve 118 og 34 C).

### 3.3 Sure intrusive bergarter og gneiser

er klassifisert etter modalanalyser i et Ab-An-Or-diagram etter O. Connor (1965), fig. 19.

De lyse kvartsdiorittiske gneisene har Trondhemittisk-Tonalittisk sammensetning.

Balgesvarrigneis (antatt basement) plotter som granodioritt på grensen mot Trondhemitt og kvartsmonzonitt.

Den ene granittprøven plotter i det granittiske feltet. Fordeelingen av de 3 forskjellige sure intrusive gneisene antyder at de har forskjellig opprinnelse. Balgesvarrigneis kan sannsynligvis korreleres med de granodiorittiske-tonalittiske gneisene som er beskrevet fra Jergulgneiskomplekset.

### 3.4 Ultrabasiske og basiske vulkanske bergarter

Variasjonene i sammensetningen av de ultrabasiske og basiske bergartene er plottet for forskjellige spor- og hovedelementer i fig. 20 a-h.

De ultrabasiske og basiske vulkanittene kan deles inn i to forskjellige grupper:

- Gruppe I: Omfatter komatiitter (A 16, F 3, LPN 123 A, 103) amfibolitter (A 5, A 35, 105, 107), alle fra vulkanittsoner innen Gål'lebai'keformasjonen, samt to prøver med noe usikker stratigrafisk beliggenhet (107 i veiskjæring øst for Karasjok og A 35 syd for Iskuras).
- Gruppe II: Omfatter de resterende prøvene, alle fra Bakkilvarriformasjonen. Prøvene av Henriksen (1983) faller også innenfor denne gruppen.

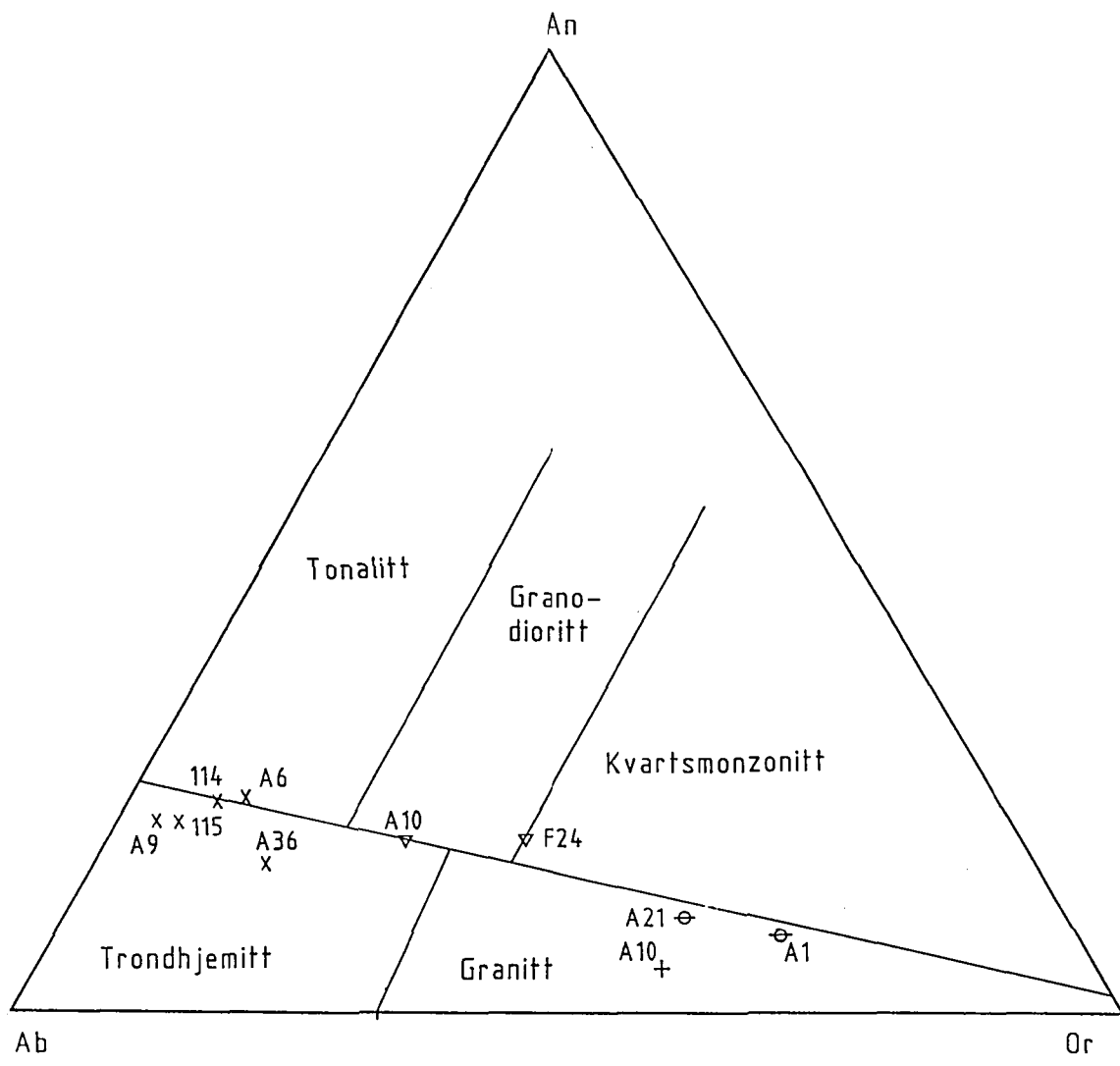


Fig. 19. Klassifikasjon etter normberegninger, O. Connor (1965)  
 Tegnforklaring, se fig. 20.

Forskjellen mellom gruppe I og gruppe II er bl.a. godt illustrert i et Zr-Ti diagram (Fig. 20a) hvor feltene for havbunnsbasalt (OFB), kalk-alkaline basalter (CAB) og øybuetholeitter (LKT) etter diskriminantanalyser av Pearce and Cann (1973) er tegnet inn. Alle amfibolitter i gruppe I plotter innenfor feltet for havbunnsbasalter, mens amfibolittene fra gruppe II (Bakkilvarrifformasjonen) plotter langs en trend fra øybuetholeitter og utenfor (mer Ti-rik) havbunnsbasaltene (Inkluderer også analysene til Henriksen, 1983). Plotting av de tilhørende komatiittiske bergartene i det samme diagrammet indikerer fortsettelsen av trendene fra initialsammensetningen.

Tilsvarendeforskjellige trender kommer fram av Sr-Zr diagrammet, fig. 20b (Gruppe I har lavere Sr-innhold), Sr-Y diagrammet, fig. 20c (Gruppe I har høyere Y-innhold), Cr-Ni i diagram, fig. 20d og  $\text{SiO}_2$  -  $\text{K}_2\text{O}$  -diagram, fig. 20e (Gruppe I har generelt høyere  $\text{SiO}_2$  og lavere  $\text{K}_2\text{O}$ ).

AFM-diagrammet (Fig. 20f) viser at begge vulkanittgruppene har en tholeittisk sammensetning og utvikles mot Fe-rike tholeitter

I  $\text{K}_2\text{O}$  -  $\text{TiO}_2$  -  $\text{P}_2\text{O}_5$  -diagrammet plotter prøvene fra gruppe I nærmest  $\text{TiO}_2$  -hjørnet i feltet for oseansk opprinnelse (Pearce et.al. 1975), mens gruppe II plotter på begge sider av grensen for kontinental og oseansk opprinnelse. gjennomsnittet så vidt inne i det oseanske feltet.

$\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$  - diagrammet viser en tholeittisk trend for gruppe I, mens komatiittene i gruppe II plotter i det komatiittiske feltet, og amfibolittene plotter stort sett i det tholeittiske feltet.

Den geokjemiske forskjellen mellom vulkanittene i gruppe I og II samt forskjellig stratigrafisk posisjon, indikerer opprinnelse fra ulike tektoniske miljø (og mulig forskjell i alder?). Andre forandringer i kjemi ved f.eks. omvandlinger (bl.a. karbonatisering, albittisering, serpentinitisering og metamorfose) eller anrikning av mineraler i kumulatsoner kan neppe

Fig. 20. Variasjonsdiagrammer etter forskjellige hoved- og sporelementer. Stiplet linje markerer magmatisk utviklingstrend for ultrabasiske-  
- basiske bergarter av gruppe I. To stiplede linjer markerer utvikling for gruppe I og gruppe II.

- ◆ Komatiitter type 1.
- Komatiitter type 2. (Bakkilvarriformasjonen)
- ⊕ Amfibolitter type 1.
- Amfibolitter type 2. (Bakkilvarriformasjonen)
- ▲ Hornblendegneiser (Tanaelvmigmatittkomplekset)
- △ Plagioklas-hornblendegneiser
- Sedimentære bergarter
- × Tonalitt (intrusiver)
- + Granitt (intrusiv)
- ▽ Balgesvarrigneisen (basement)
- ⊞ Hornblende-pyroxeninnestutninger (overgang mot granulittene)
- ⊖ Kvarts-feltspat-granatgneiser
- Gabbro
- Ultramafitt



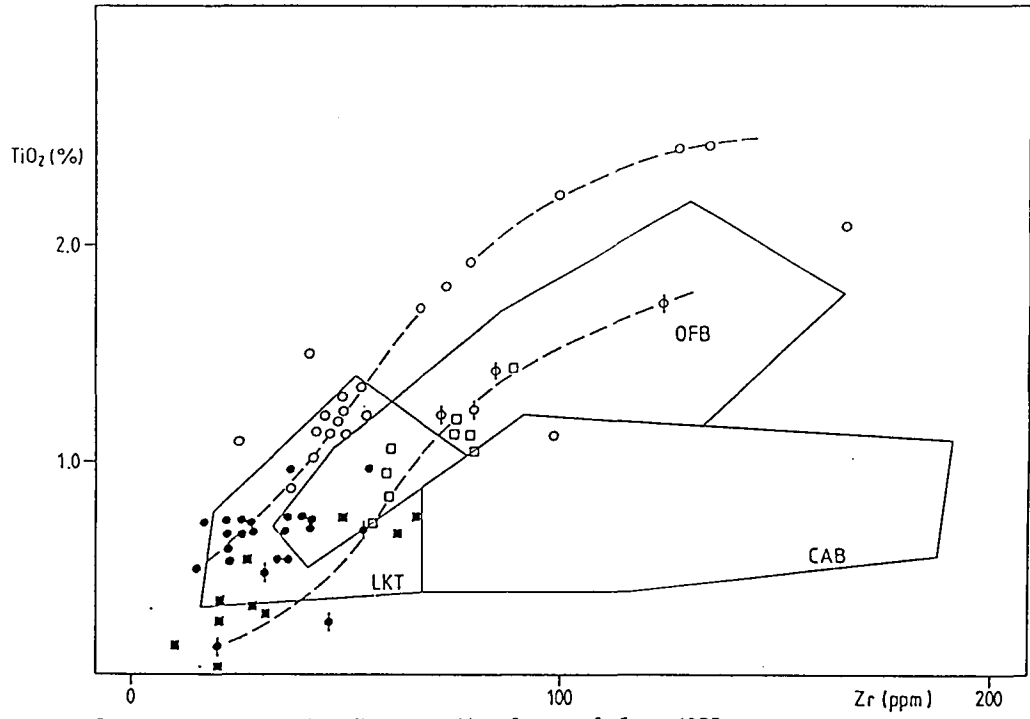


Fig. 20a Diskriminasjonsdiagram etter Pearce & Cann 1973.  
 LKT=Lav kalium øybuetholitter OFB=havbunnsbasalter CAB=kalkaline basalter.

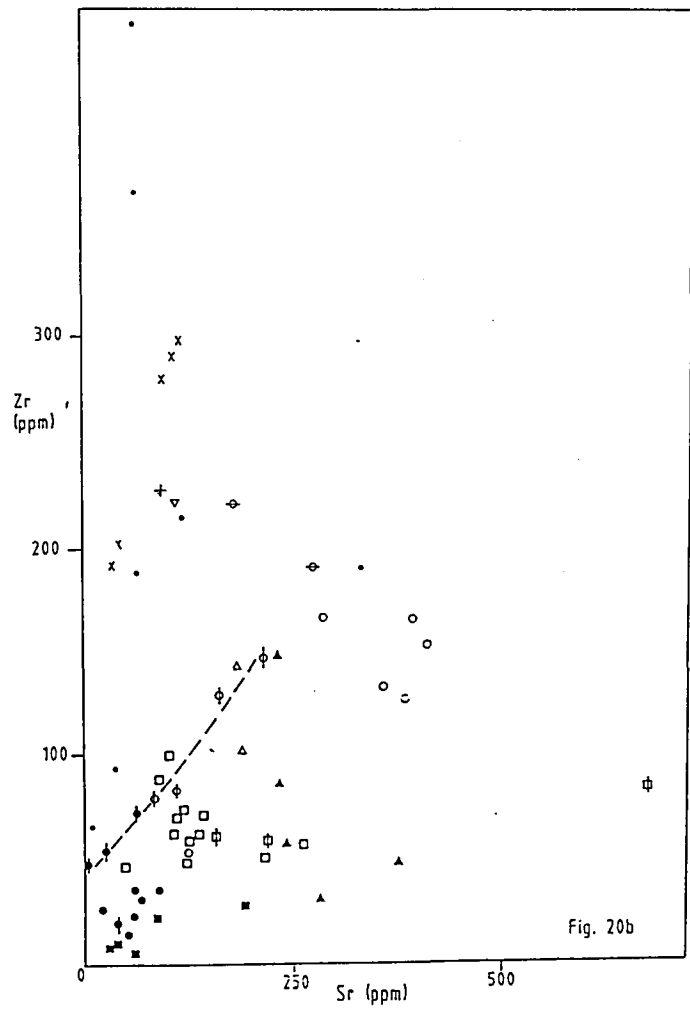
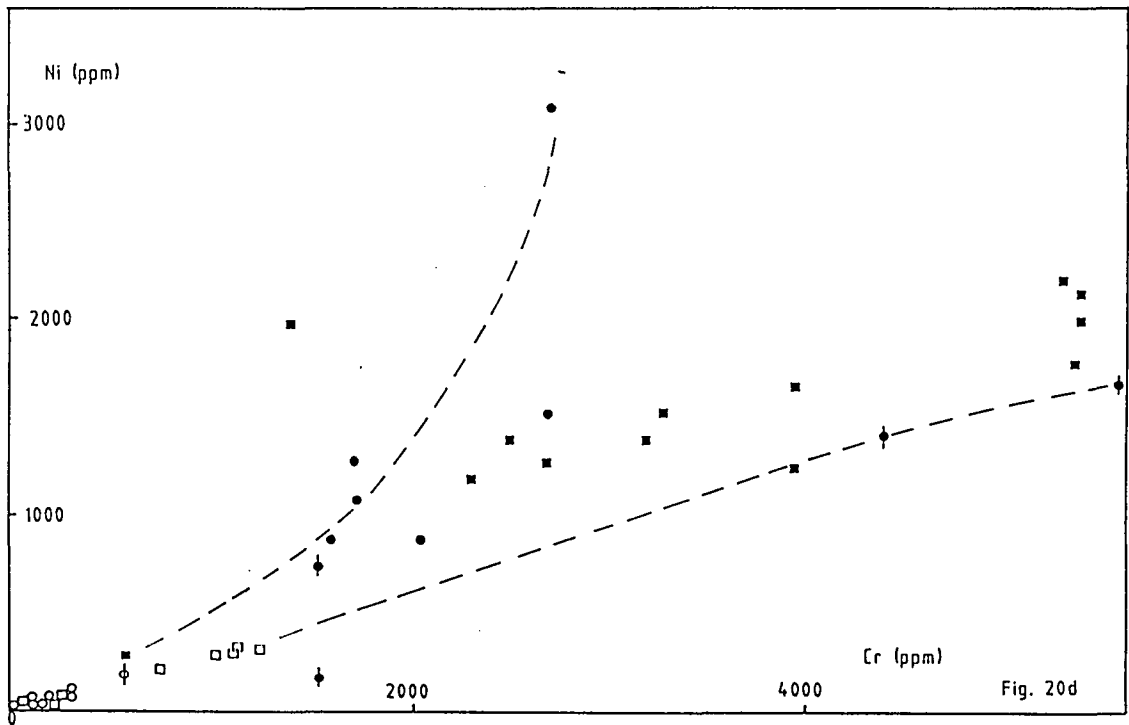
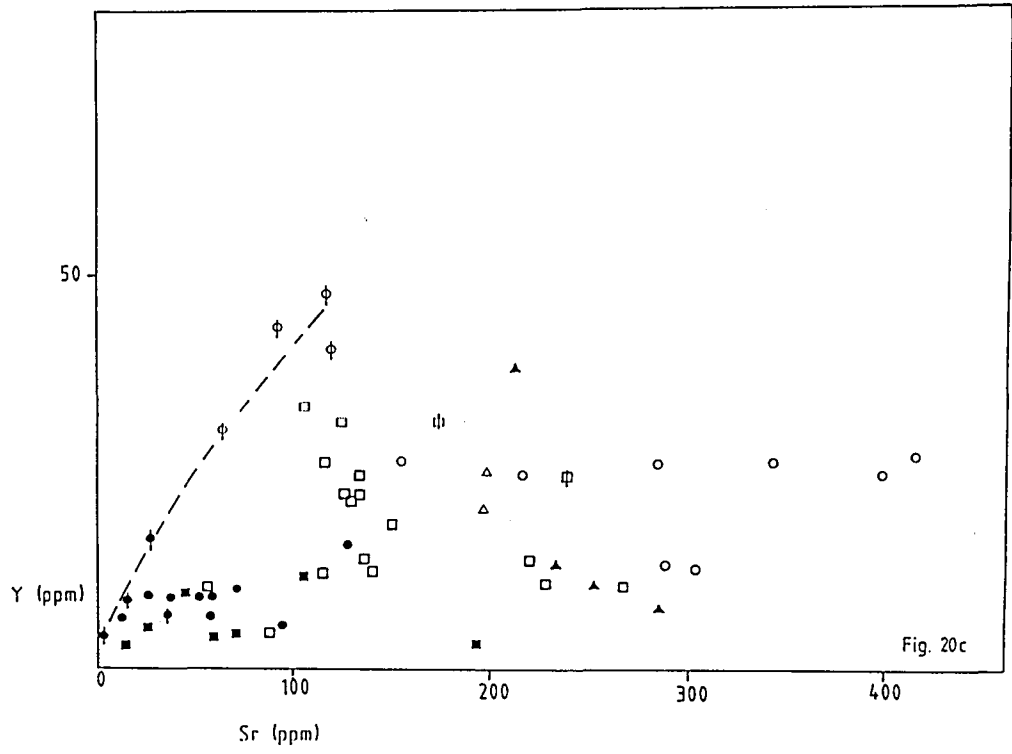


Fig. 20b



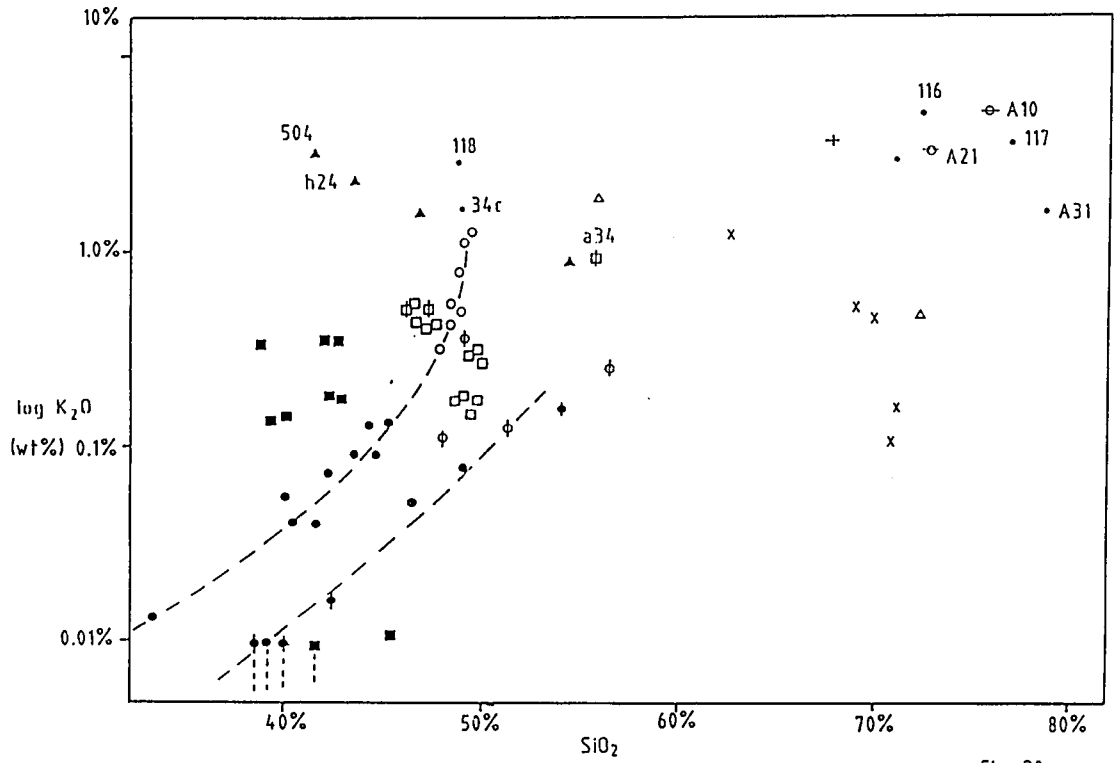


Fig. 20e

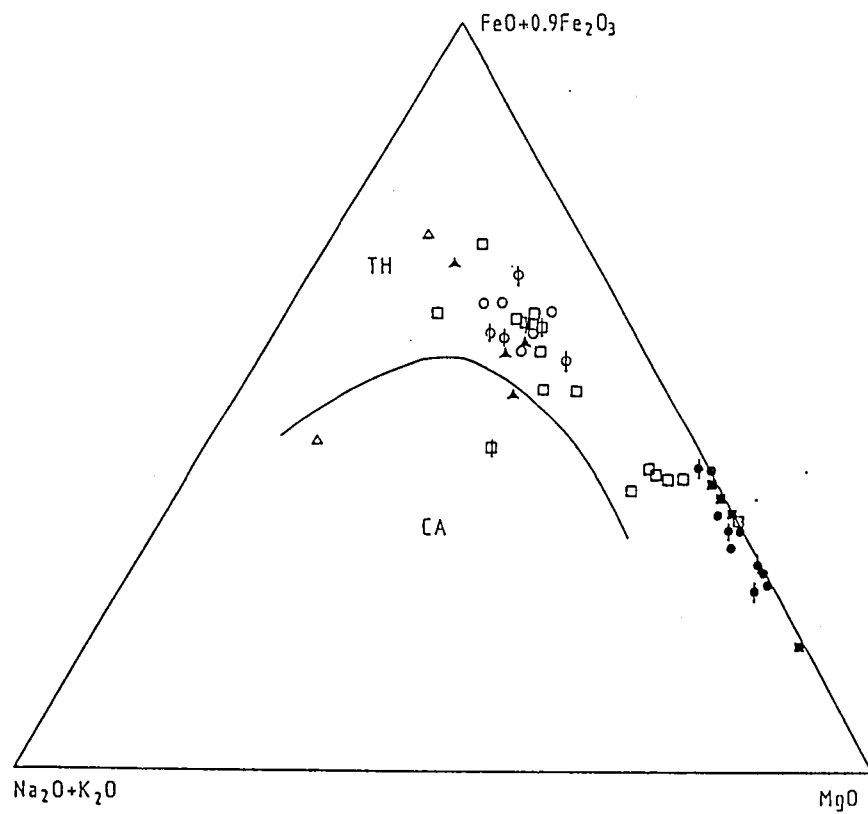


Fig. 20f. AFM diagram etter Irvine & Baragar (1971)  
 TH=tholitisk felt. CA= kalkalkalint felt.

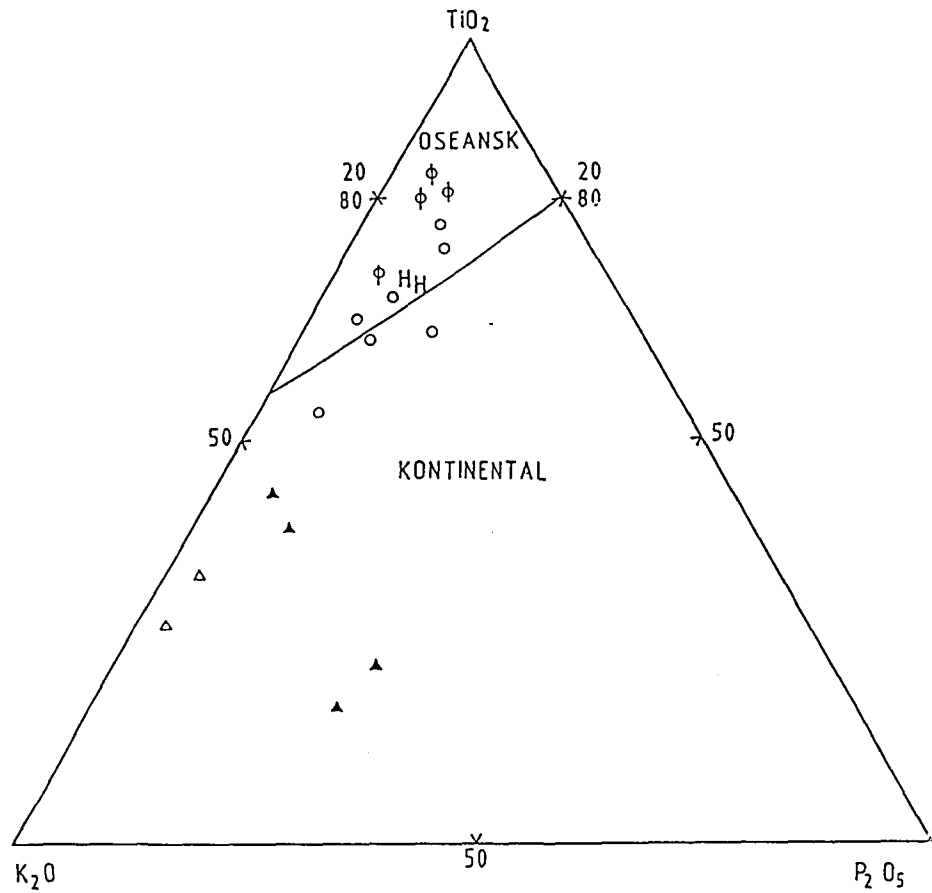


Fig. 20g.  $K_2O$ - $TiO_2$ - $P_2O_5$  diagram etter Pearce et-al. (1975)  
 Inndeling basaltiske bergarter av oseansk og ikke-oseansk  
 (kontinental) opprinnelse.  
 Prøve HH= gjennomsnittet av 16 amfibolittprøver i Bakkilvarre.  
 (Henriksen 1983)

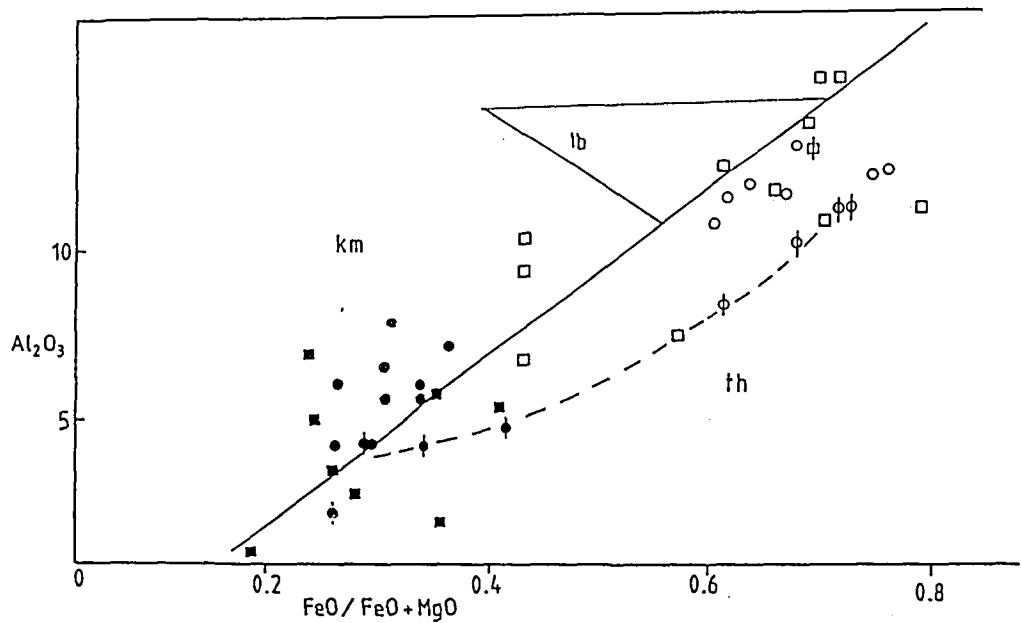


Fig. 20h. Etter Naldrett & Goodwin (1977). Km=komatiittfelt. th=tholeittisk felt  
 lb=intermediærebaserter

forklare de påviste geokjemiske trendene. Enkelte prøver kan representere kumulatene (f.eks. LPN 123 A fra gruppe I, mulig klinopyroxenkumulat). Ellers er prøvene fra gruppe I noe fåtallige for å trekke sikre konklusjoner om trendene. Retningen (fallet, stigningen) på de geokjemiske trendene i fig. 20 angir i hvilken grad de aktuelle elementene går inn i krystallene eller gjenblir i smeltefasen under utviklingen av vulkanismen.

Gruppe I representerer vulkanitter av sannsynlig oseansk tilknytning (havbunnsbasalter). Den antatte utviklingen av den magmatiske komatiittserien begynner med en initialsammensetning som ser ut til å være best representert ved prøve F 3. Den antatte initialsammensetning er relativt høy på elementer som bl.a. Zr, Cr, Y og  $\text{SiO}_2$ . Den primære anrikningen kan skyldes fraksjonering av olivin, eventuelt andre mineraler eller mindre grad av oppsmelting i mantelen. En eventuell fraksjonering av olivin har skjedd på nokså grunt nivå i skorpen.

Amfibolittene har mer kvarts-tholeittisk sammensetning. Vulkanittene i gruppe II har relativt lave initialverdier av de fleste mer inkompatible sporelementer. I forhold til gruppe I har de høyere  $\text{K}_2\text{O}$  (og Rb). Dette kan skyldes en relativt høy grad av oppsmelting i mantelen (normalt for komatiittiske smelter), og mulig kontaminering av skorpemateriale (tilførsel av K). Geokjemien har en del fellestrekk med øybuevulkanisme eller epikontinentalt-kontinentalt miljø (muligens ikke relevant å sammenligne disse vulkanittene med moderne platetektoniske modeller). Det relativt høye  $\text{MgO}$ -innholdet er mest karakteristisk for arkeiske komatiitter, mer sjeldent for proterozoiske komatiitter.

### 3.5. Ultrabasiske og gabbroide intrusivbergarter

De analyserte prøvene fra Karasjok er plottet sammen med vulkanittene i de fleste diagrammene i fig. 20.

Fordelingene av ultrabasitt- og gabbroprøvene skiller seg ikke spesielt ut fra og plotter i samme områder som henholdsvis

komatiittene og amfibolittene. Av dette kan vi konkludere at ultrabasittene sannsynligvis er comagmatiske med komatiittene og gabbroene comagmatiske med amfibolittene dvs. at de representerer tilførselskanaler, grunne intrusjoner (lagerganger) eller eventuelle grovere kumulatsoner i tilknytning til den komatiittiske og basaltiske vulkanismen.

Elementene som inngår i de aktive krystalliseringsfasene kan vise forskjellige interne fordelinger på grunn av muligheter for interne fraksjoneringsprosesser innenfor de samme kroppene, bl.a. Sr-Na i plagioklas og Ni-Cr-Mg-Ca i olivin og pyroxener. På analyser fra samme gabbrokropp (Nilsson) viser f.eks. Sr-Y-fordelingen (fig. 20c) lokale trender på tvers av de normale trendene for utvikling av basaltene. Detaljerte studier av antatte ultrabasiske kumulatsoner i noen av gabbrokroppene nordvest for Karasjok (Nilsson, pers.komm.) har ikke påvist åpenbare kontinuerlige magmatiske overganger (ved fraksjonering) mellom ultrabasittene og gabbroene. Det er observert skarpe grenser mellom ultrabasitt- og gabbrofasene som kan tyde på at de basaltiske magmaene kan være dannet på større dyp og intrudert langs de samme sprekkesonene.

De inkompatible elementene og noen eldre spor- og hovedelementer (Se fig. 20 a-f) antyder en tilsynelatende kontinuerlig utvikling mellom de ultrabasiske og basiske vulkanitter. På grunnlag av forskjellige grupperinger og gap i konsentrasjonene av MgO, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> og dels FeO samt forskjeller i Zr-Zr/Ti forholdet, konkluderer Henriksen (1983) at de ultrabasiske og de basiske vulkanittene representerer to forskjellige magmatiske serier (Se f.eks. fig. 20f). Noen av de senere analyserte prøvene (av gabbroer og amfibolitter av type I) plotter innenfor de angitte konsentrasjonsgapene. Vulkanittene tilhørende type I har en mer åpenbar kontinuerlig utvikling fra ultrabasisk til basisk enn type II (Se f.eks. fig. 20h).

### 3.6. Hornblendegneis og plagioklas-hornblendegneis i Tanaelvmigmatittbeltet

Det er foreløpig bare analysert 2 prøver av plagioklas-hornblendegneis og 4 prøver av hornblendegneis, hvorav 2 plotter i det sedimentære feltet i fig. 18. Det er ikke så stor forskjell i sammensetningen mellom de analyserte hornblendegneisene og plagioklas-hornblendegneisene (Fig. 20). De sistnevnte viser mer intermediær (andesittisk) sammensetning.

Fordelingen av hornblendegneis-sammensetningene viser tendens til trender på tvers av den normale basaltutviklingen (Fig. 20). Prøvene 504 og H 24 har nokså spesiell kjemisk sammensetning, plotter utenfor de andre basaltiske prøvene (og innenfor det sedimentære feltet i fig. 18), bl.a. svært lavt  $\text{SiO}_2$ -innhold samtidig med høyt  $\text{K}_2\text{O}$ -innhold (Fig. 20e). Disse prøvene består av vesentlig hornblende og biotitt, litt plagioklas og K-feltspat. I tynnslip kan biotitt sees som påvekst av hornblende i tilknytning til feltspat-kvartsårer. Det viser at K-rike hydrotermale løsninger kan føre til dels betydelige omvandlinger av de antatt basaltiske bergartene. Slike aktive løsninger kan være dannet i forbindelse med den omfattende migmatittiseringen av amfibolgneisene. Påvirkning fra smeltefasene (migmatittårene) og assosierte aktive løsninger kan føre til remobilisering og omfordeling av en rekke forskjellige elementer. Fordelingen av hornblendegneis- og plagioklas-hornblendegneis-sammensetningene kan forklares av remobiliseringer ved en smeltefase med utgangspunkt i f.eks. en gjennomsnittssammensetning tilsvarende basaltene i f.eks. Bakkilvarriforrasjonen. Det er foreløpig for få analyser til å trekke sikre konklusjoner. Den utpregete båndingen typisk for bergartene i migmatittsonen kan være dannet som et produkt av eventuell oppsmelting og refordeling av elementene i mørke og lyse bånd (residual og smeltefase). Det er registrert to mulige generasjoner av migmatitter, en eldre (pre-syntektonisk) plagioklasrik (diorittisk-posttektonisk) og en yngre (syn-posttektonisk) granittisk.



I fig. 20f plotter et par av prøvene innenfor det kalkalkaline feltet. Dette kan skyldes høyere innslag av migmatittmateriale i prøvene (utgangssammensetningen kan ha vært tholeittisk).

Opprinnelsen til plagioklas- hornblendegneisene er noe usikker på grunnlag av geokjemien. De representerer sannsynligvis opprinnelige intermediære andesittiske- dacittiske vulkanitter (eventuelt intrusiver) eller eventuelle blandinger av basaltisk og tonalittisk-trondhemittisk materiale (fra de lyse migmatitt-båndene.

I den østlige overgangssonen mot granulittene er det analysert to inneslutninger av grovkornet amfibolitt (A 24 og 119) og en båndet amfibolholdig kvarts-feltspatgneis (A 34). Diagrammene (Fig. 20) viser at amfibolittprøvene plotter i samme felt som gabbroene i Karasjokgrønnsteinsbeltet (mulig felles opprinnelse?), mens den amfibolholdige gneisen skiller seg ut fra de andre prøvene med en kalk-alkalin karakter. Denne gneisen har geokjemiske fellestrekk med hypersthengneisene fra granulittbeltet (Barbey et.al. 1984, Hörmann et.al. 1980) og kan være dannet ved retrogradering av en inneslutning fra granulittene.

#### 4. ALDERSBESTEMMELSER

##### 4.1. Jergulgneiskomplekset

I Jergulgneiskomplekset er det påvist aldere på ca. 2730 mill. år (Meriläinen, 1976) og ca. 3000 mill.år (Olsen & Nilsen, 1985). Rødlige granitter og granodioritter representerer yngre intrusjoner. Krill et.al. (1985) har datert en granittisk bergart til  $2110 \pm 105$  mill. år.

##### 4.2. Bakkilvarriforrasjonen

Aldersdateringer (Sm-Nd) av Krill et.al. (1985) gir  $2085 \pm 85$  mill.år, som plasserer bergarter i Karasjokgrønnsteinsbeltet i tidlig proterozoikum. Meriläinen (1976) har imidlertid rapportert en alder på 2720 mill.år på grunnlag av en prøve fra en

gjennomsettende albitt-diabas (ca. 3 km øst for Karasjok sentrum). Fra Kittilagrønnsteinsbeltet er det rapportert aldere på 2200-2700 mill.år (Rastas et.al. 1980).

#### 4.3. Tanaelvmigmatittkomplekset

Aldersdateringer varierer fra 2360 mill.år (Merilainen, 1976) til  $1816 \pm 172$  mill.år (Bernard-Griffiths et.al. 1984) på basiske vulkanitter. Vaskojoki anorthositt er datert til  $1950 \pm 14$  mill.år (Bernard-Griffiths et.al. 1984). Anarjokka intrusive granitter syd for Karasjok (Krill et.al. 1985) gir ca. 1750 mill.år.

#### 4.4. Levajokgranulittkomplekset

Merilainen (1976) har påvist en alder på 2500-1900 mill.år for forskjellige bergarter fra granulittbeltet. Nyere undersøkelser har gitt 1900-2000 mill.år på intrusivene og  $2060 \pm 200$  mill.år på metasedimentene (Bernard-Griffiths et.al. 1984). Toppen av metamorfosen ble nådd rundt 1950 - 1900 mill.år.

### 5. REGIONALE KORRELASJONSMULIGHETER

Den prekambriske stratigrafien i Nord-Finland (Silvennoinen, 1985) er inndelt i basementgneiser (arkeisk Saamian Kraton, 2800 - 3000 mill.år) som antagelig kan korreleres med gneiser i Jergulgneiskomplekset og Balgesvarrigneis på Karasjokbladet. Over gneisene er følgende suprakrustale serier etablerte:

Tidlig proterozoikum:

(karelsk)	2000 - 2400 mill.år	Øvre Jatuli (Jotnisk)
		Midtre Jatuli
		Undre Jatuli
Arkeium:	2500 - 2800 mill.år	Øvre Lapponia (Lapplandsk)
		Undre Lapponia

Hver av de 5 seriene begynner med en vulkans enhet og avsluttes oftest med sedimenter eventuelt blandet med vulkanitter (Sokolov & Iskanen, 1985).

Lithologisk kan den karakteristiske Iskuraskvartsitten med grønn Cr-holdig fuchsitt alternativt tilsvare en lignende grønn fuchsittholdig kvartsitt øverst i Undre Lapponia. Øvre Lapponia inneholder basiske og ultrabasiske vulkanitter tilhørende marint miljø, intermediære til sure vulkanitter samt kalkholdige sedimenter. Denne lithologien har vesentlige likheter med mellomste glimmerskiferenhet i Gällebai'keformasjonen.

Bakkilvarriformasjonen har lithologiske likheter med Kummitsoiva komatiittkompleks (Saverikko et.al. 1985) med rikelig pyroklastiske strukturer, antatt karelsk alder (beliggende over bergarter tilhørende Undre Lapponia).

De Jatulske formasjonene nord for Bottenviken (Perttunen, 1985) inneholder tre forskjellige marine til kontinentale vulkanske serier, men det er ikke beskrevet komatiittiske vulkanitter. De kan passe i alder med Karasjokgruppas vulkanitter, men korrelasjonen er usikker.

Fortsettelsen av Karasjokbeltet og migmatittbeltet over grensen mot Finland i syd, er beskrevet av bl.a. Meriläinen (1976), Hörman et.al.(1980) og Barbey et.al. (1980). Hele området har benevnelsen West Inari shist zone eller Tana River belt, og omfatter både Karasjokgruppa og Tanaelvmigmatittkomplekset på norsk side. Hornblendegneiser (på finsk side) lengst mot øst har gråvakkesammensetning eller består av tholeittiske plagiocitter og dacitter, antas å tilsvare plagioklas-hornblendegneisene i Tanaelvmigmatittene. Amfibolittene i sentrale del av området har kvartstholeittisk sammensetning og lavt  $Al_2O_3$ -innhold, dvs. svært like vulkanittsonen i Gäl'lebai'keformasjonen (Gruppe I-vulkanitter). De inneholder også komatiittiske soner. Området inneholder også kvarts-feltspathgneiser av plagiocittisk-rhyolittisk sammensetning. Ellers er området dominert av kvartsittsoner og glimmer-feltspathholdige metasedimenter.

Ifølge Merilainen (1976) opptrer soner med arkeiske basement-gneiser (ekvivalent med Balgesvarrigneis<sup>er</sup>) omgitt av disse sedimentene. Stratigrafien i dette området (sentrale deler av West Inari Schist zone) har vesentlige likheter med undre del av Gål'lebai'keformasjonen (Iskurasleddet med underliggende glimmerskifer). De ser ut til å grense mot Tanaelvmigmatittene i øst, men store deler av disse bergartene er også migmatittiserte. Vulkanitter, eventuelt korrelerbare med Bakkilvarriformasjonen, opptrer i Kittilaområdet lenger vest (korrelasjon usikker).

Syd for Iskurastoppen er det kartlagt flere metasedimenter (enhet 14), hvis stratigrafiske posisjon er usikker, antatt tilhørende øverst i Bakkilvarriformasjonen (eller Raitegår'zi). Kjemiske analyser, en amfibolitt og et K-rikt sediment, har vesentlige kjemiske likheter med tilsvarende bergarter i undre deler av Gål'lebaikeformasjonen. Det er derfor mulig at disse bergartene lengst i syd kan korreleres med Iskuras- (Gållebaike)-formasjonen, og at Bakkilvarriformasjonen kiler ut i en antiform lenger nord. En slik løsning er antydnet på profilene vist på det geologiske kartet. Det er også antydnet at den langstrakte kvarts-feltspat-biotitt-gneissonen i migmatittbeltet kan representere en oppfoldet antiklinal med de samme bergartene (Kanskje også Raitegår'ziformasjonen kan korreleres med disse bergartene? Datagrunnlaget er foreløpig for mangelfullt).

Sammenlignet med bergartene i Kautokeino-grønnsteinsbeltet har Siedlecka et.al. (1985) korrelert Skuvvanvarriformasjonen med Masiformasjonen (alder ca. 2000 mill.år), sannsynligvis også korrelerbar med Iskuraskvartsitten. Gållebai'keformasjonen er korrelert med Suoluvuobmiformasjonen i Avziformasjonen (Olsen & Nilsen, 1985), mens Bakkilvarri er korrelert med Lik'ca- og Stuorajav'riformasjonene. Bergartene i disse formasjonene har visse fellestrekk i kjemi og miljø når det gjelder Gållebai'ke og Avzi, men bergartene i Bakkilvarriformasjonen kan vanskeligere korreleres.

TABELL 1 .

Lithologiske korrelasjonsmuligheter med grønnsteinsbeltene i Nord-Finland og i Kautokeinoområdet.

Nord-Finland (Silvennoinen 1985)	Karasjokområdet	Kautokeinoområdet (Siedlecka et.al.1985)
Øvre Jatuli	Bakkilvarri- formasjonen	Lik'ca- Stuorajav'ri- formasjonen
Midtre Jatuli	(Skuvvanvarri- formasjonen?)	
Undre Jatuli		
Øvre Lapponia	Oal'gevarriledet Mellomste glimmer- skifer med vulkanitter	Av'zi-Suoluvuobmi- formasjonen
Undre Lapponia	Iskurasleddet Undre glimmerskifer	Masiformasjonen
Saamian kraton	Jergulgneis- komplekset	Jergulgneis- komplekset

## 6. STRUKTURANALYSER OG DEFORMASJONSFASER

Deformasjonene og foldeepisodene er delt inn i tilsammen 4 faser, hvorav første og siste har hatt relativt mindre betydning.

Ved strukturanalysene (registrering og plotting av primær lagning, foliasjon, skifrihet, foldeakser og lineasjoner), er strukturelementene plottet i et Schmidt's nett, undre halvkule (Fig. 23). Kartbladet er delt inn i delområder som i størst mulig grad er homogen med hensyn på en folderetning (synoptisk B-akse). Planstrukturene (foliasjon, lagning) vil da fordele seg langs en storsirkel. Er området påvirket av flere foldefaser, vil punkter avvike fra storsirkelen, og det kan eventuelt være nødvendig å dele området inn i flere områder.

Området på Karasjok kartbladet er delt inn i alt 32 forskjellige delområder, vist i fig. 21. Det største delområdet, 16, omfatter det meste av Tanaelvmigmatittbeltet (inkludert den østlige overgangssonen mot granulittene). En del områder er mer eller mindre påvirket av flere delformasjonsfaser. Område 32 (på Bakkilvarri) er svært komplisert, de primære lagflatene har stor spredning i orientering. Den synoptiske B-aksen ( $f_2$ ) er konstruert på grunnlag av skifrige (foliasjon  $S_1$ ) soner i de ellers massive vulkanittene. Observerte  $F_2$ -akser, inkludert B-aksen, fordeler seg igjen langs en storsirkel ( $S_2$ ), dvs. 3 foldefaser kan registreres i dette området.

### 6.1. Deformasjonsepisode $D_1$ , første foldefase $f_1$ og dannelse av foliasjon $S_1$ .

Foliasjon  $S_1$  er det mest framtrædende strukturelementet.  $S_1$  er definert ved parallellstilling av glimmermineraller, amfiboler, og i noen tilfeller kvarts- og feltspatkorn. Ofte blir  $S_1$  framhevet ved bånding (f.eks. ved lagvis anrikning av mineraller med parallell orientering. Båndingen (og foliasjonen) vil oftest være dannet parallelt eller tilnærmet parallelt en primær lagning,  $S_0$ . Tilstedeværelsen av primær lagning er bekreftet ved

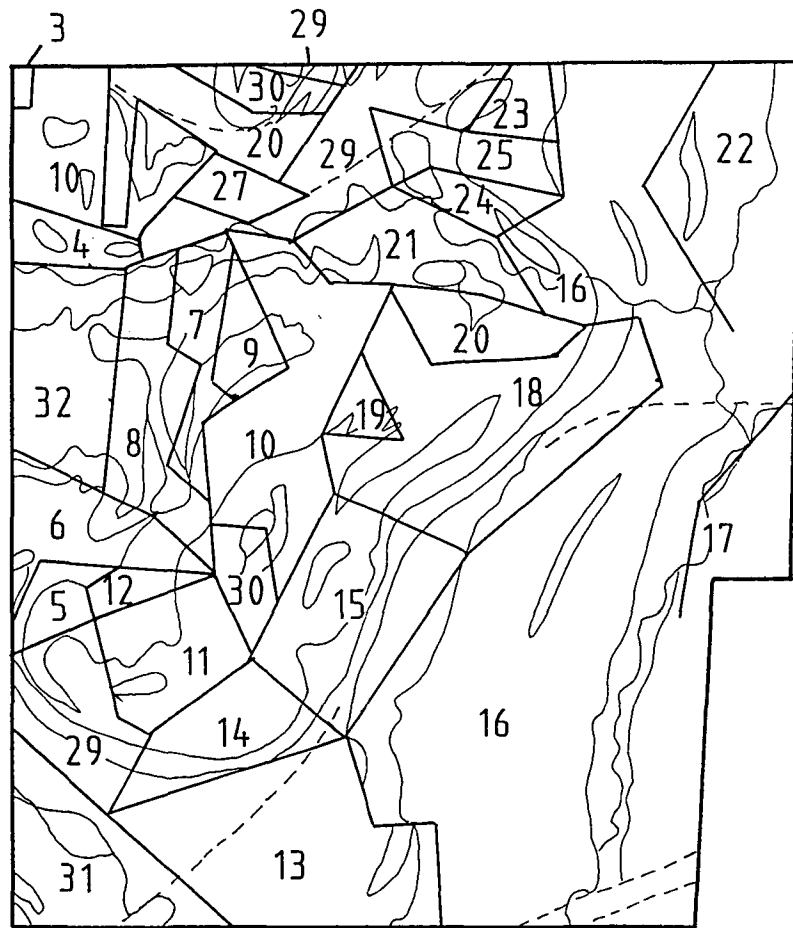


Fig. 21. Beliggenhet av delområder 1-32 (for strukturanalyser) på kartblad Karasjok.



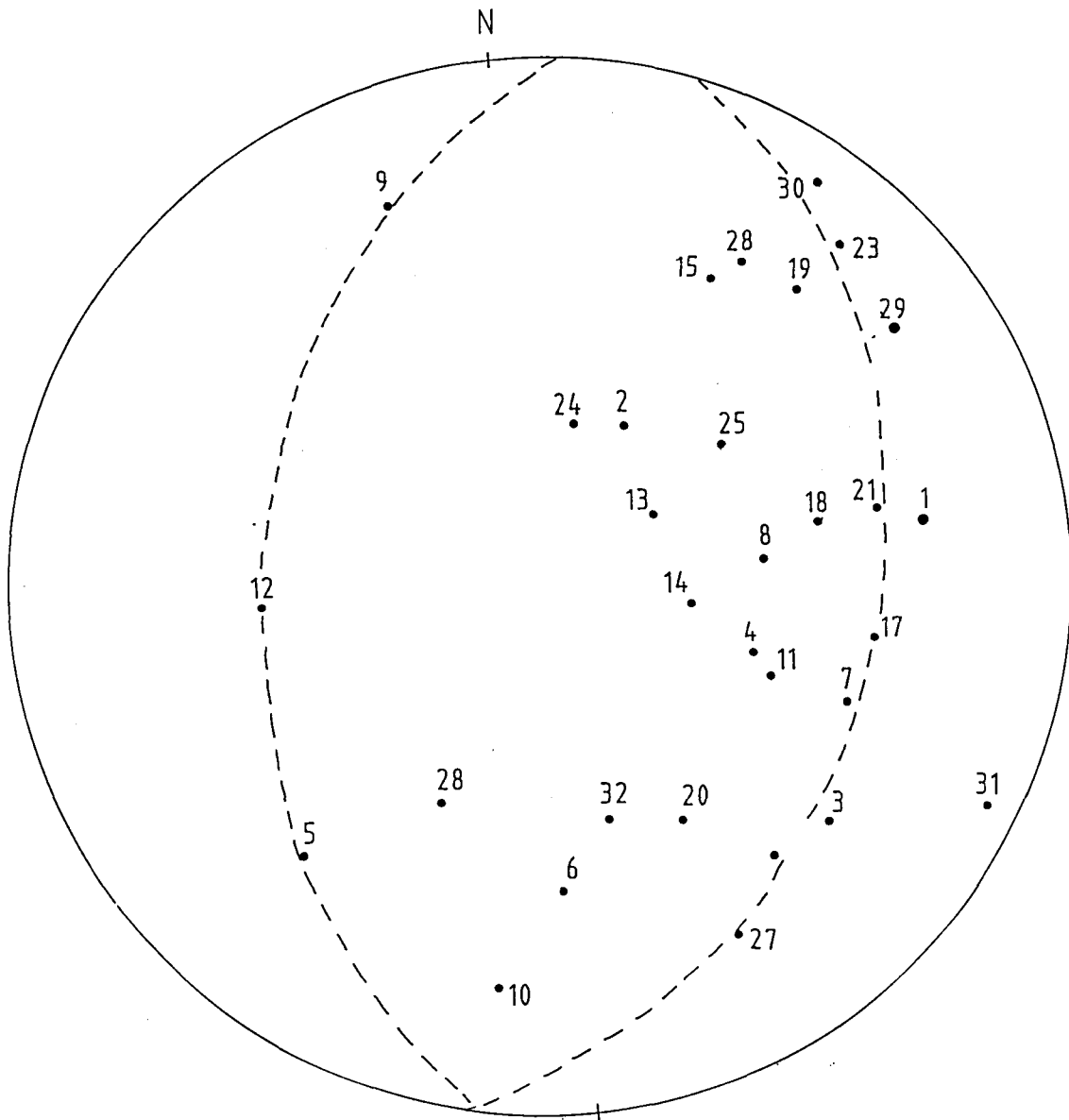


Fig. 23. Retninger på synoptiske B-akser for delområdene 1-32. Skisserte storsirkler markerer mulig folding av f2-strukturer og V-gående f3-akser.

de suprakrustale bergartene (men er ofte overpreget av foliasjon  $S_1$ ).

$F_1$  -folder er sporadisk observert i Karasjokgrønnsteinsbeltet, som tette til isoklinale småfolder med kort bølgelengde i forhold til amplitude. De er lettest å observere i Iskuraskvart-sitten, med tynne grønne primære fuchsittholdige lag, hvor akseplanskifriheten (= foliasjonen  $S_1$ ) lokalt skjærer  $S_0$ .  $F_1$  har forskjellige retninger avhengig av plassering i forhold til  $f_2$  (og  $f_3$ ) -folder. De er som regel nokså flattliggende, og danner dermed liten vinkel med det tilhørende akseplanets retning (foliasjonen  $S_1$ ).

Lineasjoner definert ved parallellorientering (vekst) av kvarts observert noen steder i nordvest (bl. i delområdet 7) antas å kunne korreleres med denne foldefasen ( $L_1$ ). De har oftest slakt fall mot NNW.

Foldestrukturer (eller lineasjoner) tilhørende  $f_1$  -generasjonen i Karasjokgrønnsteinsbeltet er ikke påvist i Tanaelvmigmatittbeltet eller i granulittene. Den markerte båndingen som karakteriserer disse bergartene tilsvarer foliasjonen  $S_1$ .

Foliasjonen  $S_1$  er dannet i forbindelse med hovedmetamorfosen, antagelig på et tidlig stadium av denne.

## 6.2. Deformasjonsfase $D_2$ og andre foldefase $f_2$

Det er den mest omfattende deformasjonen.  $f_2$  -folder er observert spredt over hele området unntatt i granulittene. Foldene varierer i intensitet og form avhengig av kompetansen i bergartene, tette til nesten isoklinale i glimmerrike skifrige bergarter og åpne folder med stor bølgelengde. Retningen er ofte nordøstlig, men varierer en del mot sydøst til syd. Foldene har assymetrisk utvikling, hvor akseplanet har steilt til moderat fall mot øst til sydøst. Den vestlige foldeflanken til antiklinalen har tendens til å utvikle seg som intense skjærsoner som kan gå over til mylonitter og blastomylonitter

(gjerne videreutviklede under  $D_3 - D_4$ ). I øst mot granulittene blir disse skjærsonene stadig hyppigere.

Akseplanskiffrigheten  $S_2$  har tendens til å utvikle seg parallell  $S_1$  der hvor vinkelen ikke er altfor stor.  $S_2$  er dårlig utviklet i de massive bergartene og kan være intens utviklet i glimmer-skifrene. Bl.a. på Iskuras og i området sydøst og vest for Karasjok blir  $S_1$  kuttet av  $S_2$  med stor vinkel.

$F_2$  ser ut til å være den dominerende foldeaksen for de fleste delområdene . Målingene av  $f_2$  -folderetninger viser ellers en del spredning innenfor de forskjellige delområdene.

Flere store makroskopiske strukturer er dannet av  $F_2$ , bl.a. ved Lavvuvarri (320 920), og ombøyningen av migmatittene ved utløpet av Anarjåkka og Karasjåkka.

Langs  $S_2$  -skiffrigheten er det dannet mineraler som biotitt, kyanitt, antofyllitt, granat og staurolitt, som indikerer toppen av den regionale metamorfosen (Se fig. 8).

### 6.3. Deformasjonsfasen $D_3$

er spesielt utviklet i Tanaelv migmatittbeltet. En foldetype ( $f_3$ ) opptrer som kinkfolder med steiltstående til sydlig hellende akseplan og typisk østlig retning med moderat fall (noe varierende, slakt lengst øst til moderat fall lenger vest). Denne foldetypen er bare observert innenfor Tanaelvmigmatittbeltet og i overgangssonen lengst øst.

En parallell lineasjon ( $L_3$ ) er også utviklet (av kvarts, noen tilfeller hornblende) samtidig med  $f_3$ . Den er nokså vanlig i migmatittbeltet, og er også observert videre vestover i Karasjokgrønnsteinsbeltet, men ikke i granulittene.

$F_2$  -strukturene er refordelte med hovedtyngde rundt østlig retning, omtrent parallelt med  $F_2$ , og denne spredningen kan forklares ved at  $f_2$  (og  $f_1$ ) strukturene er refoldet om  $f_3$ .

Eksempler på dette er antydnet med storsirkelene i fig. 25. Alle delområdene lengst i øst, granulittene (17), migmatittene (16, 22), og noen områder i nordøstlige del av Karasjokgrønnsteinsbelte (21, 23, 18), fordeler seg langs den østlige storsirkelen (indikerer at disse bergartene kanvære deformert sammen under  $D_3$ ). Deformasjonen  $D_3$  kan ha sammenheng med oppdoming av Balgesvarri-antiklinoriet.

#### 6.4. Deformasjon $D_4$

Denne deformasjonsfasen kan bl.a. registreres langs spesielle deformasjons- og skjærsoner. I slike skjærsoner er det registrert dannelse av kruskløv med kloritt med markert lineasjon ( $L_4$ ) med slakt fall mot nord. Denne linjestrukturen er registrert flere steder i nordvest og vest. Lenger øst er det registrert tilsvarende lineasjoner ved lys glimmer i glimmerskifere. Deformasjons- og skjærsonene har N-S til NØ-SV retninger med fall mot øst, og er ofte parallelle med  $S_2$  (og  $S_1$ ).

Denne deformasjonsfasen antas å ha sammenheng med skyvning av granulittene (fra øst mot vest), eventuelt <sup>med</sup> et sent stadium av skyvefasen.

I de vestlige områdene kan denne deformasjonen ha ført til retrogradering av mineralselskapene til lav grad betingelser. Skyvningen har dels foregått langs tidligere utviklede  $S_2$  skifrightssoner, og har ført til forandringer i disse mineralselskapene (retrogradering). Lengst øst i overgangssonen nærmest granulittene har antatt tilsvarende retrogradering langs skjærsoner skjedd under høy grad/medium grad betingelser, f.eks. ved reaksjon  $K\text{-feltspat} + \text{sill} + \text{vann} = \text{biotitt} + \text{granat}$

Til slutt under deformasjonene er det utviklet forskjellige forkastninger. Et dominerende forkastningssystem har retningen Ø-V til ØSØ-VNV som er vanlig i granulittene, og er også observert i mesoskopisk målestokk på en blotning. Andre forkastninger har mer NØ-SV retning og kan være utviklet tilnærmet parallelle  $S_1$  eller  $S_2$ .

## 7. METAMORFOSE

De fleste mineralene og mineralselskapene er stabile over relativt store temperatur- og trykkområder. Enkelte karakteristiske mineraler (indeksmineraler) har grensen for sitt stabilitetsområde ved kjente trykk/temperaturforhold i nærheten av den metamorfe tilstanden en aktuell bergart har vært utsatt for. Opptreden av et mineral bestemmes av bergartens kjemiske sammensetning og påvirkes også av aktiviteten av forskjellige gasser (bl.a. vanndamp, karbondioksyd). Nøyaktige temperatur- eller trykkforhold under dannelse av spesielle mineraler kan bestemmes ved f.eks. å analysere fordelingen av bestemte elementer mellom mineralfaser i likevekt med hverandre (geotermometer eller geobarometer). I dette arbeidet er bare optiske metoder benyttet (identifisering av mineraler i tynnsnip). Stabilitetsområdet for aktuelle indeksmineraler er vist i fig. 24.

Bergartenes metamorfe historie er vurdert ut fra bergartenes mineralsammensetning, mineralselskaper og mineralenes relative alder ut fra observerte mineralreaksjoner.

I tynnsnip er det prøvd å skille mellom følgende tilstander:

- 1) Eventuelt primære premetamorfe mineraler.
- 2) Prograd metamorfe mineraler og mineralreaksjoner (økende p, T).
- 3) Retrograde metamorfe mineraler og mineralreaksjoner (minkende p, T).

Resultatene må betraktes som foreløpige.

Krill (1985) har benyttet geotermometere til temperaturbestemmelser forskjellige steder i Karasjokområdet (Fig. 25).

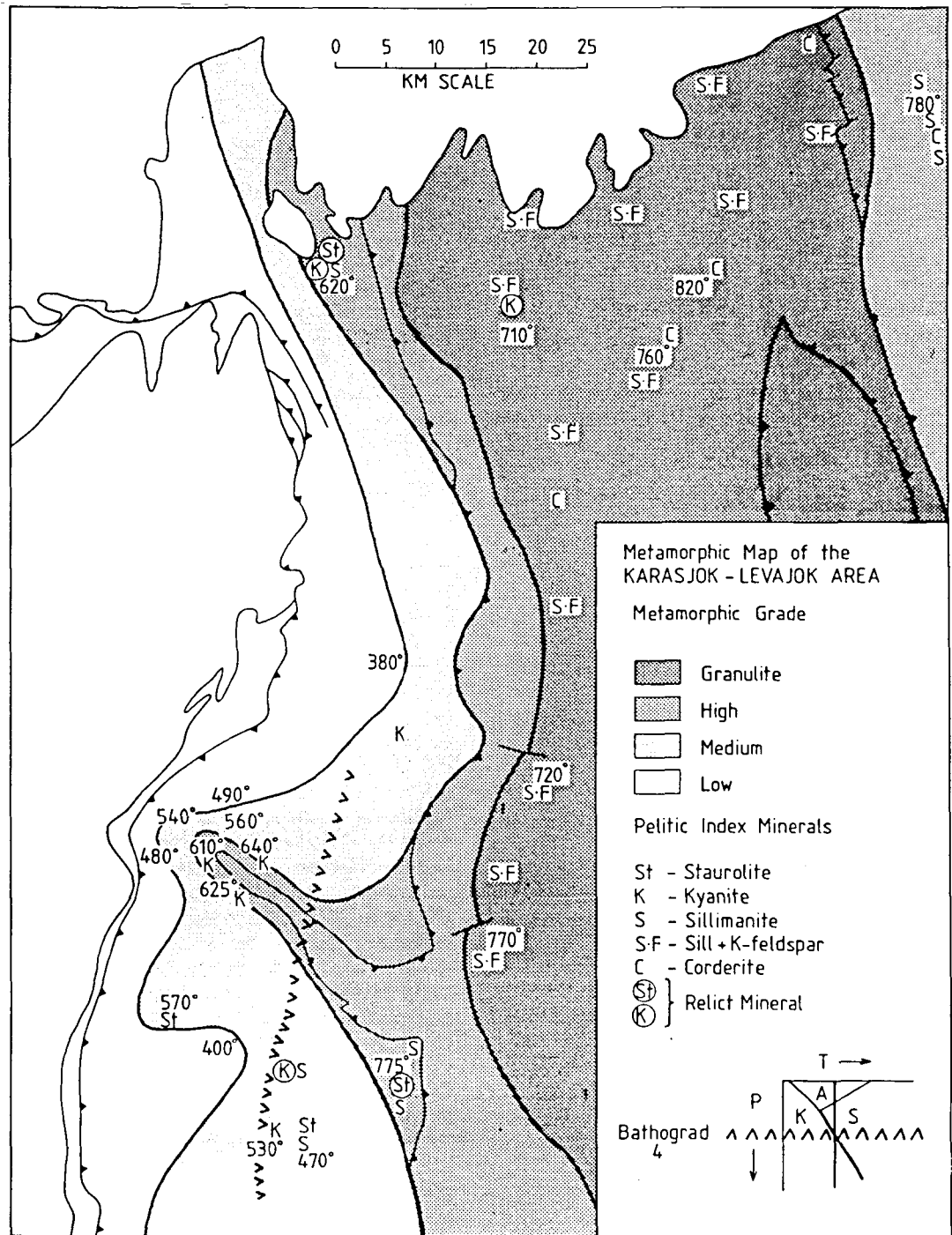


Fig. 25. Metamorfose-kart over Karasjok. Levajokområdet med metamorfe temperaturangivelser fra bl.a. granat-biotitt likevekter og observasjoner av indeksmineraler. Fra Krill (1985).

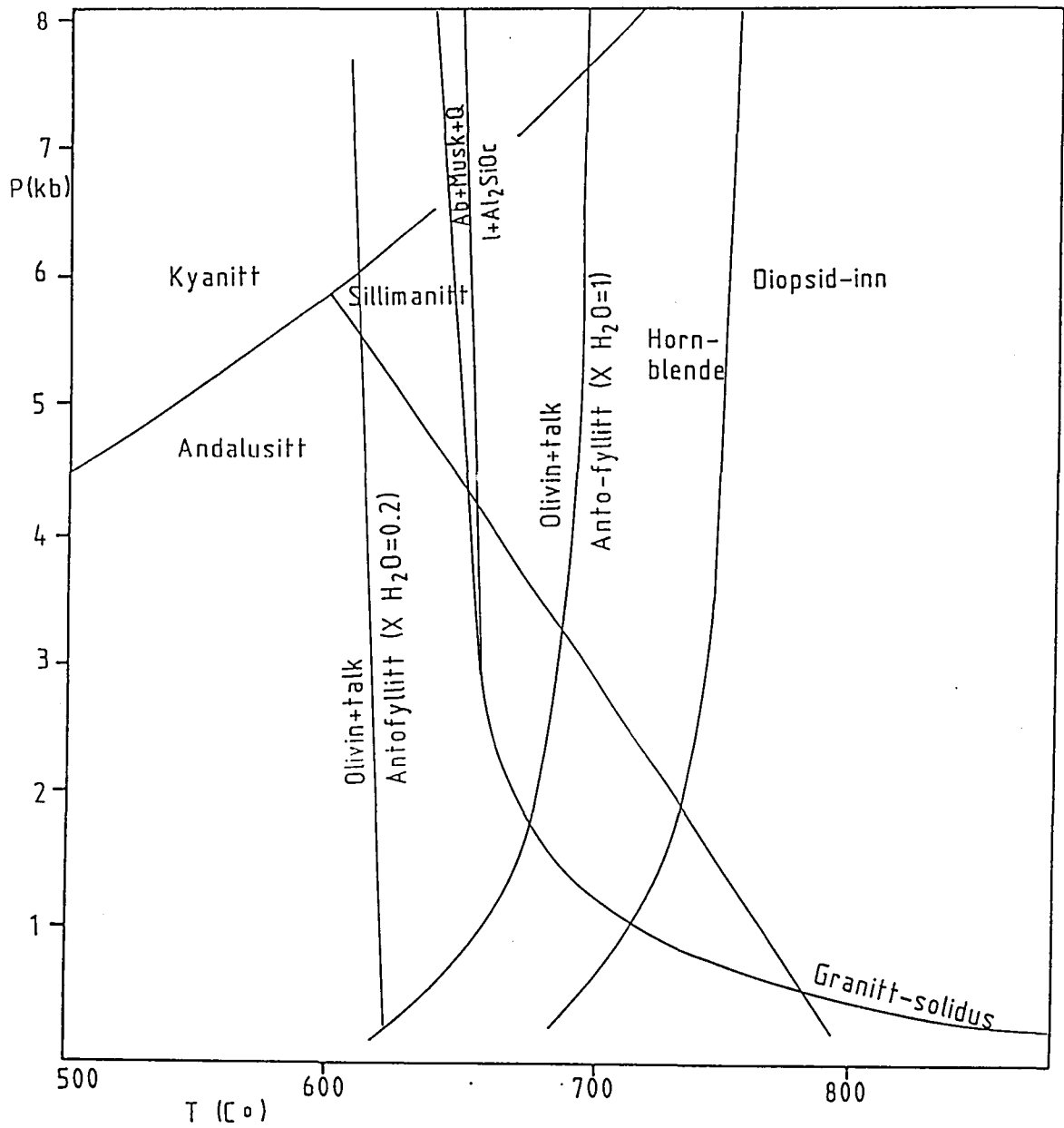


Fig. 24. Trykk-temperaturdiagram (p - T) som viser grenser for stabilitetsområder for aktuelle indeksmineraler. Etter Winkler (1976) og data fra Spear (1981).

## 7.1. Karasjokgrønnsteinsbeltet

### 7.1.1 Ultrabasiske vulkanitter (komatiitter og serpentinitter)

Primære mineraler : Olivin + klinopyroxen + orthopyroxen (hypersthen).

Prograde mineraler : Amfibol (pargasitt, i enkelte tilfeller tremolitt), olivin, antofyllitt, kloritt.

Prograde reaksjoner : Olivin (antigoritt) -> antofyllitt + vann, klinopyroxen (+ orthopyroxen) -> amfibol + kloritt.

Retrograde mineraler : Serpentin + talk + karbonat (magnesitt) + magnetitt + kloritt.

Retrograde reaksjoner: Antofyllitt + vann -> talk (+ serpentin), olivin + vann -> serpentin (+ magnetitt).

Antofyllitt dannes ved relativt høye temperaturer, med vann til stede ved ca. 670°C, og med karbonat (CO<sub>2</sub>) til stede kan temperaturen senkes opp til 100°C. Antofyllitt opptrer i langprismatiske nåler i forbindelse med olivin, og er ofte delvis eller helt omdannet til talk. Bl.a. i nordvestlige hjørnet av kartbladet består de komatiittiske lagene av kloritt + serpentin + tremolitt + talk (et lavgrad mineralselskap). Talk kan opptre som erstatning (pseudomorfose) for amfibolnåler (antofyllitt). Fig.26 viser relikte antofyllittnåler (omdannet til talk) med vekst på tvers av dominerende skifrihet (langs S<sub>2</sub>).

### 7.1.2 Basiske vulkanitter (amfibolitter)

Inneholder mineralene : Hornblende + plag (oligoklas-albitt), kvarts, biotitt, granat, kloritt, epidot, diopsid, titanitt.



Prograd mineralselskap : Oligoklas (albitt) + hornblende +  
granat + diopsid (i st) + biotitt +  
titanitt.

Retrograde mineraler : Kloritt + epidott (+ albitt).

Klinopyroxen (diopsid) opptrer helt i øst som porfyroblaster i nærheten og innenfor området med inntreden av migmatitter. Inntreden av metamorf diopsid er avhengig av vanntrykk og oksydasjonsforhold (Spear, 1981), og ligger mellom ca. 630 - 750 °C (ved relativt høye totaltrykk) (Fig. 24).

### 7.1.3 Sedimentære bergarter

Foruten de vanligste mineralene kvarts + plagioklas (albitt-oligoklas) + K-feltspat + biotitt + muskovitt, inneholder de pelittiske bergartene granat + kyanitt + staurolitt, og de Mg-Ca-rikere hornblende, kloritt, epidot. En prøve lengst syd på kartbladet nær grensen mot migmatittene har diopsid.

Prograde mineraler : Granat + kyanitt + staurolitt +  
oligoklas, diopsid.

Retrograde mineraler : Muskovitt + kloritt + epidot.

Staurolitt er et indeksmineral for medium grad metamorfe betingelser (Winkler, 1974), temperatur høyere enn ca. 500-550°, fig. 24. Kyanitt sammen med staurolitt antyder trykk høyere enn 5-6 kb. Disse mineralene er identifisert på 2-4 lokaliteter i Al-rike (pelittiske) glimmerskifere. Andre steder, bl.a. lengst i nordvest, er det observert runde finkornete klorittaggregater, antatt fra nedbrytning (retrograd) av granat, og tabulære finkornete aggregater med lys glimmer (muskovitt eller pyrofillitt?) som kan være dannet ved nedbrytning av Al-silikat (kyanitt eller staurolitt?), se fig. 5.

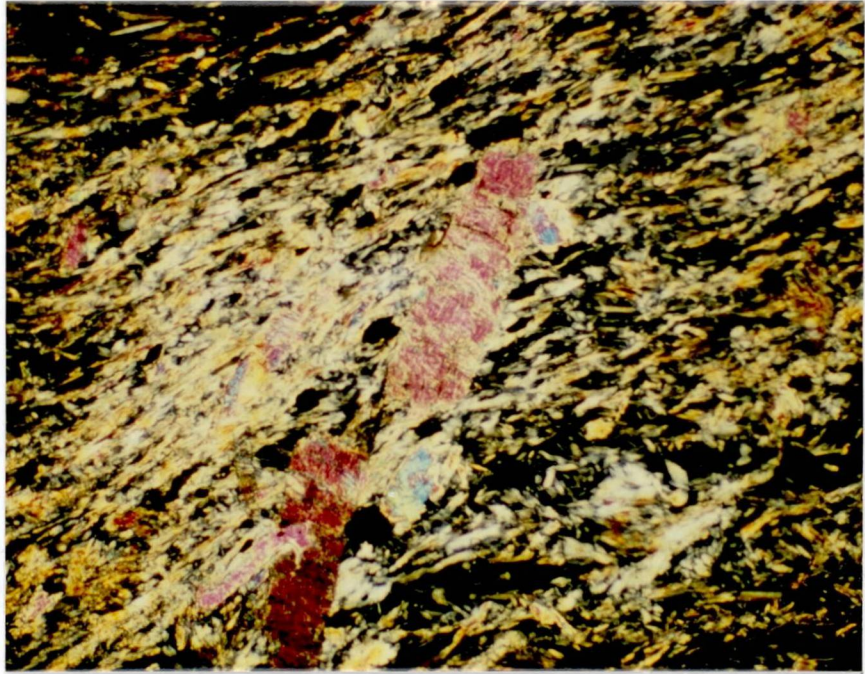


Fig. 26. Finkornet skifrig (S1) kloritt-tremolitt-bergart (metakomatiitt) med tverrgående akseplanfoliasjon S2. Større relikte amfibolkorn (antagelig antofyllitt) orientert parallelt S2, er omdannet til finkornet talk. Lok. 338 055. X-nicols.

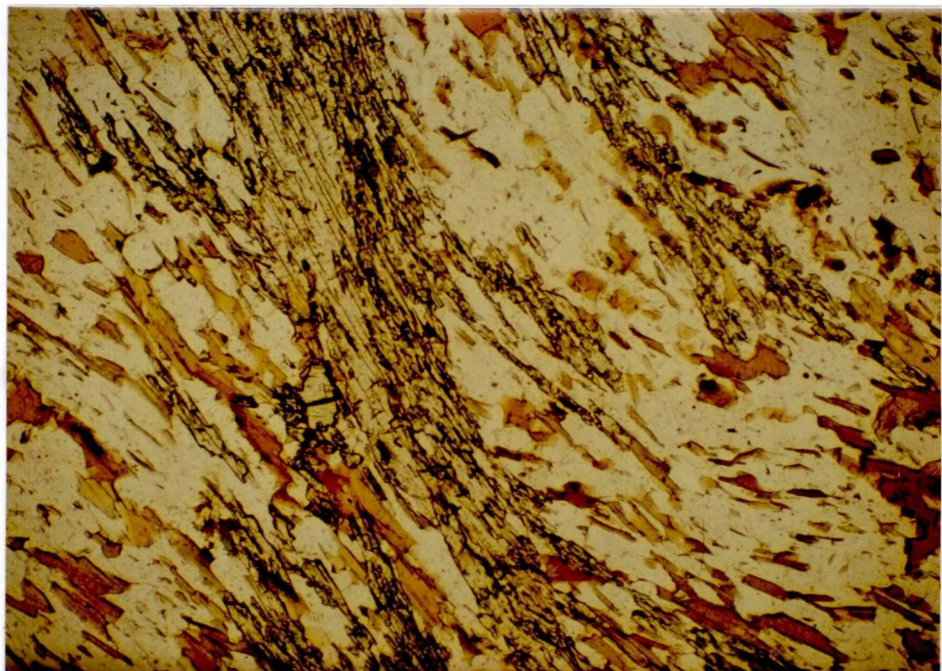


Fig. 27. Biotittskifer (S1-foliasjon) med kyanittporfyroblaster med foretrukken orientering langs akseplan (S2) for små folder (f2). Billedkant 1.3 x 0.8 mm. Lok. 414 048, 2 km S Karasjok. Forstørret 100 x.

Ved lok. 414048 (2km S Karasjok) opptrer prograd kyanitt som blaster orientert langs S<sub>2</sub>-foliasjonen i biotittskifer, fig. 27.

#### 7.1.4 Tolkning av metamorfose av Karasjokgrønsteinsbeltet

Den høyeste metamorfe episoden er initiert ved tilstedeværelse av mineralene antofyllitt, staurolitt og kyanitt, som viser at metamorfosen har vært opp i medium grad (Winkler, 1974) ved trykk større enn 5 kb (tilsvarer omlag 20 kb dyp i jordskorpen) og temperaturer større enn ca. 550°C. Vekst av antofyllitt og kyanitt langs akseplanfoliasjonen S<sub>2</sub> tyder på høyeste metamorfose i forbindelse med andre deformasjonsepisode D<sub>2</sub>.

Mot grensen av migmatittbeltet i øst og syd opptrer diopsid som porfyroblaster, og nærmest grensen skjer også en migmatittisering (lokal oppsmelting) av Jeddjav'ri-gruppens bergarter. Det tyder på at metamorfosen nærmer seg høy grad betingelser (Winkler, 1974) ved temperaturer på 600-650°C.

I store deler av området er imidlertid mineralparageneser med kloritt, kvarts, epidot, albitt-øligoklas, muskovitt og talk de mest dominerende, bl.a. i nordvestlige del av kartbladet. Disse mineralene er typiske for lav grad metamorfose. De er flere steder påvist som retrograde nedbrytningsprodukter av andre metamorfe mineraler typiske for medium grad. Dette viser at en senere lav grad metamorf påvirkning har hatt vesentlig betydning i store områder, spesielt i nordvest og vest, og ellers langs skjersoner tilnærmet parallelle foliasjonsretningen.

Til tross for at deformasjonen generelt er svært intens og toppen av metamorfosen opp i medium mot høy grad, finnes det områder med bl.a. pent bevarte primære strukturer som tilsynelatende er lite påvirket. Den ujevne deformasjonsgraden skyldes sannsynligvis kompetanseforskjellen mellom ulike bergartstyper, hvor de massive og hardeste bergartene (f.eks. gabbrokroppene) er mer motstandsdyktige mot påvirkningene.

7.2. Tanaelvmigmatittkomplekset

Amfibolgneisene inneholder mineralparagenesene plagioklas (andesin), K-feltspat, biotitt, granat, hornblende, titanitt og diopsid.

I metasedimentene i øst opptrer kvarts, feltspater, biotitt, kyanitt og granat.

Lokalt i forbindelse med sprekke- og skjærsoner har det foregått retrograde mineralreaksjoner med dannelse av kloritt, muskovitt og epidot.

I den østlige overgangssonen mot granulittene med kvarts-feltspat-granatgneiser finnes inneslutninger av grove amfibolitter og innslag av granulittbergarter. I de lyse kvarts-feltspatrike bergartene (antatt inneslutninger av granulitter) er det påvist følgende mineraler: Biotitt, sillimanitt, granat og kordieritt.

K-feltspat og granat er ikke i likevekt med hverandre, de reagerer og danner biotitt og sillimanitt (Se fig. 13b).

De basiske inneslutningene inneholder mineralene plagioklas (andesin-labradoritt), K-feltspat, biotitt, granat, hornblende, hypersthen og diopsid.

Alle mineralene er ikke i likevekt med hverandre. Hypersthen er delvis nedbrutt. Diopsid og hornblende (og biotitt) ser ut til å representere prograde mineraler.

Kloritt og epidot er dannet sekundært.

Migmatittbeltets mineralsammensetning tilhører høy grad metamorfe parageneser. Metamorfosen (spesielt temperaturen) har vært noe høyere i øst (overgangssonen mot granulittene) enn i vest. Toppen av metamorfosen har skjedd ved temperaturer på anslagsvis 640°-700°C. Trykkbetingelsene er mere usikre, men undersøkelser på finsk side (paragenesen gedritt-sapphirin-korund), antyder trykk på opptil 14 kbar, ca. 45 km dyp (Haapala et.al., 1971). Data fra Krill (1975) fra vestlige del av Bourdnavarri synformen (vest for kartbladet) antyder trykk på 6 - 6.3 kb.

### 7.3. Levajokgranulittkomplekset

Mineralinnholdet i granulittene består av kvarts - K-feltspat - plagioklas (bytownitt, antiperthitt) - biotitt - sillimanitt-granat. K-feltspat og granat er stabile sammen. Muskovitt - kloritt og epidot tilhører senere retrograde parageneser, bl.a. ved tynne sprekkesoner.

Hypersthengneissonen inneholder kvarts - K-feltspat - plagioklas - biotitt - hypersthen.

Mineralparagenesene er typiske for granulittfacies metamorfe bergarter, dannet ved lavt partialtrykk av vann. Utviklingen av mineralparagenesene er her ikke studert i detalj (se også Nilsen, 1988, beskrivelse til kartbladene Hal'kavarri og Valjok). Raith et.al. (1982) og Krill (1985) antyder dannelses-temperaturer på 700-800° under trykk på 6-8 kb.

## 8. SAMMENDRAG OG KONKLUSJON

Geologisk utvikling.

På kartblad Karasjok er det opprettet en stratigrafi innen Kasjokgrønnsteinsbeltet som begynner med vesentlig finkornete sedimenter (Undre glimmerskiferenhet) over antatt arkeisk gneisunderlag (Balgesvarrigneis, tidligere ikke beskrevet). Disse bergartene kommer til overflaten i Balgesvarri-antiklinoriet nord for Iskuras i sentrale områder av kartbladet. Iskurasleddet er ofte hvit-lysgrå kvartsitt, med karakteristisk grønn Cr-holdig glimmer (fuchsitt), og er benyttet som lederhorisont. De finkornete sedimentene og Iskuraskvartsitten antas å være avsatt i eller langs kanten av et havbasseng under stabile tektoniske omgivelser.

Over Iskurasleddet er det relativt brå overgang til komatiittiske metavulkanitter, relativt tynne og usammenhengende, med overgang til metabasalter og mulige intermediære og sure meta-

vulkanitter. Bergartsenheten (mellomste glimmerskifer i Gål'lebaikeformasjonen) er ellers dominert av finkornete sedimenter, glimmerskifere med enkelte silt- sandsteinslag, og innslag av vulkansk derivert materiale (tuffitter) og noen kalkholdige skifere. De foreløpige kjemiske analysene viser at de basaltiske bergartene har tholeittisk-kvarts-tholeittisk sammensetning som passer med havbunnsbasalter.

Glimmerskifrene får i øverste del stadig flere innslag av silte og sandige lag og går over i Oal'gevarrisandsten, dels feltspatrik med plagioklas (albitt-oligoklas), og stedvis med noe K-feltspat. Sedimentære strukturer kan være pent bevarte, bl.a. i veiskjæringen ved kartbladgrensen nord for Karasjok (Elvebakk et.al. 1985). Sandstenen representerer relativt korttransportert gruntvannsavsetning nær tidevannssone, eventuelle avsetninger og innslag av terrigent materiale. Sandstenen er minst 100-200 m mektig nær Karasjok. Syd og vest for Karasjok-kartbladet ser den ut til å tynne ut, men kan antagelig tilsvare gråvakkellignende sedimenter øverst i Gål'lebaikeformasjonen (og i Rai'tegår'zi?) som representerer faciesforandring ved avsetning på dypere vann.

Bakkilvarriformasjonen består av opptil flere hundre meter mektige ultrabasiske og basiske lavabergarter. Bakkilvarri vest for Karasjok representerer et paleovulkansenter med ultrabasiske dels eksplosiv vulkanisme, antatt overflatevulkaner eller i gruntvannsomgivelser. Geokjemisk har vulkanittene mer kontinentalt preg, og kan representere epikontinental rifting eller øyebuevulkanisme. Tynne sedimentsoner (glimmerskifere med grafitt, sulfidholdige soner) kan delvis representere assosierte exhalitter.

I området syd for Iskuras, lengst syd på kartbladet, er det kartlagt et område med glimmerskifere og noen spesielle sandstenslag som foreløpig er plassert øverst i Bakkilvarreformasjonen. De er antagelig ekvivalente med Rai'tegår'ziformasjonen. De har også geokjemiske likheter med Gål'lebai'keformasjonens sedimenter og vulkanitter. På finsk side i fortset-



telsen mot syd har også bergartene visse likheter med amfibolitter, ultrabasiske bergarter (komatiitter) og kvarts-feltspatgneiser beskrevet av Hormann et.al. (1980) i West Inari shist zone.

Tanaelv migmatittbeltet i øst mot granulittene består av hornblendegneiser og plagioklas-hornblendegneiser med soner av sure kvarts-feltspat-biotittgneiser. De foreløpige analysene tyder på at bergartskjemien er forstyrret av den dels intensive migmatittiseringen. Opprinnelsen er noe usikker, de antas å bestå av basiske til intermediære vulkanitter (eventuelt sure) og deriverte sedimentære bergarter. Den kjemiske sammensetningen tyder på kontinental eller øybueopprinnelse, muligens korrelerbar med dannelsen av en indre øybue.

De granulittiske bergartene kommer såvidt inn på Karasjokkartbladet lengst i øst og består av vesentlig kvarts-feltspatgranat-sillimanittgneiser av antatt sedimentær opprinnelse. Barbey et.al. (1984) tolker de granulittiske bergartene som geo-synklinale flysh-lignende sedimenter.

De ultrabasiske og basiske (gabbro) intrusive kroppene har nokså lik kjemi og representerer synvulkanske magmakammere til komatiittene og basaltene.

De tonalittiske-trondhemittiske intrusivene er intruderte langs østgrensen av Karasjokgrønnsteinsbelte og i Tanaelvmigmatittbelte. De er antagelig dannet synmetamorft under den Sveco-karelske orogenesen, antagelig ved relativ høy grad oppsmelting (anatexe) av f.eks. Karasjokbergartenes vulkanitter. Første generasjons migmatittisering (dannelsen av lyse og plagioklas-kvartsbånd i hornblendegneisene) i Tanaelv migmatittbelte er dannet samtidig (alder ca. 1.890 mill.år).

Granittiske intrusjoner opptrer i migmatittbeltet og er sannsynlig dannet ved anatexe på mindre dyp i antatt sentektonisk fase under orogenesen (alder ca. 1.750 mill.år), og er også assosierte med yngre fase av migmatitter (og pegmatitter).

### Geologisk utviklingshistorie

Karasjokbergartene er avsatt på et arkeisk gneisunderlag (antatt alder 2800 - 3000 mill.år).

Bakkilvarrevulkanittene (mulig øybue-epikontinental opprinnelse) er det øverste leddet i Karasjokgrønnsteinsbeltet, og er datert til  $2085 \pm 85$  mill.år (Krill et.al. 1985). På Karasjok kartblad er det også påvist en undre vulkanittserie av havbunnsopprinnelse med forskjellige sedimentformasjoner over og under.

Sammenlignet med stratigrafien i Nord-Finland er det beskrevet 5 forskjellige sykluser med forskjellige typer sedimenter og vulkanitter mellom 2000 - 2800 mill.år (Silvennoinen, 1985), og det eksisterer også en del aldersdateringer som antyder arkeiske aldere på antatt tilsvarende vulkanitter (i fortsettelsen av Karasjokgrønnsteinsbeltet mot syd). Lithologisk sett er det vesentlige likheter mellom Lapponske bergarter i Finland (plassert i øvre arkeikum) med Iskuraskvartsitten og overliggende havbunnsassosierte vulkanitter. Dersom dette er riktig kan Iskurasleddet med underliggende skifre antagelig plasseres i Øvre Arkeikum (Se tabell ↑).

Skuvanvarriformasjonen (lengst i nordvest på kartbladet) opptrer i samme posisjon som Masikvartsitten lenger vest (Siedlecka et.al. 1985), minimumsalder ca. 2000 mill.år (Olsen & Nilsen, 1983). Den inneholder mer grovklastisk materiale, men har ellers en del likheter med Iskurasleddet med underliggende glimmerskifere.

Ved å korrelere Iskuraskvartsitten med Masikvartsitten (i tid), kan alle Karasjokgruppas bergarter plasseres i en dannelsesyklus rundt 2100 - 2000 mill.år, og fortløpende deformasjon og metamorfose under Svecokarelske orogenese ca. 2000 - 1730 mill. år (fullstendig Wilson syklus). Tanaelvmigmatittene og Levajokgranulittene kan også plasseres i denne syklusen (Krill, 1985). Denne korrelasjonen passer ikke med den foreslåtte



korrelasjonsmuligheten med de øvre Arkeiske formasjonene (Lapp-landske) i Finland (Tabell 4).

Følgende hendelsesforløp (modifisert etter Krill, 1985) kan ha ført til dannelsen av bergartene i Karasjokområdet:

Ca. 2100 mill.år:

- Utvidelse og tynning av arkeisk skorpe og dannelse av havbasseng.
- Erosjon av bl.a. eksisterende arkeiske gneiser og vulkanitter, avsetning av Skuvvanvarriformasjonen (med Cr-holdig glimmer) langs kanten, og Iskuraskvartsitten et annet sted langs havbassenget (dersom disse kvartsittene korreleres).
- Oppsprekking av havbunnen, ultrabasisk-basisk vulkanisme, finkornete sedimenter, noe intermediær (evt. sur) vulkanisme.
- Oppsprekking og innsynkning av vestlige del av havbassenget, innfylling av sedimenter (Oalgevarrisandsten).
- Utvikling av basisk og ultrabasisk vulkanisme (Bakkilvarriformasjonen) antagelig langs kontinentalmarginen, co-magmatiske basiske og ultrabasiske intrusiver.
- Innsynkning av havbassenget i øst, med store sedimentmektigheter (Levajokgranulittkomplekset) med turbiditt- og flysch-sedimenter.
- Mulig dannelse av øybuevulkanisme (ytre øybue) med basiske-intermediære vulkanitter (Tanaelvmigmatittkomplekset).

2000 - 1800 mill.år:

- Nedsynkning (nedfolding) eller nedskyvning av oseanskorpen (antatt subduksjon) mot øst under østlige kontinentalranden.
- Lukning av oseanet og overskyvning av det østlige kontinentet som presser (eller skyver) granulittbergartene ned på stort dyp. Intrusjon av basiske-intermediære magma (nå hypersthengneiser) i granulittene. Granulittfacies metamorfose.

- Ytterligere sammenklemming av paleo-oseanet (fjellkjedefolding). Den mektige pakken av granulittbergarter blir skjøvet mot vest over Tanaelv migmatitter (øybuevulkanitter). Dannelse av foliasjon  $D_1$ .
- De varme granulittbergartene påvirker Karasjokbergartene og presser/skyver dem sammen. Deformasjonen  $D_2$  med høy grad metamorfose i migmatittbeltet og medium grad metamorfose i Karasjokgrønnsteinsbeltet, avtagende mot vest. Oppsmelting (av vulkanittene) og intrusjon av tonalitter-trondhjemitter langs østsiden av Karasjokvulkanittene, dannelse av migmatittårer. Intrusjon av anorthositt i østlige del av migmatittbeltet. Intens skjærfolding ( $f_2$ ).
- På et senere stadium stedvis anatektisk oppsmelting og dannelse av ny generasjon migmatittårer. Intrusjon av anatektiske granitter i migmatittbeltet. Oppdoming av Balgesvarriantiklinalen ( $D_3$ ).
- Ytterligere oppskyvning av granulittbergartene, dannelse av skjærplan langs gamle svahets-(skiffrighets)-soner og retrogradering, lav grad metamorfose i vest til mediumgrad i øst.
- Heving, erosjon, sentektonisk Ø-V til NØ-SV-gående forkastninger.

I hele området, spesielt i øst, er kraftige skjærsoner, mylonitter og blastmylonitter parallell hovedfoliasjonen svært vanlige. Overskyvning av granulittene (i  $D_2$ ) har ført til lokale skyvebevegelser og imbrikasjoner mellom mer og mindre kompetente bergarter. Bl.a. de observerte skyvesonene under Bakkilvarri og under Tanaelvmigmatittene danner ikke nødvendigvis noen store brudd i den stratigrafiske lagfølgen.

## 9. ØKONOMISK GEOLOGI

Det er ikke registrert noen malmforekomster eller mineraliseringer av vesentlig betydning innenfor kartblad Karasjok. I årene 1980-85 ble det drevet en dels intensiv malmleting over hele området, helikopter-geofysiske målinger, bakkemålinger og geokjemisk prøvetaking (A/S Sydvaranger, Folldal Verk og Norges geologiske undersøkelse). Det er utført diamantboringer nord og ves for kartbladet.

Av mindre mineraliseringer er det observert:

- Enkelte tynne kvartsårer med kobberkis og bornitt lengst i nordvest (lok. 313 018).
- Magnetitt, kvartsrike og sulfidrike (pyritt, magnetkis, litt kobberkis) lag på grensen mellom metabasalt og tufflag, opp til 1/2 - 1 m brede (lok. 308 064). I opptreden minner de om båndete jernformasjoner som er kjent flere steder i området lenger syd, f.eks. øst for Bæivasgiedde.
- Glimmerskifere med sulfidrike - nesten massive striper med vesentlig magnetkis og pyritt, opptrer som tynnere lag i Bakkilvarreformasjonen (ekshalitter i forbindelse med vulkanittene), f.eks. lok. 462 094 og 351 013.
- I noen ultrabasitter er det registrert korn av pentlanditt og kromitt lengst i nord , f.eks. lok. 335 106.

#### 10. GEOFYSISKE TOLKNINGER

Hele kartbladet Karasjok er dekket med magnetometriske, elektromagnetiske, radiometriske og VLF-målinger fra helikopter (Håbrekke, 1981, 1982 a,b), i øst-vestgående profiler med 200 m mellomrom). I tillegg er det utført bakkegeofysiske målinger i enkelte områder, regionale målinger av gravimetri og målinger av magnetisk feltstyrke (susceptibilitet) og tetthet på bergartsprøver. Resultatene er tolket av Midtun (1986). De magnetiske båndene og de elektromagnetiske lederne (Fig. 2) gir et bilde av de dominerende berggrunnsstrukturene. Enkelte steder stemmer ikke de geofysiske tolkningene helt overens med de geologiske observasjonene, f.eks. i nordvestlige deler av kartbladet, hvor det opptrer mange flattliggende magnetiske bånd, og strøkretningen delvis parallell med måleretningen. De petrofysiske målingene viser at bergartstypene har store interne variasjoner i feltstyrke (susceptibilitet). Komatiittene og ultrabasittene gir oftest de høyeste magnetiske anomaliene. Noen av amfibolittene, gabbroene eller glimmerskifrene kan gi relativt høye anomalier. Kvartsitt, arkose og kvartsglimmerskifer har oftest lav susceptibilitet.

De gravimetriske kartene (Gellein, 1985, Midtun, 1986) viser relativt høye verdier (mGal) over migmatittene og amfibolittene syd for Iskuras, i sørøstlige del og lengst nordøst, samt en positiv anomali over Bakkilvarri som skyldes lokal nedfolding av tyngre komatiitter (ned til ca. 2 km dyp). Resten av kartblad Karasjok har relativt lave verdier som indikerer kort avstand (inntil noen få 100 m) til underliggende lettere bergarter (underliggende gneiser eller tykkere sedimenter).

#### 11. EKSKURSJONSFØRER

- Granulittene er godt blottet i veiskjæringer lok. 537 974 langs Anarjåkka. Her kan platekvarts, sillimanitt og hypersthenholdige bånd observeres.
- Østlige overgangssone med kvarts-feltspat-granatgneiser og amfibolpyroxenholdige bånd er utbredt langs det meste av skråningen mot Anarjåkka. Veiskjæringer ved lok. 517 935 og 505 887 har en del gode blotninger.
- Hornblendegneiser kan observeres ved E 6 øverst langs Tana lok. 533 048, med migmatittårer og lysere mer plagioklasrike bånd.
- Plagioklas - hornblendegneis kan observeres i et par hundre meter langs veiskjæring langs Tana, lok. 546 075. Vekslende soner med plagioklasrike, hornblenderike, biotitt og granatrike bånd.
- Komatiitter kan observeres mange steder i feltet. På Bakkilvarri, i nordskråningen og på Cap'pescåk'ka er det mange blotninger som viser bl.a. pyroklastiske fragmenter og olivinfenokrystaller. På oversiden av jordene ved Svineng (344 042) er det funnet en samling av store komatiittblokker med forskjellige vulkanske strukturer, pyroklaster og større breksjer.

- Amfibolitter kan observeres mange steder.

Veiskjæring 503 033. Sterkt foliert mørk grågrønn amfibolitt, enkelte lysere grønne klinopyroxen-porfyroblaster.

Veiskjæring 381 054. Homogen amfibolitt, noen lysere brede bånd, rik på små granater.

I 308 063 opptrer metabasalt med blærerom og flytestruktur (tilhørende Gål'lebai'keformasjonen).

- Gabbro. Bevarte primære magmatiske strukturer med klinopyroxen, dels orthopyroxen, og plagioklas fenokrystaller kan observeres på Hal'di (342 056) og Bii'puvarri (f.eks. 446 097).

- Ultrabasitt. En grovkornet kropp med relikte klinopyroxen fenokrystaller 2 km vest for Karasjok, lok. 394 086, er relativt lett tilgjengelig.

- Oalgevarrisandsten er vanlig rundt Karasjok sentrum. Karasjok gamle stenbrudd, lok. 418 086, viser en del sedimentære strukturer, skråskikt, krysskikt og foldestrukturer.

Veiskjæring E 6 ved kartbladgrensen N Karasjok 402 110.

Albittomvandlet sandsten med pent bevarte primære strukturer, krysskikt, bølgeslagmerker, tørkesprekker og skråskikt. Lokalt er detaljert beskrevet av Elvebakk og andre (1985).

- Glimmerskifere. Et profil gjennom glimmerskifer med enkelte sandsten, siltsten og kvartsittlag, er blottet langs Dil'jajåkka 432 997. Et 20 m mektig rødlig K-feltspatrik lag (rhyolittisk opprinnelse) opptrer ved lok. 430 992.

- Iskuraskvartsitten, hvit - lys grå, finkornet med sterkt grønnfargete tynne lag av fuchsitt, er blottet på toppene langs Iskurashøyden, på Balgesvarri, Ucca og Stuora Dil'ljavarri.

- Balgesvarrigneisen kan observeres i mindre blotninger ved lok. 949 390 og i noen blokkmarker med store blokker nordover mot Iskurasjåkka. Videre nordover langs vuolit Råcca opptrer sterkt deformerte varianter av gneisen, og overgang mot overliggende glimmerskifer.

LITTERATURHENVISNINGER

Barbey, P., J. Convert, H. Martin, B. Moreau, R. Capdevila & J. Hameurt, 1980:

Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts and granulite belts in the Archaean crust of Lapland (Fennoscandia). *Geol. R. Undsch.* 69, 648-658

Barbey, P., J. Convert, B. Moreau, R. Capdevila & J. Hameurt, 1984:

Petrogenesis and evolutions of an early Proterozoic collisional orogenic belt: The Granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 56, 161-181.

Bernard-Griffiths, J., J. J. Pencat, B. Postaire, Ph. Vidal, J. Convert & B. Moreau, 1984:

Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb, Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland. *Prec. Res.* 23, 325-348.

Berthelsen, A., & M. Marker, 1986:

Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield. In: D.A. Galson and S. Mueller (Ed). *European Geotraverse, Part 1. Tectonophysics.* 126: 1-25.

Elvebakk, G., A.G. Krill, M. Often & H. Henriksen, 1985:

Early Proterozoic shallow marine albite-rich sandstone in the Karasjok Greenstone Belt, Norway. *Nor.geol.unders.* 403, 113-118.

Eskola, P., 1952:

On the granulites of Lapland. *Am. J.Sci., Bowen Volume,* 1: 133-171.

Gelein, J., 1985:

Gravimetrisk Bougeranomalikart, Finnmark, M 1:500.000. Upublicert. NGU rapport nr. 85-219.

Happala, I., J. Siivola, P. Djanpera & U. Yletyiken, 1971:

Red Corundum, sapphirine and kornepupine from Kittila, Finnish Lapland. *Bull. Geol. Soc. Finland,* 43, 221-231.

Henriksen, H., 1983:

Komatiitic chlorite-amphibole rocks and mafic metavolcanics from the Karasjok greenstone belt, Finnmark, Northern Norway: A preliminary report. *Nor.geol.unders.* 382, 12-43.

Henriksen, H., 1984:

Iddjajavri, berggrunnsgeologisk kartblad 2034 II, foreløpig utgave. *Nor.geol.unders.*

Hörmann, P.K., M. Raith, P. Raase, D. Ackermand & F. Seifert, 1980:

The granulite complex of Finnish Lapland: Petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoeki-Inarijarvi area. *Geo.Surv.Finl.Bull.* 308:95.

Håbrekke, H., 1981:

Magnetiske-, elektromagnetiske-, radiometriske- og VLF-m linger fra helikopter over Karasjok, Finnmark. Upublisert. NGU rapport 1800/38C.

Håbrekke, H., 1982a:

Geofysiske m linger fra helikopter over et område syd for Karasjok tettsted, Finnmark. Upublisert. NGU rapport 1848.

Håbrekke, H., 1982 b:

Geofysiske m linger fra helikopter over et område syd for Karasjok tettsted, Finnmark. Upublisert. NGU rapport 1886/3.

Irvine, T.N., & W.R.A. Barager, 1971:

A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523-548.

Krill, A.G., 1985:

Svecofennian thrusting with thermal inversion of the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield. *Nor.geol.unders.* 403, 89-101.

Krill, A.G., S. Berg, I. Lindahl, E.W. Mearns, M. Often, S. Olerud, O. Olesen, J.S. Sandstad, A. Siedlecka & A. Solli, 1985:

Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotope dates from precambrian rocks of Finnmark. *Nor.geol.unders.*, Bull. 403, 37-55.



Krill, A.G., & M. Often, 1986:

Berggrunnskart Galmatskai'di 2033 II M 1:50.000, foreløpig utgave. Nor.geol.unders.

de La Roche, H., 1968:

Comportement geochemique differentiel de Na, K et sedimentaires. C.R. Acad. Sci. Paris t. 267, Serie D, 39-42.

Merilainen, K., 1976:

The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. Geol.Surv. Finland Bull. 281, 129 pp.

Midtun, R.D., 1985:

Geofysisk og geologisk tolkning av regionale strukturer innenfor kartbladene Karasjok, Galmatskai'di, Bøivasgieddi og Iesjåkka, Karasjok kommune, Finnmark. Upublisert. NGU rapport 86.209.

Moreau, B., 1981:

Evolution de Masseif anorthositique de Vaskojoki, Finland de Nord. Ann. Soc. Geol. Belgique 104, 261-267.

Naldrett, A.J., & A.M. Goodwin, 1977:

Volcanic rocks of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Ontario, and their sulphur content. Can. J. Earth Sci. 14, 539-550.

Nilsen, K.S., 1984:

Berggrunnskart Valjåkka 2134 III, M 1:50.000, foreløpig utgave. Nor.geol.unders.

Nilsen, K.S., 1986:

Berggrunnskart Hal'kavarri 2034 I, M 1 : 50 000, foreløpig utgave. Nor.geol.unders.

O'Connor, J.T., 1965:

A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. geol.surv. Prof.Pap., 525-b.

Often, M., 1985:

The early Proterozoic Karasjok Greenstone Belt, Norway; a preliminary description of lithology, stratigraphy and mineralization. Nor.geol.unders. Bull. 403, 75-88.

M. Often, 1986:

Berggrunnskart Iesjokka 2033 IV, M 1:50.000. foreløpig utgave. Nor.geol.unders.

Olsen, K. I., & K. S. Nilsen, 1985:

Geology of the southern part of the Kautokeino Greenstone Belt, West-Finmark. Rb-Sr geochronology and geochemistry of associated gneisses and late intrusions. Nor.geol.unders. Bull 403, 131-160.

Olsen, L., 1985:

Orientering om kvartærstratigrafiske (morenestratigrafiske) unders. kelser p Finnmarksvidda i 1983-84 under NGUs Finnmarksprogram. I.S. Olerud (Red.). Finnmarksdagen p NGU 20/3-85 - sammendrag av foredrag. NGU rapport 85.186, s. 26-42.

Pearce, J.A., & J.R. Cann, 1973:

Tectonic setting of basic volcanic rocks determined used trace element analyses. Earth Planet. Sci.Lett. 19, 290-300.

Pearce, J.A., B.E. Gormann & I.E. Birkett, 1975:

The TiO<sub>2</sub> - K<sub>2</sub>O - P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> -diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth Planet. Sci.Letters 24, 419-426.

Perttunen, V., 1985:

On the proterozoic stratigraphy and exogenic evolution of the Perapohja area, Finland. Geol. Surv. Finl. Bull. 331, 131-142.

Raith, M., P. Raase & P.K. Hormann, 1982:

The Precambrian of Finnish Lapland:  
Evolution and regime of metamorphism. Geol.Rundschau 71, 230-244.

Rastas, P., 1980:

Stratigraphy of the Kittila area. A. Silvennoinen (Ed.), Jatulian geology in the eastern part of the Baltic Shield. Proceedings of the Finnish-Soviet Symposium held in Finland 21th - 26th August 1979, Rovaniemi, s. 145-151.

Reusch, H., T. Dahll & O.A. Corneliussen, 1891:

Det nordlige Norges geologi. Nor.geol.unders. 4.

Saverikko, M., T. Koljonen & V. Hoffren, 1985:

Palaeogeography and palaeovolcanism of the Kummitsoiva komatiite complex in northern Finland. Geol.Surv. Finl. Bull. 331, 143-158.

Shaw, D.M., 1972:

The origin of the Aspley gneiss, Ontario.  
Canad. J. Earth Sci. 9, 18-35.

Silvermoinen, A., 1985:

On the proterozoic stratigraphy of northern Finland.  
Geol. Surv. finl. Bull. 331, 107-116.

Siedlecka, A., 1985:

Geology of the Iesjavri-Skoganvarre Area, northern Finnmarksvidda, North Norway. Nor.geol.unders. 403, 103-112.

Siedlecka, A., E. Iversen, A. Krill, B. Lieungh, M. Often, J.S. Sandstad & A. Solli, 1985:

Lithostratigraphy and correlation of the Archaean and Early Proterozoic rocks of Finnmarksvidda and the Sør-Varanger district.  
Nor.geol.unders. Bull. 403, 7-36.

Skålvoll, H., 1964:

Preliminary results from the Pre-Cambrian of Finnmarksvidda.  
Nor.geol. Tidsskr. 44, 489-490.

Skålvoll, H., 1972:

Karasjok, berggrunnskart M 1:250.000.  
Nor.geol.unders.

Sokolow V.A., & K.J. Meiskanen, 1985:

Evolution of Precambrian volcanigenic-sedimentary lithogenesis in the south-eastern part of the Baltic shield.  
Geol. Surv. Finl. bull. 331, 91-105.

Spear, F., 1981:

An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite.  
Am. J. Sci. 281, 697-734.

Wennervirta, H., 1969:

Karasjokområdetets geology.  
Nor.geol.unders. 258, 17-49.

Winkler, H.G., 1974:

Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Third edition.  
Springer Verlag, Berlin, 320 s.

## APPENDIKS

TABELL 2  
REGISTRERTE MINERALER  
MED VISUELT ANSLÅTT MENGDEFORHOLD FOR BERGARTER  
PÅ Karasjokbladet

FORKLARINGER TIL TABELLER OVER MIKROSKOPERTE PRØVER

Mengdeangivelse av mineralene (arealmessige overslag)

h	55%	(hovedmineral)
d =	35 - 55%	(dominerende)
v =	20 - 35%	(vanlig)
n =	6 - 20%	(nokså vanlig)
a =	1.5 - 6%	(aksessorisk)
s =	1.5%	(spor)

Spesifisering av mineraler

(Spor - eventuelt aksessorisk mengde dersom ikke annet er oppgitt)

Plagioklas

Stedvis angivelse av % An-innhold

Al-silikat

K = Kyanitt  
S = Sillimanitt

Oksyder

M = Magnetitt  
H = Hematitt  
I = Ilmenitt  
R = Rutil  
L = Spinell  
K = Kromitt

Sulfider

P = Pyritt  
K = Kobberkis  
M = Magnetkis  
N = Pentlanditt

Andre mineraler

A = Apatitt  
S = Skapolitt  
Z = Zirkon  
O = Orthitt  
G = Grafitt  
St = Stauroolitt

Stratigrafisk beliggenhet  
(angitt bak UTM koord.)

T = Tanaelvmigmatittkomplekset  
B = Bakkilvarriformasjonen  
O = Oal'gevarriledet  
M = Mellomste glimmerskiferenheten  
I = Iskurasleddet  
U = Undre glimmerskiferenheten  
S = Skuvvanvarriformasjonen







Bergarter i migmatitt-  
serte østlige del av  
Bakkilvarre formasjonen

Prøvenr- UTM-  
nr. koord.

Kvarts

Plagioklas

K-feltspat

Biotitt

Muskovitt

Al-silikat

Granat

Kordieritt

Kloritt

Hornblende

Kunmingtonitt

Antofyllitt

Diopsid

Olivin

Epidot

Titanitt

Oksyd

Sulfid

Serpentin

Karbonat

Andre

Metasedimenter

C 20	437 950	v	d		v			n									H			
P 9	436 973	v	d	v	n	n			n					a			R	P		
C 35	430 942	d	d		n	a				n		s				a				oz

Amfibolitt

P 4	423 933	v	v	n	n					d					a		H M I			A
P 59	445 958	n	v	a	a					d		a				a	M	P		
P 5	414 918	n	v	a	n					h					n	a	M I	P		

Komatiitt

C 10	417 903				s				v	d			n				M		n	
------	---------	--	--	--	---	--	--	--	---	---	--	--	---	--	--	--	---	--	---	--











Glimmerskifer og sandsten		Kvarts	Plagioklas	K-feltspat	Biotitt	Muskovitt	Al-silikat	Granat	Kordieritt	Kloritt	Hornblende	Kummingtonitt	Antofyllitt	Diopsid	Olivin	Epidot	Titanitt	Oksyd	Sulfid	Serpentin	Karbonat	Andre
Prøvenr-nr.	UTM-koord.																					
G 513	419 093	O	d	v	n	n				n						a		H				
C 32	413 048	B	v	v	d		K,n	n		n								H I				
P 22	494 954	T	d	n	v	n												H	P			
C 2	397 872	B	d	v	v	n	a											H	P			
C 9	421 049	B	v	n	d		K,v											H				
C 12	457 014	M	d	v	n	a	n			a								M H				
C 22	382 834	B	v	d		n					a			n				M H				
C 53	450 105	O	d	v	a	n	n									n		H				
C 54	431 109	O	d	v	n	n	a			a						a		H I				
C 4	432 995	M	v	n 26	h	n	a			a						a						2
C 11	444 027	O	h	n	a		n			n												
C 51	326 032	B	n	n		n		n			v							M a	P		s	
391	391 099	O	d	n	a	a	n											H	P			
F 19	373 920	U	h	a	n		v			n								M				Z
P 6	395 095	O	v	d	a		v			n								H				
C 19	400 870	B	d	v	a	v	n	K	a									H				St
C 24	305 103	S	h	n	a	s	n														n	Z
C 25	352 887	I	h				n											H				
C 33	324 060	M	v	d	a		n			v						v		M H				
C 44	325 921	U	v	d	n	n	n			n						a		M H				
C 46	380 862	B	v	a	h	a				a	a					n	s	R M				O A
C 47	386 068	M	v	d			v	K	v	n						a		M			a	St
434	388 096	O		h			a				v						n	H			n	

TABELL 3  
KJEMISKE BERGARTSANALYSER



Kbl. Karasjok - Kjemiske analyser

Komatiitter

A	2	419 902	Mørk finkornet med migmatittårer.
A	12	435 965	Fink. grønn amf.- klorittskifer.
A	16	341 966	Grovkornet olivin-serpentinrik.
F	3	342 061	Grønn klorittrik amfibolskifer.
	101	431 954	Kloritt-amfibolskifer, noe olivin.
	102	423 933	Middelskornet olivinrik kloritt- amf. skifer
	103	311 977	Pyroklastisk, rik på olivin-serpentin (fenokrystaller)
	104	306 109	Middelskornet amfibol- klorittholdig.
LPN	123	393 898	Middels (-grov) amfibol- klorittskifer.
HH	1	460 087	Helge Henriksen (A/S Sydvaranger analyser)
HH	102	495 048	Helge Henriksen (A/S Sydvaranger analyser)
HH	84	493 081	Helge Henriksen (1983), komatiitt 12
HH	87	452 086	Helge Henriksen (1983), Komatiitt 13

Amfibolitter

A	5	438 046	Basalt med bevarte blærerom.
A	7	340 994	Mørk amfibolitt, homogen.
A	22	476 063	Mørk middelskornet amfibolitt med lyse slirer.
A	35	376 870	Mørk grå middelskornet homogen amfibolitt
	105	308 064	Basalt med relikte vulkanske strukturer (blærerom)
	106	348 022	Mørk homogen amfibolitt.
	107	505 033	Foliert-båndet amfibolitt med cpx-blaster.
H	2	481 055	Helge Henriksen (A/S Sydvaranger analyser).
H	3	465 090	Helge Henriksen (1983) amfibolitt prøve 2.
H	14	477 054	Helge Henriksen (1983) Amfibolitt prøve 12.

### Kvartsdioritt

A 6	427 853	Lys middels- fink. svakt foliert, spredt amfibol.
A 9	476 066	Lys middelsk. homogen, lite mørke mineraler (amfibol)
A 36	523 087	Grå middelskornet homogen med lyse rødlige feltsp.- kv. årer.
114	446 847	Lys grå middelskornet foliert kvarts-feltspat- amfibolgneis.
115	433 953	Grå kvarts- feltspatgneis med amfibolstriper og bånd.

### Granitt

A 10	393 086	Rød sterkt foliert granittisk gneis.
------	---------	--------------------------------------

### Balgesvarri gneis

A 19	390 950	Grovkornet feltsp. kvarts med glimmerrike bånd.
F 21	393 968	Middelskornet feltspat-kvarts glimmergneis.

Gabbro

A 4	382 890	Middelskornet, relikte primære teksturer.
F 2	446 097	Grovkornet pyroxen-gabbro, frisk magmatisk tekstur.
F 4	344 899	Foliert middels-grovkornet amfibolitt.
F 5	382 951	Middelskornet, foliert, relikte fenokrystaller.
108	344 055	Grovkornet gabbro, friske pyroxen, hornblende-plag. fenokryst.
110	417 953	Middelskornet, relikte magmatisk tekstur.
111	352 015	Middelskornet, foliert amfibolitt, amfibol-pyroxenrike bånd.
112	314 107	Grovkornet amfibolitt med albittrike lyse slirer og bånd.
LPN 126	322 086	Gabbro med relikte fenokrystaller.
LPN 133	317 089	
LPN 135	316 093	
LPN 138	335 107	
LPN 315 A	394 086	
LPN 315 B	394 086	
LPN 143	339 109	
LPN 146	332 053	Frisk gabbro.

Ultrabasitt

A 11	394 086	Grovkornet olivin-pyroxen harzburgitt.
109	455 047	Middelskornet pyroxenitt, homogen.
LPN 124	387 846	Grovkornet olivin-pyroxen Chertolitt
LPN 137	335 107	Olivin webstenitt
LPN 142	335 105	Pyroxenitt.
LPN 314	393 086	
LPN 316	393 086	Grovkornet ultramafitt
LPN 141	334 106	Pyroxenitt.

Kbl. Karasjok - Kjemiske analyser

Migmatitter

Østlige overgangssone (kvarts-feltsp.-granatgneiser:

- A 1 504 886 Lys middelskornet jevnkornet båndet granulittisk gneis (granitt).  
A 21 517 950 Homogen lys kvarts-feltsp.-granatgneis (granitt).  
A 24 516 950 Grov amfibolittinneslutning i kv.-feltsp.-granatgneis.  
A 34 526 960 Amfibolgneis med cpx og feltspatrike soner.  
119 500 860 Middelskornet homogen amfibolitt (hbl. gneis).

Intermediær hbl. gneis

- A 29 546 098 Lys foliert amfibolholdig gneis, middelskornet, homogen.  
H 26 531 076 Helge Henriksen (analyser A/S Sydvaranger).

Basisk hbl. gneis

- A 30 479 837 Hornblende-granatrik gneis, middelskornet homogen.  
H 23 533 047 Helge Henriksen (analyser A/S Sydvaranger)  
H 24 548 076 Helge Henriksen (analyser A/S Sydvaranger)  
504 545 075 Helge Henriksen (analyser A/S Sydvaranger)

Kvarts-feltspat-biotitt gneis

- A 31 Grå middels-finkornet båndet gneis med kvarts- og biotittrike bånd.

Metasedimenter (Iskurasformasjonen)

- F 19 373 920 Grågrønn muskovittrik glimmerskifer, grove feltsp. klaster og lyse kv.feltsp. lag.  
113 432 995 Rød-lysrød kvarts-feltspatgneis med glimmerbånd.  
116 380 862 Rød kvarts-feltspatgneis med glimmer-amfibolbånd.  
117 352 887 Hvit Iskuraskvartsitt med spredt muskovitt  
118 386 069 Glimmerskifer, muskovittrik med granat-, kyanitt og staurolittblaster.  
LPN 34c 323 030 Mørk amfibol-granatskifer med blaster, biotitt-kvartsbånd.

Prøver analysert av Lars Petter Nilsson (LPN)

	<u>LPN 123A</u>	<u>123</u>	<u>126</u>	<u>133</u>	<u>135</u>	<u>137</u>	<u>138</u>	<u>141</u>	<u>143</u>	<u>146</u>	<u>142</u>	<u>PN 314</u>	<u>315 A</u>	<u>315 B</u>	<u>316</u>	<u>34 C</u>
SiO <sub>2</sub>	54.00	41.50	48.89	49.53	49.74	42.27	42.19	42.83	47.64	49.35	42.79	39.00	47.94	46.12	38.72	48.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.87	0.18	6.23	5.41	7.06	5.45	5.92	5.21	14.27	12.20	7.15	3.10	13.30	12.71	1.97	15.65
FeO	4.50	3.76	7.56	7.29	7.93	9.34	9.94	8.45	8.58	12.17	7.24	6.70	8.58	9.13	7.69	12.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	3.12	1.90	2.26	2.67	4.71	4.07	5.50	2.69	2.61	6.48	5.70	2.65	2.69	5.54	2.0
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.02	1.06	1.00	1.16	0.74	0.35	0.77	0.96	1.21	0.68	0.34	1.12	1.18	0.29	1.16
MgO	15.65	29.23	11.82	13.07	11.76	24.12	24.65	24.83	7.23	6.23	21.16	33.01	7.82	7.84	35.91	6.16
CaO	19.11	19.11	15.98	16.88	13.45	5.61	6.17	5.02	11.47	9.74	9.34	3.27	12.90	12.02	2.33	6.18
Na <sub>2</sub> O	0.07	< 0.1	1.4	1.0	1.3	0.8	0.5	0.3	3.3	2.1	0.6	0.3	1.7	3.0	0.1	1.9
K <sub>2</sub> O	0.16	< 0.01	0.30	0.25	0.30	0.35	0.26	0.35	0.44	0.50	0.26	0.21	0.53	0.45	0.33	1.51
MnO	0.14	0.12	0.16	0.16	0.16	0.24	0.22	0.21	0.16	0.25	0.20	0.19	0.18	0.11	0.19	0.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	< 0.01	0.08	0.11	0.07	0.08	0.02	0.05	0.08	0.09	0.05	0.06	0.06	0.01	0.02	0.08
Gl.tap	1.12	9.55	0.88	0.42	1.06	3.41	3.45	3.93	1.27	0.29	4.22	0.62	1.06	3.79	1.04	1.34
SUM	98.95	97.69	97.02	98.11	97.45	98.05	09.83	98.38	99.03	98.08	97.89	98.06	98.34	97.34	98.71	98.63
Nb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Zr	20	15	78	63	78	65	20	48	58	75	63	27	70	75	21	61
Y	7	< 5	14	12	17	12	< 5	10	25	27	10	< 5	14	14	< 5	27
Zr	37	61	137	113	154	106	85	50	130	105	43	70	210	137	12	141
Rb	< 5	< 5	6	11	6	14	8	10	12	12	7	5	20	7	< 5	55
Zn	47	69	66	62	68	86	82	72	53	111	63	70	68	36	58	166
Cu	< 5	17	131	112	175	53	125	78	66	151	27	40	145	60	42	30
Ni	166	2000	311	330	312	1500	1400	1400	128	64	1200	2000	142	148	1800	109
Cr	1500	1400	1100	1000	1200	2700	2500	3200	233	32	2300	5400	164	180	5400	207
V	84	11	256	245	277	201	128	192	286	329	200	115	278	298	86	297
Ba	41	< 10	112	80	51	233	89	162	60	71	77	168	85	105	49	613
Pb	< 10	13	< 10	< 10	< 10	17	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	15	< 10	< 10	< 10	10
Co	39	99	63	54	65	128	127	100	51	68	107	143	58	50	147	58

tabell 3

	<u>A-1</u>	<u>A-2</u>	<u>A-4</u>	<u>A-5</u>	<u>A-6</u>	<u>A-7</u>	<u>A-9</u>	<u>A-10</u>	<u>A-11</u>	<u>A-12</u>	<u>A-16</u>	<u>A-19</u>	<u>A-21</u>	<u>A-22</u>
SiO <sub>2</sub>	67.82	42.93	49.29	47.83	68.71	48.65	70.09	73.92	40.17	44.80	45.53	67.72	73.38	48.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.45	6.51	10.83	12.82	12.74	12.97	11.78	14.09	3.81	7.75	4.83	15.60	11.95	11.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.38	5.64	4.36	8.95	0.45	3.97	3.02	0.45	4.93	3.79	7.40	2.21	1.83	3.29
FeO	3.14	6.20	5.84	7.70	1.00	12.02	4.49	0.22	8.92	8.43	7.27	0.78	3.00	11.67
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.52	0.73	1.45	0.42	2.49	0.76	0.11	0.30	0.92	0.74	0.32	0.49	2.11
MgO	2.10	23.54	12.76	6.13	3.35	5.02	0.21	0.01	34.90	21.77	19.39	0.80	1.39	6.90
CaO	1.00	8.11	11.92	8.26	4.71	8.98	2.99	0.80	3.34	8.24	10.49	3.00	1.23	10.24
Na <sub>2</sub> O	1.7	0.8	2.1	4.7	6.4	3.6	5.5	3.7	0.7	1.0	0.6	5.2	2.2	3.3
K <sub>2</sub> O	3.74	0.07	0.69	0.19	0.56	0.46	0.11	5.03	0.19	0.08	0.04	2.08	3.38	0.74
MnO	0.07	0.18	0.17	0.16	0.09	0.19	0.09	0.01	0.22	0.19	0.22		0.06	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.01	0.03	0.09	0.08	0.23	0.09	0.01	0.01	0.06	0.02	0.08	0.02	0.19
Gl. tap	0.40	4.40	0.89	0.36	0.31	0.23	0.09	0.37	0.69	1.68	2.57	0.91	0.37	0.45
Sum	99.39	98.90	100.21	98.64	98.82	98.81	99.04	98.89	98.17	98.71	99.07	98.76	99.30	99.18
Co <sub>2</sub>	0.21	0.15	0.15	0.12	0.13	0.16	0.12	0.10	0.19	0.25	0.13	0.13	0.19	0.15
Nb	6	5	5	8	8	13	10	5	5	5	6	11	5	17
Zr	194	34	50	84	200	153	298	230	30	56	53	195	222	166
Y	34	10	12	48	12	28	45	5	5	16	16	7	29	27
Sr	279	69	217	114	44	416	109	89	197	126	28	1400	190	289
Rb	109	5	26	5	6	8	5	156	9	5	5	54	86	11
Zn	73	76	56	41	17	119	53	5	75	49	81	33	42	140
Cu	16	35	90	89	5	50	9	5	32	63	18	13	42	99
Ni	31	1300	413	83	22	58	5	5	2200	1100	809	6	41	158
Cr	121	1700	1100	142	117	52	13	69	5300	1700	1500	23	138	255
V	90	205	231	352	33	373	5	8	114	239	167	57	80	329
Ba	1300	39	387	101	63	60	37	573	365	27	11	2600	1200	191
Co	11	101	71	38	5	61	13	5	165	86	106	5	9	60

label 3

	<u>A-23</u>	<u>A-24</u>	<u>A-29</u>	<u>A-30</u>	<u>A-31</u>	<u>A-34</u>	<u>A-35</u>	<u>A-36</u>	<u>101</u>	<u>102</u>	<u>103</u>	<u>104</u>	<u>105</u>	<u>106</u>
SiO <sub>2</sub>	53.74	46.13	72.36	46.17	79.35	55.98	48.00	62.70	49.05	34.86	38.34	41.47	48.19	48.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.44	14.01	12.76	18.69	8.97	16.39	9.18	12.00	4.06	6.79	3.69	5.96	12.46	13.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.33	6.15	1.94	7.12	0.72	2.13	3.63	5.92	2.46	4.88	10.22	5.43	8.23	3.06
FeO	7.16	9.47	2.06	12.57	1.17	5.52	11.75	4.34	7.85	5.88	5.62	7.50	8.36	12.69
TiO <sub>2</sub>	0.77	1.31	0.22	1.37	0.22	0.68	1.74	0.76	0.30	0.52	0.65	0.64	1.46	2.50
MgO	5.32	7.00	0.74	3.68	1.87	5.00	9.44	0.76	22.68	28.42	29.22	24.42	6.47	5.20
CaO	8.15	11.50	4.19	3.71	0.70	7.33	10.97	3.72	10.47	6.06	3.41	7.80	7.78	8.82
Na <sub>2</sub> O	3.2	2.4	3.5	3.1	2.4	3.4	2.4	6.7	0.2	0.2	0.1	0.4	4.3	3.1
K <sub>2</sub> O	1.23	0.59	0.53	1.61	2.50	0.90	0.32	1.49	0.08	0.02	0.01	0.04	0.22	0.48
MnO	0.15	0.21	0.06	0.37	0.01	0.10	0.22	0.14	0.23	0.17	0.20	0.19	0.16	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.09	0.01	0.24	0.02	0.20	0.10	0.22	0.02	0.05	0.03	0.04	0.11	0.25
Gl. tap	0.44	0.01	0.32	0.23	0.42	0.54	0.83	0.01	1.88	9.95	7.22	5.49	0.56	0.14
Sum	99.04	98.85	98.69	98.40	98.35	98.17	98.58	98.73	99.28	97.80	98.60	99.38	98.30	98.20
Co <sub>2</sub>	0.13	0.15	0.19	0.21	0.16	0.67	0.09	0.15						
Nb	7	5	5	8	5	7	9	17	5	5	5	5	5	12
Zr	79	64	104	150	98	85	130	293	15	36	29	24	80	165
Y	35	32	26	39	7	18	26	82	9	5	7	9	43	26
Sr	339	169	197	210	35	676	156	109	50	92	11	53	86	400
Rb	11	17	10	79	80	19	10	17	5	5	5	5	5	5
Zn	117	109	29	114	5	88	117	46	111	72	94	78	44	126
Cu	60	23	11	27	5	10	59	15	58	404	254	116	103	38
Ni	40	67	5	136	15	49	205	8	920	3100	1400	1500	93	71
Cr	206	93	36	255	75	194	505	17	1300	2700	4400	2700	150	59
V	189	351	46	341	34	160	345	5	164	137	142	204	360	387
Ba	764	43	277	685	384	546	30	494	22	11	10	17	67	66
Co	39	55	5	88	5	25	62	5	86	193	135	118	42	61

Table 3

	<u>107</u>	<u>108</u>	<u>109</u>	<u>110</u>	<u>111</u>	<u>112</u>	<u>113</u>	<u>114</u>	<u>115</u>	<u>116</u>	<u>117</u>	<u>118</u>	<u>119</u>
SiO <sub>2</sub>	48.09	48.69	45.88	49.15	47.53	48.55	77.00	69.89	70.06	72.18	93.91	48.42	47.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.13	17.49	1.14	11.51	8.06	12.17	11.37	12.75	11.83	11.94	3.96	24.24	14.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.85	2.32	5.21	3.32	4.41	10.73	1.00	0.29	3.57	3.16	0.61	4.72	4.19
FeO	11.88	8.86	9.13	6.19	10.58	7.00	1.14	0.90	4.70	1.22	0.24	4.86	10.43
TiO <sub>2</sub>	1.23	0.85	0.15	0.71	1.46	2.24	0.13	0.41	0.74	0.38	0.10	1.27	1.27
MgO	7.66	4.57	24.68	12.35	10.65	4.36	0.29	3.19	0.30	0.02	0.25	1.75	6.50
CaO	9.95	12.56	12.15	11.45	10.58	4.98	0.63	4.42	2.95	0.84	0.09	4.19	11.37
Na <sub>2</sub> O	2.4	2.2	0.1	1.9	2.6	5.9	2.8	6.0	4.9	2.8	0.2	3.6	2.3
K <sub>2</sub> O	0.43	0.19	0.01	0.67	0.38	0.21	3.87	0.60	0.16	5.19	1.19	2.60	0.56
MnO	0.21	0.17	0.24	0.15	0.17	0.06	0.03	0.08	0.08	0.03	0.01	0.25	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.02	0.06	0.12	0.10	0.01	0.10	0.12	0.02	0.01	0.45	0.12
Gl. tap	0.51	0.07	2.13	1.43	1.00	1.74	0.57	0.28	0.16	0.22	0.56	2.08	0.16
Sum	98.43	98.05	100.74	98.89	97.54	98.04	98.83	98.91	98.25	98.00	100.84	98.43	98.53
Nb	5	5	5	5	7	12	7	5	9	56	5	9	5
Zr	72	59	10	56	89	105	184	196	280	831	65	190	61
Y	32	22	5	12	18	34	23	7	42	158	11	42	25
Sr	60	125	28	266	93	101	66	35	111	79	9	939	232
Rb	5	5	5	20	5	5	123	6	5	212	32	90	5
Zn	106	120	58	55	95	26	34	13	55	91	5	164	103
Cu	119	118	7	97	43	96	13	5	6	16	5	7	98
Ni	75	50	312	387	219	101	5	22	5	7	5	69	52
Cr	106	124	523	1100	704	6	11	107	5	5	34	193	49
V	368	229	98	228	341	295	7	37	5	5	12	226	356
Ba	113	62	15	290	34	30	807	66	39	602	237	930	60
Co	62	38	131	63	56	33	5	5	7	7	5	33	56

Table 2



Prøver analysert av Helge Henriksen

	504	HH-84 (12)	HH-87 (13)	HH-1	HH 102	H 2	H 3 (2)	H 14 (J2)	H 23	H 24	H 26
SiO <sub>2</sub>	41.73	44.29	43.05	46.16	45.21	49.07	48.72	48.40	54.75	43.42	57.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.35	5.96	5.82	5.39	7.30	13.43	13.40	15.08	13.50	16.50	12.72
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.59	0.56	0.54	1.00	2.28	1.24	1.12	0.94	1.00	1.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.95	5.20	5.14	3.72	4.42	2.08	1.44	2.82	2.23	4.56	4.64
FeO	9.97	6.90	5.10	5.91	7.92	11.88	10.19	10.01	8.03	9.90	9.18
MgO	6.52	24.82	25.48	26.56	21.95	5.10	7.07	7.28	5.80	6.41	1.89
CaO	10.41	7.78	7.98	6.85	8.07	9.03	11.40	9.63	9.70	10.66	6.01
Na <sub>2</sub> O	1.02	0.20	0.10	0.01	0.96	2.87	2.04	2.55	3.00	1.33	2.64
K <sub>2</sub> O	3.15	0.09	0.10	0.06	0.17	1.10	0.58	0.85	0.76	2.26	1.85
MnO	0.18	0.15	0.20	0.21	0.20	0.20	0.20	0.22	0.18	0.17	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.38	0.04	0.10	0.05	0.08	0.27	0.07	0.12	0.17	1.39	0.32
H <sub>2</sub> O	2.33	4.60	6.30	4.90	2.50	2.00	2.20	2.40	1.20	2.10	1.70
<b>Totalt</b>	<b>98.97</b>	<b>100.62</b>	<b>99.93</b>	<b>100.36</b>	<b>99.78</b>	<b>99.32</b>	<b>98.60</b>	<b>100.48</b>	<b>100.27</b>	<b>99.35</b>	<b>100.28</b>
V	372	162	140	106	205	352	296	230	195	400	244
Cr	88	2025	1504	2719	1546	98	146	97	188	61	87
Co	64	89	83	91	90	87	75	79	63	77	73
Ni	19	1033	928	1099	834	48	58	83	42	6	10
Cu	198	68	18	58	107	268	181	181	181	201	201
Zn	70			53	71	94			52	66	105
Rb	67	7	8	7	8	23	16	20	12	49	26
Sr	246	73	60	17	56	297	130	152	231	284	189
Y	13	6	7	7	7	14	14	12	13	18	21
Zr	60	32	34	25	35	91	45	25	89	31	144
Nb	6	3	3	3	4	11	7	7	8	6	9
Sc		24	21								
Ce	31	6	22	< 3	< 5	45	6		43	67	82
La	8	< 2	< 3	< 3	< 3	25	-	-	17	30	39
Nd	27	453.081	453.086	460.087	495.048	22	2	-	16	30	37

tabell 3

	F12	F13	F14	F15	F16	F17	F18	F19	F20	F21	F22
SiO <sub>2</sub>	91.65	50.00	74.30	48.00	50.50	48.25	51.00	70.50	43.50	60.80	49.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.65	30.25	10.40	12.70	29.80	29.00	11.70	14.15	6.70	14.85	16.65
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.10	0.68	1.52	0.13	0.26	0.58	0.39	0.52	0.65	1.16
FeO t.	3.00	1.28	5.40	16.65	1.00	2.78	7.20	5.20	12.50	6.20	10.30
MnO	0.02	0.02	0.06	0.26	0.01	0.03	0.17	0.03	0.12	0.03	0.17
MgO	0.80	0.40	2.25	6.65	0.25	1.15	10.80	1.25	22.50	3.70	6.90
CaO	0.33	13.50	2.00	11.45	12.05	14.55	11.85	0.30	7.10	2.95	11.60
Na <sub>2</sub> O	1.00	3.20	1.40	1.30	3.55	2.50	2.30	1.20	0.20	3.90	2.45
K <sub>2</sub> O	0.03	0.22	1.38	0.22	1.03	0.94	1.00	3.00	-	3.70	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.02	0.04	0.13	0.03	0.04	0.16	0.09	0.05	0.14	0.06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.06	0.73	0.95	0.20	1.46	0.31	2.33	1.96	4.93	1.43	0.62
SUM	99.70	99.72	99.06	99.08	99.92	99.91	99.14	98.07	98.02	98.35	99.17
ppm											
Rb	3.39	4.00	65.1	3.14	36.3	2.45	22.7	79.7	1.08	13.13	7.17
Sr	13.7	254.3	156	172	384	266	146	124	46	105	245
Y	7.42	13.9	16.7	44.4	0.77	3.8	18.7	7.2	10.8	14.5	18
Zr	125.7	22.2	306	75.3	21.5	43.2	110	215	46.6	223	43
Ni	20.6	8.3	69	64.5	2.8	28.3	30	57	135	87	63
Cr	412	47	315	154	51	80	142	284	255	232	141
Nb	5.3	2.8	7.2	4.6	2.7	3.6	7.1	6.5	2.3	9.6	3.8

Table 3

KSN/bs

wt %	F 1	F 2	F 3	F 4	F 5	F 6	F 7	F 8	F 9	F 10	F 11
SiO <sub>2</sub>	42.50	49.40	41.00	48.50	48.40	45.40	41.70	48.50	43.80	49.90	52.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.85	15.60	4.30	17.35	13.45	13.90	0.25	13.75	8.35	12.30	14.00
TiO <sub>2</sub>	0.53	1.11	0.25	0.60	1.16	0.59	0.01	1.02	0.61	0.43	1.03
FeO t.	10.80	11.95	12.80	12.10	13.95	7.80	7.59	11.20	9.35	10.95	10.71
MnO	0.18	0.21	0.15	0.06	0.05	0.04	0.08	0.21	0.17	0.19	0.10
MgO	23.50	5.70	31.00	4.90	6.70	9.40	38.60	9.25	18.30	10.70	7.95
CaO	8.95	11.90	1.16	11.05	10.15	17.65	0.05	5.55	12.75	9.75	5.00
Na <sub>2</sub> O	0.50	2.35	-	2.17	2.22	0.65	-	4.15	1.16	2.50	3.75
K <sub>2</sub> O	0.02	0.15	-	0.37	0.97	0.39	-	0.59	0.10	0.76	1.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	0.03	0.07	0.10	0.07	0.01	0.08	0.08	0.03	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.00	0.20	8.95	0.87	1.47	3.45	11.75	4.50	4.10	0.90	2.33

---

SUM	98.88	98.57	99.61	98.04	98.62	99.34	100.14	98.80	99.80	98.53	99.01
-----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	--------	-------	-------	-------	-------

ppm

Rb	1.53	6.32	-	9.0	25.4	13.8	0.86	11.4	1.54	17.7	55.5
Sr	121.7	136.3	3.73	124.7	120.6	234.8	3.58	45.2	51.8	158.8	85.1
Y	12.6	23.0	2.93	22.0	30.8	17.5	-	25.3	12.4	12.2	28.8
Zr	46.7	61.3	46.5	50.7	77.4	57.0	28.1	70.1	54.3	44.0	115
Ni	1046	68.1	1632	5.24	100.5	99.8	2796	127	941	215	99.4
Cr	1721	213	5925	66.7	162	397	2092	299	2159	314	40
Nb	1.7	3.7	2.8	3.6	5.8	4.5	2.9	5.1	1.7	5.8	6.7

10/11/3

-KSN/bs

	F 23	F 24	F 25	F 26	F 27	F 28	F 29	F 30	F 31	F 32	F 33
SiO <sub>2</sub>	46.00	51.50	62.50	78.00	55.00	63.00	67.70	60.50	56.50	71.50	67.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.65	11.30	16.40	11.50	16.85	17.75	14.50	15.30	19.00	13.50	15.90
TiO <sub>2</sub>	0.90	1.30	0.60	0.14	1.01	0.49	0.71	0.74	0.28	0.62	0.73
FeO t.	10.15	10.50	5.85	2.55	9.40	4.95	5.15	8.90	6.35	5.81	7.40
MnO	0.19	0.17	0.06	0.07	0.12	0.55	0.03	0.05	0.06	0.03	0.07
MgO	0.89	1.32	4.15	3.30	1.20	1.85	1.75	4.45	5.20	1.90	2.45
CaO	11.95	10.35	3.37	1.13	6.83	4.45	3.60	1.80	5.50	0.50	0.86
Na <sub>2</sub> O	1.50	1.60	2.50	2.50	2.75	3.60	2.25	2.60	3.35	0.95	1.30
K <sub>2</sub> O	0.89	1.32	4.15	3.30	1.20	1.85	2.00	2.67	1.12	2.85	3.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.16	0.14	0.06	0.30	0.15	0.07	0.19	0.11	0.06	0.08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.35	1.10	0.35	0.10	0.35	0.50	1.30	2.65	1.00	0.06	0.30

---

SUM 98.84 98.70 98.52 99.50 98.46 99.04 98.56 100.05 98.47 98.35 99.09

ppm

Rb	30.0	29.3	143.9	62.9	24.6	35.3	45.5	78.0	40.3	76.8	110.6
Sr	170.7	171.9	379.2	131.1	437	797	448.6	233	491	216	146.4
Y	20.2	17.9	9.13	63.8	26.4	11.5	10.5	17.0	5.03	22	32.8
Zr	71.4	91.6	125.1	171	118	117.6	155.3	143	66.2	198	200
Ni	119.7	488	39.5	-	46.5	6.4	26.3	36.9	256	37	57.8
Cr	456	1449	130	158	150	136	134	139	353	260	258
Nb	10.3	15.3	7.6	2.6	9.5	5.1	6.6	9.0	8.4	10.0	13.5

label 3