



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr 5163	Intern Journal nr 	Internt arkiv nr 	Rapport lokalisering 	Gradering
Kommer fra ..arkiv Elkem AS	Ekstern rapport nr 84-94	Oversendt fra Elkem AS	Fortrolig pga 	Fortrolig fra dato:

Tittel
En geologisk undersøkelse av området omkring Kåfjord kobbergruve, Kåfjord i Alta, Finnmark

Forfatter Mørk, Kristen Johan	Dato År 16.12 1969	Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker) Christiania Spigerverk A/S
----------------------------------	--------------------------	--

Kommune Alta	Fylke Finnmark	Bergdistrikt 	1: 50 000 kartblad 18341	1: 250 000 kartblad Nordreisa
-----------------	-------------------	--------------------------------------	-----------------------------	----------------------------------

Fagområde Geologi Malmgeologi	Dokument type 	Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt) Kåfjord Gruber Nordgangen Sydgangen Klondykgangen Wards Grube Woodfalls Grube Carl Johans Grube Mitchell Ivar s gang Baches gang
Råstoffgruppe Malm/metall	Råstofftype Cu	

Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse
Hovedfagsoppgaven i geologi ved Universitetet i Oslo, våren 1970

Hovedfagsoppgave
i geologi

Universitetet i Oslo
Våren 1970

EN GEOLOGISK UNDERSØKELSE AV
OMRÅDET OMKRING KÅFJORD KOBBERGRUVE,
KÅFJORD I ALTA, FINNMARK.

Kristen Johan Mørk

EN GEOLOGISK UNDERSØKELSE AV
OMRÅDET OMKRING KÅPJORD KOBBERGRUVE,
KÅPJORD I ALTA, FINNMARK.

Hovedfagsoppgave
i geologi

Universitetet i Oslo
Våren 1970

Kristen Johan Mørk

F O R O R D

Materialet til denne oppgaven er samlet inn i løpet av somrene 1966-67-68. Bearbeidelsen har foregått ved Institutt for Geologi, Blindern.

Oppgaven er gitt av professor J.A.W. Bugge, som har vært min hovedveileder. Jeg er meget takknemlig for den hjelp jeg har mottatt fra ham og den interesse han har vist.

En takk også til Christiania Spigerverk A/S som har ytt økonomisk støtte under feltarbeidet, og deres sjefsgeolog, dr. H.P. Geis, som har skaffet tilveie alt utstyr jeg har hatt behov for, og som også har gitt verdifull veiledning i felt.

Ellers vil jeg få takke ansatte og studenter ved Institutt for Geologi for praktisk hjelp og nyttige råd og diskusjoner.

Dessuten en takk til min kone, Sidsel, for å ha skrevet oppgaven på maskin, og ellers for forståelsesfull tålmodighet og inspirerende interesse.

Kristen Johan Mørk

Oslo, den 16. desember, 1969

INNHALDSFORTEGNELSE

		Side
Kap. I	INNLEDNING	6
1)	Feltets geografiske beliggenhet	6
2)	Topografi og blotningsgrad	6
3)	Definisjon av oppgaven	7
4)	Hjelpemidler og arbeidsmetoder	7
5)	Tidligere geologiske arbeider	9
6)	Regionalgeologisk sammenheng	11
	Raipas-suiten	13
Kap. II	PETROGRAFI	16
1)	Sandstein. Øvre Raipas avdeling	16
	Mineralinnhold og tekstur	16
	Klassifikasjon	19
2)	Undre Raipas sedimenter	19
a)	Leirskifre og fyllitter	20
b)	Dolomitt	21
c)	Tuffitter og keratofyr	25
	Mikroskopbeskrivelse av grønnskifer	25
	Dannelsesbetingelser	27
d)	Grafitiskifer	28
e)	Kalkskifre og dolomitter	29
	1. Kvartsittiske lag og kalkrike sandsteiner	31
	2. Talk-klorit-skifer	33
	3. Dolomitt og leirstein	33
	Dannelsesbetingelser for kalkskifer - dolomittserien	35
f)	Intraformasjonal leirsteinsbreksje	35
	Mineralsammensetning og tekstur	36
	Dannelsesbetingelser	37
g)	Kalksandstein	38
	Mineralinnhold og tekstur	40
	Dannelsesbetingelser	42
3)	Undre Raipas grønnsteiner	43
a)	Massiv, middelskornet grønnstein i det sentrale gruveområdet	44
	Mineralsammensetning og tekstur	45
	Klassifikasjon og geologisk tolkning	48

		Side
3) b)	Massiv, finkornet grønnstein	50
	Mineralsammensetning og tekstur	52
	Klassifikasjon og tolkning	55
c)	Grønnsteiner i skjærsonen. Disloka- sjonsmetamorfose/-metasomatose.	56
	Mikroskopbeskrivelse	56
	Tolkning	61
Kap. III	METAMORFOSE	63
1)	Regionalmetamorfose	63
2)	Kontaktmetamorfose	65
3)	Dislokasjonsmetamorfose	66
	Relasjoner mellom de forskjellige typer metamorfose	67
Kap. IV	STRUKTURGEOLOGI	68
1)	Folding	68
2)	Skiffrighet	72
3)	Sprekker	73
4)	Skjærsonen	75
5)	Overskyvning	81
6)	Sleppesoner	81
7)	Øvrige forkastningsretninger	82
	Forholdet mellom forkastningsretningene og teorier for deres dannelse	82
Kap. V	STRATIGRAFI	86
Kap. VI	MAINGEOLOGI	92
1)	Historikk	92
2)	Forekomstene	93
a)	Størrelse og retninger for de viktigste gangene	93
b)	Forekomstenes plassering i det geologiske bildet	95
c)	Strukturer og mineralogi	96
d)	Paragenese	102
3)	Sidestensomvandling	104
4)	Forekomster utenfor det sentrale gruveområdet	105
5)	Teori for malmdannelsen	105

Kap. VII

AVSLUTNING

Side

108

Hypotese for den geologiske udvikling
i Kåfjord

108

Litteraturliste

110

1) Generell fortegnelse

110

2) Rapporter og beretninger i forbindelse
med gruvedriften

113

Figurfortegnelse

114

1) Feltets geografiske beliggenhet.

Kåfjorden er en smal fjord-arms som strekker seg SW-over fra det indre av Altafjorden i Finnmark. Den er ca. 8 km lang og 1 km bred. Riksvei E 6, S-over fra Alta, går langs NW-kysten av fjorden. Referansekart: kartblad ALTA, serie M 711, blad 1934 1.

Det undersøkte felt strekker seg fra det indre av Kåfjorden, Kåfjordbotn, NE-over til ca. breddskoordinat 64 på referansekartet og er i E begrenset av selve fjorden og mot W av bergartsgrensen mellom Øvre og Undre Raipas-avdeling. (se p. 15) Dette området er ca. 10 km² stort.

Kåfjord gruver ligger sentralt i dette feltet.

2) Topografi og bløttingsgrad.

Syd for Møllerelva er landskapet nærmest fjorden karakterisert ved en smal strandflate som er bebygget. Ovenfor den, mot W, er det en ganske bratt stigning til en ca. N-S gående åskam, så en myrdekt flate ca. 400 m bred og 150 - 200 m o.h., deretter stiger fjellet steilt opp til gjennomsnittlig 500 m o.h. Det er foten av denne siste stigningen som begrenser det kartlagte felt mot W.

Nord for Møllerelva preges landskapet av en smal strandflate-brem, videre W-over av en relativt steil stigning opp til ca. 250 m o.h. og deretter en slakere og relativt jevn stigning til 400 m o.h. Utenfor det kartlagte felt fortsetter denne stigningen til ca. 900 m o.h.

Nærmest kysten er berggrunnen godt blottet, men flaten W for åsene er myrdekt og dårlig blottet. Det er en del løvskog.

3) Definisjon av oppgaven.

Oppgaven er først og fremst av malngeologisk art, den er et forsøk på forklaring av malnenes genese, deres strategiske posisjon og deres relasjoner til dikebergartene.

Dette er søkt løst ved en detaljert kartlegging og beskrivelse av de forskjellige petrografiske enhetene og malmforekomstene. Arbeidet lar seg inndele i følgende hovedavsnitt:

1. Petrografisk beskrivelse av det bergartskompleks malmene ligger i, ut fra mikroskopiske og røntgen-mineralogiske analyser.
2. Tektonisk analyse på grunnlag av det generelle kartbilledet og målinger av strukturelementer.
3. Oppstille en lokal strategifi og korrelere den med andre områder.
4. Presentere et geologisk kart i en hensiktsmessig målestokk.
5. Beskrivelse av malmene, deres forekomstmåte, parageneser, relasjoner til gneistein og eventuell sonering innen de enkelte forekomstene.

4) Hjelpemidler og arbeidsmetoder.

Kartleggingen er utført på flyfoto-forstørrelser i målestokk 1 : 2 500 og 1: 5 000. På grunn av mangel på konstruerte kart, er det geologiske kartet som følger oppgaven tegnet etter en sammenstilling av tre flybilder i målestokk ca. 1 : 10 000 (ved havoverflaten).

Dette kartet har et referansesystem med 1 km² (1 x 1 km) ruter med en tallangivelse som omtrent tilsvarende inndelingen på referansekartet (ALTA). Siden i rutene er videre delt i 10.

For lokalisering er benyttet den metoden som er beskrevet på kartene i M 711-serien: et punkt er angitt ved et seksifret tall hvor de tre første sifrene gir geografisk lengde (antall 100 m E for Universal Transversal Mercator sone 34) og de tre siste geografisk bredde (antall 100 m N for samme sone).

Det foreliggende kartmateriale er ikke nøyaktig nok for konstruksjon av blokkdiagram, og for å gi et tredimensjonalt

inntrykk av de geologiske forhold er geologien inntegnet på et fotopanorama tatt fra toppen av halvøya Sakkebani på østsiden av Kåfjorden.

Utgående av de største malmførende gangene med navn på tilhørende gruver, er inntegnet på en transparent som følger vedlagt. Lokaliteten av gravene fremkommer ved å legge denne transparent over det geologiske kartet etter de ruter og kystkonturer som er inntegnet.

Som vedlegg følger også 5 topografiske/geologiske profiler. Høydeangivelser for konstruksjonen av den topografiske profil-linjen er fremkommet ved en kombinasjon av :

- a) beregninger ut fra det kartmaterialet som eksisterer
 - b) høydemålinger ved hjelp av lommebarometer
 - c) ved nivellement ved hjelp av kompassets klinometer.
- Kompasset som er benyttet er SILVA, type 15 T med 400⁰-inndeling.

En del gruvekart og profiler er stilt til disposisjon fra Bergmesteren i Finnmark. Kopier av rapporter og årsberetninger fra Kobberverkets tid er utlånt fra Bergarkivet ved NGU.

Til mikroskopering av tynnslip er benyttet LEITZ SM-Pol" og ZEISS "Standard Universal Pol", til mikrofotografering ZEISS "Photomikroskop Pol". Eresmikroskoperingen er utført med LEITZ "Dialux-Pol". ZEISS "Stereomikroskop Pol" er også benyttet.

Ved modalanalyser er det benyttet ZEISS manuell punkt-teller og det er telt 500 eller 1 000 punkter pr. slip.

Det er analysert ca. 70 tynnslip og 5 polerslip og en del mineraler og bergarter er vurdert i pulverpreparat. Lysbrytningsindekser er bestemt ved immersjonsmetoden. U-bord påmontert LEITZ "Dialux-Pol" er benyttet til måling av akse-vinkler og utslukningsvinkler for plagioklas og amfibol og aksevinkler i glimmer.

Som referanselitteratur ved mikroskoperingen er hovedsaklig benyttet FRÖGER (1959), KERR (1959), DEER, HOWIE & ZUSSMANN (1967), CAMERON (1961), RANDOER (1950), BRYHN (1966) og MOORHOUSE (1959).

SIMENS røntgendiffraktometer er benyttet til mineral-identifisering. For tolkning av d-verdiene er det hovedsaklig brukt MICHEV's bok (1957).

På noen karbonater er det foretatt spektralanalyser med HILGER optiske spektrograf. Tolkning av filmene er gjort av prof. Ivar ØFTEDAL.

Strukturelle data er analysert på SCHMIDT nett, undre halvkule. I forbindelse med U-bordmikroskoperingen er WULFF's vinkeltre nett benyttet.

Klassifisering av eruptive bergarter følger STROCKEISEN's system (1967), sedimentære bergarter er hovedsaklig klassifisert etter PETTJØNN (1956).

Ved vurderingen av metamorfose og inndeling i metamorfe facies er WINKLER's bok (1967) lagt til grunn.

For angivelse av strekretninger for plan- og linje-strukturer benyttes den E-lige halvsirkel, dvs. man opererer bare med strek med verdier mellom 0° og 180° . Fallet angis E-lig eller W-lig med bokstav etter verdien. En strek/fall-angivelse for en planstruktur kan derfor se slik ut: $125^{\circ}/30^{\circ}\text{NE}$.

5) Tidligere geologiske arbeider.

Fra begynnelsen av forrige århundre foreligger det flere beretninger om de geologiske forhold i Vest-Finmark. Det er imidlertid først ved bergmester Tellef DAHLE (1868, revidert i 1891) man får systematisk og nogenlunde detaljert inndeling av de forskjellige bergartsenhetene. Det er han som innfører betegnelsene "Raipas-systemet" og "Gaissa-systemet".

PETTERSEN (1874) og REUSCH (1890) vurderer også forholdene mellom disse systemene.

Det tidligste arbeidet fra selve Kåfjordområdet stammer fra RUSSEGGER, som allerede i 1841 leverte en generell beskrivelse av geologien i Kåfjord og Raipas i Alta, med et geologisk kart over Kåfjordområdet. Dette arbeidet kom altså mye før DAHLE's inndeling forelå og stiller derfor ikke disse områdene i noen større sammenheng utover det å påpeke en likhet med visse lagserier i Kristiania-feltet.

I 1916 kom så ZENZEN med en relativt detaljert beskrivelse av geologien i Kåfjord og Kvamangen, hvor han plasserer disse områdene i forhold til DAHLE's og PETTERSEN's inndeling. ZENZEN gir en inngående petrografisk beskrivelse (dog uten bruk av mikroskop) og tektonisk vurdering av forholdene

innen Raipas, stiller opp en detaljert stratigrafi, beskriver malmforekomstene og angir teorier for deres dannelse. Hans geologiske kart i 1 : 50 000 og profiler i 1 : 10 000 og 1 : 4 000 ga meg et meget godt utgangspunkt for mine undersøkelser.

I "Bidrag til Finnmarkens geologi" kommer ikke professor HOLTERDAHL (1915) så nye inn på forholdene i selve Kåfjord, men han beskriver bergarter fra Raipas-avdelingen og har et detaljert profil over grunnsteins- og sedimentserien i de undre deler av formasjonen, tatt fra Løvva ved Lille Raipasfjell i Alta.

Av nyere dato er GRUKENS og MOREAU's beskrivelse av berggrunnen i området mellom Talvik og Kåfjord, fra 1958. Med beskrivelsen følger et geologisk kart. De skiller ut et undre grunnsteinskompleks med kalker, skifre og fyllitter sammen med tuffer og grunnsteiner og over dette to sedimentasjonsbassenger, et vestlig og et østlig.

MILNES og RITCHIE (1959) har beskrevet geologien i Kvamangen.

REITAN (1963) tar for seg bergartene innen Komagfjordvinduet, som også anses for å være av Raipas-alder. Han foreslår å bruke betegnelsen Raipas-s u i t e n, pga. de nye formasjoner og grupper han kan påvise i dette området. Det kan også her skilles ut to sedimentasjonsbassenger.

FØYH (1963) har utført en detaljert kartlegging av grenseforholdet mellom Raipasbergartene og overliggende Bossekop-sub-gruppen og Borras-sub-gruppen (betegnelser innført av FØYH) og Gaissa og korrelerer disse stratigrafisk med bergarter i Øst-Finnmark.

VOKES (1956) har mikroskopert prøver fra de forskjellige kobberforekomstene innen Raipas-suiten og skiller ut to parageneser: "pyrit paragenesis" og "copper paragenesis".

Ellers eksisterer det en del rapporter og årsberetninger i forbindelse med gruvedriften. Blant de mer omfangsrike kan nevnes:

A. BACHKE (1896), Fr. SCHÜTZ og A. HASSLBOHM (1899), H. LOUIS (1901), H. HOIMSEN og P. LARSON (1904), H. SJØGREN (1904), Årsberetning (1909), BACHKE, WITT og WITT (1903), P. CARLSON (1910) og H. HOIMSEN (1910).

STACHE har sommeren 1969, for sin diplomoppgave til ingeniør-eksamen, foretatt en geologisk undersøkelse av Undre- og Øvre Raipasbergarter og malmforekomster i Kåfjord og et område W-for ved Møllervannene. Han har muntlig skissert resultatene av feltarbeidet og vist meg de kart- og profilskitser han har utarbeidet. Dette forelå imidlertid på et tidspunkt da min oppgave for en stor del var ferdigskrevet.

Han vil bearbeide sitt materiale i løpet av vinteren 1969 -70. Jeg finner det derfor riktigst å utsette en eventuell diskusjon til en samlet vurdering foreligger fra hans hånd.

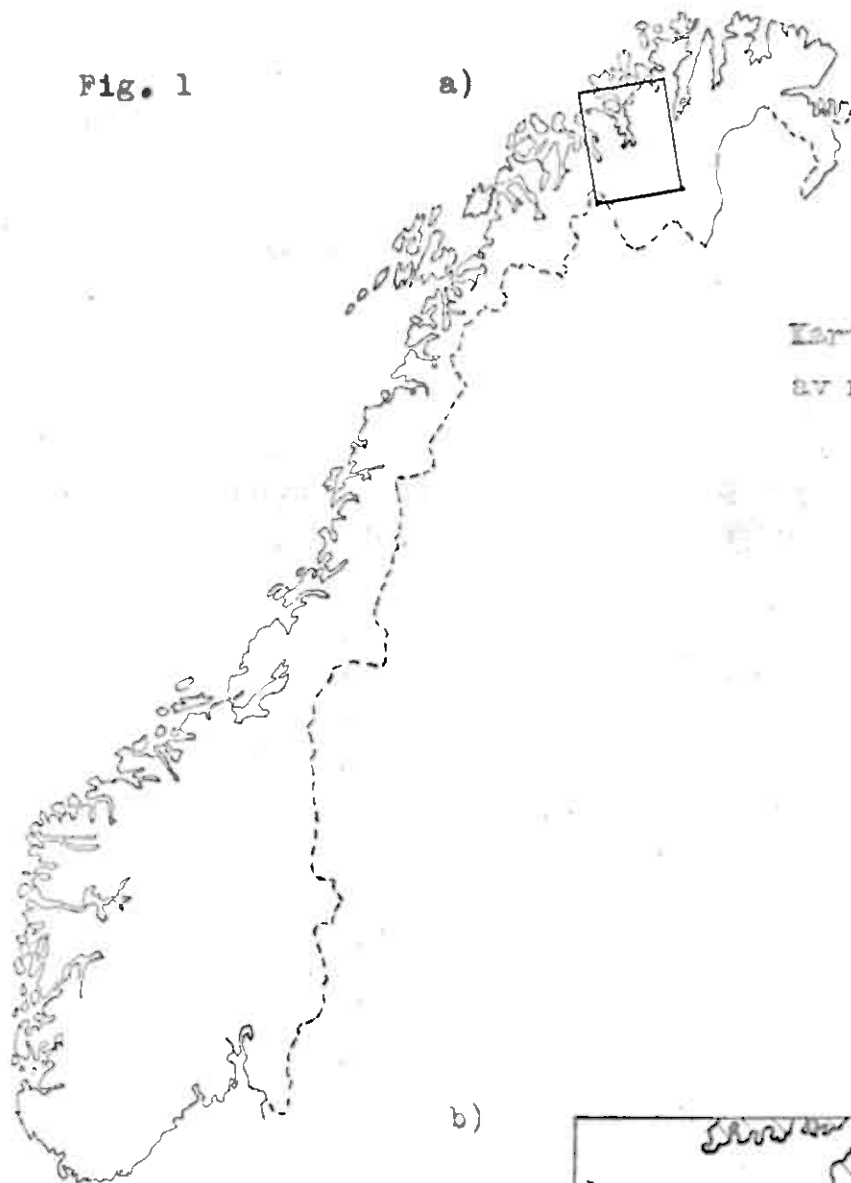
6) Regionalgeologisk sammenheng.

I sine arbeider kan både HOLTEDAL (1915) og ZENZEN (1916) til at de bergarter som DAHL sommenfattet i betegnelsen "Raipas" og den overliggende Bossekopavdeling måtte være av prekambrisk alder. Disse bergarter finnes i to tektoniske vinduer omringet av metamorfe skifre av eokambrisk alder, (DAHL's "Gaissa"): et NE-lig mellom Repparfjorden og Komagfjorden - Komagfjordvinduet - og et SW-lig som strekker seg fra Leirbotn i Altafjorden i NE til Kvenangen - Badden i SW. Til dette siste området hører Kåfjorden. (se p.12)

HOLTEDAL (1918), og senere FØYN (1963) har studert grensen mellom Raipas-suiten og overliggende Bossekopavdeling (Bossekop-subgruppen etter FØYN), og finner at sistnevntes lyse kvartsitt, skifre og konglomerat ligger med et tynt basallag diskordant på underlaget. Bossekop-subgruppen overligger igjen diskordant av tillitt og røde og grønne skifre som FØYN skiller ut som en egen gruppe - Borras-subgruppen - og som han korrelerer med tilsvarende bergarter i Øst-Finnmark (i Tana og i Laksefjord) av eokambrisk alder. Dette, og Raipas-suitens likhet med sikre prekambriske bergarter på Finnmarksvidda, gjør at han konkluderer: "Raipas-suitens prekambriske alder må ansees som uomtvistelig". (FØYN 1963) Over Borras-subgruppen, med tektonisk diskordans, følger alloktone, kaledonske, metamorfe skifre, DAHL's Gaissa-bergarter. (se p.15)

Fig. 1

a)



Kart som viser begrensning
av nedenstående kartskisse.

b)

Utsnitt av P. Reitans sammen-
stilling av geologien i Vest-
og Sentral-Finnmark. NGU 208,
s. 70.

Utsnittet viser begrensningen
av blokkdiagrammet, s. 15

Ingre berg-
arter



Erekambrium



Övre Raima



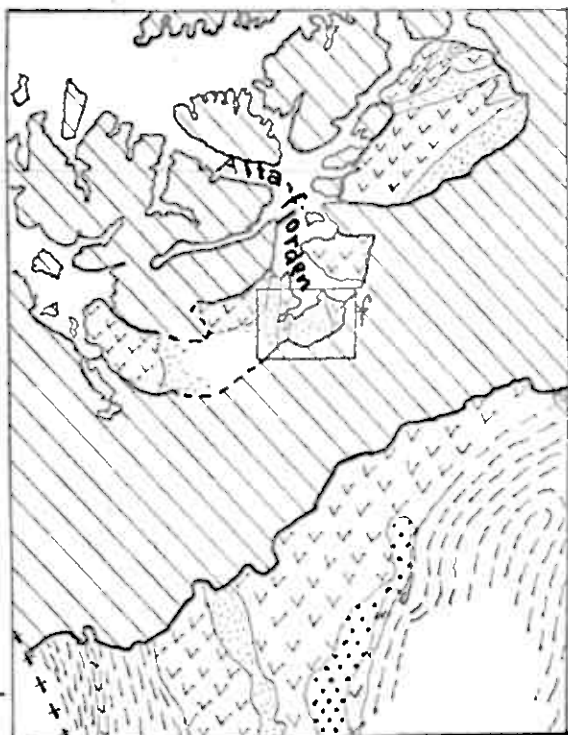
Undre -"



Undre
kvartsitt



"Plutonic base-
ment complex"



N
↑

ii possible
voir
contact

0 km 50

Raipas-suiten.

Av hensyn til korrelasjon med tilsvarende bergarter i Komagfjord og på Finnmarksvidda, har REITAN delt Raipas-suiten i to hovedavdelinger: Undre og Øvre Raipas, "at last locally separated by an unconformity" (REITAN 1960, p. 92)

Undre Raipas består hovedsaklig av metamorfe vulkanske bergarter: grønnsteiner og grønnskifre, i veksling med fin-kornede leirskifre, grafitskifre, kalker, kalkrike skifre og dolomitter.

Øvre Raipas utgjøres av mer grovklastiske sedimenter: gråvakke-sandsteiner og -skifre, kvartsitter og enkelte konglomerathorisonter.

Grensen mellom disse to avdelingene danner altså den vestlige begrensning av det kartlagte felt, og er funnet blottet i to lokaliteter (775567 og 772600) som gir identiske profiler:

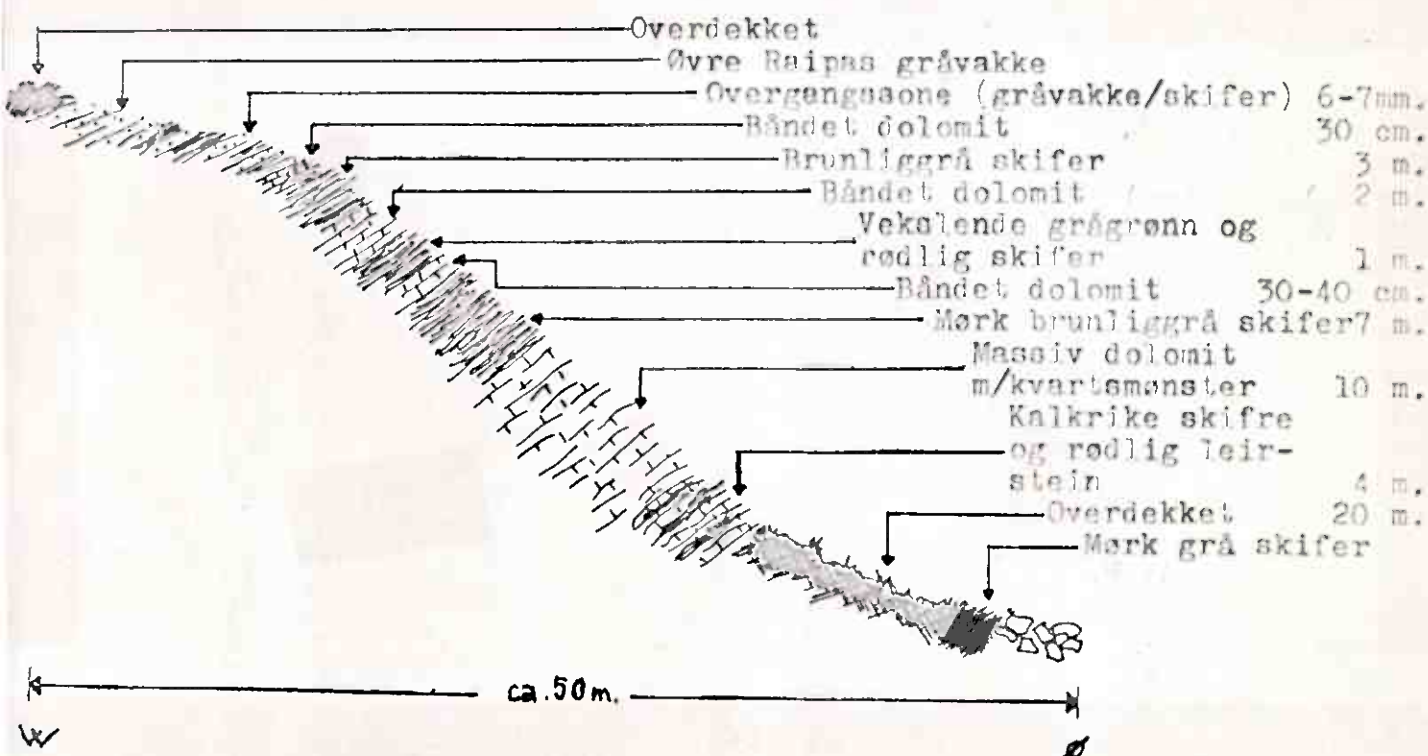


Fig. 2. Profil over grensesonen mellom Undre og Øvre Raipas.

HOLTEDAHL (1913) beskriver en tilsvarende lagserie fra Smedsvik (kartblad TALVIK) ca. 10 km N for Kåfjord. Han har her fra E en ca. 25 m mektig dolomitt i fyllitiske skifre, 100 m overdekning og så tre tynne dolomittbånd i fyllitisk leirskifer. Over dette kommer en 500 m sandsteinserie. Bergartene stryker ca. NS med fall mot W.

VOKES' (1956) profil over Raipasgruven i Lille Raipasfjell, 5 km S for Elvebakken i Alta, er også lithologisk meget likt, men han opererer med litt andre mektigheter. Ifølge HOLTEDAHL befinner dette profilet seg i samme stratigrafiske posisjon i forhold til en gråvakkelig sandstein. (Øvre Raipas)

Denne ensartethet i den sedimentære utvikling over et såvidt stort regionalt område og at man i tillegg finner en overgangssone mellom underliggende skifre og gråvakte, taler for at det må være konkordans mellom Undre og Øvre Raipas.

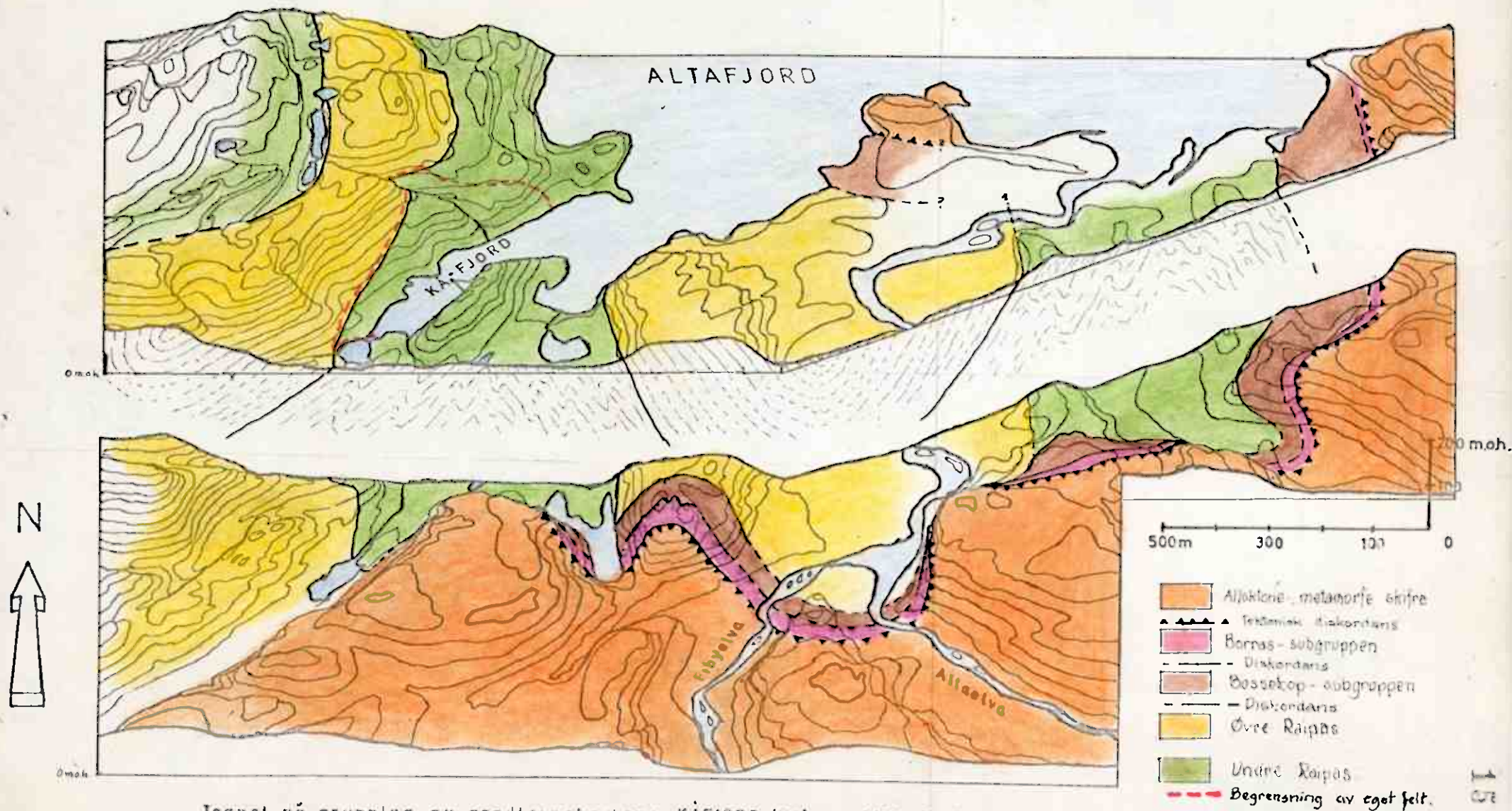
Lokal "unconformity" er observert N for Møllerelva (777635) og er der tolket som en følge av tektoniske forhold.

Et forsøk på en sammenfatning av de forskjellige forfatteres observasjoner og konklusjoner angående geologien i området rundt det indre av Altafjorden og Kåfjorden, er gjort på blokkdiagrammet på p. 15. Bossekop-subgruppen, Borras-subgruppen og Gaissa-bergartene i S og E er sist kartlagt av FØYN (1963). Tilsvarende grenser i selve Altaområdet er hentet fra HOLTEDAHL og han er også ansvarlig for kartleggingen av grensen mellom Øvre og Undre Raipas over Lille Raipasfjell. Grensene i Kåfjordområdet er resultat av ZENZEN's og egne observasjoner.

Det er på blokkdiagrammet antydnet at Øvre og Undre Raipas er foldet sammen i store hellende folder ("bølgelengde") ca. 6 - 7 km) med omtrent horisontale foldeakser og W-lig fall for akseplanet.

Antiklinoriet over Alta - Tverrelvdalen er beskrevet av HOLTEDAHL (1913). Antiklinoriet over Kåfjorden - Sakkobani - Kvænvik er resultat av relativt spredte målinger langs riksvei E 6 fra Kåfjord via Mathisdalen til Kvænvik og på Sakkobani.

BLOKKDIAGRAM OVER ALTA, FINNMARK.



1) Sandstein. Øvre Raipas-avdeling.*

Selve bergartserien ligger utenfor det feltet jeg har kartlagt, men grensen mot de underliggende skifre er ansett å høre med i oppgaven. Lagene nærmest grensen er derfor sporadisk prøvetatt og beskrivelsene bygger på spredte iakttagelser.

Sandsteinene er gjennomgående fin- til middelskornet, grålig til grålig-grønne og har et "friskt" utseende. De er tydelig lagdelte og spalter etter lagflatene i enheter på 5 - 20 cm. Hvert lag virker massivt og uorientert i håndstykke, men man finner ofte anrikning og parallellorientering av lys glimmer på kløvflatene.

De blotninger som er undersøkt er nøye vurdert med henblikk på primære lagningsstrukturer, idet man på grunn av bergartens udeformerte utseende håper å kunne finne slike. I enkelte lag finnes antydning til gradert lagning som indikerer rett vei opp i lagserien, men de er for dårlig utviklet til å være helt overbevisende.

Mineralinnhold og tekstur.

Det er foretatt mikroskoperingsanalyser av to prøver som begge er hentet fra de underste lagene av bergartserien.

Bergarten er finkornet, hetrogranulær, med klastiske angulære til sub-angulære kvarts- og feltspat-korn, i en meget finkornet grunnmasse av parallellorienterte fibrige korn av lys glimmer (sericit) og klorit (< 0,01-0,05 mm lange).

* Når det begynnes med beskrivelsen av de antatt yngste bergartene, skyldes det at grønnsteinene som malmene er knyttet til, utgjør de eldste ledd i stratigrafien og for at beskrivelsen av grønnsteinene skal være relativt "fersk" når malmene beskrives - fordi problemene i disse to avsnittene hører så intimt sammen - er denne fremgangsmåte valgt.

Modalanalyse:

	(lok. 773606)	(lok. 776632)
Kvarts	57,5%	24,6%
Feltspat	7,0%	9,0%
Klorit	19,0%	12,8%
Lys glimmer	13,5%	50,9%
acc. Rutil og leucoksen	x	2,4
Turnalin	x	x
Biotit	x	—
Zirkon	x	0,6
Apatit	x	x
Opake mineraler	x	0,2
Kalkspat	x	x

x = spor

Kvarts opptrer som sub-angulære korn med saccaroidale korngrenser. Kornene har en viss lengdestrekning parallelt med foliasjonen i bergarten, (lengde gj.sn. 0,1-0,2 mm og gj.sn. 0,02-0,05 mm brede). De fleste kornene viser undulerende utslukning. Optisk en-akset, positiv.

Plagioklas har samme størrelse og opptrer på samme måte som kvarts med sub-angulære korn, men har hovedsaklig interlobate korngrenser. De fleste korn er lamellært fortvillinget etter albitloven. Maks. utslukning i symmetriske sonen er 15° . Lysbrytningen er meget lik eller endog litt lavere enn canadabalsams. Det må derfor være en **a l b i t**. Den har inneslutninger av sericit og klorit.

Klorit. Meget små parallellorienterte fibre ($< 0,05$ mm lange) i mellomrommene mellom kvarts og feltspatkornene. Finnes også som små inneslutninger i plagioklas. Bleke grønne farger med svak pleokroisme (X og Y = blek grønn, Z = fargeløs - blek gul). Negativ elongasjon, optisk positiv.*

* I prøver hvor klorit er så finkornet at aksebilde ikke kan observeres, benyttes regelen om at optisk positive kloritter viser negativ elongasjon for snitt på tvers av klevretningen og optiske negative kloritter positiv elongasjon.

Lav dobbeltbrytning med anomale interferensfarger: brungrønne til violette. $n_x > 1,59$. Ifølge diagrammet s. 91 i TROGER, er dette en proklorit. Lys glimmer. Fargeløst, fibrig mineral. Opptrer på samme måte som, og delvis i sammenvokstning med, klorit. Høy dobbeltbrytning. Positiv elongasjon, optisk negativ. Rett utslukning. Gjennomsnittlig samme kornstørrelse som klorit, men kan blomstre opp i større, ideomorfe krystaller, ca. $0,2 \times 0,05$ mm korn, med tydelig plateformig kløv. $2V_x$ anslått til $35 - 40^\circ$. Difraktometeropptak gir tydelige refleksjoner for $d = 3,33$, $d = 9,82$ og $d = 4,29$. Finkornet phengit - muskovit-type glimmer kalles sericit. Sericit er i det minste delvis sekundært dannet, fordi den fyller sprekker i kvartskorn og er der orientert parallelt med foliasjonen i bergarten. Også funnet å vokse på tvers av kvartskorngrensene, som små nåler inn i kvartsen, som viser at sericit replacerer kvarts.

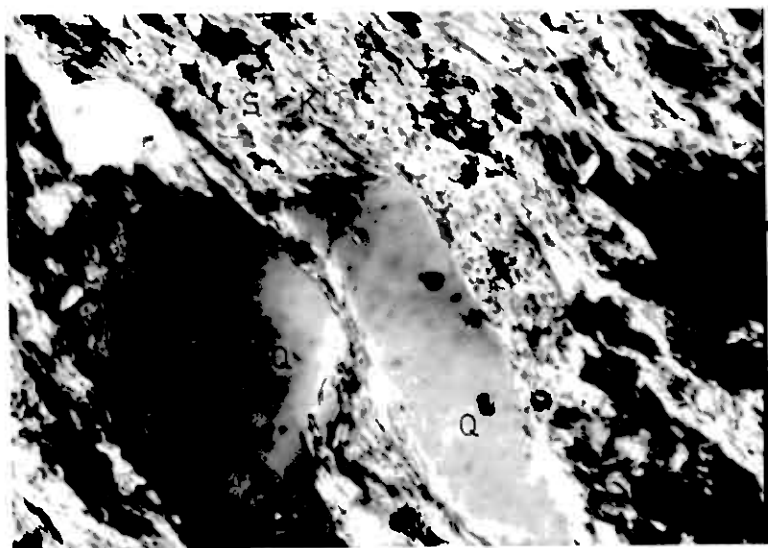


Fig. 3. Sericit og klorit replacerer kvarts i gråvakke. (lok. 776632)

acc. Zirkon. Angulære til sub-angulære korn, flere med kvadratisk tverrsnitt. Bløt brunlig til rosa farge, meget svak pleokroisme. Middels dobbeltbrytning og meget høy lysbrytning.

Turmalin. Hypideomorfe korn med suturerte korngrens. Stenglige, med pseudohexagonalt tverrsnitt som ofte viser sonarbygning med blålig til gråblå sentralsone og

olivenbrun til grønnlig randsone. Pleokroittisk.

Farge og pleokroisme tyder på at det er en s h e r l, dva. Na (Fe, Mn) - turmalin.

Biotit. Små fibrige korn assosiert med klorit og lys glimmer. Diffus kornbegrensning. Pleokroisme i brun-gul til fargeløs. Middels dobbeltbrytning.

Rutil og leucoxen opptrer jevnt fordelt i bergarten som halvopake, "grumsete" korn med ekstremt høy dobbeltbrytning og høy lysbrytning.

Kalkspat. Små allotriomorfe korn. Fargeløse, varierende lysbrytning og meget høy dobbeltbrytning.

Apatit. Observert ett korn i hvert av slipene. Hypideomorfe fargeløse stengler. Lav dobbeltbrytning og meget høy lysbrytning.

Klassifikasjon.

Ifølge sitt mineralinnhold er denne bergarten en l i t h i s k g r å v a k k e etter PETTIJOHN's klassifikasjon, med relativt høyt innhold av matriks (20%) og med varierende innhold av kvarts og feltspat. Kvartskornenes angulære til sub-angulære form er karakteristisk for gråvakke. Sammenvekningen av kvarts og sericit er også vanlig, og PETTIJOHN bruker denne replacering som argument for at klorit og sericit i hvert fall delvis er produkter av authigene prosesser, men dette utelater ikke at en del av disse mineralene også er primære.

2) Undre Raipas sedimenter.

De øverste ledd av denne avdelingen består av en veksl- ing mellom leirskifre og fylitter, grafit-skifre, kalkrike skifre, tuffitter og keratofyler og båndete og massive dolomitter. Profilet som er gjengitt på p. 13 viser de øverste 50 metrene av denne lagserien.

De øverste lag i serien, dolomittene og mellomliggende skifre, er fulgt fra Mathisdalen (775564) via Kåfjordbotn (767582) til Møllerelva ved rute 776620, hvor de er jevnlig blottet. N for Møllerelva kiler lagene ut i et skyveplan, men kommer igjen lenger N. (HOLTEDAL 1916; se p. 14)

Sedimentbergartene er mindre motstandsdyktige mot erosjon enn både sandsteinsbergartene i W og grønnsteinene E-for og danner derfor en myrdekket flate eller endog et søkk i terrenget. De er, som følge av dette, gjennomgående dårlig blottet.

a) Leirskifre og fyllitter.

Meget finkornete bergarter med mer eller mindre velutviklet klav. Enkelte lag er så massive at de er kalt leirstein, i andre nivåer har man en utpreget skifrichet. Fargen varierer fra relativt lyse grålige, via grågrønne, brunlige og brun-violette til sorte grafitskifre.

Sedimentene er for finkornete til å muliggjøre en nøyaktig mikroskopbeskrivelse, men overfladisk sees de hovedsaklig å bestå av:

Kvarts: lav dobbeltbrytning, undulerende utslukning.

Plagioklas: lav dobbeltbrytning, tvillinglameller etter albitloven.

Lys glimmer: små, fargeløse fibre, rettutslukning, positiv elongasjon.

Klorit: Små, grønne fibre, rett utslukning, negativ elongasjon (optisk positiv), grønnbrune anomale interferensfarger. Teksturen er finkornet granoblastisk til lepidoblastisk. Veksling mellom lysere og mørkere bånd er tildels betinget av innholdet av grafitt. Sericit- og kloritfibre er vanligvis orientert parallelt med båndingen i bergarten, men i enkelte bånd som er spesielt rike på fibrige mineraler, er det utviklet en småfoldet eller "bølget" tekstur.

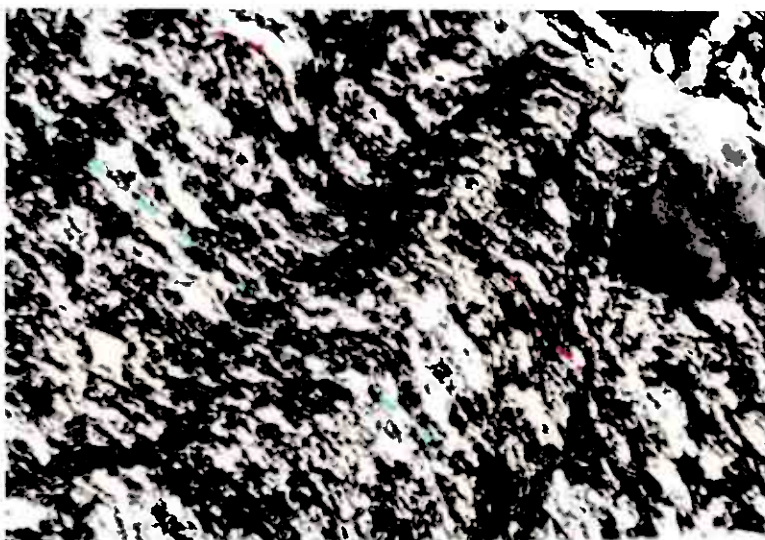


Fig. 4.
Mikrofolder i sericit -
klorit-rike bånd i
fyllit.

b) Dolomitt.

I profilet på p. 13 er det skilt ut fire soner med dolomitt. Av disse er den underste den mektigste, det er antydnet 10 m, men dette varierer. Den skiller seg markert ut i terrenget ved at den ofte står i brattkant, og den har vært velegnet som ledehorisont under kartleggingen.

De tre andre sonene har mye mindre mektighet, fra 1 til 2 m og har et båndet utseende med 1 - 2 mm bånd av mørkere "leir"-holdig materiale. De er på kartet slått sammen til en horisont og kalt "båndet dolomitt".

Den mektigste undre dolomitten er massiv og "ren", gulhvit til rosa med en gulbrun forvittringshud. Sprekker er fylt med hvit kvarts, som på forvitret overflate står opp som knoller og slirer og ofte danner et regelmessig mønster.

HOLMSTAD (1918) har, fra dolomitt i tilsvarende nivå i Lille Raipasfjell, beskrevet rørformede, forkislede strukturer som han kom til var fossiler av typen *Gymnosolen Ramseyi*, som også er beskrevet fra områder lenger øst, fra Kanin-halvøya og Porsanger. Man har også funnet disse strukturene i dolomitt i Talvik, som med stor sannsynlighet lar seg korrelere med den ovenfor beskrevne i Kåfjord. Det er imidlertid ikke funnet noe tilsvarende i dette området.

I mikroskop fremgår det at bergarten er en jevnkornet panallotriomorf bergart med granoblastisk struktur. Den består hovedsaklig av karbonatkorn, men lokalt opptrer partier med ren kvarts. Serpentin forekommer på sprekker.

Karbonat. Equidimensjonale, allotriomorfe korn med suturerte korngrænser. Fargeløst, men gråbrunlig "skittent" pga. forurensninger. Varierende relieff, meget høy dobbeltbrytning. 1-akset negativ. Nesten samtlige korn er lamellært forvillinget med lameller parallelt med både den korte og den lange aksene i klov-rhomboederne. Diffraktometeropptak av denne bergarten viser en meget tydelig refleksjon for $d = 2,88$. Dette betyr at karbonatet er d o l o m i t t.

Kvarts. opptrer i aggregater av allotriomorfe, equidimensjonale korn med suturerte korngrænser, som hul-

romsfyllinger eller sprekkefyllinger i bergarten. Viser gjennomgående undulerende utslukning. Både enkeltkorn og aggregater av kvarts kan ha inneslutninger av dolomitt.

Serpentin. På sprekker og hulrom opptrer lokalt aggregater av fargeløst mineral som delvis forekommer som små fibre og delvis som små equidimensjonale, allot³omorfe korn. Positivt relieff. Lav dobbeltbrytning, med 1. ordens grå interferensfarger. Rett utslukning, positiv elongasjon for den fibrige varianten.

I pulverpreparatet er det i et korn påvist strukturer som kan minne om "timeglass"-strukturer beskrevet i DEER, HOWIE & ZUSSMAN (p.247) og som der hevdes å være karakteristisk for serpentin-mineraler.

Disse data passer for mineralet a n t i g o r i t.

Kvantitativt er innholdet av serpentin ubetydelig: det er funnet i ett slip, dessuten 3 - 4 korn i et pulverpreparat fra den samme del av den samme prøven, men er ikke funnet i andre prøver.

Kobberkis og svovelkis er utkrystallisert på sprekker, som henholdsvis anhedrale "klyser" og euhedrale terninger ($\frac{1}{2}$ - 1 mm store). De er heller ikke av kvantitativ betydning.

Leucoxen opptrer sammen med kismineralene.

Det har i enkelte soner foregått en granulering eller oppknusning som følge av tektoniske bevegelser.

PETTIJOHN (1956) har på p. 393 en oppstilling over kriterier for å skille mellom autokton (kjemisk eller biokjemisk utfelt) kalkstein og alloktone kalker (klasiske sedimenter, kalkareniter og -ruditer). Dolomittens assosiasjon med leirskifre og dens massive karakter uten utpreget lagdeling, tyder etter denne listen på at ihvertfall den undre massive dolomittsonen representerer et kjemisk eller biokjemisk utfelt sediment.

Forekomst av kvarts på sprekker i dolomittbergarten, og inneslutninger av dolomittkorn i kvarts, viser at utkrystalliseringen av kvarts må være sekundær, dannet enten ved omkrystalli-

issesjon av et opprinnelig kvartsinnhold eller ved tilførsel av SiO_2 (silifisering). For vurderingen av hvorvidt dolomitt opprinnelig var kvartsholdig, (spredte korn av kvarts i dolomitt- "grunnmassen" kan tyde på det) må tilstedeværelsen av serpentin tas med i betraktningen.

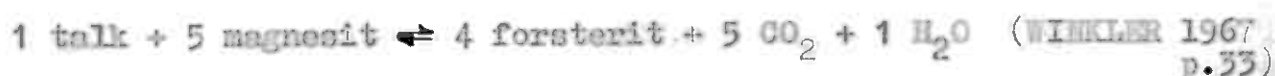
Man tar utgangspunktet i diagrammet på p. 24 og vurderer de to hovedtilfellene hver for seg:

1a) Utgangsmateriale: Kvartsholdig, magnesitfri dolomitt.

En mulig forklaring på dannelse av serpentin i en slik bergart er ved hydrothermalomvandling av forsterit eller diopsid. (DEER, HOWIE og ZUSSMAN, p. 247) Forsterit og diopsid vil under progressiv metamorfose av en kvartsholdig dolomitt utvikles under forhold som omtrent svarer til overgangen grønn-skiferfacies - amfibolittfacies. Dette er imidlertid høyere metamorfosegrad enn antatt for området (se kap. om metamorfose).

1b) Utgangsmateriale: Kvartsholdig, magnesitførende dolomitt.

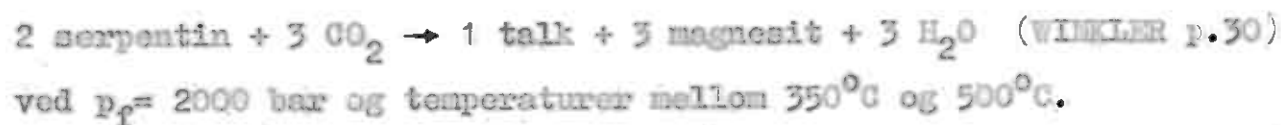
Av diagrammet sees at magnesit vil reagere med kvarts ved relativt lave temperaturer og gi talk og CO_2 . Dette vil ved overskudd av magnesit over kvarts, gi opphav til paragenesen talk + magnesit, som kan tenkes å reagere videre:



Ifølge JOHANNES (1966) vil likevektstemperaturen for denne reaksjon, ved $p_f = 500$ og 1000 bar, ligge 35° - 40° under de temperaturene som fører til dannelse av diopsid og forsterit under forhold skissert under 1a). Av diagrammet sees at dette tilsvarende temperaturer under 500°C for alle X_{CO_2} ved $p_f = 1000$ bar, hvilket representerer forhold vel innen grønnskiferfacies.

2) Utgangsmateriale: Kvartsfri dolomitt.

Ifølge BARTH (1962, p. 316) er serpentin den stabile fase under lavmetamorfe forhold, dersom innholdet av kvarts er for lite til at talk dannes. Dette forutsetter imidlertid at CO_2 -innholdet i den fluide fase er lite. JOHANNES (1966) har nemlig vist at hvis X_{CO_2} er større enn 5% vil CO_2 reagere med serpentin etter ligning:

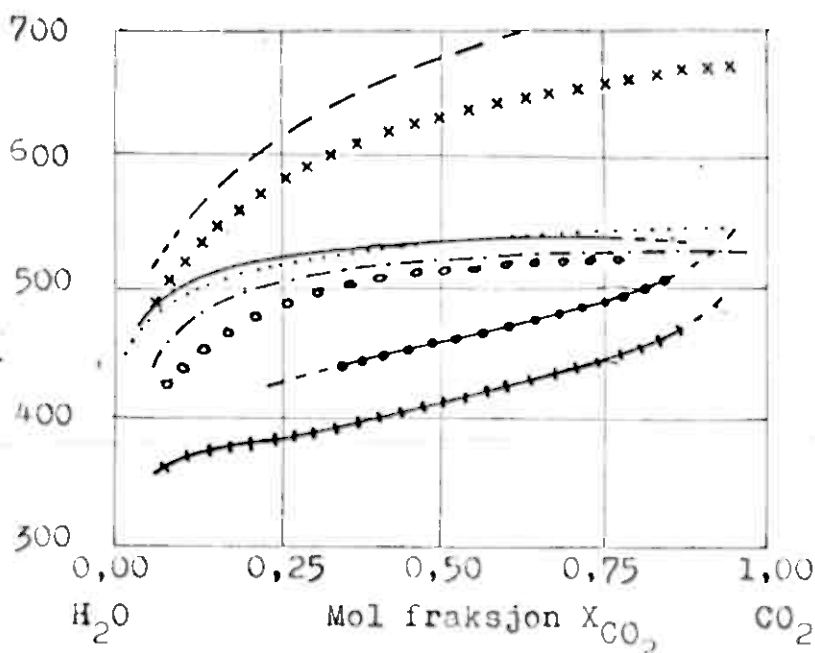


Ifølge WINKLER (1968) regnes verdier for $X_{\text{CO}_2} > 0,25$ som vanlig for naturlig forekommende løsninger av den type det her dreier seg om, og det er vanskelig å tenke seg at det i en karbonatbergart er ekstremt lavt innhold av CO_2 i en fluid fase som er i likevekt med karbonatet.

Imidlertid er forholdet mellom partialtrykkene for H_2O og CO_2 (ved en bestemt temperatur) avgjørende for hvilken vei reaksjonen ovenfor vil forløpe. I et relativt åpent system som tillater mer eller mindre fri mobilitet av CO_2 og H_2O kan tenkes forskyvninger i forholdet $p_{\text{CO}_2} : p_{\text{H}_2\text{O}}$ som vil kunne forhindre dannelse av talk. Dette kan isåfall føre til at serpentin dannes primært i en dolomittbergart under lave pT -forhold.

Fig. 5.

Likevektsskurver for metamorfe reaksjoner (etter WINKLER 1967)



- calsit+kvarts $\rightleftharpoons$ wollastonit+ CO_2 , 1000 b
- " " " " " 500 b
- 1 tremolit+3 calsit+2 kvarts $\rightleftharpoons$ 5 diopsid+3 CO_2 + H_2O , 1000 b
- " " " " " 500 b
- 1 tremolit+11 dolomit $\rightleftharpoons$ 8 forsterit+13 calsit+9 CO_2 + H_2O , 1000 b
- o o o o " " " " " 500 b
- 3 dolomit+4 kvarts+ H_2O $\rightleftharpoons$ talk+3calsit+3 CO_2 , 2000 b
- +••••• 3 magnesit+4 kvarts+ H_2O $\rightleftharpoons$ talk+3 CO_2 , 2000 b

c) Tuffitter og keratofyr.

Østover i lagserien preges de pellittiske sedimentene av at de er avsatt i et vulkansk miljø. Mineralinnholdet endres i retning av økende innhold av "basiske" mineraler (klorit og amfibol), som forårsaker en endring i bergartens utseende og strukturelle karakter.

I håndstykke karakteriseres de ved at de er finkornete og relativt massive, dvs. de har ikke utpreget skiferkløv, men spalter i tykkere "skiver", gjennomsnittlig 2-5 cm. Det er ofte utviklet en fin bånding eller laminasjon med bånd på ned til 1 mm som kan følges over avstander på flere meter. I andre varianter kan "båndene" bli ti-talls cm tykke.

Gjennomgående er fargene grønnlige, men hvert bånd har gjerne en distinkt grønnfarge som gjør at det skiller seg markert ut. Det finnes også lyse grå, nesten hvite lag som består av flintaktig kvarts. Bånd av jaspis opptrer ofte i forbindelse med disse. De tykkere lagene er gjerne mørke grønne og mer grovkornet med tildels skifrig utvikling dvs. grønnskifervarianter.

Bergarter av denne type opptrer særlig i den nordligste del av feltet, dvs. N for Møllerelva hvor de danner distinkte kartleggbare enheter med mektigheter ned til 3 - 4 m, som er meget utholdende i strekretningen. De trer tydelig frem på flyfoto.

Det finnes overgangsformer mellom disse bergartene og typiske leirskiferbergarter, noe som byr på problemer under kartleggingen.

Mikroskopbeskrivelse av grønnskifer.

Bergarten er holokrystallin, ulikekornet med porfyrer av feltspat og amfibol i en meget finkornet grunnmasse av kvarts, amfibol, klorit og epidot. Fibrige mineraler viser foretrukken orientering.

Feltspat. Hypideomorfe tavleformige krystaller.

Meget små, gjennomgående under 0,1 mm lange, forholdet lengde/bredde gjennomsnittlig 3/1. De fleste kornene er lamellært fortvillinget etter albitloven, for disse er maksimum utslukning i den symetriske sonen 14° .

Utslukning i Z gir $22 - 23^{\circ}$. Lysbrytningen er meget nær canadabalsam. Dette viser at mineralet er albit.

ikke oljehlas?

Amfibol forekommer som ideomorfe, fibrige porfyroblaster, mindre enn 0,1 mm lange. Blek grønnfarget med svak pleokroisme. Maks. utslukning $Z \wedge c$ målt til 16° , som tyder på at det er en aktinolittisk hornblende. Grunnmassen består vesentlig av parallellorienterte, fibrige mineraler (klorit og amfibol) og noe kvarts. Meget finkornet (under 0,01).

Kvarts. Som enkeltkorn, men hovedsaklig som aggregater av submikroskopiske allotriomorfe, jevnstore korn. Fargeløs, lav dobbeltbrytning og undulerende utslukning. Klorit og amfibol vokser inn i kvarts på tvers av korn-grensene, og fyller sprekker i kvartskorn.

Klorit. Aggregater av fibrige, parallellorienterte korn. Antydning til konsentrasjon i bånd. Bleke grønne med svak pleokroisme (grønn - fargeløs). Positiv elongasjon, optisk negativ. Lav dobbeltbrytning med anomale blå interferensfarger. Likheten med "bedre målbare" kloritter i andre bergarter, sammenholdt med de observerte data, tyder på at det er en Fe-rik p r o - k l o r i t. (TRØGER p. 91)

Amfibol. Under 0,05 mm lange fibre eller nåler, hovedsaklig orientert parallelt med foliasjonen, men også noe på tvers av denne. Blasse grønne farger: blek blå-grønn til lys grønn pleokroisme. Middels dobbeltbrytning (2.orden), positivt relieff. Elongasjon positiv. Likhhet med porfyroblastene antyder at dette også er aktinolittisk hornblende. I likhet med klorit vokser den på tvers av korngrensen mot kvarts.

Karbonat inngår i vekslende mengde, både som allotriomorfe korn i grunnmassen, da gjerne som kalkspat (bruser intenst med fortynnet HCl) eller som ideomorfe rhomboedriske porfyre. Disse har ofte rustutfelling på kløvflater i krystallene, og bruser dårlig med HCl, hvilket kan tyde på at det er s i d e r i t.

Kalkspat-porfyroblaster opptrer også.

Leucoxen. Som mikrokrySTALLINE, uregelmessige korn eller aggregater av korn, fordelt rundt i hele slipet. Semi-opake, med meget høy lysbrytning og dobbeltbrytning.

På grunn av kornstørrelsen vil flere korn ligge oppå hverandre i dette slipet, og det gjør en modal-analyse vanskelig å utføre og derfor også lite nøyaktig. Særlig vil man få altfor høye verdier for leucoksen og det utgjør tilsynelatende hovedmineralet i bergarten. Skjønnsmessig er innholdet av feltspat vurdert til 10 - 15%, av kvarts 10 - 20%, klorit 30 - 40% og amfibol 10 - 20%. Mengden av leucoksen er vanskelig å vurdere, men et sted mellom 10 og 30-35% er sannsynlig.

På grunn av den store variasjonsbredde både i mineralinnhold og tekstur for de typene bergarter som her beskrives, kan det være vanskelig å finne frem til generelle trekk.

De synes dog i hovedtrekk å bestå av følgende mineraler: klorit, kvarts, feltspat (albit), amfibol og leucoksen.

Som den motsatte ytterlighet til det beskrevne slipet, opptrer varianter hvor felsiske mineraler utgjør hovedmengden, i hvertfall i enkelte bånd. Innholdet av kvarts er i alle undersøkte prøver større enn feltspat og kvarts forekommer alltid i den mikrokrySTALLINE variant, som gjør bergarten meget tett og flintig, mens feltspat vanligvis opptrer porfyrisk.

Et høyt innhold av leucoksen synes karakteristisk for disse bergartene, mens opake mineraler forekommer i beskjedne mengde som sub-mikroskopiske korn, disperst fordelt.

Amfibol-innholdet varierer meget, og det er ikke uvanlig at klorit er det eneste mafiske mineral.

Dannelsesbetingelser.

Forklaringen på disse båndete bergartenes gjennomgående høye innhold av mafiske mineraler (klorit og amfibol), er at de er avsatt i vulkansk miljø.

Hvorvidt de representerer sedimenter dannet ved erosjon av de vulkanske bergarter som berggrunnen var bygget opp av, mer eller mindre tilblandet materiale fra surere bergarter, eller pyroklastisk materiale avsatt i vann (og som derfor kan forsvare tuff- betegnelsen) kan vanskelig avgjøres med sikkerhet.

I de prøver der tekturen er nær identisk med en "vanlig"

leirskifers og den vesentlige forskjell består i innholdet av mafiske mineraler (mer klorit og eventuelt amfibol, lite eller ikke sericit) er den første forklaringen i det minste tilstrekkelig. Bergarten er da kartlagt som en skifer.

"Øyne" av amfibol og "boller" av calcedon eller bergartsfragmenter kan representere små vulkanske "bomber" som ved metamorf rekrySTALLISASJON, silifisering og klorittisering har gitt de nåværende mineralselskaper. Enkelte av disse strukturene kan minne om de man finner i sikre pyroklastiske sedimenter; tuffer og vulkanske åkker.

Forskjellige slags omvandlinger av tuffer foregår meget lett, fordi de gjerne er porøse og inneholder glassmateriale som lett devitrifiserer. Silifisering er en meget vanlig prosess og det fører gjerne til dannelse av flintige masser av calcedon og jaspis, (PIRSON 1915 og PETTIJOHN 1956), som er ganske vanlig i de bergartstyper som er kartlagt som tuffer i Kåfjord. Spor etter glassfragmenter er ikke funnet, men dette er mindre vanlig i basiske enn surere tuffer, og dessuten har devitrifisering og tektoniske forstyrrelser nok fjernet eventuelle spor etter slike strukturer.

d) Grafitiskifer.

Den nederste kilometer av Møllerelva følger en sone med skifre hvor de W-ligste lagene for en stor del utgjøres av en meget mørk, grafitrik skifer. Fra bøyen i elva (mot W) skjærer sonen opp gjennom skråningen mot N, og finnes i to gruveinnslag (787625 og Hennings gruve 787628), hvor den er svært tektonisert. Den krysser Møllerelva lenger mot W (778623) og kan derfra nesten sammenhengende følges S-over til Mancurs gruve (778612).

Mektigheten varierer noe, men anslås til gjennomsnittlig å være 5 til 10 m.

Bergarten er meget finkornig og har velutviklet skiferkløv parallelt med lagningen. Den er meget grafitrik: sverter fingrene og gir sort strek når den risses i med kniv.

Den har en del utfelling av sekundære mineraler på sprekker og kløv-flater, vesentlig rust og uidentifisert gult-gulhvitt belegg, og er noe kis-impregnert. Gravene som er

mul.
Bridjo
vugg

nevnt ovenfor er drevet på sprekker og hulromsfyllinger i skiferen. Disse er fylt av kvarts, karbonat, svovelkis og litt kobberkis (kapitel om malargeologi).

Bergarten har, pga. sitt karakteristiske utseende, tjent som ledehorisont under kartleggingen og er ikke analysert mineralogisk, i mikroskop eller ved hjelp av røntgen.

De bergarter som hittil er beskrevet opptrer hovedsaklig i områder E og NE for Møllerelva, W for en linje som kan tenkes trukket fra punktet 770595 til 780624 og S for breddekoordinaten 535. Det området som befinner seg mellom disse linjene og selve Kaffjorden, er det egentlige gruveområdet som har dannet utgangspunkt for mine undersøkelser. Det er derfor utført en detaljert kartlegging innen dette området og en mer inngående beskrivelse av bergartene. Kartleggingen utenfor er vesentlig gjort for å få et bilde av de tektoniske forhold og det er derfor lagt mindre vekt på detaljer innen lagseriene og fortrinnsvis forsøkt å klassifisere dem etter mer generelle kriterier.

Berggrunnen i det sentrale gruveområdet består hovedsaklig av grønnsteiner og dessuten en serie sedimentære bergarter som omfatter kalker, dolomitter, leirsteiner, kloritskifre, kalkrike skifre (morgelskifre) og kalkrike sandsteiner. Den stratigrafiske posisjon av de øvre ledd i denne serien med kloritskifre, dolomitter, kalkrike skifre og sandsteiner er relativt sikker og skilt ut som en egen enhet på kartet: Kalkskifre og dolomitter. Tektoniske forhold gjør det vanskelig å plassere de undre lagene. Dette skal diskuteres nærmere under kapitlene om stratigrafi og tektonikk. Under denne petrografiske delen beskrives lagene tildels uavhengig av deres antatte stratigrafiske posisjon.

e) Kalkskifre og dolomitter.

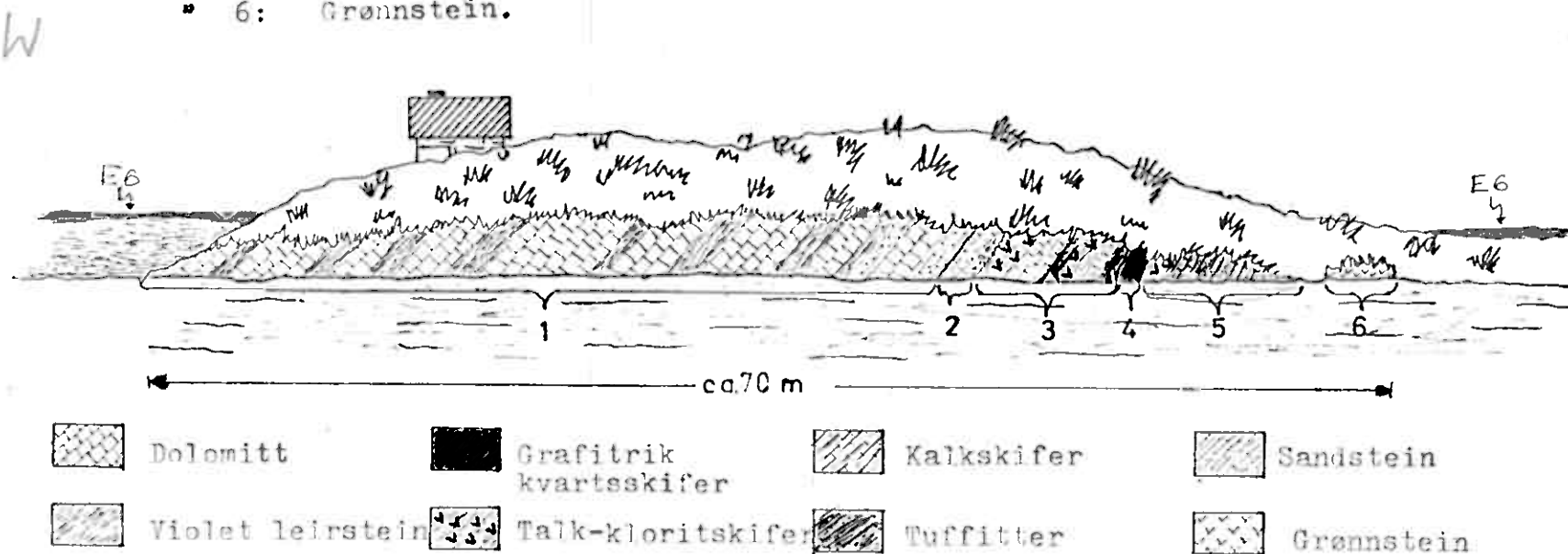
Lagserien er fullstendig blottet i strandkanten W for Møllernes (787613) og er gjengitt på profil p. 30.

Fra denne lokalitet stryker lagene 3-400 m. N-over, er foldet i en antiklinal og fortsetter SW- og S-over med W-lig fall og danner antiklinalens W-lige sjenkel. De kan følges sammenhengende S-over til profil C-C' hvor de kiler ut, men dukker opp igjen lenger S (ved 774597), foldes p.g.a. S-lig aksefall i dette området i den samme antiklinal, og stryker ut i sjøen ved Gabrielsenes (779596). Det er imidlertid bare i "type-området" W for Møllernes hele lagserien blottes. S-over finnes bare deler av den, tildels intenst

Fig. 6.

Profil over kalkskifre og dolomitter W for Möllenes (lok. 787612)

- Sone 1: Massive, lyse dolomitter og violette leirsteiner, sandige lag mot E.
" 2: Grønnstein.
" 3: Vekslenne talk-kloritskifer, kalkskifre, tuffitter og sandige lag.
" 4: Grafitrik kvartsskifer
" 5: Hovedsaklig sandige og tuffittiske lag, noe kalkskifer og kloritskifer.
" 6: Grønnstein.



oppknust hvilket tyder på at minskningen i mektighet skyldes tektoniske utkilinger (kap. om strukturgeologi).

Denne typen bergarter er også blottet i et avgrenset "vindu" i en lokalitet 13-1400 m oppover Møllerelva.

Formen på blotningen skyldes topografiske forhold, idet elva skjærer seg ned i en dyp dal.

Mektigheten av kalkskifre og dolomitt er beregnet til vel 100 m.

Som det fremgår av profilet (p. 30) er det en hyppig litologisk vekslning innen serien, men generelt synes de E-ligete lagene å bestå av skifre av forskjellig slag og tynnbenkede sandsteiner, karakterisert ved høyt innhold av karbonat, enten som bestanddel i grunnmassen - hvilket gir opphav til betegnelser som kalkskifre eller mergelskifre og kalksandsteiner - eller som idiomorfe rhomboederformede porfyroblaster som gir bergarten et spettet utseende og på forvitret flate står opp som små "tagger".

W-over i profilet blir bergarten mer massive og ensartet, det er hovedsaklig lys grå til lys rødlig dolomitt med gul forvittringshud, vekslende med mørke violette 5-10 cm tykke lag av leirstein som gir bergarten et vakkert utseende.

1. Kvartsittiske lag og kalkrike sandsteiner.

Lys grå til nesten hvite sandige - kvartsittiske bergarter forekommer særlig hyppig i den E-lige del av lagserien, innholdet av kalkrike lag (kalksandsteiner) tilter mot W. Bergartene er tydelig lagdelte og spalter i skiver parallelt med lagflatene. Innen lagene er det ofte utviklet en bånding med bånd på 1-2 mm, skilt ved tynne mørkere "filmer".

Det er mikroskopert en prøve av det som makroskopisk er bestemt til "sandstein eller kvartsitt" og en prøve av "kalksandstein" (bruser med kald, fortynnet HCl).

Den første er en heterogranulær, porfyrisk bergart med phenokrystaller av karbonat i en meget finkornet (krypto-krySTALLIN) grunnmasse. Grunnmassen er jevnkornet granoblastisk med allotriomorfe korn av hovedsaklig finkornet (flintig) kvarts og en del (ca 5% ?) plagioklas. Kvarts er bestemt på grunnlag av lav dobbeltbrytning og undulerende

utslukning, plagioklas ved tvillinglameller etter albitloven.

I grunnmassen finnes også små parallellorienterte nåler eller fibre av lys glimmer (fargeløs, rett utslukning, middels dobbeltbrytning). Mengden av lys glimmer varierer fra bånd til bånd.

Biotit er konsentrert i 0,2 - 0,3 mm bånd. Små uorienterte tavleformige krystaller, < 0,1 mm. Tydelig pleokroisme: X = blek gul, Y og Z = lys olivengrønn. Middels til høy dobbeltbrytning.

Leucoxen opptrer sammen med biotit.

Phenokrystallene (porfyrene) består av ideomorfe til hypideomorfe krystaller av et fargeløst karbonat. Suturede korngrenser. Gjennomsnittlig kornstørrelse 1 - 1,5 mm for lengste akse rhomboedrene. De fleste kornene er lamellært fortvillinget og lamellene er orientert parallelt med både den korte og den lange akse i de rhomboformede spaltestykkene. Dette viser at karbonatet er en d o l o m i t t. Krystallene er lyse brunlige og har brun forvittringshud, hvilket indikerer et innhold av Fe (dolomitt - ankerit).

Som ideomorfe krystaller med samme størrelse som karbonatporfyroblastene forekommer kuber av s o v e l - k i s.

Prøven av kalksandstein er i håndstykke lik den ovenfor beskrevne, men i mikroskop sees tydelige forskjeller. Den består av allotriomorfe, equidimensjonale korn av ikke-klastisk (rekrySTALLISERT ?) plagioklas med albit-tvillinger. Varierende kornstørrelse, gjennomsnittlig 0,1 mm. Maks. utslukning i den symmetriske sonen er målt til 16° , utslukning i Z mot spor av (010) er 21° . Lysbrytningen er lik eller under canadabalsams. Plagioklasen er derfor a l b i t. Albit har inneslutninger av glimmer og kalkspat, men er ellers fargeløs og "ren". Det synes derfor som om det har foregått en rekrySTALLISERING av feltspat.

Mellom plagioklaskornene er det en finkornet og uorientert "grunnmasse" av karbonat og fargeløs glimmer.

Karbonat: allotriomorfe, equidimensjonale korn med suturede grenser. Ikke fortvillinget. Intens brusing med fortynnet HCl tyder på at det er k a l k s p a t.

Glimmer forekommer som små fargeløse fibre eller aggregater av fibrige krystaller. Rett utslukning, middels til lav dobbeltbrytning, positiv elongasjon. 2-akset negativ med liten aksevinkel ($5-10^\circ$). Diffraktometeropptak gir tydelige refleksjoner for $d = 9,27$, $d = 4,69$ og $d = 3,10$ som viser at mineralet er t a l k. (MICHNEV, 1957)

2. Talk-klorit-skifer.

Som distinkte lag i lagrekken forekommer grønne, skifrige og tildels porøse bergarter. I mikroskop sees de å bestå av en uhyre finkornet (gjennomsnittlig $< 0,05$ mm) lepidoblastisk grunnmasse av klorit og fargeløse glimmer-fibre med phenokrystaller av karbonat. Karbonatet er bestemt, på samme måte som ovenfor, til å være Fe-holdig dolomitt. Størrelsen av phenokrystallene kan nå opp i 4 - 5 mm for lengste akse i rhomboedrene.

Klorit: Grønne fibre med svak pleokroisme, lavt positivt relieff, lav dobbeltbrytning med anomale grå-grønne interferensfarger. Negativ elongasjon, optisk positivt. Dataene passer for Mg - p r o k l o r i t.

Glimmer: Fargeløse fibre med rett utslukning, orientert parallelt med og i sammenvoksning med klorit. Positiv elongasjon. Middels dobbeltbrytning. Diffraktometeropptak viser at mineralet er t a l k. (MICHNEV, op.cit.)

I denne B-ligste del av lagserien forekommer et skarpt avgrenset lag av sort, grafitrik leirstein. Uhyre finkornet, båndet med bånd på under 0,1 mm. Man kan i mikroskop skille ut kvarts og plagioklas i de lysere båndene. De mørke består overveiende av grafit. Det er ikke observert sjiktmineraler i bergarten, hvilket forklarer mangelen på skiferkløv. (ALLING 1945) Det er et markert innhold (anslått til 10%) av opake euhedrale s v o v e l k i s - krystaller.

3. Dolomitt og leirstein.

Som man ser av profilet på p. 30, domineres de W-ligste

delene av lagrekken av massiv dolomitt og relativt massive, finbåndete leirsteiner. Det er en overgangssone med hyppig veksling mellom disse sedimentfacies og lag av de foran beskrevne bergarter.

Dolomitt er finkornet, lys grå til rødlig med en diffus bånding pga. mørkere grå sjikt. Den har en karakteristisk gul til gulbrun forvittringshud. Det er sannsynligvis en relativt ren dolomitt. (Det er ikke mikroskopert tynnslip av bergarten, men i pulverpreparat sees bare karbonathorn.) At hovedmineralet er dolomitt, er sannsynlig på grunn av forekomstmåten og mangel på reaksjon med fortynnet HCl.

Overgang mot lag av finbåndet leirstein er diffus, dvs. det er en gradvis overgang fra lyse dolomittlag til mørke rødlig lag av relativt finkornige pelittiske sedimenter uten utpreget kløv eller skiffrighet. Denne massive karakter tyder på et lavt innhold av sjiktmineraler.

I lagserien opptrer konformt med lagningen en ca. 3 m mektig sone av finkornet grønnsteinsmateriale. Mot sedimentene W-for (i heng) er grensen skarp og grønnsteinen er helt inn til grensen massiv og tett. Mot ligg-grensen i E er det et stadig økende innhold av porer og hulrom fylt med kalkspat, og selve grensen er uregelmessig ("buklete").

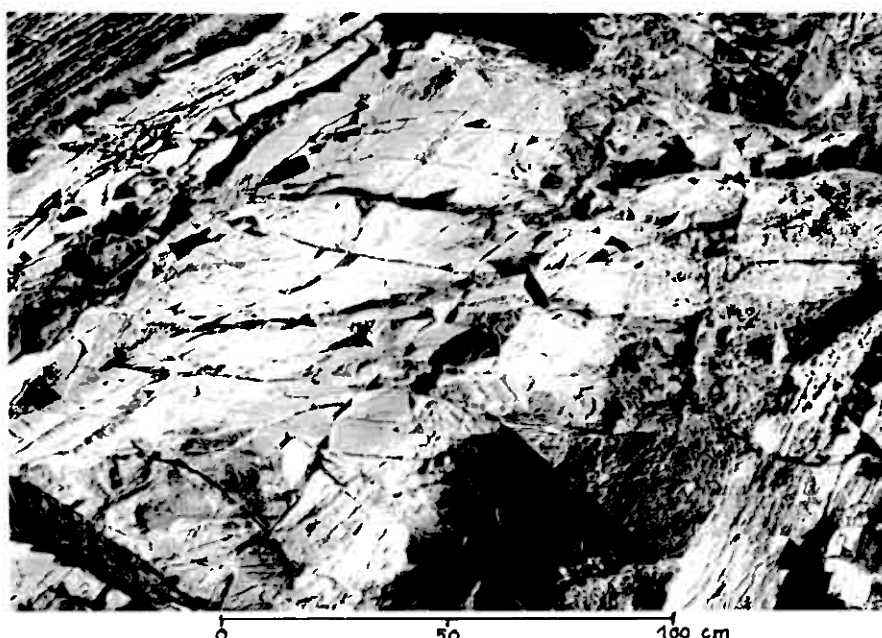


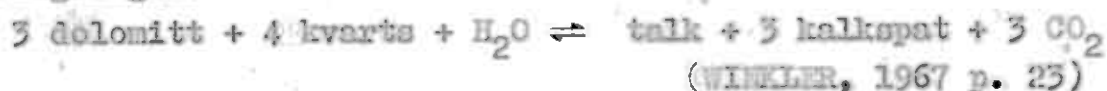
Fig. 7. Grønnstein i kalkskifer. I heng (Øverst til venstre) er grensen skarp. Mot ligg (nederst til høyre) opptrer kalkspatfylte hulrom (blærerom). (lok. 787612)

Strukturer av denne type utvikles ofte i toppen av en lavastrøm. Dette gir grunnlag for følgende hypoteser:

1. Grønnsteinen representerer en metamorf lava (ekstrusiv).
2. Stratigrafisk p p p i lagserien er mot E, hvilket betyr at sedimentpakken her er invertert.

Dannelsesbetingelser for kalkskifer - dolomittserien.

Veksling av dolomitt og leirsteiner utgjør, iflg. ovenstående, de eldste lag i serien. Denne assosiasjonen tyder på at dolomitt er kjemisk/biokjemisk utfelt (PETTIJOHN 1956 p. 393). Samtidig har det foregått avsetning av finkornet klastisk materiale. Perioder med hurtigere sedimentasjon har gitt opphav til sandige lag. Kvartsrike lag i dolomitt er ved metamorfose omdannet til talkholdige kalker etter ligningen:



Den hyppige veksling mellom dolomitt og kalkspatførende lag kan altså forklares ved opprinnelig innhold av kvarts i kalksedimentene.

Forekomst av kloritskifer i de øvre deler av lagserien tyder på en økende tilblanding av vulkansk materiale i sedimentene.

Grafitrike lag indikerer perioder med stagnerende bunnforhold i sedimentasjonsbassenget.

f) Intraformasional leirsteinsbreksje.

W og S for "typelokaliteten" for kalkskifer og dolomitter (W for Møllernes) forekommer en sone med mørk finkornig bergart. Selve grensen mot dolomitt er ikke blottet, men bergartens "regionale" utbredelse antyder at grensen er konform med lagningen i kalkskifer og dolomitt. Bergarten er foldet sammen med kalkskiferne i den foran nevnte antiklinal. Mot W kiler den ut i en breksjesone (781614).

Beregnet nektighet er ca. 100 m.

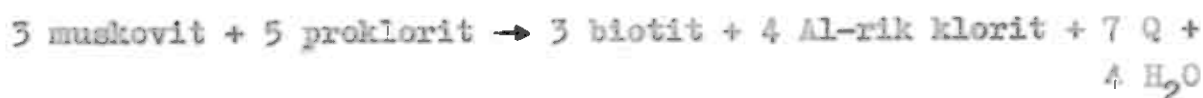
Mineralsammensetning og tekstur.

I mikroskopet sees at bergarten er laminert med bånd på gjennomsnittlig 1 mm. Den er homogranulær, finkornet. De lysere bånd består av en granoblastisk til lepidoblastisk masse av allotriomorf kvarts og plagioklas, og lys glimmer med glimmerfibre orientert parallelt med laminasjonen. De mørke båndene består av tavleformige til fibrige biotit-krystaller med vilkårlig orientering. Innholdet av biotit er høyt - opp til 50% av bergarten som helhet - hvilket forklarer den mørke fargen.

Biotit: Tavleformige krystaller med sjikt-klov, tildels fibrige. Tydelig pleokroisme: X = fargeløs til blek gul, Y og Z = olivengrønn. Positiv elongasjon, tett utslukning. Gir en-akset aksebilde, optisk negativt. Fargen tyder på at det er en relativt Mg-rik biotit, en **m e r o k s e n**.

Klorit: I sammenvoksning med biotit opptrer fibrige krystaller av klorit: blek grønn med svak pleokroisme, rett utslukning, lav dobbeltbrytning med grå-grønne anomale interferensfarger. Negativ elongasjon, optisk positiv. Dette indikerer en **g r o c h a u i t**. Klorit er kvantitativt av liten betydning (neppe over 1% i bergarten).

Det høye biotit-innholdet kan vanskelig forklares som et resultat av regional-metamorfosen, i så fall ville innholdet av sericit og klorit i de tidligere beskrevne fyllitter og tuffitter også ha gitt biotit etter ligningen på p. 99 i WINKLER 1967:



En lokal forhøyelse av temperaturen ved en kontakt-metamorfose kan derimot forklare denne dannelsen av biotit. (se kap. om kontaktmet.)

I tekstorell henseende ligner disse bergartene meget på tidligere beskrevne tuffitter: finlaminerte med en tett, flintaktig, granoblastisk kvarts-feltspat-masse med varierende innhold av mafiske mineraler, her representert ved biotit i stedet for klorit og amfibol.

Det som først og fremst karakteriserer bergarten og som er årsak til at den er skilt ut som en egen enhet på kartet, er den struktur den fremviser. Det er i felt ikke registrert noen form for lagdeling eller regelmessig skifrichet. Laminasjonen, som observeres i mikroskop, kan vanskelig sees i håndstykke; den fremstår som en grå-sort, tett bergart med en flisete kløv som gir skarpkantede fragmenter av forskjellig størrelse når den slås i stykker. Små sprekker eller stikk på kryss og tvers er fylt med lyse mineraler (kvarts, feltspat og kalkspat).

Bergarten gir derfor inntrykk av å være tektonisk påvirket og er kalt en breksje. Breksjestrukturen kommer godt frem i mikroskop og det kan skilles ut minst to generasjoner med sprekker:

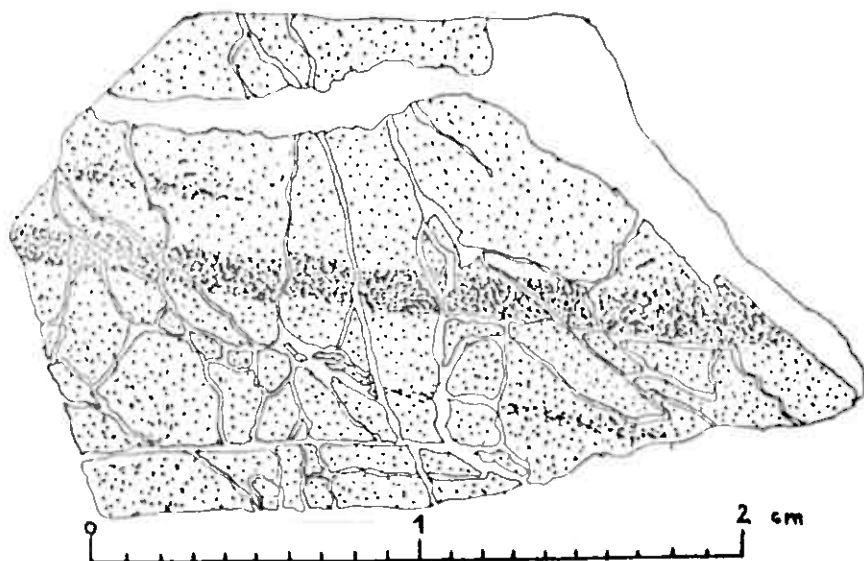


Fig. 8.

Oppsprekknings-
av mørk leir-
stein (breksje).
(lok. 785613)

Dannelsesbetingelser.

Bergarten opptrer med breksje-struktur i alle de blotninger som er observert og kartbildet som fremkommer viser at den utgjør en omtrent jevntykk sone, som synes å ligge konformt med lagningen i sedimentene i N og E og breksjestrukturen kan ikke tilpasses det tektoniske mønster som kan utledes for feltet forøvrig. Man finner ikke spor etter tilsvarende oppknusning i de tilgrensende kalkskifre og dolomitter i denne del av feltet hvor de er godt blottet og relativt grundig undersøkt.

Grønnsteinen som befinner seg S for breksje-bergarten, representerer sannsynligvis en intrusiv metagabbro eller -diorit og en teori går derfor ut på at knusningen skyldes dennes fremtreden, (dvs. en intrusiv-breksje) hvilket vil kunne gi det fremkomne kartbildet. En maktighet på en slik sone på over hundre meter, er imidlertid noe i overkant av hva som kan ventes for en intrusiv av den størrelse det her er tale om. Dessuten er det ikke utviklet tilsvarende soner langs grønnsteinens grenser i lokaliteter lenger syd.

Man er derfor kommet til at dannelsen av breksjen må være skjedd før dolomitt og kalkskifre ble avsatt, men etter at leirsedimentet, som danner bruddstykkene i breksjen, ble avsatt og i det minste delvis konsolidert. Den kan altså betraktes som en stratigrafisk enhet og er gitt betegnelsen "intraformasjonal breksje".

g) Kalksandstein.

En serie sedimenter bestående av kalkrike kvartsitter og renere kvartsittiske lag, er blottet i to adskilte områder som begge befinner seg innen det såkalte sentrale gruveområdet:

1. Et kileformet område S-over fra Ward og Woodfalls ganger. (ca. 776603) Kiler mot S ut i en tektonisk sone ved 774601.
2. Et "linseformet" område på W-siden av høyderyggen W for bebyggelsen. På kartet er dette området "omringet" av en skjærsone (egentlig to plan innen en sone), i det det antas at hele serien her har deltatt i bevegelser etter skjærsonen og opprinnelig avsatt "i sammenheng" med område 1. (se kap. om strukturgeologi)

Bergartene er gjennomgående lyse grå-brune, middels-til finkornete og er oftest porøse og sprø, (de smuldrer lett opp ved slag med hammeren) og det virker som om forvitringen har gått dypere enn i andre bergarter i området, særlig gjelder dette de kalkrikere lagene.

ZERNZEN (1915) har beskrevet denne type bergart som "... konglomeratisk kalksandsten = "sandsten" med bollar av kvarts eller kvartsit m.m. ...".

I enkelte lokaliteter ser man spor etter opprinnelig lagdeling og også strukturer som minner om kryss-sjikt (se fig. 9a), men vanligvis er disse primærstrukturene utvisket og det er dannet en uregelmessig oppsprukket eller oppsmuldret bergartsmasse, hvor målbare strukturelementer (plan- eller linje strukturer) kan være meget vanskelig å observere.

I denne bergartsmassen forekommer vel rundete, opp til knyttnevestore boller bestående av rødlig eller grå kvartsitt. På kartet er slike konglomerat-soner tegnet inn.



Fig. 9a.

Kryss-sjikt i kalksandstein.

(lok. 776602)

Fig. 9b. "Boller" av kvartsitt i kalksandstein.
(lok. 777603)



Mineralinnhold og tekstur.

Bergarten er gjennomgående fin- til middelskornet (noe varierende fra lag til lag), ulikekornet med granoblastisk struktur. Består av allotriomorfe, equidimensjonale karbonatkorn, allotriomorfe til hypideomorfe equidimensjonale korn av kvarts og hypideomorfe tavler av fargeløs glimmer. Accessorisk forekommer turmalin, rutil, epidot og hematit.

Mengdeforholdet kvarts/karbonat/glimmer synes å variere i alle forhold innen bergarten, dvs. ingen foretrukne mineralassosiasjoner.

Vel rundete fragmenter ("boller"), gjennomsnittlig størrelse 2 mm i diameter, bestående av karbonat eller kvarts inngår som skarpt avgrensede "korn".

Karbonat. Fargeløst, men inneholder submikroskopiske inneslutninger som gir en skitten, grå-brun fargetone. Lysbrytning under canadabalsam i aksesnitt. 1-akset negativt, meget høy dobbeltbrytning. Tvillingdannelse er ikke utpreget, men noen korn viser tvillinglameller orientert parallelt med den lengste akse i kløvrrhomboederne. Karbonatet bruser intenst ved reaksjon med kald, fortynnet HCl. Dataene viser at mineralet er **k a l k s p a t**.

Kvarts. Varierende kornstørrelse: maks. 3 mm og ned til under 0,05 mm. Fargeløst, med lav dobbeltbrytning og lysbrytning. Optisk 1-akset, positivt. Mineralet kjennes særlig på dets undulerende utslukning, som viser at bergarten har vært utsatt for stresspåvirkninger etter at kvarts ble dannet.

Kvarts opptrer i to generasjoner. I flere korn sees en indre kjerne av meget vel rundete (klastiske) kvarts-korn, begrenset av en tynn film av submikroskopiske krystaller med høyere relieff, og utenfor kjernen en sone med kvarts orientert enten i optisk kontinuitet med kjernen, eller med annen optisk orientering.

(se fig. 10) Randsone har uregelmessig (suturet) kornbegrensning og inneslutninger av kalkspat, glimmer, turmalin og rutil. De fleste kvartskorn viser tegn på sekundær vekst: trenger inn på sprekker i karbonatet og omslutter enkeltkorn eller aggregater av korn av kalkspat og glimmer.

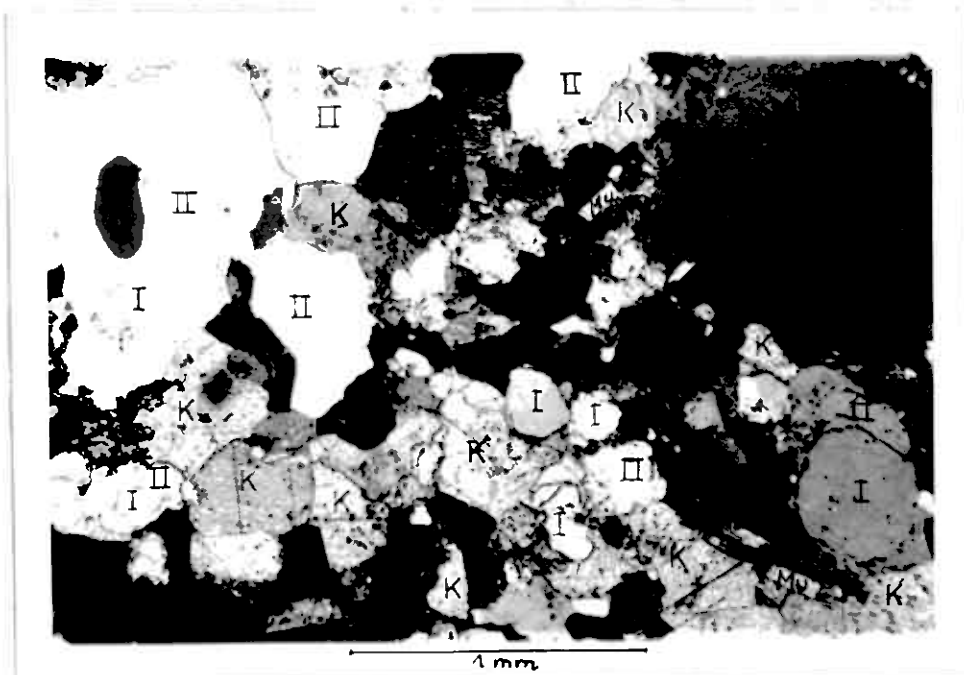


Fig. 10. Kalksandstein med rekrystallisert kvarts.

I: klastiske kvartskorn, II: 2. generasjons kvarts. Dessuten sees kalkspat (K) og muskovit (Mu).
(lok. 777603)

Fargeløse glimner. Jevnere kornstørrelse enn for kvarts og kalkspat. Gjennomsnitt for største dimensjon i de hypideomorfe, tavleformede eller fibrige krystallene er 0,6 – 0,7 mm. Krystallene forekommer uten foretrukken orientering. Mineralen er fargeløs, har rett utslukning, positiv elongasjon, middels dobbeltbrytning og er 2-akset negativt. Diffraktometeropptak viser refleksjoner for $d = 3,33$, $d = 9,82$ og $d = 4,29$, som viser at glimmeret må være phengit – muskovit. $2V_x$ målt til 40° som iflg. TRØGER p. 83 viser at den inneholder ca. 25% phengitkomponent.

I en av prøvene er glimmermineralet sterkt grønnfarget, og det opptrer i så stor mengde at bergarten som helhet får en intens sjøgrønn farge. Mineralen viser markert pleokroisme med X = blålig-grønn, Y og Z = svakt grønne til gulgrønne ellers er de optiske data de samme som for muskovit. Dette indikerer et høyt Cr-innhold og glimmer er derfor en fuchsit.

Rutil. Små (mindre enn 0,1 mm) equidimensjonale honning-gule korn med ekstremt høyt relieff og dobbeltbrytning.

Turmalin. Noe avrundete stenglige eller equidimensjonale korn, enkelte med karakteristisk (pseudo-) heksagonalt omriss. Varierende kornstørrelse, fra 0,3 til under 0,01 mm. De minste kornene er gjerne samlet i aggregater. Pleokroittisk: $X =$ blek rosa til fargeløs, $Y \approx Z =$ blek gul-brun. Korn med heksagonalt tverrsnitt kan vise sonarbygning med blå-grønn kjerne og gul-brun randzone. Lysbrytning: $n_B = 1,625$, $n_O = 1,650$. Middels dobbeltbrytning, optisk 1-akset, negativt. Fargene tyder på at det hovedsaklig er *d r a v i t*, dvs. Na Mg_3 -turmalin. I de sonarbyggede varietetene har kjernesonen *s c h ø r l*-sammensetning, $\text{Na}(\text{Fe}, \text{Mn})_3$ -turmalin.

Epidot er meget sjelden. Små (mindre enn 0,05 mm) vel rundete korn med svært høyt relieff og middels dobbeltbrytning. Svak pleokroisme: blek gul til fargeløs og optisk 2-akset negativ viser at det er en Fe-holdig epidot, en *p i s t a c i t*.

Hematit forekommer som små opake, euhedrale tavler. Bestemt under binokular på grunnlag av farge, glans og rød strek på porselensplate.

Dannelsesbetingelser.

Assosiasjonen kalker/kvartsittiske bergarter tyder iflg. PETTIJOHN på at sedimentene er klestiske. De primære kvartskornenes form og forekomst av rundete bergartsfragmenter støtter dette.

Karbonatet må gjennom hele den geologiske utvikling ha hatt kalkspat-sammensetning, dvs. den kan ikke ha vært omdannet til dolomitt, fordi det i så fall som følge av metamorfosen, ville ha reagert med kvarts og gitt talk på samme måte som i kalkskifrene. (se p.35)

Muskovits mangel på orientering og dens ideomorfe habitus gir inntrykk av at den er rekrystallisert. Dette kan ha sammenheng med en lokal temperaturforhøyelse forårsaket av

den tilgrensende grønnstein. (se p.65)

2. generasjons kvarts dominerer i mengde over detrital kvarts og det må ha funnet sted en betydelig rekrystallasjon også av dette mineral. Det kan være skjedd ved:

1) en tilførsel av SiO_2 utenfra, dvs. en silifisering av bergarten.

2) en omkrystallasjon med en påleiring av SiO_2 på større kvartskorn på bekostning av mindre. (PETTITJOHN, 1956 p. 658)

Immeslutninger av alle andre forekommende mineraler i 2. generasjons kvarts, viser at silifisering eventuelt omkrystallasjon, er den siste mineralogiske prosess som har funnet sted i kalksandstein.

3) Undre Raipas grønnsteiner.

Betegnelsen grønnstein er brukt om mørke grønne, uorienterte og gjennomgående massive basiske bergarter som utgjør det meste av berggrunnen innen det kartlagte området. De er relativt motstandsdyktige mot erosjon og bygger derfor opp koller og høyderygger. De danner gjerne toppen av questalignende langstrakte åsrygger med underliggende sedimentære bergarter i brattkanten.

Som nevnt innledningsvis er grønnsteinene karakteristisk for Undre Raipas-avdeling, hvor de representerer metamorfe vulkanitter av forskjellig slag. ZENZEN (1916) bruker de genetiske betegnelse meta-gabbro og meta-basalt og regner med en omdannelse av opprinnelig pyroksen til amfibol (uralittisering) og av basisk plagioklas til surene. Hans beskrivelser bygger på makroskopiske iakttagelser.

HOLTERDAHL (1918) har mikroskopert grønnsteiner fra Raipasfjellet i Alta og beskriver saurittisering av plagioklas og klorittisering av amfibol, men ser ikke spor etter opprinnelig pyroksen og plagioklas. Det skal imidlertid være funnet primær pyroksen i grønnsteinene i Kvamangen (ROTHÉ, 1969, muntlig meddelelse.)

I eldre arbeider kalles noen av grønnsteinene diorit og GRUKENS og MOREAU (1958) har også brukt denne betegnelsen i sitt arbeide. For spesielle varianter kan dette forsvares, men er som det vil fremgå, misvisende som generell betegnelse.

Grønnsteinene i Kåfjord er av indirekte økonomisk betydning, idet malmen hovedsaklig er knyttet til den. Derfor er det meste av arbeidet i den foreliggende oppgave konsentrert om denne typen (eller disse typene) bergart.

Innen de bergarter som etter definisjonen ovenfor, er kartlagt som grønnstein, er det forskt å skille ut strukturelle og teksturelle varianter og områder med forskjell i kornstørrelse og mineralogi.

På kartet er det skilt ut to hovedtyper: massiv middelskornet- og massiv finkornet grønnstein. Områder hvor puteformige strukturer er observert, er markert ved spesielle symboler.

a) Massiv, middelskornet grønnstein i det sentrale gruveområdet.

Den er på kartet skilt ut som "Middelskornet grønnstein, metagabbro".

I N grenser den med tilsynelatende konkordans mot intraformasjonal leirsteinbreksje, i W og S begrenses den av en tektonisk sone (skjærsone), bortsett fra en kort strekning fra Wards gruve (777603), 400 m SW-over til området ved Consulens ganger (774601), hvor den grenser mot kalksandstein. Grensen mot leirsteinbreksjen er ikke blottet og konklusjonen om konkordans er basert på det fremkomne kartbildet. (se p. 38)

Grensen mot kalksandstein er blottet i utgangen av Hoskins gruve (776602). På selve grenseflaten går det en ca. 3 m mektig kvarts/kalkspat-gang. Grønnsteinen er her relativt finkornet, mens man i kalksandsteinen ikke kan påvise noen forandring i kornstørrelse eller struktur. Kalksandsteinen har i denne lokaliteten ikke utviklet noen synlig lagdeling og man kan derfor ikke avgjøre om det er konkordans i detalj. Det generelle strøk og fall i sedimentene tyder imidlertid på at det er konkordans.

Kornstørrelsen for grønnsteinen avtar mot grensene, i de E-ligste blotningene (mot fjorden) kan korn på 2 - 3 mm

skilles ut. Bergarten er her ganske lys grønn og på forvitret overflate, hvor forskjell mellom lyse og mørke mineraler trer tydelig frem, (på grunn av at plagioklas har nesten hvit forvittringshud) kan man se at de lyse mineralene dominerer i mengde over de mørke.

Mineralsammensetning og tekstur.

Bergarten er holokrystallin, hypideomorf jevnkornet, retningsløst kornet. Den har ophittisk struktur med listeformige plagioklaskrystaller delvis innesluttet i krystaller av amfibol. (se fig. 11.)

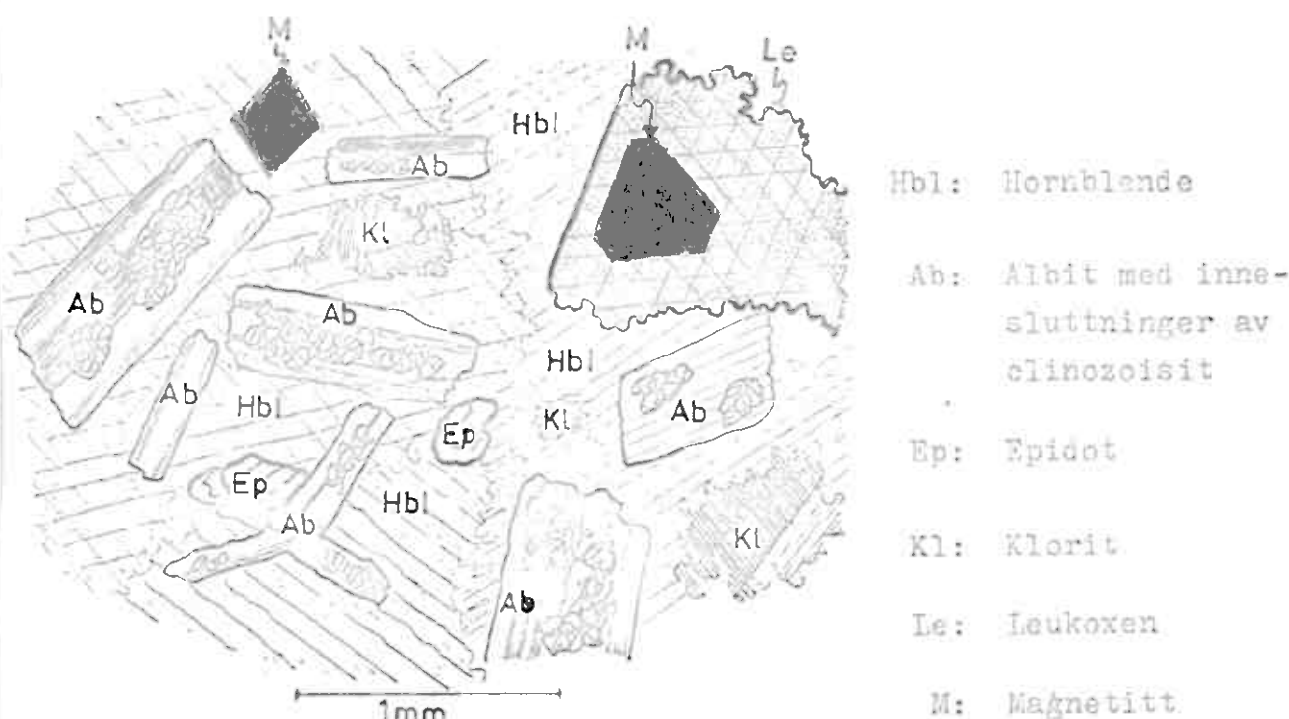


Fig. 11. Ophittisk tekstur i middelskornet grønnstein.
(lok. 784608)

En prøve tatt i de mest grovkornede partier er middelskornet (BRYHN, 1966, p.6) med plagioklaslister opp til 5 x 1 mm, gjennomsnittlig 2 x 0,5 mm, amfibol opp til 4 mm, gjennomsnittlig 2 - 2,5 mm.

I grensesonen er plagioklaslistene gjennomsnittlig $0,7 \times 0,15$ mm, amfibolen ca. 1,5 mm.

Modalanalyse:

	Grensefacies (lok. 781612)	Grovkornet (lok. 784609)
Plagioklas	42,9%	40,4%
Amfibol	20,0%	24,6%
Epidot/clinozoisit	21,2%	18,6%
Klorit	13,0%	3,2%
Acc. Leucoxen	3,4%	5,0%
Magnetit	0,6%	2,2%
Apatit	x	x
Kobberkis	x	x
Svovelkis	x	1,4%

X = spor

Plagioklas. Hypideomorfe lister. Fargeløs, men "grumsete" på grunn av små inneslutninger av clinozoisit. Alle kornene har tvillinglameller etter albitloven. Lysbrytning $< 1,535$ i alle snitt. Lav dobbeltbrytning. Maks. utslukning i den symmetriske sonen er 15° . Utslukning målt $\perp Z$ mot spor av (001) er 20° . $2V_x = 104^\circ$. Dataene viser at plagioklasen er en An_4 , dvs. albit.

Albit har tett med inneslutninger av clinozoisit og også noe klorit.

Amfibol. Ekvidimensjonale fibrige korn (avhengig av orientering) som fyller mellomrommene mellom plagioklaslistene. Fibrige korn har velutviklet prismatisk kløv, snitt $\perp C$ viser amfibolers karakteristiske 2-kløvretninger som danner ca. 60° med hverandre.

Grønnfarget med tydelig pleokroisme: X = gul-grønn, Y = olivengrønn til gressgrønn, Z = blålig grønn.

$n_z = 1,662$. Middels dobbeltbrytning, overgangen 1. - 2. ordens interferensfarger. Positiv elongasjon.

$2V_x = 68^\circ$. $Z \wedge C = 16^\circ$.

Dataene er ikke entydige iflg. diagrammene i TROGER,

men passer best for en hornblend e. *aktivolit?*

Hornblendene har inneslutninger av klorit.

Epidot/clinozoisit. Forekommer både som små korn eller aggregater av korn innesluttet i albit, og som større (opp til 1,5 mm) enkeltstående korn. Krystalliserer i hypideomorfe, equidimensjonale, fargeløse krystaller med meget høyt relieff. Perfekt kløv parallelt (001) svakere utviklet etter (100). Små inneslutninger i albit viser blålige anomale interferensfarger, de store krystallene har middels dobbeltbrytning med 2. ordens farger. Optisk 2-akset med stor aksevinkel. Funnet å være både optisk positiv og negativ. De negative kornene har gjerne et blek-gult fargeskjer. Optisk fortegn og farge tyder på at epidotens sammensetning ligger på overgangen mellom en c l i n o - z o i s i t og en p i s t a c i t (TROGER, p. 45), når det gjelder de grovere kornene. Inneslutningene i albit er fargeløse med lavere dobbeltbrytning og er derfor c l i n o z o i s i t.

Klorit. Forekommer som enkeltstående, fibrige krystaller eller som aggregater av små, fibrige korn.

Varierende kornstørrelse, men gjennomgående liten (under 0,5 mm). Pleokroisme: Z og Y = lys grønn, Z = fargeløs. Lysbrytning: $1,61 < n_Y < 1,62$. Elongasjonen negativ, optisk positiv. Lav dobbeltbrytning med anomale interferensfarger: brungrønne til grågrønne. Etter diagrammet på p. 91 i TROGER, bestemmes kloritten til å være Mg-p r o k l o r i t.

Klorit er innesluttet i albit som små uorienterte fibre. Innesluttet også i amfibol og vokser da på tvers av prismekløven i de fibrige kornene.

Leucoxen. Pseudomorfose etter sammenvoksningskrystaller mellom ilmenit og magnetit, (MOORHOUSE 1959, pp. 243-44) hvor ilmenit er omdannet til leucoxen og magnetit er lutet ut og rekrystallisert som euhedrale oktaedriske krystaller enten i assosiasjon med leucoxen-pseudomorfone og delvis innesluttet i disse eller fordelt rundt i grønnstein. Opprinnelige avblandingslameller tegner seg som et triangulært mønster i leucoxen-massen.

Leucoksen er lys grå-hvit i påfallende lys og grå-brun i gjennomfallende. Meget høyt relieff og ekstremt høy dobbelbrytning.

Acc. Apatit. Ideomorfe stenglige eller sekskantede krystaller. Fargeløse. Høy lysbrytning, lav dobbeltbrytning. 1-akset negativt.

Magnetit. Euhedrale krystaller med triangulært eller rhombisk tverrsnitt. Forekomststørrelse: se leucoksen.

Svovelkis. Ved bruk av lupe på tynnslipet er observert 3 messinggule, euhedrale krystaller. Skilt fra kobberkis ved noe lysere farge og habitus.

Kobberkis. Små uregelmessige, messinggule korn.

Klassifikasjon og geologisk tolkning.

Den ophittiske tekstur tyder på at bergarten er en omvandlet basaltisk eller gabbroid bergart hvor opprinnelig pyroksen er gått over til fibrig amfibol (uralitt) og basisk plagioklas er saussurittisert. Ved denne omvandlingen er plagioklasens krystallform beholdt og det er dannet listeformige aggregater av albit og clinozoisit/epidot.

Forholdet mellom felsiske og mafiske mineraler kan derfor andees å tilsvare utgangsbergarten og en klassifikasjon av utgangsbergart basert på farge-indeks er relevant.

Iflg. modalanalysen har grønnsteinen ca. 60 - 63% felsiske mineraler (feltspat og clinozoisit/epidot) og altså 37 - 40% mafiske. Det er vanlig å sette skille mellom gabbroide og diorittiske bergarter ved et innhold av mafiske mineraler på ca. 40%. (MOORHOUSE 1964, STRECKEISEN 1955) Den foreliggende bergart skulle derfor ligge på grensen mellom disse. En nøyaktigere klassifikasjon krever kjennskap til opprinnelig plagioklas og pyroksens sammensetning og kan derfor selvsagt ikke foretas.

En vurdering av ekstrusjons-/intrusjonsforhold på grunnlag av kornstørrelsen alene er usikker, men bergarten i de sentrale deler er middelskornet (BRYHN 1966, p.6) og kornstørrelsen er derfor vesentlig større enn i de grønnsteiner innen området som er tolket som ekstrusive.

At denne bergartens begrensnings for det neste er beti-

nget av sekundære tektoniske forhold, vanskeliggjør et studium av eventuell kontaktomvandling, men følgende teksturer og mineralomvandlinger kan gi visse holdepunkter:

I nord grenser grønnsteinen mot sedimentære leirsteiner (intraformasjonal leirsteinsbreksje) med "normal" grense. Det er i disse bergartene registrert et markert høyere innhold av biotit enn i sedimentene lenger N og W. Den forekommer som små tavler med vilkårlig orientering, slik at i stedet for å forårsake en skiffrighet i bergartene pga. parallellorientering av biotit-flak, (som er vanlig i regional-metamorfe bergarter) ser de ut til å binde den sammen til en tett, relativt massiv bergart. (Sericitfibrene er derimot orientert parallelt med båndingen i bergarten.)

Skulle biotiten være dannet ved den regionale metamorfose, ville man forvente et langt høyere innhold av biotit også i de pellittiske sedimentene W-for (gråvakke og fyllitter), men her er bare spor etter metamorf biotit.

Grønnsteinen har også "normal" grense mot kalksandsteinen (lok. 7766 2), og det er nevnt at man her feltgeologisk ikke finner variasjoner i kornstørrelser eller struktur i sedimentbergarten. I mikroskopet er det imidlertid registrert en utstrakt rekrySTALLISASJON av kvarts og også muskovits forekomstnåte i relativt store, euhedrale tavleformede krystaller uten foretrukken orientering, kan tyde på at også for dette mineralet er det foregått en rekrySTALLISERING og konsentrasjon av f.eks. mer finkornede glimmerkorn eller leirmineraller.

Da tilsvarende fenomener ikke kan observeres i andre bergarter i området med lignende mineralinnhold, kan dette neppe skyldes regionalmetamorfosen.

Det er derfor sannsynlig at denne lokale økning av biotitinnholdet, og rekrySTALLISERINGEN av kvarts og lyse glimmer, skyldes en lokal forhøyelse av temperaturen f.eks. forårsaket av intrusjon av et magma.

Den middelskornige grønnsteinen i det sentrale gruveområdet tolkes derfor som en omvandlet intrusivbergart av opprinnelig gabbroid eller diorittisk sammensetning.

I det følgende betegnes denne grønnsteinen **m e t a g a b b r o.** (jfr. ZENZEN 1916)

b) Massiv, finkornet grønnstein i det sentrale gruveområdet.

Av det som på kartet er skilt ut som "massiv, finkornet grønnstein" er det foretatt mikroskoperingsanalyser og detaljbeskrivelse bare fra den "enheten" som ligger N og W-for kalkskifrene og grenser mot disse. Det som ligger utenfor, de linseformede kroppene S for Møllerelva og de langstrakte horisontene N for den, er bestemt makroskopisk.

Det er vurdert om linseformen kan skyldes tektoniske avsnøringer av opprinnelige langstrakte horisonter. Pga. blotningsgraden kan dette ikke avgjøres med sikkerhet, men fyllit og skifre mellom linsene er ikke spesielt oppknaust i de blotningene som finnes.

På kartet er det skilt ut områder med konsentriske strukturer som er tolket som pute-strukturer (se fig. 12) og som viser at i det minste en av de langstrakte horisontene representerer en ekstrusiv, dvs. en lava.

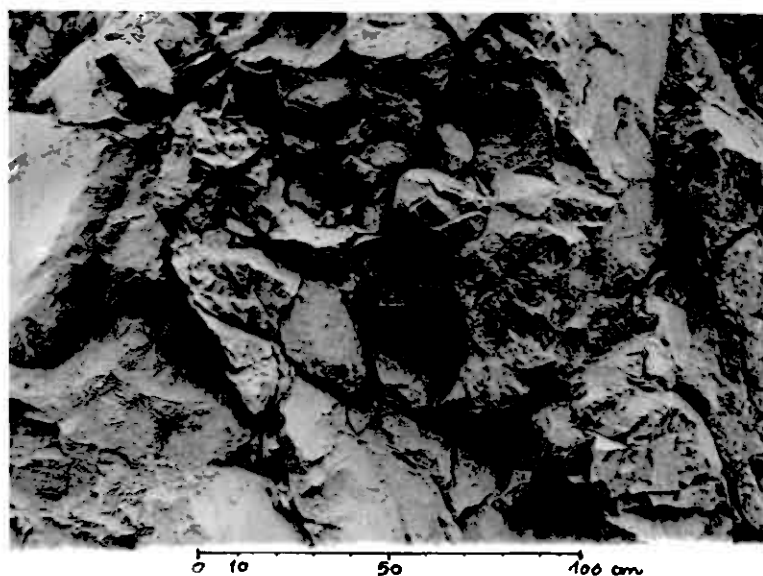


Fig. 12. Konsentriske strukturer i finkornet grønnstein.
Pillow-lava? ✓
(lok. 797617)

Grønnsteinen som befinner seg tektonisk ovenfor ("innenfor") den inntegnede skjersonen regnes for å være skjøvet noe mot SE (se fig. 29), men kan korreleres med grønnsteinsnivået over kalkskifrene, idet den i ligg grenser mot de øverste deler av kalkskifrene med skarp grense.

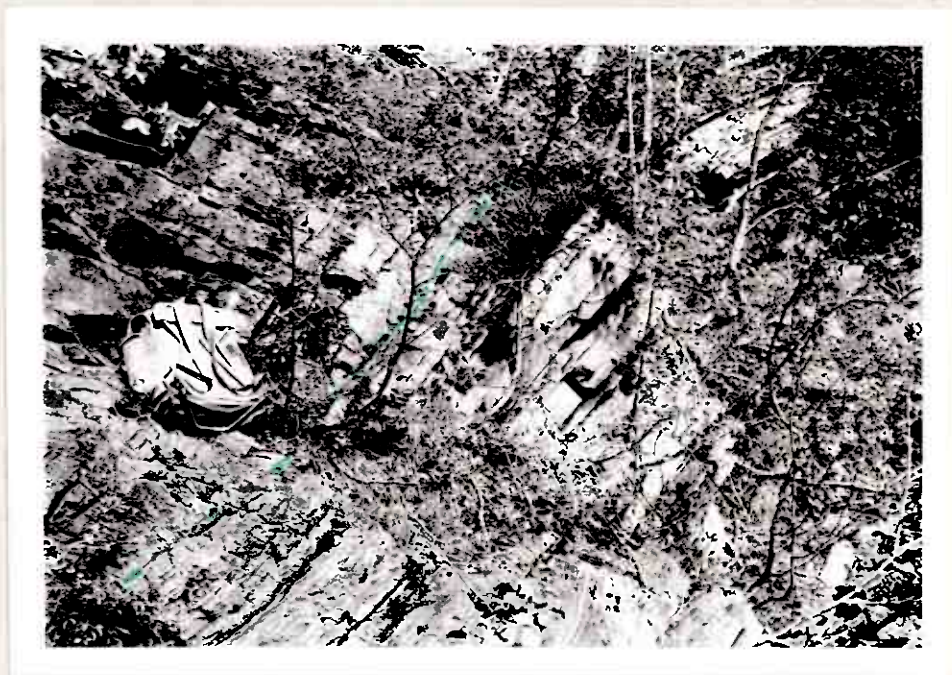


Fig. 13. Grensen grønnstein i heng - kalkskifer i ligg. Grenselinjen er inntegnet.
(lok. 776603)

Dette betyr at grønnsteinene som er skilt ved skjersonen i området rundt lok. 779613 og lok. 774601, tilhører samme nivå.

Grensen mot sedimentære og pyroklastiske bergarter er for det meste konkordant også for de linseformede kroppene. Lokalt er det imidlertid observert diskordanser mellom skifrihet i sedimentene og grønnstein i blotninger av størrelsesorden 1 -

10 meter (se fig. 14).



Fig. 14.

Diskordans mellom grønnstein (i heng) og skifer. Grenselinjen er inntegnet. Avst. I = ca. 3 m (lok. 785590)

Fyllitter og skifre blir inn mot grensen av enkelte av grønnsteinenstette og harde (hornfels) i en smal sone (1 - 3 m.). Dette tyder på at det har foregått en viss kontaktonvandling da den vulkanske bergart kom på plass. I mikroskopet lar det seg ikke gjøre å identifisere alle mineralene, men det sees at skifren i denne kontaktsonen har et markert innhold av meget fine fibre av en lys grønn b i o t i t, som delvis er orientert på tvers av foliasjonen. Kvarts og feltspat er rekrystallisert til en flintaktig felsittisk grunnmasse.

Slik kontaktonvandlet skifer er tidligere kalt "cedarit" eller "kornkvarts". ZENZEN (1916) kaller dem "adinoler".

Kornstørrelsen for grønnstein avtar mot grensene.

Mineralsammensetning og tekstur.

Bergarten er finkornet, panhypideomorf jevnkornet, retningløst kornet. Strukturen er ophittisk til subophittisk: lister av saussurittisert plagioklas med aggregater av fibrøse amfibolkrystaller i mellomrommene.

Modalanalyse:

Slip nr. Lok.	1 775605	64 775597	65 778607	66 776603	67 775603
Amfibol	50%	48%	48%	54%	52%
Plagioklas	19%	36%	32%	9%	14%
Clinozoisit	23%	6%	1%	27%	24%
Klorit	5%	7%	14%	9%	6%
Leucoxen	2%	2%	5%	1%	3%
Ilmenit	1%	1%	x	x	1%
Apatit	x	x	x	x	x

X = spor

Amfibol: Korn orientert parallelt med c-aksen danner fibrige stengler. Korn orientert loddrett på c-aksen er equidimensjonale og viser to kløvretninger som danner 60° med hverandre.

De fibrige kornene viser svak, men tydelig pleokroisme: $X \approx Y$ = blek olivengrønn, Z = blek blåliggrønn.

Lysbrytning i c-aksens retning (målt på kløvflak) = $1,662 (n_2)$, loddrett på denne = $1,655 (n_1)$, maks. $Z' \wedge c = 13^\circ$. Iflg. PARKER (1961) er dette en hornblende hvor 25 -30% Mg er erstattet med (Fe^{++} , Mn, Ti). $2V_x$ målt på U-bord ga 71° , som stemmer bra med en amfibol av denne sammensetning. (TRÖGER p. 77) Optisk negativ, middels dobbeltbrytning.

Isolerte korn har skarpe korngrenser som danner tilnærmet rette linjer, men hvor to amfibolkorn støter mot hverandre utvikles en diffus og uregelmessig sammenvokningsflate. Den vokser tildels inn i de listeformede plagioklaskornene, (dvs. på tvers av korn grensen).

Til forskjell fra amfibol i metagabbro, har amfibolen i denne typen grunnstein mer fibrig habitus, hvilket er vanlig i finkornige varianter. (MOORHOUSE, 1964)

Amfibolen er delvis omvandlet til kloritt.

Diffuse inneslutninger av olivengrønn til fargeløs biotit.

Plagioklas. Listeformige krystaller, 1 mm. lange, forholdet lengde/bredde er gjennomsnittlig 3/1 til 4/1. De fleste korn viser tvillinglameller etter albitloven.

Utslukning $\perp X$ målt til 16° . Lysbrytning meget nær canadabalsam i de fleste snitt, men også funnet å være mindre.

Utslukning på kløvfragmenter mot (010) målt til 18° .

oligoklas

Sammenholdt viser dette at plagioklas er en a l b i t. I alle de mikroskoperte prøvene har albit inneslutninger av clinozoisit, men mengden varierer meget fra slip til slip. I prøver med lavt clinozoisit-innhold finnes klorit som inneslutninger i albit.

Klorit. Aggregater av fibrige korn eller som enkeltstående korn innesluttet i amfibol og plagioklas.

Grønnfarget med tydelig pleokroisme. Det finnes både optisk positive og negative kloritter, og det er en klar sammenheng mellom de optiske fenomenene for de to typene:

1. Optisk positiv. Negativ elongasjon (se p. 17).

Pleokroisme: X = Y = blek blågrønn, Z = lys gulgrønn, nesten fargelos. Grønnebrune, anomale interferensfarger (lav dobbeltbrytning).

2. Positiv elongasjon, optisk negativ. Pleokroisme: X = lys gulgrønn, nesten fargelos. Y = Z = blek blågrønn. Violette til blålige interferensfarger.

En kloritkrySTALL kan inneholde sjikt av både type 1 og 2 og man registrerer også overgangstyper, som viser seg ved at dobbeltbrytningen er 0 (sorte i snitt klevflakene under dreining). Den høyeste lysbrytning på klevflakene (målt i pulverpreparat) varierer mellom 1,61 og 1,64 og er i alle retninger større enn 1,60. Dette viser at det ikke kan være en Mg-klorit, (pennin-klinoklor) hvilket også fargen indikerer, men at den må tilhøre proklorit - thuringit-rekken. (TRØGER, 1959 p. 91)

De to typene klorit representerer derfor bare en variasjon i substitusjonen $Mg-Fe^{++}$ i en kontinuerlig blandkrySTALL-rekke (proklorit-rekken).

Clinozoisit/epidot. Forekommer vesentlig som meget små (submikroskopiske) equidimensjonale korn eller aggregater av korn innesluttet i albit. Fargelos. Anomale blålige interferensfarger. = clinozoisit.

Danner også større, frittstående korn, hvor noen er fargeløse, mens andre er svakt gulfarget med antydning til pleokroisme. De fargeløse kornene er funnet å være optisk positive, de andre optisk negative.

Iflg. diagrammet på p. 45 i TRØGER og beskrivelsen på p. 43, er de små inneslutningene clinozoisit, mens de større individene både er clinozoisit og pistasit.

Sannsynligvis har de en sammensetning som ligger nær overgangen mellom disse to variantene, (definert ved endring i optisk fortegn) og representerer variasjoner i Fe- og Al-substitusjonen.

Leucoxen. Som uregelmessige masser rundt allotriomorfe korn av ilmenit, dvs. en randomvandling av dette mineral. Der hvor all ilmenit er omvandlet, står det igjen aggregater av nyreformede leucoxen-pseudomorfer (spherulitter) etter ilmenit-krystaller.

Ilmenit. Bare som spor i kjernen av leucoxen. Mørke korn med saturert korabegrensning. Ikke magnetisk.

Klassifikasjon og tolkning.

Ophittisk til subophittisk struktur er også i denne fin-kornige typen grønnstein fremtredende, men er noe mer "diffus", hvilket skyldes at amfibolen danner aggregater av små fibre som delvis vokser inn i plagioklaslistene i stedet for større krystaller som inneslutter plagioklaslister.

Hovedmineralene er de samme som i metagabbro, men forholdet mellom lyse og mørke mineraler varierer mellom 58 - 64% mafiske og 36 - 42% felsiske, dvs. et markert høyere innhold av mørke mineraler. Dette antyder at bergarten opprinnelig har hatt basaltisk sammensetning og at den er uralittisert og saussurittisert.

Forskjeller i mineralogi kan også registreres. Klorit har et høyere innhold av Fe^{++} som gir seg til kjenne ved blålige anomale interferensfarger.

Av ertemineraler forekommer utelukkende ilmenit (omdannet til leucoxen), mens man i metagabbro fant leucoxen-pseudomorfer eller ilmenit-magnetit og rene magnetit-krystaller.

En vurdering av problemet ekstrusjon/intrusjon på grunnlag av kornstørrelse gir riktignok bare indisier, men på grunnlag av en prøve av putelava (797617), som viser at kornstørrelsen i en relativt sikker ekstrusiv er vesentlig mindre (gjennomsnittlig lengde for plagioklaslistene, som her er meget tynne (lengde/bredde opp til ca. 10/1) er ca. 0,3 - 0,4 mm) antas at grønnsteinshorizonten som ligger over kalkskifrene representerer en intrusiv (muligens daggår). Linseformen på flere av grønnsteinene i den S-lige del av feltet, med hornfelddannelse i tilgrensende skifre, viser at disse er intrusive.

Formen på grønnsteinsenheter i den N-ligste del av feltet (N for Møllarelva) tyder på en ekstrusiv opprinnelse også for de enhetene som ikke har pute-strukturer, men dette er ikke undersøkt.

c) Grønnsteiner i skjærsonen. Dislokasjonsmetamorfose/-metasomatose.

I flere grønnsteinsblotninger registreres en intens oppsprekking av bergarten som har resultert i breksjestructurer med 2 -3 cm bruddstykker av grønnstein skilt ved filmer av klorit. ZEMZEN (1916) kaller det "in-situ-breksje". Flere av sprekken viser glidestriper. Oppsprekkingen og knusningen kan være så intens at bergarten kan kalles nylonitt.

Man finner oftest en gradvis overgang mot massiv, udeformert grønnstein.

Den regionale utbredelse av denne type tektonisert grønnstein er vanskelig å klarlegge fordi den skifter karakter fra blotning til blotning, men alle de lokaliteter hvor den er funnet, dekker av de steder på kartet hvor den inn-tegnede skjærsonen "går i grønnstein". Denne skiftningen i karakter består i en veksel mellom breksje-typer, smalere nylonittiske soner eller en eller flere mer eller mindre parallelle sprekker med velutviklede glidestriper, som viser at den tektoniske spenning er utløst på forskjellig måte.

En generell beskrivelse av og begrunnelse for den inn-tegnede skjærsonen hører inn under kapitlet om tektonikk, her skal bare beskrives de teksturelle og mineralogiske forandringer som kan registreres i grønnsteiner innen denne sone.

Mikroskopbeskrivelse.

Det er blant de prøver som regnes for å høre til skjærsonen flere teksturelle og mineralogiske varianter, som har gitt opphav til teori om en sonering innen sonen.

Dette bygger vesentlig på et prøvetatt profil over Carl Johan-gangen (774597) som er det eneste stedet hvor de topografiske forhold gjør det mulig å få tatt relativt kontrollererte prøver av grønnstein i heng til sonen (skjærsonen "skjærer toppen av" en spiss kulle) og i ligg. Beskrivelsene bygger også på andre lokaliteter.

- I Sone med sterkteste mekaniske deformasjon. Breksje og tildels mylonitt. Sekundære mineraler.
- II Sone med noe tektonisk påvirkning, men hovedsaklig mineralogiske forandringer (hydrotermalømvandling?).
- III Sone med hydrotermalømvandling og avsetning av kvarts og kalkspat. Lite mekanisk deformasjon.
- IV Sone med ophittisk tekstur og metabasaltisk "mineralogi", men en del klorit-ømvandling av amfibol og mangel på clinoisit. Sonen går gradvis i upåvirket metabasalt.

Sone I:

Retrogranulær bergart. Panallotriomorfe med kataklastisk til protoklastisk struktur. Mikrobreksje eller mylonitt. Granulasjon langs korngransene. Bergarten er uorientert og gjennomgående meget finkornet.

Man kan i mikroskopet skille ut følgende mineraler:

Kalkspat. Fyller opp mellomrommene mellom mineralkorn og sprekker innen kornene. Også på sprekker i selve bergarten. Allotriomorfe, equidimensjonale korn.

Kvarts. Allotriomorfe, equidimensjonale korn. Viser undulierende utslukning.

Serpentin. Forekommer både som "silky" fibre og som små allotriomorfe, equidimensjonale korn. Blek grønne med svak pleokroisme. Fibrene har positiv elongasjon og rett utslukning. Lav dobbeltbrytning, men høyere enn klorit.

Klorit. Grønne fibre eller aggregater av fibre med tydelig pleokroisme. Anomal grå-grønn dobbeltbrytning og negativ elongasjon (optisk positiv) viser at kloriten er en *g r o e h a u i t*.

Epidot. Equidimensjonale korn med meget høyt relieff og middels dobbeltbrytning. Noen korn er svakt gule og viser antydning til pleokroisme. Er bare observert i slip fra breksje i nærheten av grensen mot middelskornet metagabbro.

Talk. Fargeløse flak eller fibre med positiv elongasjon. Optisk negativ og liten aksevinkel.

Biotit. Fibre eller tavler med sjiktlev. Pleokroittisk: X = blek gulbrun, Y ≈ Z = olivengrønn eller

olivenbrun (varierer fra slip til slip).

Leucoxen. Gråbrune masser med meget høy dobbeltbrytning. Som pseudomorfer etter ilmenit-magnetit-avblandingskrystaller (se p. 45) eller som nyreformede masser.

Rutil. Finnes sammen med leucoxen og på samme måte, dvs. som submikroskopiske korn eller aggregater av korn i en semiopak masse. Meget høyt relieff og dobbeltbrytning. Skilles fra leucoxen ved honninggul farge i gjennomfallende lys.

Magnetit. Euhedral krystallform delvis bevart, men endel brutt i stykker.

Pyrit. Som relativt store (2 - 3 mm) euhedrale krystaller (kuber). Viser ikke tegn til tektonisk deformasjon.

Plagioklas. Relativt store korn er brutt opp i mange små, som stort sett har samme orientering, men noen av bitene er "snudd". Sprekkene mellom små-kornene er gjerne fylt med kalkspat. Utslukningen er i noen korn undulerende og tvillinglamellene er bøyde.

Glaucophan. I to av prøvene, fra lok. 774599 og 776597 forekommer en amfibol med en spesiell pleokroisme: X = fargeles, Y = violett og Z = ultramarin. Den forekommer enten i sammenvoksning med en aktinolitisk hornblende av tidligere beskrevet type, som inneslutninger med samme optiske orientering eller som randsoner i en rekrystallisert fargeles amfibol med skjev utslukning og optisk negativ, hvilket indikerer en tremolit. Også her er det optisk kontinuitet. Det synes altså som om det har foregått en avblanding mellom en alkaliamfibolfase og en tremolittfase.

ERNST (1957) har undersøkt stabilitetsforholdene for glaucophan og funnet at høye trykk ikke alltid er nødvendig for dens dannelse, i motsetning til tidligere antagelser, hovedsaklig basert på glaucophans forekomst sammen med jadeit i glaucophan-skifre, om at den skulle være et typisk høytrykksmineral. Det kjemiske miljø er en medvirkende faktor.

I RITEL (1966, p. 334) hvor dette arbeidet er referert, konkluderes det med at ".....(rare) "hypersodic" chemical compositions in metamorphism at relatively low (common) pressures and temperatures cause the formation of certain glaucophan-schists

and high deformation pressures favor the same formation when the original bulk composition is more "normal", that is not exceedingly sodic."

Grønnsteinene i Kåfjord anses ikke for å være spesielt natrium-rike, men det er i udeformert grønnstein observert alkali-rikere amfibol-varianter i sammenvoksning med hornblende.

Glaucophan i breksjesonen indikerer derfor en skning av trykket, men representerer ikke nødvendigvis pT-forhold tilsvarende glaucophanskifer-facies.

I området ved Gabrielsnes (778597) og W-over mot riksveien er breksjestrukturen vel utviklet:



Fig. 15a.
Breksje i
grønnstein
ved Gabriels-
nes.
(lok. 777597)



Fig. 15b.
Detalj fra bildet
over. Innsirklet:
bruddstykke av
kalkskifer.

Sonen utgjør her grensen mellom sedimenter i heng og metagabbro i ligg, og det opptrer derfor fragmenter av begge typene bergart i en mylonittisk matriks med relativt høyt innhold av kataklastisk kvarts.

Sone II:

Kataklastisktekstur er fremtredende også her, men bergarten er ikke så heterogranulær som i sone I. Knusningen gir seg til kjenne ved en oppbrytning av plagioklas-krySTALLene som beskrevet for plagioklas i sone I. Klorit viser tendens til foretrukken orientering.

Mineralogien innen sone II er enklere enn i sone I, men det kan registreres forandringer fra udeformert grunnstein som synes karakteristiske:

Amfibol finnes ikke, de mafiske mineralene utgjøres av klorit og tildels biotit eller talk. Epidot/clinozoisit er også karakteristisk fraværende i denne sonen. Dens forekomstmåte som inneslutninger i plagioklas er erstattet av klorit eller biotit.

Klorit. Finnes som egne krystaller eller innesluttet i albit. Den er grønnfarget, pleokroittisk, optisk positiv og har grå og grøngrøne anomale interferensfarger, hvilket betyr at dens sammensetning tilsvarende grochault eller Mg-proklorit.

Biotit og talk. Begge er assosiert med klorit, men ikke observert i samme prøve. Brun biotit erstatter delvis klorit som inneslutninger i albit i en av prøvene.

Kvarts og kalkspat. Disse utgjør en betraktelig mengde. Fyller opp sprekker i og mellom mineraler og finnes også fordelt rundt i bergarten som isolerte krystaller eller aggregater av krystaller. Kornene er allotriomorfe, equidimensjonale.

Ilmenit/magnetit. Forekommer på samme måte som i sone I. Buhedrale svovelkis-krystaller og uregelmessige kobberkis-korn fyller, sammen med kvarts og kalkspat, sprekker i bergarten.

Sone III:

Ophittisk tekstur trer etter hvert tydelig frem. Plagioklaslistene består av albit med kloritinneslutninger og mellomrommene utgjøres av klorit (dvs. det finnes fortsatt ikke amfibol eller clinozoisit).

Sprekker og hulrom er fylt med kvarts og kalkspat. Kis-mineraler opptrer som i sone II.

Sone IV:

Overgang mot udeformert grønnstein: ophittisk til subophittisk tekstur. Amfibol (kloritomvandlet) og clinozoisit-inneslutninger i albit blir vanligere. Kalkspat og kvarts finnes bare på sprekker i bergarten og trenger sjelden inn mellom korngransene og på sprekker i mineralene. Klorit viser tendens til høyere Fe-innhold, dvs. den nærmer seg Fe-proklorit i sammensetning.

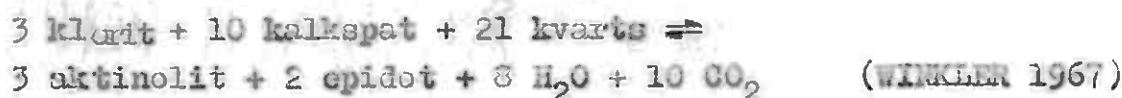
En slik soneinndeling er svært skjematisk og belegget for det er noe tynt, idet det på grunn av skjærsonens uensartethet i forskjellige lokaliteter er vanskelig å vite i hvilket nivå i forhold til f.eks. sonen med maksimum mekanisk deformasjon man befinner seg. Det er imidlertid tatt prøver fra forskjellige lokaliteter som har disse sonenes karakteristika, og like prøver har en tendens til å ligge i samme nivå i relasjon til udeformert grønnstein.

Tolkning.

I tillegg til den mekaniske nedbrytning av den ophittiske struktur som grønnstein i skjærsonen fremviser, kan det altså også registreres mineralogiske forandringer, av hvilke de følgende er de mest iøyenfallende:

- 1) amfibol og clinozoisit/epidot forsvinner
- 2) mengden av klorit øker
- 3) kvarts og kalkspat utgjør en betydelig del av bergarten

Under en regional metamorfose antas følgende reaksjon å finne sted i grønnskiferfacies:



Likevektsbetingelsene for denne reaksjonen er ikke eksperimentelt undersøkt, men generelt kan det antas at en økning av aktiviteten H_2O og CO_2 vil favorisere et reaksjonsforløp mot venstre. Dette vil i så fall medføre nettopp de mineralforandringer som er beskrevet ovenfor.

En teori for forklaring av de observerte mineralomvandlinger forutsetter derfor at mobiliteten og følgelig aktiviteten av komponentene H_2O og CO_2 øker i den tektoniserte sonen og så mye at clinozoisit/epidot og aktinolit blir ustabile og gir opphav til klorit, kalkspat og kvarts. (se kap. om malmgeologi p. 106)

Tre typer metamorfose er funnet å ha omvandlet bergartene i Kåfjord:

1. Regionalmetamorfose
2. Kontaktmetamorfose
3. Dislokasjonsmetamorfose

1. Regionalmetamorfose.

Det er under beskrivelsen av middelskornet grønnstein pekt på at mineraler og mineralparagenoser i de nærmeste omliggende bergarter antyder at den er en intrusiv metagabbro. Forholdet ble klarlagt på et sent stadium av undersøkelsen og de prøver som er tatt, hovedsaklig innen det sentrale gruveområdet, er derfor muligens mer eller mindre påvirket av kontaktomvandlingen rundt metagabbroen.

Enkelte prøver tatt i den N-ligste del av området, representerer derimot bergarter som sannsynligvis bare har vært utsatt for regionalmetamorfose.

Dessuten er metagabbroen selv bare påvirket av den regionale metamorfose (dislokasjonsmetamorfosen er begrenset og relativt kontrollerbar). Karakteristisk paragenese for metagabbro:

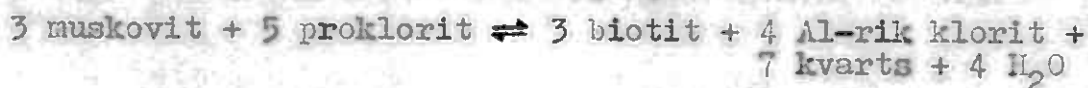
albit + clinozoisit/epidot + aktinolittisk hornblende + klorit

Assosiasjonen epidot-mineral/albit viser grønnskifer-facies i Barrovian type facies serie (B 1.1, B 1.2 eller B 1.3) eller kvarts-albit-muskovit-biotit-klorit-subfacies i Abukuma-type.

Undre grense for biotits stabilitetsområde markeres av overgangen B 1.1 til B 1.2.

I prøve av gråvakke tatt i lok. 776632, dvs. i NW-re hjørne av kartet og derfor perifert i forhold til metagabbro, finnes ikke spor av biotit. Klorit i denne bergarten er bestemt til proklorit, og klorit og muskovit danner skarp grense mot hverandre.

Følgende ligning markerer overgangen B 1.1 - B 1.2:



Mangel på biotit i gråvakke kan tolkes på to måter:

- I. Metamorfosen har ikke nådd opp i B 1.2.
- II. Sammensetningen av gråvakke representeres av et punkt i AFK-diagrammet som ligger i forbindelses-"området" mellom muskovit og klorit. (fig. 16 omr. I)

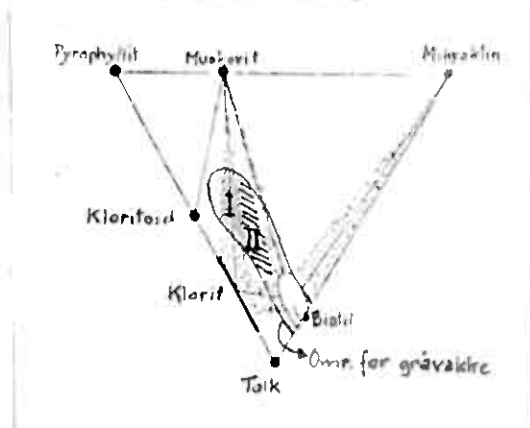


Fig. 16.

AFK-diagram for B 1.2 (WINKLER 1968). Skraverte områder: se tekst.

I prøve av gråvakke nærmere gruveområdet, lok. 772604, og i skifrene under (lok. 773604) finnes spor av biotit i assosiasjon med klorit og sericit. Dette kan likeledes tolkes på to måter:

- I. Bergarten befinner seg innen kontaktaureolen for gabbroen hvor temperaturen er hevet nok til at biotit dannes.
- II. Sammensetningen av gråvakken plottes i omr. II på fig. 16.

En kalkrik grønskifervariant tatt ved riksveien 3-400 m NE for Møllernes, består hovedsaklig av kalkspat og klorit. Denne mineralparagenesen er bare stabil i undre del av grønskiferfacies i Barrovian type facies serie, dvs. B 1.1, og er ikke representert i Abukumatype facies serie.

I bunnen av strossen i omr. 64 (lok. 776596) opptrer en lignende kalkspat - kloritskifer. Denne lokalitet ligger nær metagabbro, men den tidligere omtalte skjærsone går mellom skiferen og metagabbro, og det antas derfor, fordi det har foregått bevegelse etter skjærsonen, at avstanden opprinnelig har vært større.

Konklusjonen blir derfor: under den regionale metamorfose ble bergartene omvandlet under pT-forhold som tilsvarende den underste del av grønnskiferfacies under Barrovian type facies serie, dvs. B 1.1.

2. Kontaktmetamorfose.

Under diskusjonen om den middelskornige grønnsteinens intrusjons-/ekstrusjonsforhold, ble flg. punkter tatt som indisium på en ekstrusiv opprinnelse: *intrusiv?*

1. Biotit-innholdet i sedimentene er høyere i nærheten av grønnsteinen.
2. RekrySTALLISASJON av kvarts og muskovit i kalksandstein.

Likevekts-kurve for reaksjonen



er fremstilt i diagrammet på p. 24. Det fremgår her at under "normale" verdier for X_{CO_2} ($> 0,5$) skjer reaksjonen ved temperaturer over 450° ved 2000^2 bar, dvs. betingelser som eventuelt tilsvarende grensen mellom B 1.1 og B 1.2.

Denne reaksjonen har funnet sted i kalkskifrene i området W for Møllernes (se p. 35), og er der gått fullstendig over mot høyre. (Dolomitt og kvarts opptre ikke i samme prøve.) Dette betyr at temperaturen må ha overskredet 450° i dette området (under forutsetning av "normale" X_{CO_2} og p_f -betingelser). Det er derfor grunn til å tro at talk og kalkspat i disse bergartene er dannet under kontaktmetamorfosen.

Spesielle omvandlinger som følge av kontaktmetamorfose av den omkringliggende finkornige grønnstein, er ikke observert. Grønnsteinens plassering innen ACF-diagrammet vil være i epidot - klorit - aktinolitfeltet og i en bergart med en slik kjemisk/mineralogisk sammensetning kreves pT-forhold tilsvarende hornblende - hornfelsfacies (dvs. over 540° ved 2000 bar), for å gi markerte endringer i mineralogi. Gabbroen har derfor ikke frembrakt tilstrekkelig høye temperaturer og trykk til å gi disse endringene. *ikke basalt?*

Det foreliggende materiale gir få holdepunkter for vurderingen av kontaktaureolens mektighet. To lokaliteter kan tjene som utgangspunkt:

Skifrene ovenfor veien ved Møllernes (lok. 789614) inneholder biotit. I tuffitt-serien 3-400 m mot NE er prøven med kalkspat - klorit - bergart tatt (se p.64). Dette betyr at yttergrensen for kontaktaureolen må gå i en avstand på mellom 550 og 800 m i horisontal retning fra metagabbro, hvilket representerer 450 og 700 m regnet loddrett på lagningen.

Mellom metagabbro og lokaliteten med biotit i gråvakke (lok. 772604, p.64) er avstanden loddrett på lagningen beregnet til ca. 500 m.

Alternativet til denne tolkningen om to typer metamorfose, kontakt- og regionalmetamorfose, som har overprentet hverandre, er vurdert: Den middelskornige grønnstein representerer en relativt "kald" bergart som ikke har forårsaket kontaktomvandling av omkringliggende bergarter. Biotit må i så fall være resultat av den regionale metamorfose, som derfor må ha overskredet B 1.1. De relativt Fe-rike klorittene tyder i tilfelle på at metamorfosen ikke har nådd opp i B 1.3-forhold hvor Mg-rike kloritter er stabile. (WINKLER 1968,p.102)

Kalkspat/kloritbergarten kan etter dette alternativ tolkes som resultat av en lokal retrograd metamorfose, f.eks. som en følge av hydrothermal aktivitet.

Teorier for rekrySTALLISASJON av kvarts og muskovit i kalksandstein som følge av den regionale metamorfose, må inneholde krav om spesielle strukturelle eller fysiske egenskaper (permeabilitet og/eller porøsitet) for denne bergarten som gjør at de aktuelle mineralene her er rekrySTALLISERT, mens de ikke er det i andre bergarter hvor også klastiske kvartskorn og muskovit er tilstede (f.eks. gråvakke).

3. Dislokasjonsmetamorfose.

I kap. II, punkt c, er beskrevet de mineralassosiasjoner som opptrer i breksjetyper av grønnstein, og gitt teorier for deres dannelse.

Som det fremgår av fig.23b på p.76 opptrer breksjestrukturer også i andre bergarter (sedimentære), men pga. utgangsmaterialets komplekse og variable sammensetning vil teorier om mineralogiske forandringer bli vanskelig kontrol-

lerbare og mikroskopbeskrivelser og analyser er derfor utelatt.

Relasjoner mellom de forskjellige typer metamorfose.

1. Måling av strøk og fall av sprekker i metagabbro viser at de har en sammenheng med det regionale foldemønster i området og at metagabbro derfor er intrudert før de siste faser av foldingen (diagram p.74).

2. I område 64 (lok. 776596) opptrer som nevnt (se p. 64) en kalkspat - klorit - skifer relativt nær metagabbro (ca. 150 m) og grunnen til at de ikke er kontaktomvandlet er forklart ved at bevegelse langs skjærsonen gjør disse skifrene alloktone i forhold til intrusiven og at avstanden opprinnelig har vært større. Dette innebærer at intrusjonen har skjedd før den tektoniske bevegelsen og altså at kontaktmetamorfosen også har skjedd før dislokasjonsmetamorfosen.

Tidsrelasjonen mellom dislokasjonsmetamorfosen og regionalmetamorfosen kan ikke avgjøres, da den regionale metamorfose-grad er så lav at de mineralassosiasjoner som opptrer i skjærsonen er stabile under regionalmetamorfosens pT-forhold.

Bergartene i Kåfjord er lite deformert og sekundære lineasjons-strukturer er derfor lite utviklet. Det er f.eks. ingen orientering av mineralene i grønnstein, og konglomerat-boller i Øvre Raipas sedimentene viser ingen utpreget tegn på strain. På den annen side er primære lagnings-strukturer tildels bevart.

Av malbare strukturelementer er det planstrukturer som er best utviklet i området. Det skilles mellom:

- Lagning (S_0): definert ved lithologiske variasjoner
(lag i kalk- og leirsedimentene, bånd i tuff- og keratofyrseriene)
- Skiffrighet (S_1): definert ved spaltning i parallelle flak i de finkornige leirsedimentene.
- Sprekker (S_2): særlig utviklet i grønnsteinene.

1. Folding.

På blokkdiagrammet over Alta (se p. 15) og profilet X - X" (vedlagt) er det antydnet at Undre og Øvre Raipas er foldet sammen i store, mot E hellende folder, med ca. NS-gående horisontale foldeakser.

Innen dette foldesystemet er det tegnet folder med mindre amplityde og "bølgelengde", men med samme akseplan-retninger som i de store foldene. De ansees for å være parasittfolder i hovedfoldesystemet (de SITTER 1958a). (De store foldene refereres heretter som 1.ordens folder og parasittfoldene som 2.ordens folder. (HILLS 1963))

1. ordens antiklinoriet innen Undre Raipas over Kåfjorden (se blokkdiagrammet) er fremkommet ved spredte målinger under rekognoseringer på halvøya Sakkobani og videre N-over langs riksvei E 6 mot Alta. En nøyere undersøkelse faller utenfor rammen av oppgaven.

2. ordens systemet er tegnet på grunnlag av en anti-klinal som ligger innenfor det kartlagte feltet og som kommer frem på det geologiske kartet.

Gruveområdet blir liggende i den W-lige sjenkel av 1.ordens antiklinoriet og også i den W-lige sjenkel av 2. ordens antiklinalen.

I området W for Møllernes er 2. ordens antiklinalen vel utviklet i kalkskifre og dolomitt, hvor ombøyningen av lagene kan sees direkte (går frem av fotopanoramaet). Folden er tegnet på vedlagte profil A - A'.

For grafisk fremstilling av denne folden, er plottet de strøk/fall-målingene som er gjort av S_0 -flater i kalkskifre og dolomitt innen rute 780610, dvs. i et område hvor folden ikke er brutt opp av forkastninger. Noen av målingene stammer fra de nærmeste E- og W-for-liggende skifre og fyllitter. Flg. diagram ble resultatet:

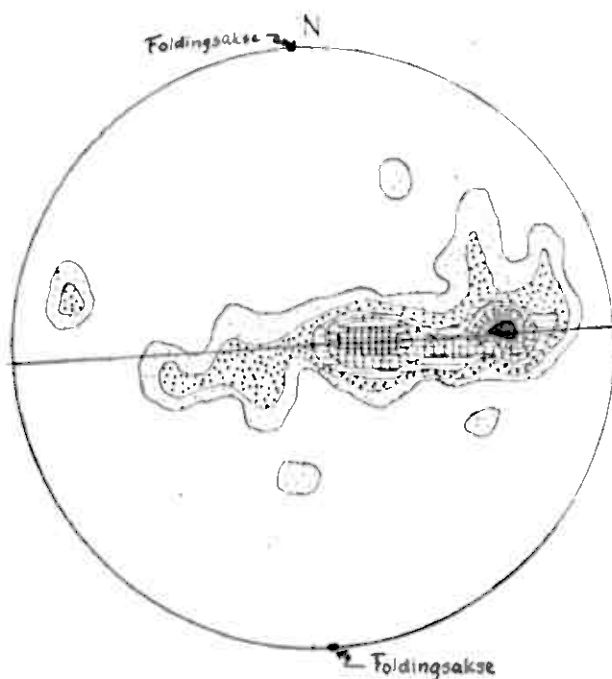


Fig. 17.

Ca. 50 målinger av S_0 -flater i kalkskifre, dolomitt og fyllit W og N for Møllernes. Konturer: 2-4-6-8-10-12-14% pr. 1% av arealet.

Det sees at S_0 -målingene definerer en horisontal foldingsakse med retning (strike) 175° (dvs. nær NS). Diagrammet viser også at folden er overbikket (lagene faller hovedsaklig mot W), lukket og angular (vinkelen mellom de to maksima, som representerer sjenklene i folden, er mindre enn 50°). Akseplanets strøk og fall må ligge mellom de to maksima og dette gir ytterverdiene: $5^\circ/25^\circ$ W og $5^\circ/50^\circ$ W.

W for Gabrielsne, ved Carl Johan gruve (lok. 774597), er det en tilsvarende antiklinal i kalkskifrene som også kan

spores i fyllittene lenger S. Det sees at antiklinalen her kiler ut mot S, hvilket må bety at foldingsaksen her faller mot S. Lagstillingen antyder også at dens "strike" har dreiet noe mot 10° E. Foldingsaksen for 2. ordens foldene er derfor undulerende om horisontal- og NS-retningen.

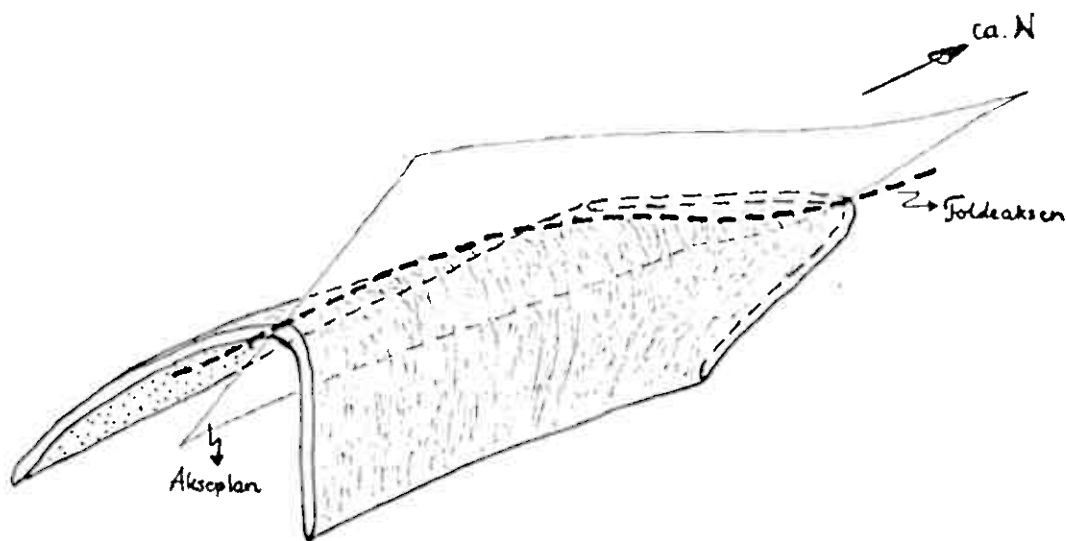


Fig. 18. Skjematisk skisse over 2. ordens antiklinalen i Kaffjord. Undulerende foldeakse.

I to lokaliteter er det observert mindre folder i kalkskifrene (amplityder på under 1/2 m).



Fig. 19a.
3. ordens folder
i kalkskifer.
(lok. 786616)



Fig. 19b. 3. ordens fold i kalkskifer.
(lok. 787612)

Foldeakser er målt til: $165^{\circ}/10^{\circ}$ fall mot SSE (lok. 786616, fig. 19a) og $NS/15^{\circ}$ fall mot S (lok. 787612, fig. 19b) dvs. retninger som er nær 2. ordens-akseretningene. Akseplanene for småfoldene har slakt W-lig fall og er derfor også sub-parallell med akseplanene for de større foldene. De er tolket som underordnede folder til 2. ordens systemet, dvs. 3. ordens folder.

I området N for Møllerelva er antiklinalen brutt opp av en foldeforkastning som, i hvert fall l. ngst nord, skjuler en del av lagrekken.

Den hyppige repetisjonen av identiske lag på E-siden av foldeforkastningen og deres likhet med lagene på W-siden, tyder på en isoklinal folding i dette N-lige området. (Ombøyninger kan ikke observeres direkte, og det er heller ingen markerte endringer i bergartenes strøk og fall.)

Fig. 20 gir et profil over lagrekken som viser hvordan de forskjellige enhetene kan tenkes koblet sammen.

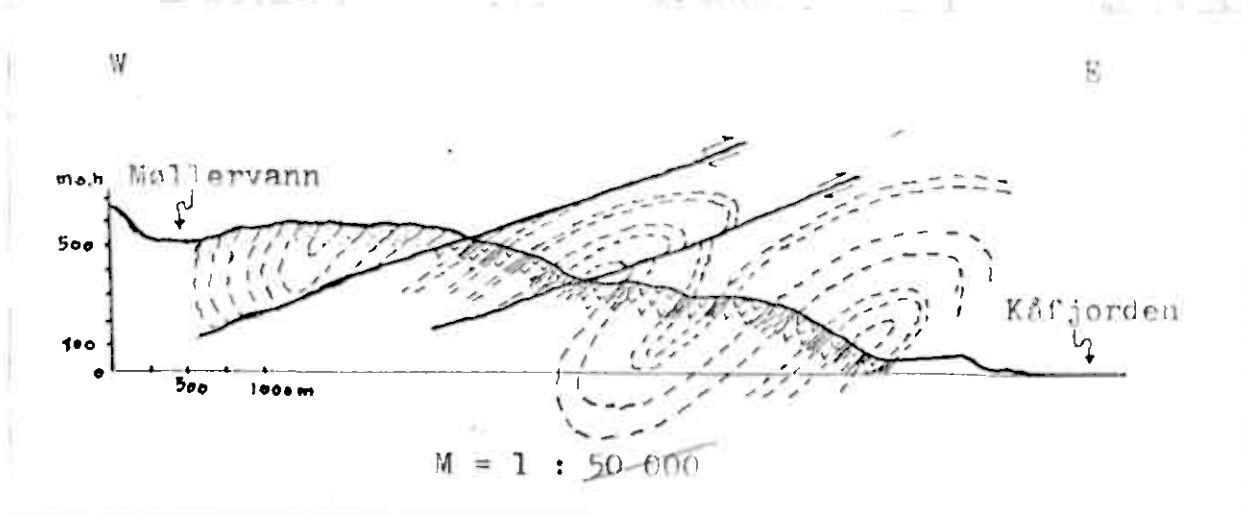


Fig. 20. Isoklinal folding og overskyvning N for Møllerelva. Profillinje: breddekoordinat 63 på det geologiske kartet.

Skifrichet (S_1).

Skifrichet i fyllitter, leirskifre og kalkskifre er vanligvis utviklet parallelt med lagningen i sedimentene. Dessuten er det i 3 lokaliteter observert en hyppig parallell-oppsprekking som står skjevt på lagningen og gir såkalt "falsk skifrichet". Retningen for denne skifricheten er målt til:

- 1) I kalkskifre W for Møllernes (lok.787612) se.fig.21
strøk/fall: NS/50°W
- 2) I leirskifer 500 m oppover Møllerelva (lok.789616)
strøk/fall: 10°/27°W
- 3) I skifer 200 m E for Dullavann (lok.797624)
strøk/fall: 172°/32°W

Det sees at verdiene ikke avviker vesentlig fra de konstruerte akseplanretninger, og denne skifricheten tolkes derfor som akseplanskifrichet.

Falsk skifrichet utvikles i regelen i ombøyningen av folder. I kalkskifrene ved Møllernes og i fyllitten i nedre del av Møllerelva, er strøket i ferd med å snu fra NS mot NW-SE, ned mot sjøen (dvs. man nærmer seg den E-for-liggende synklinal). Dette kan være årsak til at en akseplanskifrichet skjærer lagningen i dette området.

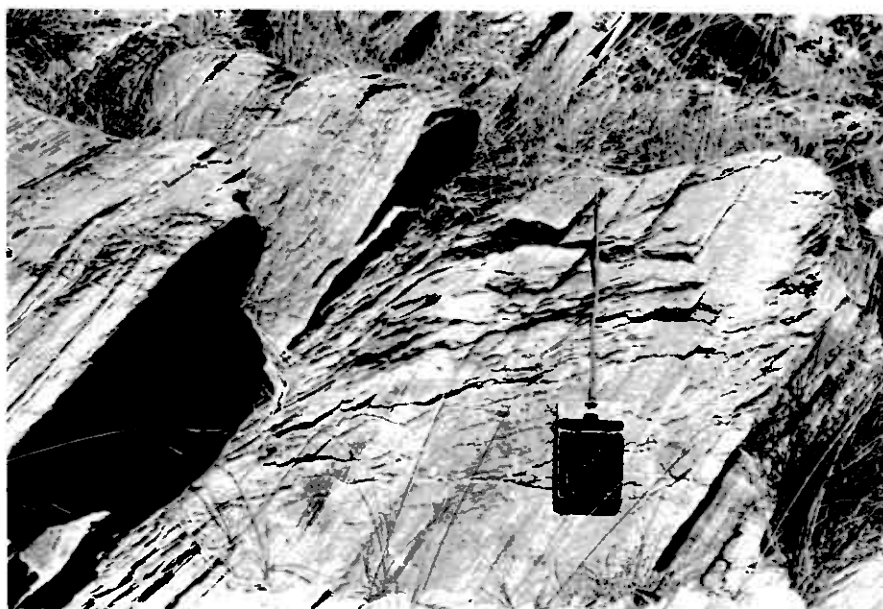


Fig. 21. "Falsk skifrighet" i kalkskiferne W for Møllernes.
(lok. 787612)

I lokaliteten E for Dullavann registreres ikke tilsvarende tegn til ombøyning av lagene, men observasjonen kan her brukes "den andre veien", dvs. utvikling av falsk skifrighet indikerer at lagene befinner seg i eller i nærheten av et foldekne. Dette støtter teorien om en isoklinal folding i dette området. *avg*

Sprekker (S_2).

Det mest fremtredende strukturelement i de massive grønnsteinene er sprekker. Intensiteten av oppsprekking er varierende og orienteringen av sprekkene kan synes tilfeldig, idet det vanskelig lar seg gjøre å peke ut spesielle hovedretninger i blotningene.

Et forsøk på analyse av sprekkeretningene ble imidlertid foretatt for å se om de statistisk kan definere hovedretninger og om disse eventuelt kan ha noen sammenheng med foldeaksens retning. Dette er av malmgeologisk betydning, da sulfidmineraliseringen opptrer i kvarts- og karbonatfylte sprekker.

Det ble valgt å foreta målingene i den sentrale metagabbro av følgende grunner:

1. Den er teksturelt homogen og har en tilsynelatende jevn hyppighet (intensitet) av oppsprekking.
2. Dens dimensjoner gjør at målingene kan utføres i en viss avstand fra dens greaser, slik at spesielle grenseforhold (forskjell i kompetanse o.l.) gjør seg gjeldende i minimal grad.
3. Hvis det kan påvises en sammenheng mellom sprekkenes orientering i dette området og foldingens retning, gir det en indikasjon på at metagabbroen er pre-tektonisk.

Da det, pga. blotningsgrad ikke lar seg gjøre å måle systematisk, f.eks. etter et referanse-rutenett, er det tilstrebt en best mulig statistisk fordeling av måleområdene ved at det er forsøkt å velge lokaliteter som ligger i omtrent samme avstand fra hverandre. I hver lokalitet er plottet alle sprekker som kan registreres innen et ca. 3 x 3 m område.

Målingene er plottet på Schmidt's nett, og resultatet er vist i flg. fig. 22

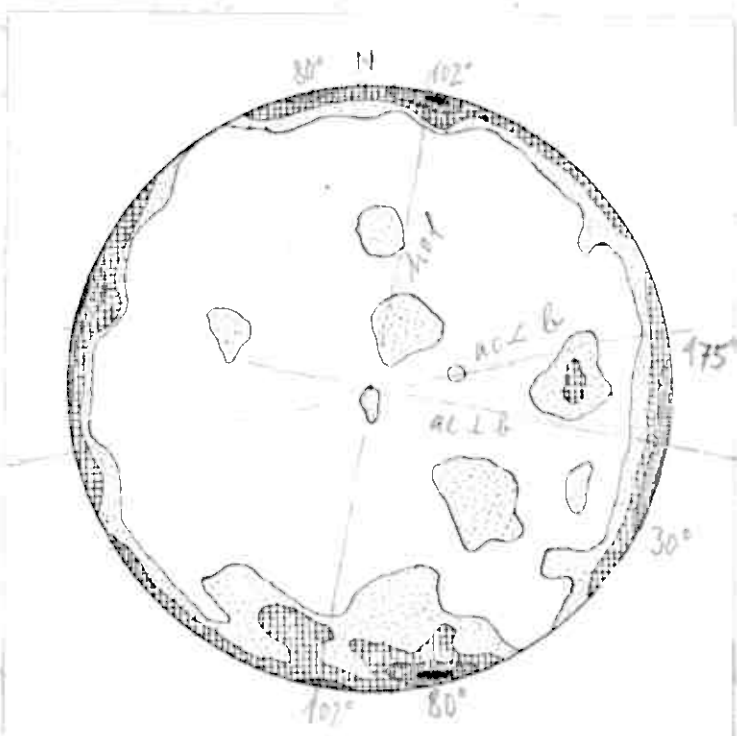


Fig. 22.

Ca. 630 målinger av sprekker (s_2) i metagabbro. Konturene: 1-2-3-4% pr. 1% av arealet.

Det fremgår at de fleste sprekkene er vertikale og to hovedretninger skiller seg ut:

1. NS til 10° E/vertikal $175^{\circ}-210^{\circ}$
2. $90-140^{\circ}$ /vertikal $80^{\circ}+102^{\circ}$

Disse retningene viser en god overenstemmelse med foldingens geometri og sprekkene klassifiseres derfor på grunnlag av dette:

NS til 10° er identisk med retningen for foldeaksen i 2. ordens folden, og sprekker med denne strøkretning tolkes derfor som longitudinale sprekker (langsprekker). Slike sprekker utvikles normalt eller nesten normalt på lagningen eller grensene for bergartsenhetene og er arrangert radiaalt i en fold i snitt $\perp$ foldeaksen. (HILLS 1961) hol

Området med metagabbro, hvor sprekkemålingene er foretatt, blir beliggende i nærheten av kammen ("crestplane") for 2. ordens antiklinelen og dette er grunnen til at longitudinalsprekkene hovedsaklig er vertikale.

$90-140^{\circ}$ /vertikal blir stående ca. $\perp$ foldeaksen i området og tolkes derfor som tverrsprekker (ac-sprekker etter SANDER). For denne retningen er det to maksima med et mellomliggende minimum ved nøyaktig EW. Dette forklares ved en liten dreining i foldeaksens retning fra N mot S, fra ca. 10° W for N til ca. 10° E for N. (se fig. 18) I det området som skulle gi mellomliggende verdier, dvs. tverrsprekker med retning EW - området SW for Strømsnes - fåes pga. overdekning færre målinger og derfor et minimum i diagrammet.

Tendensen til dreining av foldeaksen kan også spores for NS-sprekkeretningene.

Diagrammet viser at det er en sammenheng mellom sprekkenes orientering og foldingen i dette området og det er derfor dekning for tolkningen om en pre-tektonisk intrusjon av gabbro. enig

Skjærsonen.

I kap. II, punkt c beskrives tekstur og mineralogi i breksjetyper utviklet i grønnstein.

Breksjestructurer er et fremtredende trekk i geologien i Kåfjord, og man var på et tidlig stadium i gruvedriften på det rene med at knusningssoner som regel var å finne i nærheten

av de malmførende gangene.

Breksje er også utviklet i andre bergarter enn grønnstein, f. eks. i kalkskifrene. Fig. 23 viser hvordan strukturene ser ut i håndstykke, i kalkskifre og i grønnstein.



Fig. 23a.



Fig. 23b.

a: breksjestructur i
grønnstein.
(lok. 776697)

b: breksjestructur i
kalkskifer.
(lok. 779606)

Bruddstykkene i kalkskifrene er kittet sammen med en kvarts- og kalkspat-masse.

På de gamle gruvekartene er inntegnet soner eller plan som er betegnet som "slides", etter hvilke det har foregått bevegelser som tildels har forkastet de malmførende gangene. Retning for disse er ca. NS med slakt fall mot W, som er i overenstemmelse med akseplanets orientering.

Det var tidligere antatt at dette var en generell retning for breksjesonene, men for å forklare alle lokaliteter hvor breksjestrukturen var tvilsom, måtte man postulere et betydelig antall parallelle plan, som imidlertid ikke ga noen løsning på andre kartmessige problemer.

En alminnelig kartlegging av den regionale utbredelse vanskeliggjøres av overdekning og varierende utseende og mektighet for breksjelokalitetene. På blotningskartet fremsto en del spredte og tilsynelatende usystematisk fordelte lokaliteter hvor bergartene var tydelig oppknust.

For å undersøke om disse lokalitetene kunne sammenfattes i et plan, ble deres høyde over havet målt og plottet inn på et kart. "Trepunktsmetoden" ble benyttet til å konstruere strøk- og fallverdier mellom tre nær-hverandre-liggende punkter og samlingen av strøk- og falltegn er fremstilt på fig. 24.

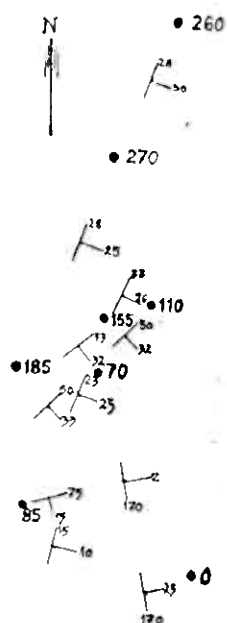


Fig. 24.

Konstruerte strøk- og falltegn for plan som omfatter breksjelokalitetene.

•260 angir m.o.h. for høydemålte lokaliteter. $M \approx 1 : 40\ 000$.

Det sees at strøk NNE, slakt fall mot ESE, er så fremtredende at det gir grunn til å anta at de høydemålte breksjelokalitene ligger i et plan med tilnærmet denne orientering.

Dette plans skjæring med topografien er grunnlaget for den skjærsonen som er inntegnet på det geologiske kartet (enkelte mindre korreksjoner er foretatt).

Sonens uregelmessige form på kartet skyldes at den har omtrent samme fall som den topografiske overflate, men skjærer gjennom oppragende punkter i topografien. (se fig. 25 og foto-panoramaet)

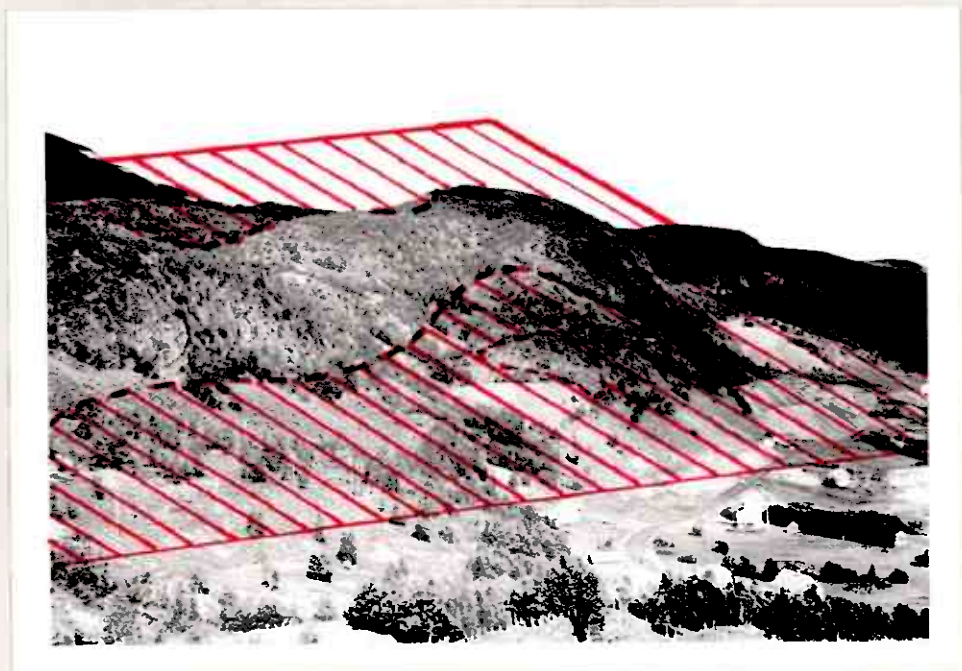


Fig. 25. Kåfjordens W-side sett mot N fra Carl Johans gruve. Skjærsonen er inntegnet.

Utover å forklare breksjesonenes lokalisering, ga dette planet også løsningen på andre kartleggingsproblemer:

- 1) Mektigheten av kalkskifre og dolomitt avtar i området ved Rypers gruver og område 14 (lok. 781614). Mektigheten av denne lagrekken i strandkanten W for Møllernes er beregnet til ca. 100 m. I den W-lig sjenkel av antiklinalen er den anslått til ca. 75 m. Som det fremgår av profil B-B' er mektigheten av de samme bergartene her 20 - 30 m.

Forholdet går frem av følgende foto:

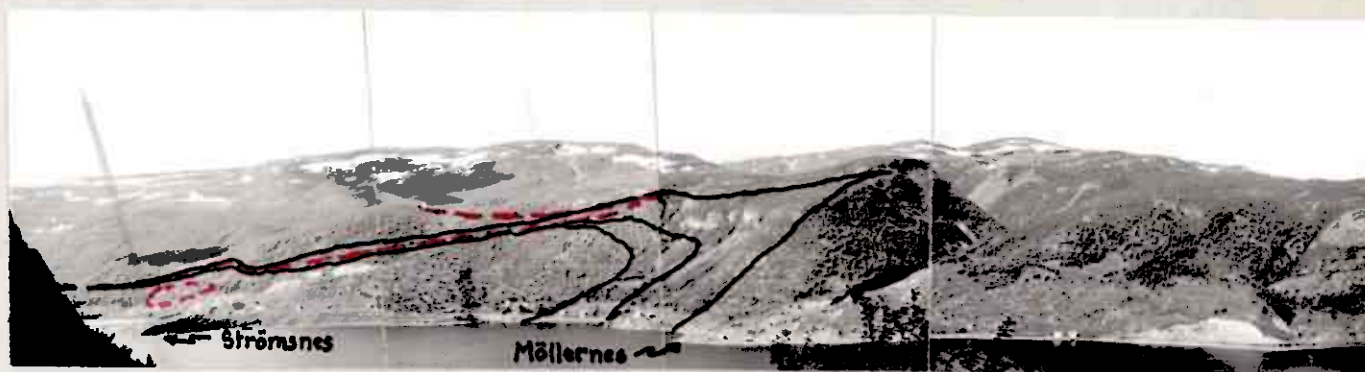


Fig. 26. Kåfjordens W-side, sett fra Simanes. Viser tektonisk utkilning av kalkskiferne mot skjærsonen.

Profil over kalkskiferlagrekken i området S-over fra Rypers gruve, inneholder alltid breksjesoner av typen vist på fig. 23b. Breksjesonen går enten fullstendig i sedimentene, slik at både heng- og ligg-grensen mot grønnstein er skarpe, eller danner selve ligg-grensen og bevirker at både kalkskifre og grønnstein finnes som bruddstykker.

Det er i skiferlagserien W for H- og S-gruven observert diskordanser og mindre lokale overskyvninger.

I skiferen er det i en lokalitet utviklet et system av "fjærsprekker" fylt med kalkspat.

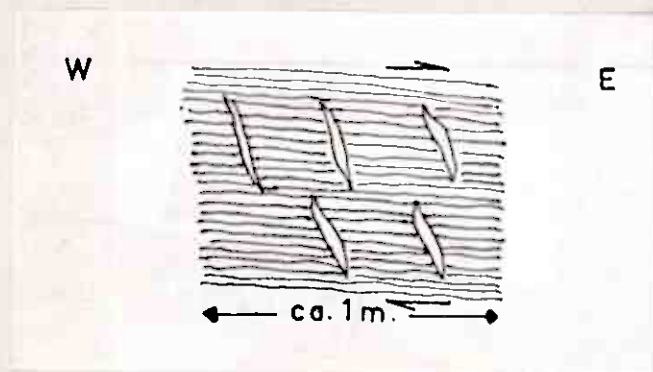


Fig. 27.

"Fjærsprekker" i kalkskifer, fylt med kalkspat. (lok. 780611)

Forholdet indikerer et kraftpar som anført på tegningen, og det innebærer at de øvre deler er forskjøvet mot E.

2) Heng-grensen for kalkskifrene kan følges kontinuerlig fra Rypers gruve og S-over, men i området NW for Woodfalls gruve (lok. 776605) er det et brudd i denne grensen og den er forkastet etter et plan som svarer til skjærsonen.

- 3) Fra denne lokaliteten kan heng-grensen og de øvre deler av kalkskifrene følges videre mot S til litt syd for profil C-C' (lok. 775602) hvor de kiler ut i en breksje. Breksjesonen fortsetter mot SW i grønnstein.
- 4) Kalkskiferserien dukker opp igjen lenger S (lok. 774598) og stryker S-over inn i antiklinalen ved Carl Johans gruve og videre mot E til Gabrielsnes. Mektigheten av sedimentserien er i dette S-lige området meget variabel (fra over 50 m. til under 10 m.).
- 5) Sonen med grafitskifer kan følges sammenhengende fra Møllerelva (lok. 778623) og S-over til Mancus gruve (lok. 778612) hvor den forsvinner. Skifrene er i den S-ligste blotningen flisete oppsprukket og tydelig tektonisert.
- 6) Kalksandstein i det E-ligste området (lok. 775602) har som nevnt skarp ligg-grense mot metagabbro i E, heng-grensen er ikke blottet. Ved Consulens ganger (lok. 774601) kiler sedimentene ut, også de i en breksje.
- 7) Kalksandsteinen er i dette området i N begrenset av et forkastningsplan med orientering ca. 100° /vertikalt. Dersom kalkskifrene og den overliggende grønnstein ligger i "riktig" posisjon, burde man vente at grensen mellom disse bergartene skulle være forkastet etter denne tilnærmede EW-forkastningen. Det er imidlertid ikke funnet noe brudd på denne grensen i det aktuelle området, og det er heller ikke funnet spor etter bevegelse i overliggende grønnstein.
- 8) I området SW for Mancus gruve (250 m E for punkt B på profillinjen B-B') er det diskordans mellom grønnstein og lagning i kalksandstein. På grensen opptrer en 5 - 10 m mektig sone med sterkt deformerte kalkskiferbergarter av samme type som i området E-for.
- 9) Kalksandstein utgjør en av de laveste stratigrafiske enhetene i Kåfjord. (se kap. om stratigrafi) I det W-lige området hvor denne bergart opptrer, ligger den i nivå med dolomitt på grensen mot Øvre Raipas (lok. 774604) og grenser i W mot leirskifre og fyllitt fra de øvre deler av Undre Raipas. W-grensen må derfor representere en diskordans og de observerte grensestrukturer tilsier at den er tektonisk betinget.

En kombinasjon av forkastning etter 100° /vertikal-

planet med en viss horisontal komponent (som ikke lar seg beregne) og en bevegelse etter skjærsonen hvor bergartene over sonen er forskjøvet mot NW, vil kunne forklare det fremkomne kartbildet.

Skjærsonen synes i dette området å være "splittet" i to mer veldefinerte flater, og dette er grunnen til at kalksandstein er begrenset av forkastning på alle kanter.

En tilsvarende "oppsplitting" er sannsynligvis skjedd i området ved Carl Johans gruve (se fotopanoramaet).

Overskyvning.

I området N for Møllerelva er 2. ordens antiklinalen brutt opp av en foldeforkastning som har bevirket at den W-lige sjenkel er skjøvet mot E. Bevegelsen har vært størst i N, hvor lagene kiler ut mot skyvesonen, mens kalkskifre og dolomitter lenger S (785615) tildels er upåvirket av denne forkastningen.

Overskyvningsplanets orientering kan tas ut av kartet: det stryker noen grader W for strøket av lagningen i området, dvs. ca. 170° . Fallet er slakt mot W, ca. 15° .

Sonens utseende i blotningene er avhengig av hva slags bergarter den går i, men gjennomgående er bergartene sterkere deformert enn i skjærsonen lenger S, med utvikling av tette, harde mylonittiske bergarter og intenst oppsprukne skifre. Det finnes for få blotninger av selve sonen til å kunne gi noen nøyaktigere beskrivelse.

I kartets NW-re hjørne er det tegnet en tilsvarende overskyvning. Den er ikke observert direkte, men er fremkommet som et resultat av det kartbildet som kom frem med tydelig diskordans i dette området.

Sleppesoner.

På p.77 er angitt retningen for de sleppesonene eller "slides" som er inntegnet på gruvekartene, nemlig NS til 20° med fall mot W. Det dreier seg om flere subparallelle plan som har normalforkastet de malmførende gangene.

I S-enden av Nord-malmens utgående er en av disse sonene

blottet i dagen og sprekkefyllings-materialet er her brutt opp i en breksje. (se fig.28)

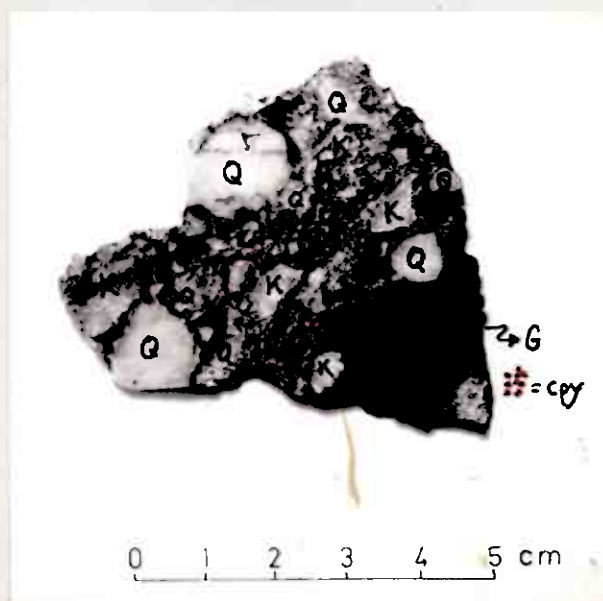


Fig. 28.

Breksjestruktur i gang.

Q=kvarts, K=kalkspat,

G=grønnstein, cpy=kobberkis,

py=svovelkis.

(lok. 780607)

Selve sleppesonen er ca 1 - 1 1/2 m mektig og består hovedsaklig av en foliert klorit- og kalkspat-bergart som er porøs og flisete, og kan tildels plukkes ut med fingrene.

Øvrige forkastninger.

Det er nevnt ovenfor (se p. 80) at kalksandsteinen er forkastet etter et ca. EW/vertikalt plan. Vertikalkomponenten for denne forkastningen kan ikke beregnes, men horisontalkomponenten er ca. 100 m. Etter plan med tilnærmet samme retning er grensen mellom Øvre- og Undre Raipas i området 773602 forkastet.

Forholdet mellom forkastningsretningene og teorier for deres dannelse.

EW-forkastningsretningen står tilnærmet loddrett på foldeaksen i området og tolkes som tverrsprekker etter hvilke det har foregått bevegelse. De er dannet etter avsetning av Øvre Raipas sandsteinen.

Overskyvningen i N er en foldeforkastning (break- eller stretch-thrust, BADGLEY, 1965). (Se fig.20 p.72)

Det gis ingen holdepunkter for angivelse av tidsrelasjoner mellom denne overskyvningen og de andre forkastningsretningene, men slike foldeforkastninger ansees vanligvis å være karakteristisk for de senere faser i utviklingen av folder. (BADGLEY 1965)

Retningen for sleppesonene i metagabbro faller tilnærmet sammen med akseplanet i 2. ordens antiklinalen, dvs. strøk ca. NS med slakt til midlere fall mot W. Det er heller ikke funnet blotninger som direkte kan klargjøre aldersrelasjonene mellom sleppesonene og de andre forkastningene, men de skjærer gjennom det sprekkemønsteret som er utviklet i metagabbroen og som er regnet for å være et resultat av foldingen (se p. 75). De representerer derfor sannsynligvis sene faser i den tektoniske utvikling og korreleres (også på grunnlag av orienteringen) med overskyvningen i N.

Skjærsonen er fremkommet som et resultat av en konstruksjon basert på høydemålinger av lokaliteter med tydelige breksjestructurer. Dens retninger kan derfor ikke måles direkte, men ved konstruksjonen er strøk NNE, slakt fall mot ESE, fremkommet.

Av fotopanoramaet bør det fremgå at sonen ikke er et plan, men en krum og undulerende flate. Dette går også frem av fig. 24 (se p. 77), hvor man kan registrere en dreining av strøket fra ca. 170° til $20-25^\circ$. (fra S til N)

Det er tidligere påpekt at grensen mellom kalkskifre og overliggende grønnstein kan følges kontinuerlig i området W for Woofalls gruve. Dette innebærer at EW-forkastningen må ha skjedd før utviklingen av skjærsonen, som her går i kalkskifrene.

I Wards gruve og i S-enden av Nord-gruven skjærer sleppesoner gjennom partier av grønnstein som er intenst oppknust i breksje og som antas å ligge i skjærsonen.

Rekkefølgen for forkastningene synes derfor å være:

- 1) Forkastninger etter plan 100° /vertikal (EW-forkastning).
- 2) Forkastning (overskyvning) etter flater med (nåværende) orientering NNE/slakt fall mot ESE (skjærsonen).
- 3) Forkastning etter sleppesonenes retning, dvs. $0-20^\circ/30-50^\circ$ fall mot W.

Både EW-forkastningen og sleppesonene er satt i sammenheng med foldingen. Da skjærsonen iflg. ovenstående hører til i en fase som ligger mellom disse to i den tektoniske utvikling, er det nærliggende å tro at den er et resultat av de samme stresspåvirkninger.

1) En teori går ut på at bevegelsen har skjedd etter et plan som opprinnelig hadde et slakt fall mot W, ved f.eks. en overskyvning ("thrust") forårsaket av regionale kompressjonskrefter, som ut fra det regionale foldemønster (se blokkdiagram p. 15) med horisontale ca. NS-gående foldeakser, må antas å ha hatt hovedretning ca. EW. Bevegelsen har bevirket en forskyvning av overliggende masser mot E.

Dette planet har skåret gjennom 2. ordens antiklinalen på et stadium da den var relativt steiltstående og åpen (fig. 29b). (BILLINGS 1933 i BADGLEY 1965 p. 249: "flat subsequent shear thrust".)

I de senere faser av den tektoniske utvikling bikkes folden over mot E og lukkes. (fig. 29c) Denne bikkingen medfører at overskyvningsplanet blir hellende mot E, dvs. retningen for den nåværende skjærsone.

I de siste faser skjer brudd i ombøyningen av antiklinalen i N med forskyvning av overliggende bergarter mot E. På dette stadium utvikles også sleppesonene i grønnstein.

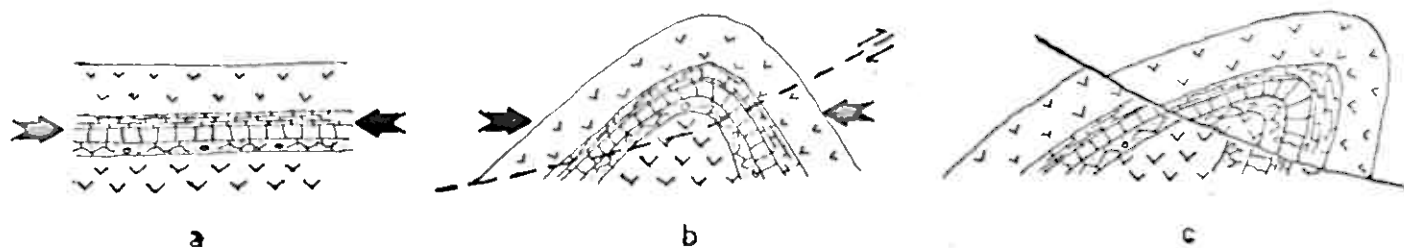


Fig. 29: Mulig utvikling av 2. ordens antiklinalen og skjærsonen.

2) de SITTER (1956) og HILLS (1961) nevner flere eksempler på at "gravitativ glidning" ("gravitational gliding") har forårsaket bevegelse av store bergartsmasser i forhold til hver-

andre.

De plan slike bevegelser foregår etter er i mange tilfelle utviklet som en følge av regionale kompressjonskrefter i et tektonisert område, og representerer forkastnings-, overskyvnings- eller regionale sprekkeretninger.

Glidningen kan også foregå som en form for "slumping", f.eks. forårsaket av akkumulasjon av sedimentmateriale, etter retninger som er uavhengig av regionale tektoniske krefter, men som representerer svakhetssoner i bergartene (dislokasjonsflater, lagningsflater ovs.)

En slik teori applisert på skjærsonen i Kåfjord vil mer direkte kunne forklare bevegelsesretningen av de overliggende bergartsmasser mot E.

Begge disse teoriene tilgodeser den postulerte rekkefølge for forkastningene.

3) Forskyvningen kan være resultat av forhold oppstått under den kaledonske orogenese, f.eks. ved at det prekambriske underlag er påvirket av overskyvningen av de kaledonske metamorfe dekkebergartene. Den er i så fall meget yngre enn de andre forkastningene i Kåfjord og antagelsen om at sleppesonebevegelsene har foregått e t t e r dannelsen av skjærsonen, er derfor ikke riktig.

Den stratigrafi som foreslås for et område, vil ofte være avhengig av tolkningen av de tektoniske forhold. Hvis, på den annen side, stratigrafien stemmer overens med nærliggende eller tilsvarende områder (og er geologisk plausibel) gir dette en indikasjon på at tektonikken er riktig tolket.

I dette tilfellet ansees argumentene for en skjærsone, etter hvilken det har foregått bevegelse, så sterke at en utredning av stratigrafien kan baseres på denne løsningen.

Vedlagte profil A-A' viser et snitt gjennom det meste av bergartsserien i et område som ikke har vært påvirket av tektoniske bevegelsessoner (kanskje noe av overskyvningen eller foldeforkastningen som starter i dette området, se kartet).

Det er i to lokaliteter funnet strukturer som kan brukes som opp-ned - kriterier:

I I kalkskifer- og dolomitt-lagserien W for Møllernes (lok. 787612) opptrer en 1-1 1/2 m mektig sone av grønnsteinsmateriale konformt med lagningen. Mot W er grensen mot sedimentene skarp og rett og grønnsteinen er tett og massiv. Mot E er det et økende innhold av blærerom som er fylt med lyserød kalkspat, og ligg-grensen har en buklete og uregelmessig form. (Dette går frem av fig. 7 p.34)

Dette viser "younging" mot E, dvs. lagserien i den E-re sjenkel av antiklinalen er invertert.

II I kalksandstein S for Hoskins gruve (lok. 776602) forekommer strukturer som minner om kryss-sjikt. (se fig. 9a p.39) Det sees at "foreset-beds" danner en relativt steil vinkel mot lagningen (S_0), men at de tynner ut og konvergerer mot S_0 .

Strukturene indikerer "opp" mot W, dvs. "riktig" lagning her, overensstemmende med at lagene representerer den W-re sjenkel av antiklinalen.

I profilet A-A' utgjør veksellagning av rødlig leirsteiner og dolomitter de underste enhetene. Underlaget for disse bergartene blottes S for profilet, og danner de stratigrafisk laveste enhetene i Kåfjord.

Basis utgjøres av metagabbro. Den er yngre enn sedi-

mentene, men kan pga. konformitet med lagningen i disse, betraktes som en stratigrafisk enhet. (Intrudert konformt med lagningen).

Den overleires av mørke leirsedimenter (intraformasjonal breksje) hvis mektighet er beregnet til ca. 100 m i dette området S for profil A-A'. Over den følger vekslende dolomitt og leirstein.

I området W for Hoskins gruve (lok. 777602) grenser metagabbro med konkordans mot kalksandstein, som igjen overleires av kalkrike skifre, dvs. de øvre ledd i kalkskifer- og dolomitt-lagserien. (Se profil C-C'.)

I sin stratigrafiske kolonne korrelerer ZENZEN (1916) denne kalksandsteinen med "mæktig, ljus dolomit", som tilsvarende hele den lagserien som jeg har kalt "kalkrike skifre" og "dolomitt og leirstein", og finner at de er assosiert med "lerskiffer eller kanskje äfven en del vulkaniska tuffer".

Profil C-C' forklarer en slik oppfatning:

Her er kalksandstein blottet i de nedre deler av skråningen og kalkrike skifre lenger oppe, og hvis man utelukker tolkningen med en skjærsone og betrakter dette som en "riktig" sekvens, vil kalksandstein bli liggende umiddelbart under kalkrike skifre, dvs. i den posisjon dolomitter har i profil A-A'.

Etter min oppfatning blottes ikke dolomitten i profil C-C', fordi skjærsonen her har forårsaket en tektonisk utkiling av disse lagene. Dette medfører at kalksandsteinen og de mørke leirsedimentene (intraformasjonal breksje) blir liggende i samme stratigrafiske posisjon, dvs. umiddelbart over metagabbro og under dolomitt.

Til tross for den markerte lithologiske forskjell det er mellom disse bergartene, er det strukturelle trekk som gjør en korrelasjon mellom dem mulig.

Som det fremgår av den petrografiske beskrivelse (p.39) er opprinnelig lagdeling delvis utvasket i kalksandsteinen og gir inntrykk av at sedimentene er brutt opp eller "forstyrret" etter at de er avsatt. Dette er et generelt trekk ved bergarten og ikke lokale foretelser.

På p. 38 er anført argumenter for at de mørke leirsteinsbergartene er en intraformasjonal breksje, dvs. at

oppknusningen av bergarten har skjedd før den neste sediment-enheten ble avsatt (dolomitter og røde leirsteiner). Lagningsstrukturer er ødelagt og gir denne bergarten et makroskopisk utseende som minner om det man observerer i kalksandstein.

STACHE (muntlig meddeelse) har fortalt at han i Nordgruven på 100 til 125 m nivå underst finner en smal sone (2 - 3 m mektig) med kalksandstein som overleires av mørke leirsedimenter og over disse følger dolomitt. Lokaliteten går inn i profil B-B'.

Konklusjonen blir at kalksandstein og mørk leirstein danner en stratigrafisk enhet, og at det er en lateral faciesovergang med kalksandstein i S som kiler ut og erstattes av leirstein i N.

Årsaken til denne faciesveksling kan være av primær sedimentær art, men det kan også henge sammen med tidlig tektoniske forstyrrelser, f.eks. i forbindelse med innledningen av den vulkanske aktivitet som har ført til at grensen mellom de to bergartene er forkastningsbetinget. Slike bevegelser kan også forklare de strukturelle trekk man observerer, ved at mer eller mindre konsoliderte sedimenter er utsatt for forstyrrelser som har brutt dem opp.

Over denne enheten med leirsteinsbreksje/kalksandstein følger "dolomitt og leirstein" på det geologiske kartet, dvs. lys dolomitt i veksling med rødlig leirstein. Resten av den stratigrafiske kolonnen på p. 91 følger av profilet A-A'. Mektighetene er beregnet på grunnlag av dette profilet.

Av profilet på p. 72 som følger breddelinje 63 på det geologiske kartet, dvs. i de nordligste deler av det kartlagte området, går det frem at isoklinal folding og overskyvning repeterer de øverste ledd av Undre Raipas bergartene. De underste lagene er derfor ikke blottet i dette området. Ved Flintnes (803603) når man ned til skifrene som inneholder grafitskiferhorisonten. (Kfr. grafitskifer p. 28)

Ved siden av den stratigrafi som er fremkommet ved det foreliggende arbeidet, er ZENZEN's resultater fra Kvænangen og Kåfjord stilt opp. Han bygger vesentlig på observasjoner gjort i Kvænangen hvor de tektoniske forholdene påstås å være enklere, men det jmføres med tilsvarende bergarter i Kåfjord.

En sammenligning av de to kolonnene viser en god grad av overensstemmelse, men det er, i tillegg til den forskjell i oppfatning som allerede er nevnt, divergens på flg. punkter:

- 1) ZENZEN har ikke detalj-inndelt de kalkrike skifrene og dolomitter, men kaller hele serien for "mäktig, ljus dolomit".
- 2) Grønnsteinssonen over kalkrike skifre mangler i dette nivå i hans profil.
- 3) Over grafitskifer ("kolskiffer") fører han inn "vulkanske tuffer och pillowlavor", som jeg ikke har funnet i dette nivå.
- 4) Også for de overliggende grønnsteiner er det en viss nivåforskyvning i forhold til sedimentene i mellom.

Ser man bort fra de vulkanske bergartene (grønnstein og tildels tuff) og bare betrakter de øvrige sedimentene, er det fullstendig overensstemmelse mellom de to kolonner.

Det bør i denne sammenheng erindres at enkelte av grønnsteinssonene sannsynligvis representerer (dagnære) intrusjoner som kan ha intrudert den sedimentære lagrekken i forskjellige nivåer innen det regionale området det her er snakk om.

Av andre geologiske arbeider som inneholder forslag til stratigrafi over bergartene innen Raipasvinduet, kan nevnes:

GEUKENS & MOREAU (1960) har utført en geologisk kartlegging av området mellom Kåfjord og Talvik (ca. 1 mil N for Kåfjord), og på grunnlag av dette stilt opp en stratigrafi.

Som en undre enhet skilles ut en grønnsteinsserie bestående av grønnsteiner, tuffer og skifre og som innen det området jeg har kartlagt tilsvarende bergartene i den NE-re del av kartet, dvs. E for NS-linjen 79.

Den overleires av en sone med kalkskifre ("schisto-calcareuse") som stryker ut i sjøen W for Møllernes (dvs. i den posisjon kalkskifre og dolomitter har på vedlagte kart), og fortsetter mot N til Talvik som en sammenhengende sone med tilsynelatende mektighet 200 - 500 m. (2. ordens antiklinalen er altså ikke påvist.)

Innen et område begrenset av W-grensen av disse påstøtte kalkskifre mot E, Møllereelva mot N og grensen mot gråvakke mot W, dvs. det sentrale gruveområdet, skal det forekomme

et langstrakt intrusivlegeme av diorit.

Videre W-over overleires kalkskifrene av "quartzoschisteuse" bergarter (Øvre Raipas). Kartet gjengis på p.195 i den siterte artikkel. Dette kartbildet er på flere punkter uoverensstemmende med mine observasjoner (som vanskelig kan gi grunn for en slik tolkning) og den stratigrafi som fremkommer passer derfor etter min oppfatning ikke for Kåfjordområdet.

Ifølge STRAND's (1951) og senere REITAN's (1963) beskrivelse av Raipasbergartene innen Komagfjordvinduet, består den undre avdeling, Holmvannformasjonen etter REITAN, av bergarter som synes å ligne de som forekommer i Kåfjord. De arbeider imidlertid med mindre målestokk og en detaljert inndeling av denne formasjonen som kan gi grunnlag for korrelasjoner, er ikke foretatt.

Også MILNES & RITCHIE (1959) opererer med en mindre målestokk i sitt arbeide fra Kvænangen. De skiller ut et undre "Amphibolite Complex" som overleires diskordant av en "Quartzite Group" som korreleres med HOLTEDAHL's Bossekop-formasjon. Øvre Raipas sandstein skulle derfor tilhøre amfibolitt-komplekset, men ifølge beskrivelsen finnes ikke en slik mektig sandsteinsserie i dette området.

STACHE har, på grunnlag av sin kartlegging, stilt opp en stratigrafi over overgangen Undre- til Øvre Raipas. Etter hans mening er det diskordans mellom de to avdelingene og, fordi han ikke finner å kunne godta tolkningen om en skjarsone, kommer han også frem til en annen rekkefølge av de i hovedsak samme bergarts-enhetene.

Av tidligere anførte grunner velges å la diskusjonen utestå til hans materiale er bearbeidet.

Om 1909:
Åsford.

Om 1915:
Knaufjord og Knaufjord.

Om 1909: sandsten

Om 1909: skifre med
2 smelere
doleritter

Om 1909: grønnsteins-
sone
og keratofyr
og mørke leirskifre
sønnsteinslinsler (pillow-
like skifre, i ligg gra-
itisk ass. med mørk
doleritt eller dolomit.

Om 1909: grønnsteinssone,
dels "allokton".

Om 1909: skifre, tuffer og
andige lag.

Om 1909: lys dolomitt og
leirsteiner

Om 1909: gabbro, delvis
i S. I H utviklet
og mørk leirsteinsbrok
staggabbro

Om 1915: sand og grønnsteinssone
og meget tinnig, også
dolomittlag (i S. I H
Knaufjord, og i S. I H
Knaufjord).

Om 1915: kvartssandstein (i
Knaufjordtraktens delvis
glirig, grønnertad).

Om 1915: vanlig brunviolet, og
vittrande, skiftet
vackeskipper og ett
ett par maktigere doleritt.

Om 1915: Vulkaniske tuffer og
blander av metabasalt (og
lava).

Om 1915: Mørke leirskifre ("leir-
skiffer") og lys dolomitt
svart, kalkig dolomitt.

Om 1915: Vulkaniske tuffer og
pillowlaver.

Om 1915: Mørke leirskifre

Om 1915: Lys dolomitt og
leirsteiner i S. I H
og delvis utviklet av
Knaufjord og Knaufjord
doleritt "gabbro" og
doleritt og keratofyr
og "gabbro" og
"gabbro" og "gabbro"
"gabbro" og "gabbro"
"gabbro" og "gabbro"
"gabbro" og "gabbro"

Antagelser angitt ved:
1 cm = ca. 100 m.

Antagelser ikke angitt.

1. Historikk.

Allerede på 1700-tallet var det kjent at fjellet i Kåfjord inneholdt kobbermalm og i 1825 begynte engelske handelsmenn å interessere seg for stedet og anstilte undersøkelser. I 1826 ble den største malmgangen funnet, og dette førte til at regulær drift ble startet i 1827.

I de følgende år ble stadig nye malmfunn gjort, og bedriften vokste: I 1840 bodde det over 900 mennesker i Kåfjord (som da var Finnmarks folkerikeste sted), av disse var ca. 850 knyttet til "Alten Copper Works". Over 400 mann arbeidet på den tid i gruvene.

I årene 1843 - 1877 ble det i Kåfjord produsert ca. 61 900 tonn malm som ga ca. 3 022 tonn metallisk kobber, dvs. en gjennomsnitts-gehalt på 4,9% Cu. Betydelige smelte-
tap innebærer at haltene nok var enda større. (SCHÜTZ & HASSELBOM, 1899)

I 1877 nedla engelskmennene verket, men virksomheten ble i 1895 tatt opp igjen av den svenske consul Nils PERSSON, som også hadde rettighetene til Sulitjelmaforekomsten. Han startet med å rive smeltehytten som sto igjen etter engelskmennene og fant i bunnen av en av ovnene en 32,5 tonns klump med smelte-kobber til en verdi av 27 000 kroner, den samme sum han hadde måttet gi for verket og rettighetene. (MOBERG 1968)

En summering av årsproduksjonene viser at det i årene 1895 - 1908 ble utvunnet ca. 1 650 - 1 700 tonn metallisk kobber. Den samlede produksjon av kobber i Kåfjord må derfor ha vært over 5 000 tonn (det foreligger ikke data fra perioden 1827 - 43).

Cu-gehalten i råmalmen var i årene etter 1900 stadig synkende og de gruvene som var i drift ble etter hvert tomme. Enkelte nye malmfunn utenfor selve det sentrale gruvefeltet var relativt små og ble snart utdrevet og i 1909 ble driften lagt ned. Det gjensto da minimale mengder i de gangene som var kjent og drevet på.

2. Forekomstene.

Malmene i Kåfjord er typiske gang- eller sprekkefyllings-forekomster og er hovedsaklig knyttet til sprekker i grønnstein.

På vedlagte transparentkart (begrenset av lengdekoordinatene 77 og 79 og breddekoordinatene 59 og 62) er inntegnet utgående av de største malmførende gangene. Deres plassering i forhold til geologien fremkommer ved å legge kartet over det geologiske kartet.

a) Størrelse og retninger for de viktigste gangene.

Som det sees av kartet er retningene for utgående av de største gangene nær konstant $20 - 30^\circ$, fallet er derimot varierende. Det fremgår også at flere av gangene har utløpere fra hovedretningen. Forgreninger kan også observeres i profilsnitt og resulterer ofte i to eller flere parallelle ganger på overflaten.

Den største og mest bearbejdede gruve er "Gamle Gruve" ("Old Mine"). Fra denne ble det drevet på flere ganger eller forgreninger med Nord- og Syd-gangen som de største.

De S-ligste deler av Nordgangen går ut i dagen i en lengde av ca. 250 m. Retningen er $10 - 15^\circ$, og den faller mot W gjennomsnittlig $25 - 30^\circ$.

I N deler den seg i tre eller flere grener hvorav to, Baches- og Ivars gang (Celes) går ut i dagen og har steilere fall mot W (ca. 50°).

Hovedgangen har ikke utgående i de N-ligste pertier. Den er tilsammen oppfart i ca. 300 m lengde og ca. 80 m langs fallet.

Gjennomsnittlig mektighet for Nord-gangen er 2 - 3 m, leilighetsvis går den opp i 8 - 10 m. (Her er det imidlertid mindre kismineralisering.)

Baches og Ivars ganger er 1 - 3 m mektige.

Syd-gangen ligger 50 - 60 m SW for Nord-gangens S-ende og går ikke ut i dagen. Den er oppfart i 350 m lengde og ca. 70 m langs fallet. Mektigheten varierer fra $1/2$ til 4 m. Den faller gjennomsnittlig 35° mot W.

Klondyke-gangen, en ca 100 m lang gang med omtrent samme mektighet som Syd-gangen, har noe steilere fall. Den

ligger i heng og N for Syd-gangen, og er muligens en gren av denne. (LOUIS 1901)

Wards gruve ligger ca. 400 m S for "Gamle Gruve". Gangen er oppført over ca. 170 m og ca. 65 m langs fallt. I utgående er den blottet over ca. 125 m og viser varierende mektighet, fra 0 til 1,5 m. I gruen er den splittet opp i flere linseformede gangfyllinger. Strøket for gangene varierer fra 0 til 10° . Fallet er også varierende, men som gjennomsnitt regnes 30° W-lig.

De tektoniske forhold i området ved denne forekomsten er kompliserte og gangene er brutt opp i breksje og delvis forkastet etter retninger ca. NS, slakt fall mot W, dvs. retningen for sleppesonene i Nord-gruen.

Woodfalls gruve er drevet på en gang i heng til Wards og er tilnærmet parallell med den. Gangen har utgående over vel 200 m, men mektighetene er små, gjennomsnittlig under 1 m. Gruen er for tiden ikke tilgjengelig, men iflg. rapporter (HOLMSEN og LARSON 1910) er gangen over 300 m etter strøket med relativt steilt fall mot W ($70 - 80^\circ$). (SCHÜTZ og HASSELBOM 1899)

Carl Johans gruve. Det var her de første malmfunn ble gjort. Det foreligger få beretninger og data om gruen, men den kan vurderes ut fra gangens utgående, hvor noe av strekkefyllingen står igjen.

Det er to ganger i dette området som ikke har forbindelse i dagen, men som ligger etter hverandre i NS-lig retning:

Store Carl Johan har ca. 150 m utgående, stryker 30° og har fall ca. 60° mot W.

Lille Carl Johan er 60 - 70 m lang med strøk/fall ca. 18° /vertikal.

Samlet lengde for begge gangene er ca. 300 m. Mektighetene er små, gjennomsnittlig under 1 m.

I N splitter gangen opp og har forgreninger i EW-retning. Omliggende grunnstein er svært tektonisert og dette gir opphav til mange små ganger eller linser med kryssende retninger.

Gruen er ikke drevet på dypet, og boringer gjort sommeren 1967 viser at gangene dør ut mot dypet.

Mitchell er den W-ligste av gruvene. Den er mer eller mindre sammenhengende over 275 - 300 m, men har også forgreninger

og er splittet opp, i hvert fall i utgående. Hovedretning for dagstrossen er $0 - 15^\circ$, fallet er steilt mot E. Gruven er ikke tilgjengelig under dagen og det foreligger ikke opplysninger om dybden. Mektigheter er gjennomsnittlig 1 - 1,5 m. (LOUIS og HASSELBOM 1899)

Det er disse gruvene som har produsert malm av betydning. Rypers gruve, Mancur gruve, Hoskins gruve, Wilsons gruve, Consulens ganger, Follums ganger, St. Petrus og omr. 15 og 16 er anlagt på mindre eller mer uregelmessige gangforekomster, og har hovedsaklig vært gjenstand for prøvedrift.

b) Forekomstenes plassering i det geologiske bildet.

Det er gjort mange forsøk på å finne et system for plassering av de malmførende gangene, f.eks. en sonering i forhold til bergartsgrensene, sonering i forhold til kalkskifer-serien, (som går sentralt gjennom feltet,) plassering i forhold til 2. generasjons folden osv.

For hver av disse teoriene gjelder at noen av forekomstene passer inn i et av systemene, men at ingen av dem har generell gyldighet.

Et påfallende trekk ved det geologiske kartet er at utgående av de malmførende gangene alltid befinner seg i nærheten av den postulerte skjærsonens skjæring med topografien (skjærsonens "utgående").

Alle registrerte malmførende ganger i Kåfjord befinner seg enten i eller hovedsaklig i ligg til skjærsonen. I "allokton" grønnstein, dvs. grønnstein over skjærsonen, er det bare observert små mineraliserte sprekker med ubetydelig innhold av kismineraler.

Beregning av den største avstand mellom mineralisert gang og skjærsonen (dvs. avstanden mellom feltligg og skjærsonen) kompliseres av at gangene er forkastet etter sleppesonenes retninger og derved brakt ut av sin opprinnelige posisjon i forhold til skjærsonen.

I Syd-gangen i Gamle Gruve ligger de dypeste partier ca. 100 m under skjærsonen beregnet loddrett på skjærsonen og ca. 150 m i vertikal retning. Dette er den største registrerte avstand for de kjente forekomstene, men denne verdi er altså usikker og har sannsynligvis opprinnelig vært mindre.

Malmene opptrer i forskjellige grønnsteinsnivåer. Gamle Gruve, Wards, Hoskins, Consulens ganger og Pollums ganger ligger i metagabbro; Carl Johan, Wilson, St. Petrus og omr. 14, 15 og 16 i neste nivå. Mancur ligger i selve skjærsonen og Mitchell i en "lomme" i skjærsonen hvor denne splitter opp i to. Woodfalls plassering er noe usikker, men det er mest sannsynlig at den hovedsaklig er knyttet til en relativt finkornet grensefacies av metagabbro.

c) Strukturer og mineralogi.

Hovedmineralene i gangene er lyse til nesten hvite, og dette gjør at de skiller seg markert ut fra den relativt mørke grønnsteinen. De er i felt skarpt avgrenset mot sidestein.

Mineralisering i gangene er vanligvis uorientert. En viss bånding eller stripning i enkelte gangpartier skyldes tektonisk utvalsing som følge av bevegelse etter sleppesonens retning.

Kornstørrelsen for gangmineralene varierer meget fra lokalitet til lokalitet, fra finkornet (under 1 mm) "sukkeraktig" kalkspat - kvartsmasse til grove korn eller krystaller på over 10 cm i gjennomsnittlig størrelse.

Det meste av gangmassen i de større gangene er drevet ut og eventuelle systematiske endringer i kornstørrelse, f.eks. lateralt eller på tvers av gangene, lar seg derfor ikke påvise. Man har imidlertid et generelt inntrykk av at de mektigste gangene har de største krystallene.

Tektoniske bevegelser har ført til granulasjon av gangmineralene med derav følgende reduksjon av kornstørrelsen.

I gangens lengderetning kan deler av gang eller endog hele ganger bestå av enten bare kvarts eller bare karbonat. Det lar seg altså ikke gjøre å beregne noen gjennomsnittssammensetning med hensyn til disse mineralene.

Det har heller ikke lyktes å påvise noen form for sonering i profil på tvers av gangene.

Apofyser eller forgreninger går ut fra hovedgangene inn i sideberg og også i disse er fordelingen av mineraler "tilfeldig".

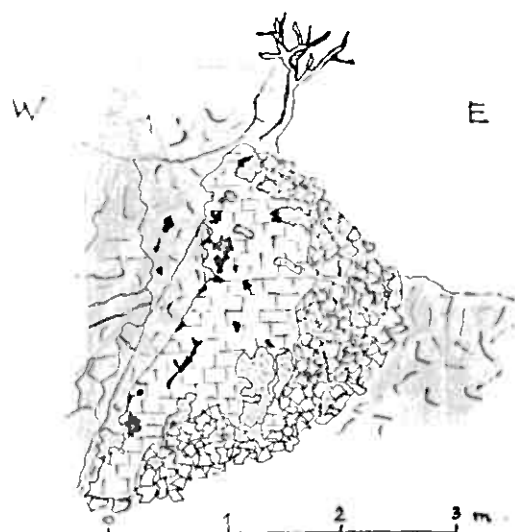


Fig. 30a.

Profilskisse over gang og sideberg i N-gruven.

(lok. 776596)

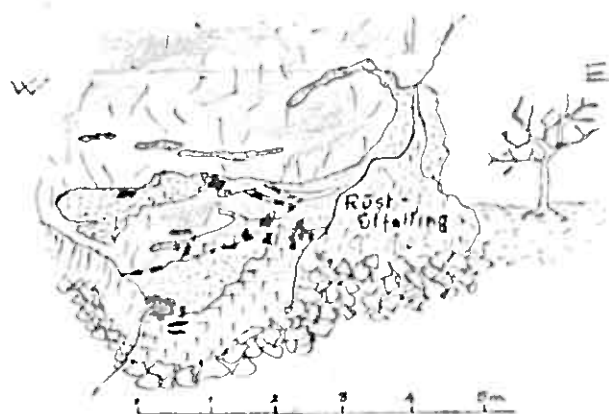


Fig. 30b.

Profilskisse over gang og sideberg i omr. 64.

(lok. 781609)



På fig. 30 a og b er det tegnet detaljsskisser fra utgaende av Nord-gangen og gangen i omr. 64 som viser karakteristisk utseende av de større kisleførende gagnetene med skarp begrensning mot grønnstein og en usystematisk fordeling av karbonat og kvarts.

Det er dog fremkommet en "regel" som synes å ha generell gyldighet: områder med kvarts opptrer ofte innesluttet i karbonatpartier, mens det omvendte, med karbonat innesluttet i kvarts, aldri er registrert.

I gangene finnes ofte åpne hulrom i mellomrommene mellom større krystaller med kvarts og kalkspat som vokser ut

fra veggene i hulrommene. Fenomenet tyder på at krystallisasjonen er skjedd på åpne sprekker ("open-space-filling" PARK 1963 p. 121) heller enn ved replacement.

Hovedmineralene i gangene er kalkspat og kvarts. Dessuten opptrer ankerit, klorit, epidot, aktinolit (asbest), ertsmineralene: svovelkis, kobberkis, magnetit og hematit og i forbindelse med kobberkismineraliseringen: malakitt og azurit.

Kvarts er melkehvit til grålig, gjennomskinnelig.

Begrensning av kvarts-ansamlinger er i håndstykke uregelmessig. I mikroskop fremgår at kvartskornene er hypideomorft begrenset med interlobate korngrenser. Kornene er equidimensjonale og størrelsen av enkeltkorn kan gå opp i 10 cm. Alle kornene viser undulerende utslukning som tyder på at de har vært utsatt for stresspåvirkninger etter avsetningen.

Kvarts innesluttet i karbonatkrystaller.

Det opptrer to karbonater:

Kalkspat er det vanligste karbonat. Farge: gråhvit til skitten brunnrød. Bruser intenst med fortynnet HCl. Finkornede varianter er lysere (hvite) enn de større krystallene. I finkornet gangmasse er det utviklet hypideomorfe til allotriomorfe korn, for de grovkornede typene er det mer vanlig å finne ideomorfe krystaller.

Det er utviklet tvillinglameller bare etter den lengste akse i kløvrhomboederne. I håndstykke fremstår tvillingene som en fin stripning på kløvflatene.

En prøve av rødbrunt karbonat er analysert med diffraktometer og ga refleksjoner som lå nær d-verdiene for kalkspat, men med visse forskyvninger. I MICHLEV (1957) publiseres verdier for kalkspat med varierende innhold av Mn og den analyserte prøve gir d-verdier som viser stor grad av overensstemmelse med en kalkspat med flg. sammensetning:

7,0 % MnCO_3

87,0 % CaCO_3

2,5 % MgCO_3

3,5 % FeCO_3

spor av SrCO_3

Optisk spektrografanalyse ga flg. elementer (OPTEDAL):

Mg - Mn - Si - Fe - Ca.

Ankerit. Karbonatet har gulbrun farge og bruser ikke så intenst med fortynnet HCl som kalkspat. Det har gjerne en kraftig brunfarget forvittringsskappe.

Mineralet forekommer bare i de grovkornige gangpartiene på samme måte som og med samme kornstørrelse som kalkspat. De to karbonattypene fremkommer side om side, men viser ingen spesielle sammenvoksnings- eller inneslutningsfenomener.

Optisk spektrograf ga flg. elementer:

Mg - Mn - (Si) - Fe - Ca.

Diffraktometeranalyse ga refleksjoner for $d = 2,89$, $d = 2,20$ og $d = 2,87$, som svarer til verdier for ankerittisk dolomitt. (HOWIE & BROADHURST 1958)

Klorit opptrer i gangene som grovkornede (2-3cm) flak eller som skarpkantede fragmenter bestående av finkornig kloritmasse. Sammensetningen varierer fra grochaut-type med tydelig dobbeltbrytning, grøngrønne anomale interferensfarger og negativ elongasjon til Fe-rikere proklorit med blå-lilla interferensfarger, lavere dobbeltbrytning og positiv elongasjon. Det er mulig dette har sammenheng med gangenes plassering i metagabbro, (som fører en grochaut-klorit) eller finkornet grønnstein (hvor klorit vanligvis er proklorit), men det foreliggende materiale er ikke omfattende nok til å avgjøre dette.

Aktinolit. Som gangmineral forekommer aktinolitkrystaller med ekstremt fibrig krystallutvikling, dvs. aktinolit-asbest. Fibrene kan bli opp til 15 - 20 cm lange og er ofte bøyet. Mineralet opptrer særlig hyppig i området ved Mitchell gruve, men det er også funnet eksemplarer i Follums ganger.

I håndstykke er den grønnfarget. I mikroskop er den blek grønn med svak pleokroisme. Middels dobbeltbrytning. Maks. utslukning $Z'Ac = 13^\circ$. Lysbrytning målt på kløvprismer i pulverpreparat ga: $n_1 = \text{ca. } 1,655$

$n_2 = 1,647$. Iflg. PARKER (1961) er dette en aktinolit med ca. 35% Ca_2Fe_5 .

Epidot. Opptrer på egne sprekker i metagabbro.

Grønne fibre som vokser på tvers av sprekken, opp til 3 cm lange.

Svovelkis. Den vanligste forekomstmate er som euhedrale kubiske krystaller disperst fordelt innen gangen.

Krystallene kan bli opp til 1/2 cm store med gjennomsnitt på ca. 2 mm. Mineralet forekommer også som irregulære masser bestående av meget små euhedrale krystaller.

Mineralet identifiseres lettest i lupe i håndstykke på grunnlag av messinggul farge, habitus og hardhet.

Mindre korn kjennetegnes i polerpreparat ved hvit-gul farge og sterk refleksivitet og at det er isotropt.

Svovelkis opptrer som små (< 0,1 mm) runde inneslutninger i kobberkis. Langs kanten av krystallene og på sprekkeene er det en smal "film" av sekundære Fe-hydroksyder ("limonit").

Kobberkis. Forekommer som uregelmessige innespregninger i gangmassen. Fig. 31 viser formen på slike "kobberkisklyser" i kvarts og kalkspatgang.

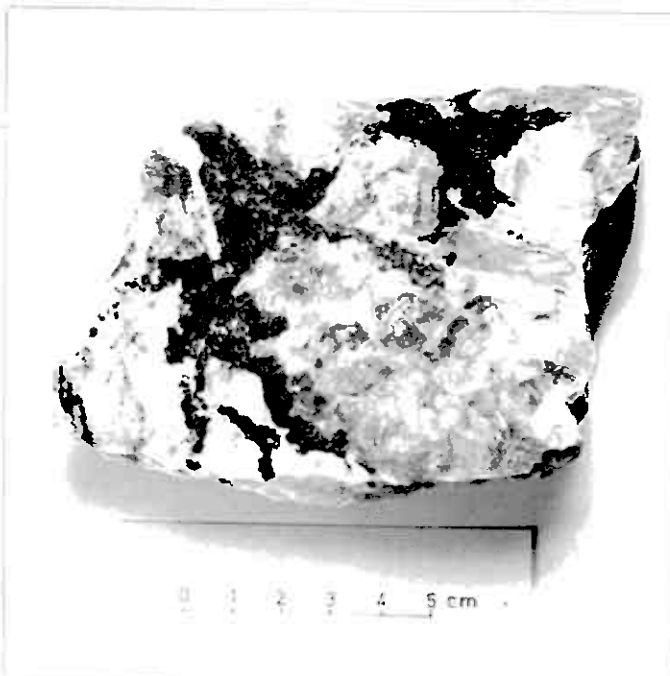


Fig. 31.

Kobberkis (mørk
grå) i kvarts -
kalkspat-gang.

Kobberkis skilles fra svovelkis i håndstykke ved at det er sterkere gulfarget og bløtere. I polerslip er mineralet karakteristisk messinggult. Det er svakt anisotropt og med kryssede Nicols kan det i enkelte prøver skilles ut enkeltkorn eller krystaller med euhedral form. Noen korn viser tvillinglameller. Innesluttet i kobberkis opptrer små euhedrale korn av magnetit og runde korn av svovelkis. På sprekker og langs korn grenser er det utviklet tynne filmer med limonit.

Magnetit. I Follums gang opptrer magnetit som gangmineral. I heng i gangen er det to ca. 20 cm mektige soner eller bånd av ren magnetit og i kalkspat-kvartsgang er det impregnasjon av euhedrale magnetitkrystaller. Mengden av impregnasjon avtar mot ligg.

Dette er den eneste lokalitet hvor magnetit er funnet som gangmineral.

I massiv magnetit finnes innesluttet partier av kalkspat og klorittisert grønnstein og også korroderte svovelkiskrystaller. Korrosjonen har tildels gått så langt at det bare gjenstår rust-pseudomorfer etter svovelkis.

I mikroskop kjennes mineralet på habitus hos euhedrale krystaller, at det er isotropt og karakteristisk lys grå til lys brunviolet farge.

Svovelkis, kobberkis og hematit i magnetit er hovedsaklig knyttet ^{til sprekker} i mineralet, men hematit forekommer også som rene inneslutninger.

Hematit. På små (under 2 cm mektige) sprekker i grønnsteinen over kalkskifrene er, i et par lokaliteter, hematit funnet å utgjøre hovedmineralet i sprekkefyllingene. Det opptrer sammen med litt kalkspat. Hematit forekommer dessuten som nevnt som små flakformige krystaller assosiert med karbonatgang i de partier av mineraliserte ganger som inneholder ankerit. I mikroskop sees mineralet også å fremkomme assosiert med magnetit, enten som stenglige euhedrale krystaller på sprekker i magnetit, eller som meget små (under 0,05 mm) uregelmessige inneslutninger i massiv magnetit. Inneslutningene har ingen orientering eller systematisk

fordeling som f.eks. gir strukturer av typen "martit". Mineralet er i mikroskop blålig-hvitt, tydelig anisotropt og viser karakteristisk rød indre-refleksjon. Limonit opptrer på sprekker i og som randsone rundt svovelkis og kobberkis. I gjennomfallende lys er det sterkt rødfarget, semiopakt. I reflektert lys er det grått, anisotropt med meget sterk rødlig indre-refleksjon.

Malakit som grønt sekundært belegg på kobberkis eller skilt ut på sprekker i gangmasse og sidestein i områder med tydelig kobbermineralisering. Tilsvarende belegg kan bli sterkt blåfarget, hvilket tyder på azurit-sammensetning.

d) Paragenese.

Det er registrert strukturer som indikerer en rekkefølge for avsetning av gang- og kismineraler.

Kvarts - kalkspat:

Av fig. 30 fremgår at partier av gang som består av kvarts "omsluttes" av karbonatmineraler, mens det motsatte ikke er registrert. Det samme sees i mikroskop: kvartskorn innesluttet i krystaller av karbonat. Dessuten er det vanlig at kalkspat trenger inn på sprekker i kvartskornene og danner tynne "sømmer" på grensen mellom kvartskorn. Disse strukturene indikerer at karbonat er krystallisert etter kvarts.

Kalkspat - ankerit:

Grensen mellom krystaller av de to karbonatene er skarp og danner rette linjer. De fremviser de samme teksturer vis a vis kvarts. De synes derfor å være samtidige.

Karbonat - klorit:

Flak av hypideomorf klorit er innesluttet i kalkspat, hvilket antyder at klorit er eldst av disse, men det er for få observasjoner til å kunne avgjøre dette med sikkerhet.

Klorit - kvarts:

Det er ikke observert strukturer som kan klargjøre

alderrelasjonen mellom disse mineralene.

Karbonat - aktinolit:

Ideomorfe til hypideomorfe fibre av aktinolit innesluttet i karbonatkrystaller og synes derfor å være eldre enn karbonat.

Aktinolit - kvarts:

Er ikke observert i samme slipp.

Epidot:

Er som nevnt bare funnet på egne sprekker og er aldri observert i kontakt med andre gangmineraler.

Kobberkis - karbonat:

Kobberkis er tydelig yngre enn karbonat: trenger inn på sprekker og omslutter karbonatkorn.

Svovelkis - kobberkis:

I polerslipp fra en av malmprøvene opptrer små (ca. 0,05 mm) avrundete korn av pyrit som innesluttninger i kobberkis. Dette skyldes muligens resorpsjon eller replacement av svovelkis til kobberkis, hvilket innebærer at kobberkis er senere enn svovelkis.

Kobberkis - magnetit:

Euhedrale krystaller av magnetit er innesluttet i kobberkis. Kobberkis opptrer på sprekker i magnetit.

Svovelkis - magnetit:

Svovelkis opptrer på samme måte som kobberkis i magnetit, og man får inntrykk av at den er yngre.

En relativt sikker påvist rekkefølge for mineraliseringen i gangene er derfor:

kvarts - aktinolit - karbonat - kobberkis.

For de andre gangmineralene er forholdet mer usikkert, men på grunnlag av detaljer i strukturene kan de innpasses i skjemaet, og dette resulterer i flg. paragenese:

kobberkis
 svovelkis, magnetit, hematit
 kalkspat, siderit
 aktinolit, klorit, epidot? kvarts

Sammenlignes denne listen med LINDGREN's (1937) postulerte paragenese i hydrothermale malmforekomster (PARK 1963) sees at overensstemmelsen er svært god.

3. Sidesteinsomvandling.

En detaljert undersøkelse av mineralogiske forandringer av grønnstein i nærheten av gang, innebærer mikroskop- eller røntgenanalyse av en nøyaktig prøvetatteprofil i forskjellige snitt over gang. For å være relativt sikker på at de mineralomvandlinger man registrerer skyldes løsninger som har avsatt gangmineralene, må både generelle og lokale geologiske (teksturelle) trekk være nogenlunde kjent.

Prioriteringen av arbeidsoppgavene i det foreliggende arbeidet har ført til at sidesteinsomvandling er lite undersøkt. Det er imidlertid under kartleggingen av gangene mesoskopisk registrert visse forandringer og spredte prøver av grønnstein i kontakt med mineralisert gang er vurdert i mikroskop.

De mineraliserte gangene i Kåfjord er lithologisk skarpt avgrenset fra grønnstein og generelt gjelder at grønnstein beholder sin mørke farge og struktur helt inn mot kontaktflaten. I nærheten av gang er det påvist et øket innhold av disperst fordelte kismineraler og med fortynnet HCl registreres også et innhold av kalkspat som avtar fra gangen. Over ca. 20 cm fra gang er grønnstein upåvirket.

I et par av prøvene av grønnstein fra kontakten med gangmasse, er det i mikroskop påvist inneslutninger av sericitt i albit. Også klorit opptre innesluttet i albit.

Bare klorittisering, dvs. ikke spor etter sericittisering forekommer også i grønnstein i kontakt med gang.

Prosesser som sericittisering, klorittisering, pyritisering og karbonatisering har derfor, i det minste lokalt, forårsaket omvandling av sidestein, men sannsynligvis i beskjedne grad.

4. Forekomster utenfor det sentrale gruveområdet.

Hennings gruve (lok. 788628) ligger i en tektonisert, grafitrik skifer. Kismineraliseringen - vesentlig svovelkis, men også noe kobberkis - er hovedsaklig knyttet til sprekker i skiferen. Gangmineraler er vesentlig kvarts: gråblå, nesten glassklar, og noe karbonat.

Det har vært anlagt prøvedrift på forekomsten, men den malm som fantes ble snart drevet ut, og den er iflg. rapportene på det nærmeste utdrevet.

Noen mindre skjerp N for Hennings gruve er anlagt på fattige kisimpregnasjoner (vesentlig svovelkis) i en finkornet grønnstein.

Annas- og Lundstrøms gruver ligger henholdsvis S og E for Møllervannene, ca. 3 km W for Kåfjord. Forekomstene ansees for å tilhøre "copper paragenesis" etter VOKES (1957), med kobberkis og bornit som hovedmineraler impregnert i dolomitt.

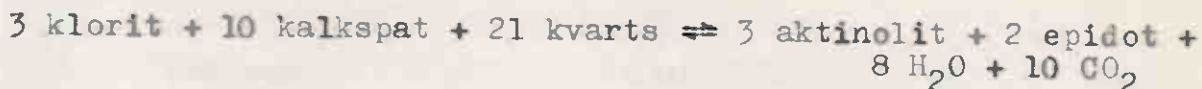
5. Teori for malmdannelsen.

Malmenes forekomst på sprekker som har sammenheng med foldingen i området viser at forekomstene er epigenetiske. De må dessuten være syn- eller post-tektoniske.

Det er vurdert om gangmineraliseringen kan være en direkte følge av intrusjonen av det basiske magma. I mot en slik teori taler det forhold at sprekker i metagabbro, hvis orientering er funnet å ha sammenheng med foldingen, også er mineralisert. Gabbroen må altså eventuelt ha størknet og deltatt i foldingen før de malmførende løsningene trengte inn.

Det er tidligere påpekt at det i nærheten av malmførende ganger er utviklet breksje-strukturer og at breksje er et karakteristisk og fremtredende strukturelement i bergartene i Kåfjord. Det er derfor en nærliggende tanke at det kan være en sammenheng mellom malmdannelse og dannelsen av slike knusningssoner, spesielt fordi "ren", grovklastisk breksje, av den type som er utviklet i grønnstein, resulterer i en betraktelig økning i permeabilitet i bergarten og derfor ansees å representere gunstige tilførselsveier for malmførende løsninger (LOVERING 1942 i PARK, 1963).

I kap. II, punkt c om dislokasjonsmetamorfose (p. 61) er beskrevet de mineralogiske forandringer som er registrert i breksjetyper i grønnstein. De kan skjematisk samles i en reaksjonsligning:



Mineralene på venstre side opptrer i breksjesonene, og de på høyre side i "normal" grønnstein. Det må altså etableres betingelser som får reaksjonen til å gå mot venstre. Dette kan tenkes mulig ved en økning i aktiviteten av komponentene H_2O og CO_2 . Økt aktivitet av H_2O og CO_2 vil kunne oppnås i en breksjesone hvor mobiliteten av vandige (CO_2 -holdige) løsninger vil øke. CO_2 -konsentrasjonen i en slik løsning vil forhøyes når løsningen passerer karbonatrike bergarter.

Beregning av volumforandring når reaksjonen går mot venstre gir:

Aktinolit:	$285 \text{ cm}^3 \times 3$	=	$855,0 \text{ cm}^3$
Epidot:	$136,2 \text{ cm}^3 \times 2$	=	$272,4 \text{ "}$
			$1127,4 \text{ cm}^3$
Klorit:	$164,57 \text{ cm}^3 \times 3$	=	$493,7 \text{ cm}^3$
Kalkspat:	$37 \text{ cm}^3 \times 10$	=	$370,0 \text{ "}$
Kvarts:	$22,7 \text{ cm}^3 \times 21$	=	$476,7 \text{ "}$
			$1340,4 \text{ cm}^3$

Dette betyr en volumøkning på ca. 18,5% for denne reaksjonen.

Molvolumverdiene er hentet fra CLARK (1966). For klorit er den beregnet på grunnlag av formelen for proklorit på p. 100 i WINKLER (1968), hvor den inngår i reaksjonen som er gjengitt ovenfor. Etter diagrammet på p. 91 i TRØGER (1959) har proklorit et Mg/Fe-forhold på omkring 3/2 til 1/1 og $D = 2,8 - 2,9$. I beregningene ovenfor er benyttet $D = 2,85$. Verdiene er ikke eksakte, men bør kunne ansees å være riktige i første desimal.

PARK (1963, p. 145) omtaler sidestensomvandling i The Mother Lode District i California, hvor hydrothermal virksomhet har forårsaket at "...large volumes of silica were removed from silicates; the amount is more than enough to account for all silica in the vein, hence it is unnecessary to attribute this compound to the magma."

Teoretisk kan det beregnes hvor stor volumøkning reaksjonen ovenfor vil forårsake i f.eks. en metagabbro med et modalinnhold av aktinolit og epidot tilsvarende den i Kåfjord, når reaksjonen kan ansees å ha forløpt fullstendig mot venstre, men i et praktisk tilfelle vil beregningen kompliseres av flere faktorer (mangel på kjennskap til den eksakte kjemiske sammensetning av de angjeldende mineralene, eventuelle andre reaksjonsprodukter, gjensidig påvirkning av mineralene, hvor stor grad reaksjon går mot venstre osv.).

Generelt kan det imidlertid slås fast at i den utstrekning de angjeldende mineralene inngår i reaksjonen ovenfor, vil de produsere et volumoverskudd.

For å gi en ide om størrelsesorden for eventuell volumøkning, kan man gå ut fra en bergart med 20 volum-% aktinolit og 20 volum-% epidot. Teoretisk vil ca. 3 ganger så stort volum av aktinolit som epidot reagere. ($855/272,4$ se ovenfor) Hvis all aktinolit i bergarten omdannes, vil ca. 6,4% av epidotinnholdet i bergarten inngå i reaksjonen. M.a.o. 26,4% av bergarten vil inngå i en reaksjon som gir en volumøkning på ca. 18,5% og dette resulterer i en økning av et bestemt bergartsvolum på ca. 5%.

En bergart med et høyere innhold av aktinolit, men med samme mengde epidot, vil forårsake en større økning av volumet.

Tenker man seg at volumoverskuddet hovedsaklig utgjøres av kvarts og kalkspat, kan dette representere stor nok mengde til å forklare innholdet av disse mineralene i gangene i Kåfjord.

Denne teori for forklaring av dislokasjonsmetamorfose og gangenes mineralogi krever at de basiske vulkanittene var omvandlet (uralittisert og saucurittisert) før de hydrothermale løsningene trengte frem i breksjesonene.

De mineralassosiasjoner som opptrer i gangene er stabile i de laveste deler av grønnskiferfacies (B 1.1) og kan derfor ha overlevet den regionale metamorfosen (p.63).

Det er nærliggende å knytte forekomst av ertsmineraler til de hydrothermale (hydatogen) løsningene som har omvandlet grønnstein i breksjesonene. Man må anta at de inneholder elementene Fe, Cu og S oppløst i en eller annen form.

Utkrystallisasjon av FeS_2 , CuFeS_2 , Fe_2O_3 og Fe_3O_4 kan være betinget av forandringer i trykk, temperatur eller forandring av Eh - pH som følge av at løsningene tilstreber likevekt med grønnsteinen (kjemisk kontroll).

Hypotese for den geologiske utvikling i Kåfjord.

På grunnlag av de tolkninger og konklusjoner som er presentert under hovedavsnittene i denne utredningen, kan det stilles opp en rekkefølge for de prosessene som antas å ha påvirket bergartene i Kåfjord:

1. Sedimentasjon og vulkanisme (ekstrusjon og intrusjoner med kontaktomvandling av sedimentene).
2. Diagenese. Begynnende omvandling av de basiske vulkanittene (uralittisering og saussurittisering).
3. Begynnende folding etter NS/horisontale foldeakser.
4. Dannelse av sprekker som følge av foldingen (tverrsprekker og langsprekker), med bevegelse (forkastning) etter tverrsprekkeretningene.
5. Bevegelse etter plan med nåværende orientering NNE/slakt fall mot ESE ("skjærsonen"). Har forårsaket knusning og breksjedannelse.
6. Breksjesonene ("skjærsonen"?) åpner vei for hydrotermale løsninger som omvandler silikatene i de uralittiserte og saussurittiserte basaltiske bergartene, med dannelse av kvarts og kalkpat som avsettes på sprekker i grønnstein sammen med løsningenes innhold av Cu, Fe og S. Grunnen til at sulfidene felles kan være endringer i pT-forhold og/eller endringer i Eh-pH som følge av det kjemiske miljø grønnstein representerer.
7. Stadig utvikling av foldingen, med bikking av foldene mot E.
8. Bevegelse (overskyvninger) etter retninger som faller sammen med retningene for akseplanet i 2. ordens foldene: sleppesoner som forkaster de malmførende gangene, og foldeforkastning

(-overskyvning) i den N-ligste del av feltet.

Omvandling av bergartene som følge av den regionale metamorfose foregår under hele denne utviklingen og kuliminerer med forhold som tilsvarer de laveste deler av grønn-skiferfacies (kvarts-albit-muskovit-klorit-subfacies).

En slik oppstilling er svært skjematisk og derfor delvis usøyaktig: flere av prosessene overlapper hverandre eller foregår i løpet av flere av de oppførte punktene. For enkelte er det også usikkerhet om plasseringen. F.eks.:

Intrasjonen av gabbro har funnet sted før dannelsen av sprekkene (punkt 4), og hører altså ikke nødvendigvis sammen med "overflatevulkanismen" (punkt 1).

Sausurittisering og uralittisering av vulkanittene (punkt 2) foregår over lang tid, men antas i det minste å ha vært langt fremskredet ved hydrothermalomvandlingen av silikatene i breksjesonene (punkt 6).

Ad punkt 6: Det bør presiseres at teorien om en sammenheng mellom breksje og malmdannelse er uavhengig av breksjesonenes orientering. Tolkningen om en skjærsone med den beskrevne orientering forenkler bildet, men er ikke avgjørende for lokaliseringen av malmene i Kåfjord.

LITTERATURLISTEGenerell fortegnelse.

- ANONYMUS (1961): Regler for norsk strategisk nomenklatur. NGU 213, pp. 224-233.
- BADGLEY, P.C. (1965): Structural and Tectonic Principles. A Harper International Student Reprint.
- BARTH, T.F.W. (1962): Theoretical Petrology. 2. ed. John Wiley & Sons Inc. New York - London.
- BILLINGS, M.P. (1962): Structural Geology. 2. ed. Prentice-Hall International Inc. London.
- BRYHNI, I. (1964): Strukturgeologi (tektonikk). Stensilerte forelesningsreferater.
- (1966): Mineralidentifikasjon. Universitetsforlaget.
- CAMERON, E.N. (1961): Ore Microscopy. John Wiley & Sons Inc. New York - London.
- CLARK, S.P. (1966): Handbook of Physical Constants. Geol. Soc. of America. Memoirs 97.
- DAHL, T. (1891): Det nordlige Norges geologi. NGU 4.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. (1966): An Introduction to the Rock-forming Minerals. Longmans, Green and Co, Ltd.
- De SITTER, L.U. (1956): Structural Geology. Mc Graw-Hill Book Company. New York - London - Toronto.
- EITEL, W. (1966): Silicate science, Vol. IV: Hydrothermal silicate systems. Academic Press, New York - London.
- FØYN, S. (1963): Den tillittførende formasjonsgruppe i Alta - en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark. NGU 228, p. 139.
- GEUKENS, F. og MOREAU, J. (1960): Contributions a la geologie de la region de Talvik. Proc. XXI Int. Geol. Congress, Norden, Part IX, pp. 192-200.
- HILLS, E.S. (1963): Elements of Structural Geology. Jarrolds & Sons Ltd. Norwich.

- HOLTEDAHL, O. (1915): Nogen foreløpige meddelelser fra en reise i Alten, Finnmarken. NGU Årbok 1915, II.
- (1918): Bidrag til Finnmarkens geologi. NGU 84.
- HOWIE, R.A. and : X-ray data for dolomite and ankerite.
BROADHURST, F.M. (1958) Am. Min. v. 43, pp. 1210 - 1214.
- JOHANNES, W. (1966): Naturwiss. 53, p. 80 - 81.
- KERR, P.F. (1959): Optical Mineralogy. 3. ed.
Mc Graw-Hill Book Company Inc.
- MICHEEV, V.J. (1957): Rentgenometricheskii opredelitel' b mineralov. Moskva.
- MILNES, A.G. and : Contribution to the geology of the
RITCHIE, A. (1962) Kvernangen window, Burfjord, Troms, Norway. NGT bd. 42, h. 1-2, pp. 77-102.
- MOBERG, A. (1968): Kopparverket i Kälfjord. Ett bidrag till Nordkalottens historie. Norrbottens Museum.
- MOORHOUSE, V.V. (1959): The study of rocks in thin sections. Harper International Student Reprints.
- PARKER, R.B. (1961): Rapid determination of the approximate compositions of amphiboles and pyroxenes. Am. Min. v. 46, pp. 892 - 900.
- PETTIJOHN, F.J. (1956): Sedimentary Rocks. 2. ed. Harper and Brothers. New York.
- PIRSSON, L.V. (1915): Microscopical characters of volcanic tuffs. Am. Jour. of Science. Ser. 4, vol. XI, no. 236.
- PRICE, N.J. (1966): Fault and joint development in brittle and semibrittle rock. The Commonwealth and International Library. Pergamon Press Ltd.
- RAMDOHR, P. (1950): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag. Berlin.
- REITAN, P. (1960): Precambrian of northern Norway. Geology of Norway. ed. Høltedahl. NGU 208, pp. 67 - 78, 92 - 98.
- (1963): The geology of the Komsagfjord tectonic window of the Raipas suite, Norway. NGU 221.

- STACHE, A. Undersøkelse av omr. Kåfjord - Møllervannene, i forbindelse med diplomoppgave for tysk ingeniørsamen. Sommeren 1969. Muntlig meddelelse.
- STRAND, T. (1952): Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark. NGU 183, Arb. 1951, p. 22.
- STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. Neues Jahrb. Min. Abh. 107, pp. 144 - 240.
- TRØGER, W.E. (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I, 3. Aufl. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- VOKES, F. (1955): Observations at Raipas Mine, Alta. NGU 191, Arb. 1954, p. 103.
- (1957): Some copper sulphide paragenesis from the Raipas formation of Northern Norway. NGU 200, Arb. 1956, p. 74.
- WINKLER, H.G.F. (1967): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Revised 2. ed. Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York.
- ZENZEN, N. (1916): Rapport öfver en geologisk undersökning af Alten Koppargrufvorns område i Kvanangen. Utf. sommeren 1915. NGU arkiv.

Rapporter og beretninger i forbindelse med gruvedriften.

- BACHEKE, A. (1896): Brev til Consul m.m. N. Persson, Helsingfors, 20. sept. 1896.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 137.
- BACHEKE, A., WITT, O. : Rapport öfver Altens Koppargrufvor.
og WITT, Th. (1903) NGU Bergarkivet, rapport nr. 2425.
- CARLSON, Fr. (1910): Rapport öfver befaringen af malmfore-
komsterna i Kvænangen og Kaafjord
i Alten.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 141.
- HOLMSEN, H. (1910): Indberetning fra en i Juli Maaned
1910 foretagen inspektionsreise til
Kaafjord, Badderen og Oxfjorden.
Sulitjelma, 3. sept. 1910.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 2426.
- HOLMSEN, H. og : Rapport angaaende Sulitjelmabolagets
LARSON, P. (1904) gruber og ertsforekomster i Kaafjord
og Kvænangen.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 139.
- LOUIS, H. (1901): Rapport av 1901.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 138.
- SCHÜTZ, Fr. og : On the mines of Kaafjord, Raipas and
HASSELBOM, A. (1899) Kvænangen and the Alten Copperworks
in the departments of Finnmarken and
Tromsø, Norway.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 137.
- SJØGREN, H. (1904): Rapport til Sulitjelma Aktiebolag.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 140.
- Von RUSSEGGER, (1841): " Über die Kupferwerke zu Kaafjord und
Raipas an der Nordküsten von
Norwegen bei Hammerfest.
Arch. f. Min. Geog. Bergbau und
Hüttenkunde. Von Kärsten und von
v. Dechen. 15. bd. Berlin 1841.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 1563.
- (1908): Arsberetning for Altens Kobbergruver,
1908.
NGU Bergarkivet, rapport nr. 1318.

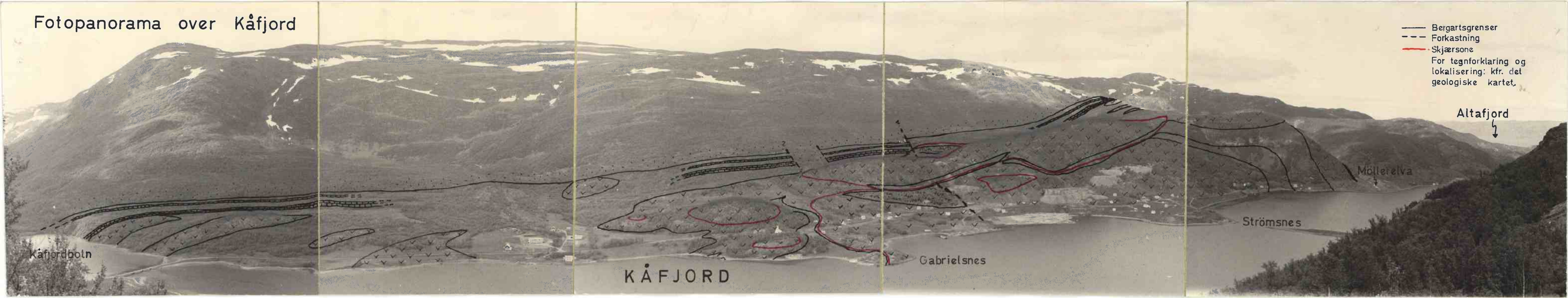
FIGURFORTEGNELSE

side

Fig. 1 a	Norgeskart som viser lokalisering av feltet....	12
b	Geologisk kart over Vest-Finnmark, som viser feltets regionalgeologiske plassering.....	12
Fig. 2	Profil over grensesonen mellom Undre og Øvre Raipas.....	13
Fig. 3	Sericit og klorit replacerer kvarts i gravakke.	18
Fig. 4	Mikrofolder i sericit-klorit-rike bånd i fyllit.....	20
Fig. 5	Diagram over likevektsbetingelser for metamorfe reaksjoner i karbonatrike bergarter..	24
Fig. 6	Profil over kalkskifre og dolomitter W for Møllernes.....	30
Fig. 7	Grønnstein i kalkskifer. Indikasjon på opp-ned i lagserien.....	34
Fig. 8	Oppsprekking i mørk leirstein (breksje).....	37
Fig. 9 a	Kryss-sjikt i kalksandstein.....	39
b	"Boller" av kvartsitt i kalksandstein.....	39
Fig. 10	Kalksandstein med rekrySTALLISERT kvarts.....	41
Fig. 11	Ophittisk tekstur i middelskornet grønnstein...	45
Fig. 12	Konsentriske strukturer i finkornet grønnstein. Pillow-lava?.....	50
Fig. 13	Grensen grønnstein i heng - kalkskifer i ligg..	51
Fig. 14	Diskordans mellom grønnstein og skifer.....	52
Fig. 15a	Breksje i grønnstein ved Gabrielsnes.....	59
b	Detalj fra fig. 15a.....	59
Fig. 16	APK-diagram for B 1.2 (WINKLER 1968).....	64
Fig. 17	Stereografisk diagram. Ca. 50 målinger av s_0 -flater i kalkskifre, dolomitt og fyllit W og N for Møllernes.....	69
Fig. 18	Skjematisk skisse over 2. ordens anti-klinalen. Undulerende foldeakse.....	70
Fig. 19a	3. ordens folder i kalkskifre.....	70
b	3. ordens fold i kalkskifer.....	71
Fig. 20	Isoklinal folding og overskyvning N for Møllerelva.....	72
Fig. 21	"Falsk skifrihet" i kalkskiferne W for Møllernes.....	73

Fig. 22	Stereografisk diagram. Ca. 630 malinger av sprekker (s_2) i metagabbro.....	74
Fig. 23a	Breksjestructur i grønnstein (håndstykke).....	76
b	Breksjestructur i kalkskifer (håndstykke).....	76
Fig. 24	Konstruerte strøk/fall-tegn for plan som omfatter breksjelokalitetene.....	77
Fig. 25	Kåfjordens W-side sett fra Carl Johan gruve....	78
Fig. 26	Kåfjordens W-side sett fra Simanes.....	79
Fig. 27	"Fjersprekker" i kalkskifer.....	79
Fig. 28	Breksjestructur i gang.....	82
Fig. 29	Mulig utvikling av 2. ordens antiklinalen og skjærsonen.....	84
Fig. 30a	Profilskisse over gang og sideberg i Nord-gruven.....	97
b	Profilskisse over gang og sideberg i omr. 64...	97
Fig. 31	Kobberkis i kvarts-kalkspat-gang.....	100

Fotopanorama over Kåfjord



Kåfjordbotn

KÅFJORD

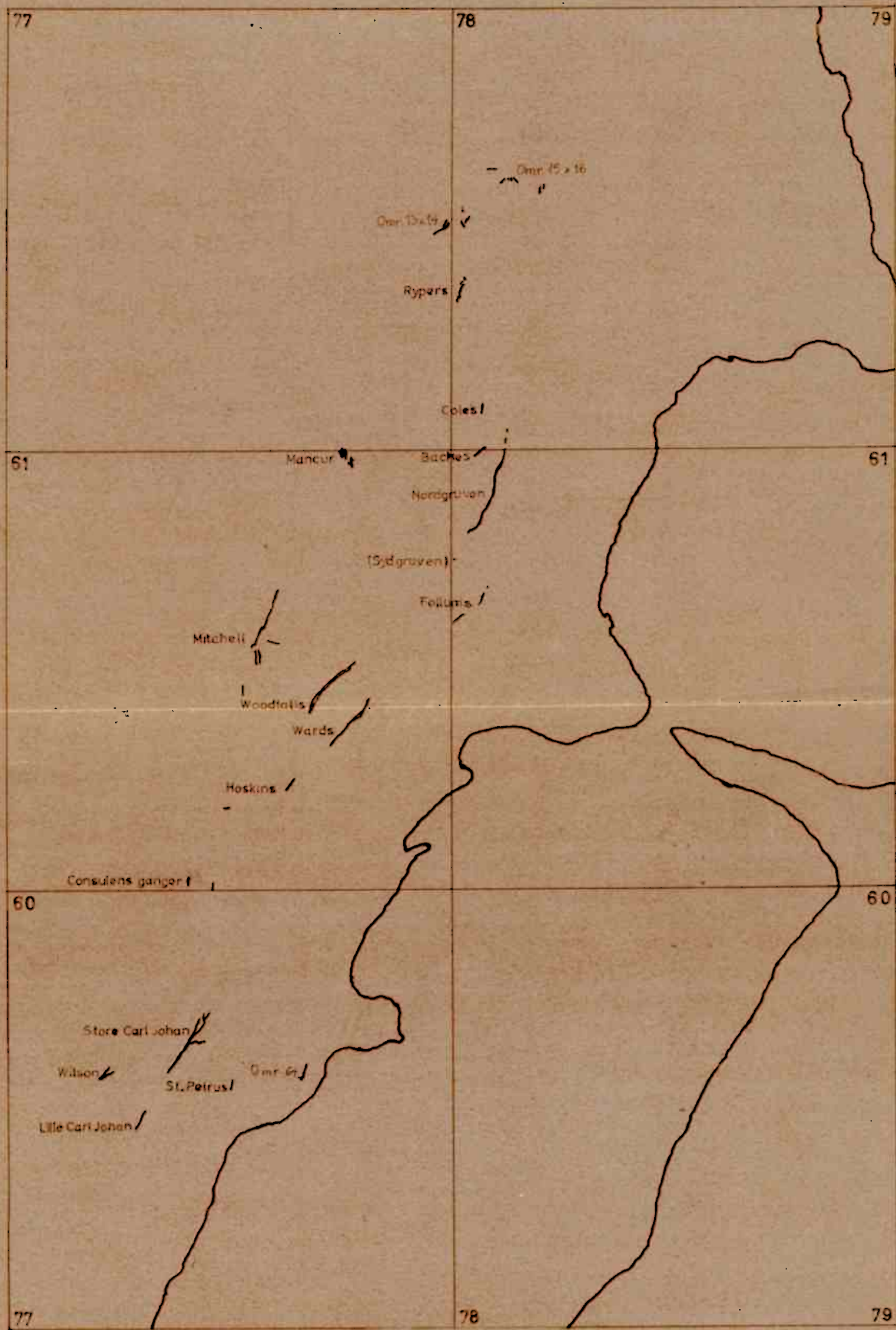
Gabrielsnes

Strömsnes

Møllerelva

Altafjord

- Bergartsgrenser
 - - - Forkastning
 - Skjærsone
- For tegnforklaring og lokalisering: kfr. det geologiske kartet.



Utgående av de største malmtførende gangene i Kåfjord. (Sydgruven går ikke ut dagen)

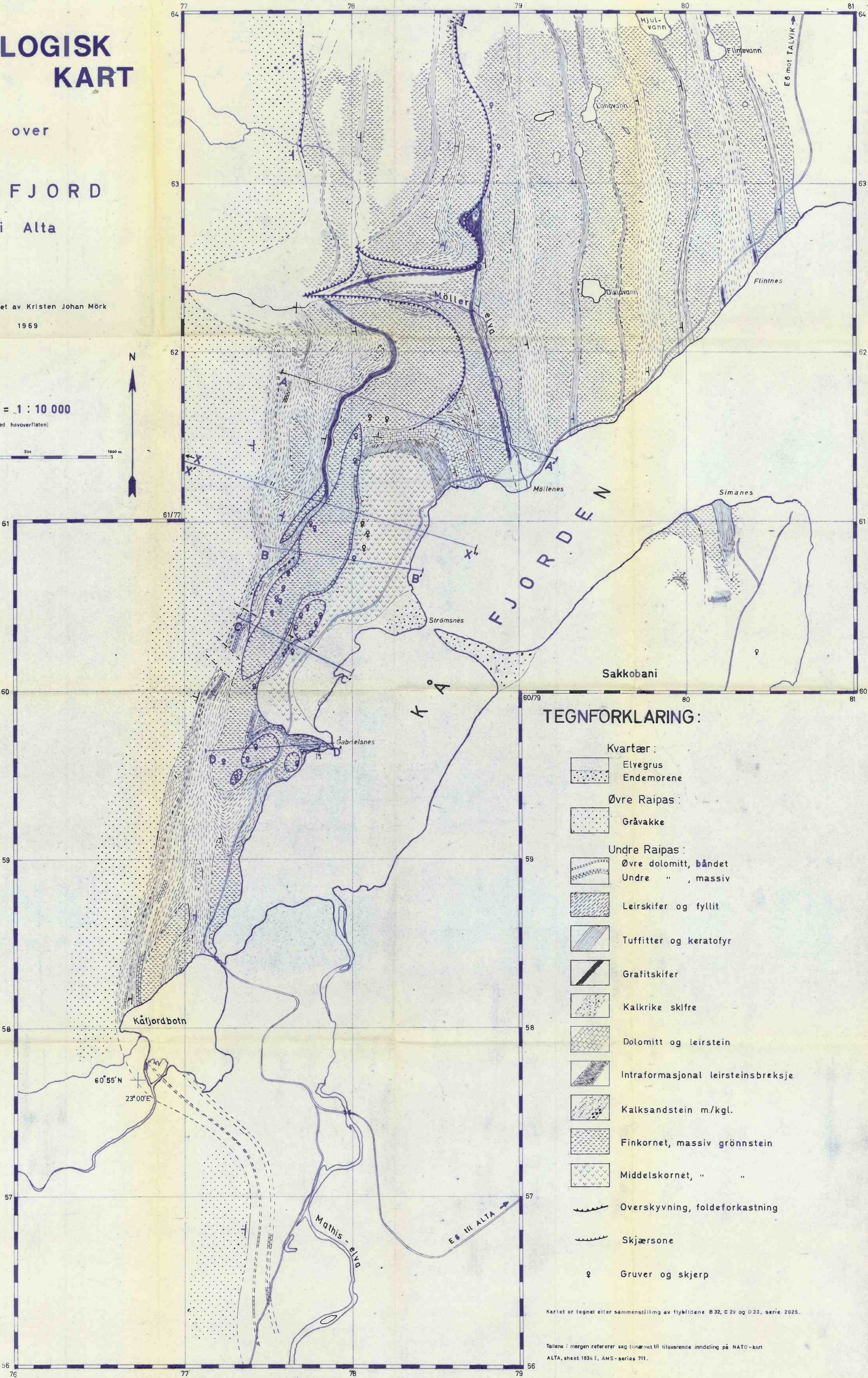
GEOLOGISK KART

over

KÅFJORD i Alta

Utarbeidet av Kristen Johan Mørk
1969

M = 1 : 10 000
(ved havoverflaten)



TEGNFORKLARING:

- Kvartær:
- Elvegrus
 - Endemorene
- Øvre Raipas:
- Gråvakke
- Undre Raipas:
- Øvre dolomitt, båndet
 - Undre " , massiv
 - Leirskifer og fyllit
 - Tuffitter og keratofyr
 - Grafitiskifer
 - Kalkrike skifre
 - Dolomitt og leirstein
 - Intraformasjonal leirsteinsbreksje
 - Kalksandstein m/kgl.
 - Finkornet, massiv grønnstein
 - Middelskornet, " "
- Overskyvning, foldeforkastning
- Skjærsone
- ♀ Gruver og skjerp

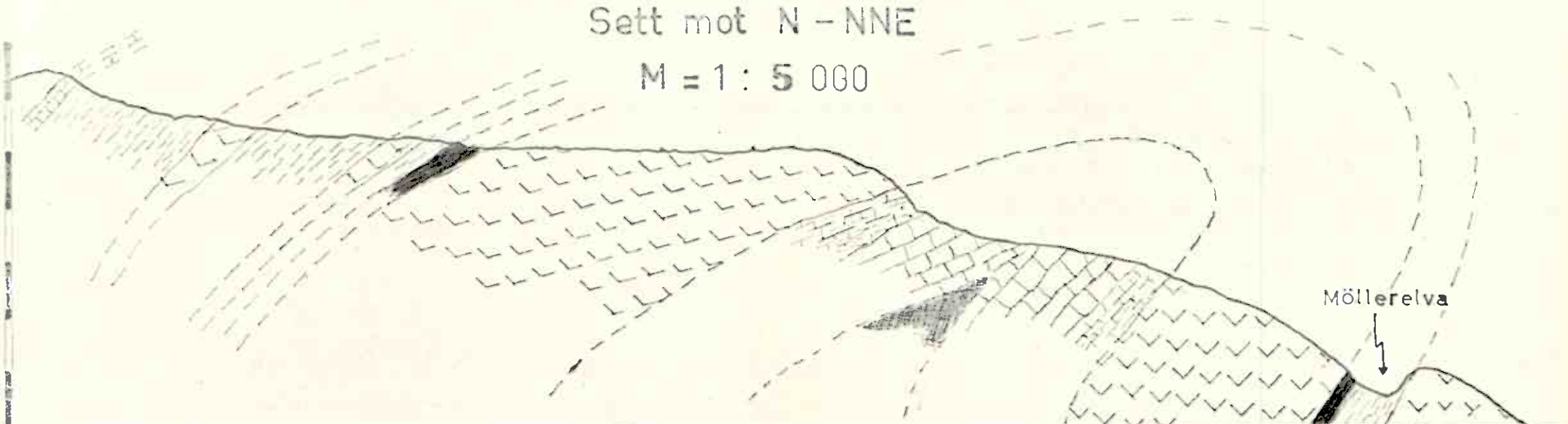
Kartet er tegnet etter sammensetting av flybildene B32, C29 og D33, serie 2025.

Tallene i margin refererer seg til nett til tilsvarende inndeling på NATO-kart
ALTA, sheet 1834 I, AMS-serie 711.

GEOLOGISKE PROFIL OVER KÅFJORD, VEST.

Sett mot N - NNE

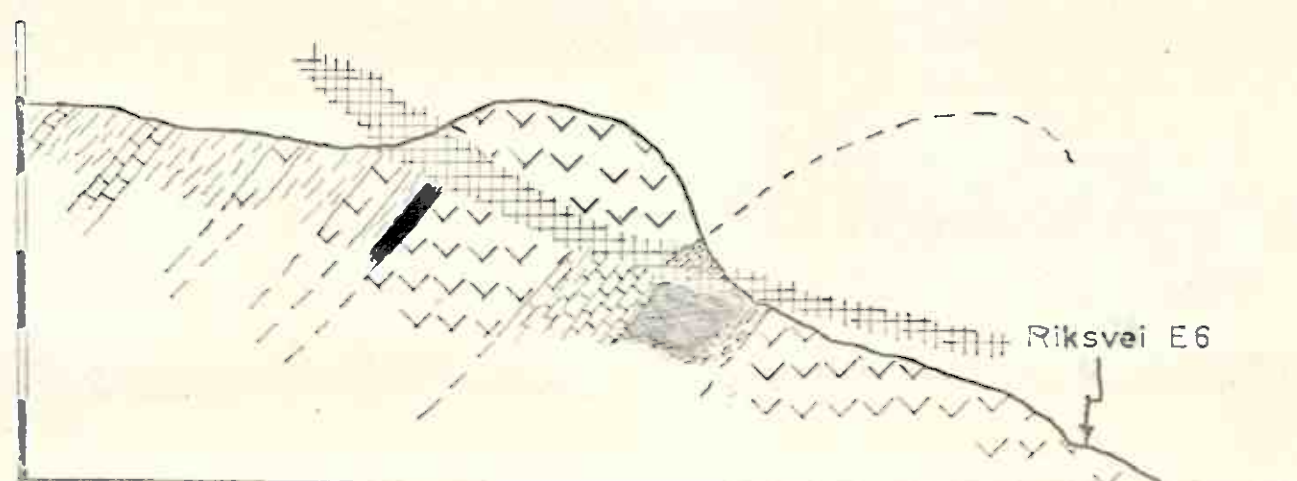
M = 1 : 5 000



A

Profilretning ca. 110°

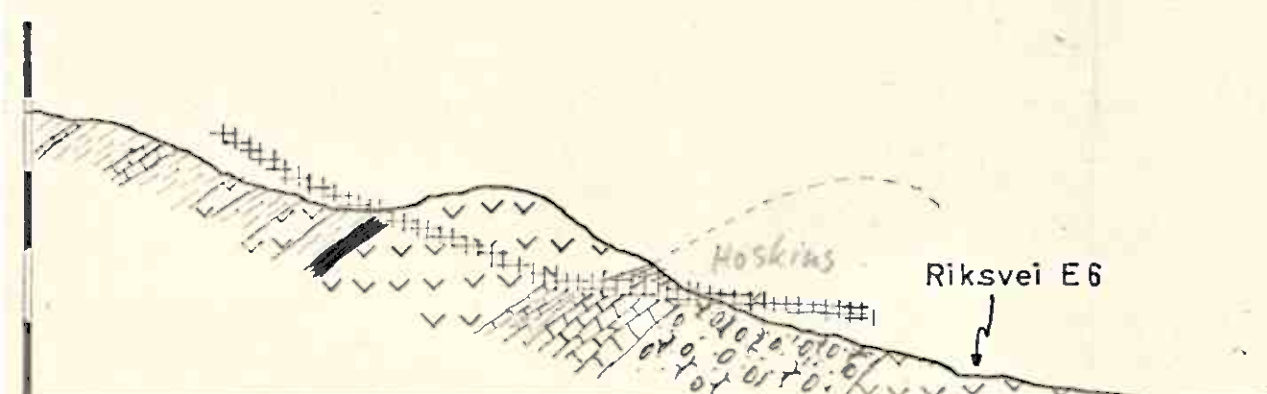
A'



B

Profilretning ca. 105°

B'



C

Profilretning ca. 125°

C'



D

Profilretning ca. 85°

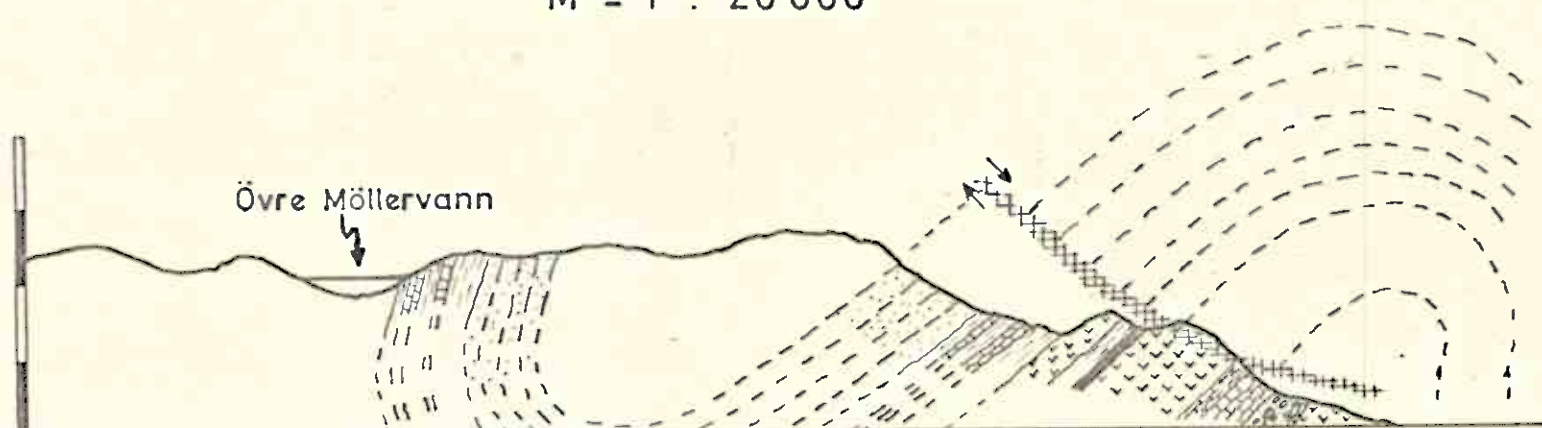
D'

W

Profilinje er inntegnet på det geologiske kartet.

E

M = 1 : 20 000



X'

Profilretning ca. 100°

X''

Tegnforklaring: se det geologiske kartet

