

U. B. BERGEN

Ms. Rb 1611 1.

Oppgaven går til Universitets-
biblioteket for utlån / ikke utlån.

30/4 - 79

date

underskrift

Martin Hamborg

MARTIN HAMBORG
DEGLASIASJONSFORLØPET I
SAMNANGER OG KVAM, HORDALAND

DEL I : TEKST OG TABELLER

HOVEDOPPGAVE I
KVARTERGEOLOGI OG GEOMORFOLOGI VED
GEOLOGISK INSTITUTT AVD. B
UNIVERSITETET I BERGEN
VÅREN 1979.

FORORD.

Ved opptak til hovedfag foreslo min veileder, daværende første-amanuensis nå dosent dr. phil. Jan Mangerud, fjellområdet mellom Samnanger- og Hardangerfjorden som arbeidsområde for hovedfaget.

Feltarbeidet ble utført somrene 1975 - 1977 med økonomisk støtte fra Norges almenvitenskapelige forskningsråd og Universitetet i Bergen.

Hösten 1975 foretok jeg en grusinventering i deler av Tysse i Samnanger kommune og i Steinsdalen i Kvam kommune. Arbeidet ble utført for Statens Vegvesen under ledelse av førstelektor N. Rye ved Geologisk Institutt. avd. B. Geolog O.P. Vangen ved Statens Vegvesens veglaboratorium i Oslo har utført runding og petrografiske analyser på det innsamlede materialet. Analyseresultatene fra inventeringen er velvilligst stilt til min disposisjon.

Frk. E. Irgens ved tegnekontoret på Geologisk Institutt har forminsket noen av figurene for meg.

Til de ovenfor nevnte personer og institusjoner vil jeg med dette rette en hjertelig takk.

Bergen i mars 1979.

Martin Hamborg

I N N H O L D S F O R T E G N E L S E

	Side
1	INNLEDNING 1
1.1	Tidliger kvartærgeologiske arbeider 1
1.2.	Hjelpemidler 1
1.3.	Topografisk oversikt 2
2	BERGGRUNN 4
2.1	En oversikt over tektoniske enheter 4
2.1.1	Samnanger med ytre Bergensbue 4
2.1.2	Kvamskogen med Bergsdalsdekkene 4
2.1.3	Norheimsund med "foldingsgrøften" 5
2.2	Kommentar til det forenklete berggrunnskart 5
2.2.1	Kvartsittiske bergarter 5
2.2.2	Sure, krystallinske bergarter 6
2.2.3	Gabbro, amfibolitt 7
2.2.4	Anorthositt 8
2.2.5	Fyllittiske bergarter 8
2.2.6	Migmatitt 8
3	SEDIMENTPETROGRAFI 9
3.1.	Kornfordeling 9
3.1.1	Innsamling 9
3.1.2	Laboratorieprosedyrer 9
3.1.3	Fremstilling av analyseresultat 10
3.2.	En grafisk sammenligning mellom noen kjente kornfordelingsparametre 10
3.2.1.	Innledning 10
3.2.1.1	Oversikt over benyttede parametre 11
3.2.2	En sammenligning mellom Folk & Wards (1957) og Selmer-Olsens (1954) parametre for gjen- nomsnittlig kornstørrelse og sortering ... 12
3.2.3	En sammenligning mellom Folk & Wards, Otto, (1939) & Inmans (1952) og Selmer-Olsens (1954) sorteringsparametre 14
3.3	Steintellinger 16
3.3.1	Metode 17
3.3.2	Generelt om sedimentenes petrografiske sammensetning 18

	Side
3.4	Rundingsanalyse 19
3.4.1	Metode 19
3.5	Steinorienteringer 20
3.5.1	Metode 20
4	JORDARTSKART 22
4.1	Metode 22
4.2	Beskrivelse av viktige lokaliteter og regional tolkning av sedimentene 22
4.2.1	Tysse - Frølandsdal 22
4.2.2	Holmane 34
4.2.3	Børdal - Eikjedalen 36
4.2.4	Kvamskogen 39
4.2.5	Neteland - Norheimsund 39
4.2.6	Botnavatnområdet 45
5	ISBEVEGELSER 49
5.1	Metoder 49
5.1.1	Retningsbestemmelse 49
5.1.2	Aldersforhold 50
5.2	Beskrivelse av viktige lokaliteter samt regional tolkning av skuringsobservasjonene 51
5.2.1	Toppskuringen (de eldste stripene) 51
5.2.2	Samnangerfjorden 53
5.2.3	Frølandsdal - Kvamskogen 53
5.2.4	Norheimsund - Fyksesundfjord 55
5.2.5	Fjelltraktene nord for Norheimsund 56
5.2.6	Fjelltraktene syd for Norheimsund 57
5.2.7	Tveitakvitingen og fjellene omkring 58
5.2.8	Botnavatnområdet 59
5.3	Diskusjon, korrelasjon 65
5.3.1	Glasiologisk bakgrunn 65
5.3.2	Eldste bevegelse (ikke strengt synkron) . 66
5.3.3	Allerød 68
5.3.4	Yngre Dryas 71
5.3.5	Preboreal 73

	Side	
6	REKONSTRUKSJON AV YNGRE DRYAS BREENS OVERFLATE I HORDALAND	78
6.1	Innledning	78
6.2	Metode	79
6.3	Rekonstruksjon, diskusjon	80
6.3.1	Hardanger	80
6.3.2	Samnanger	80
6.3.3	Bjørnafjorden	82
6.3.4	Nord for Samnangerfjorden	82
6.3.5	Nunatakker	83
7	MARINE NIVÅER	85
7.1	Metode	85
7.1.1	Kriterier for målepunkt	85
7.1.2	Målinger	86
7.2	Regionsvis beskrivelse av marin grense .	87
7.2.1	Ytre del av Samnangerfjorden	87
7.2.2	Indre Samnangerfjord med Frølandsdal ...	88
7.2.3	Steinsdalen	89
7.2.4	Hardangerfjordens vestsida fra Indre Ålvik til Strandebarv	90
7.3	Strandlinjediagram	91
7.3.1	Innledning	91
7.3.2	Kommentar til de eksisterende strand- linjediagram	92
7.3.3	Kommentar til det sammensatte strand- linjediagram	93
8	ISAVSMELTING	96
8.1	Innledning	96
8.2	Isavsmeltingen i Samnanger- og Hardanger- fjorden	96
8.3	Isavsmeltingen i Samnanger og Kvam	96
8.3.1	Botnavatnområdet	98
8.3.2	Holmane, Tysse - Eikjedalen	100
8.3.3	Norheimsund - Eikjedalen	103
9	"LILLE ISTID". LOKALGLASIASJON PÅ TVEITA- KVITINGEN ETTER ISAVSMELTINGEN?	105
9.1	Krokvatnryggen	105

	Side
9.1.1 Beskrivelse	105
9.1.2 Genetisk tolkning	106
9.1.3 Aldersbestemmelse ved lichenometri	107
9.1.4 Firngrense	110
9.1.5 Orografisk snølinje	110
9.1.6 Konklusjon	110
9.2 Botnene, en indikasjon på manglende lokalglasiasjon etter isavsmeltingen	110
TABELLER	112
LITTERATURLISTE.....	134

I INNLEDNING

Feltet ligger i Samnanger og Kvam kommuner, området mellom Samnangerfjorden og Hardangerfjorden. På kartet, fig.1, er avmerket både undersøkt og rekognosert område. En del kyststrekninger er rekognosert med tanke på avsetninger og erosjonsformer som kan angi marine nivåer.

Det er bare i dalførene at det finnes løsavsetninger av betydning, og det er bare få av disse som direkte kan brukes til å rekonstruere isavsmeltingen i området. Skuringsanalysen har derfor fått et noe større omfang enn det som opprinnelig var planlagt. Skuringsobservasjonene etter den andre feltsesongen antydte at et tettere observasjonsnett sammen med sedimentene og bruk av marine grenser kunne gi et sikrere bilde av isens tilbaketrekning.

I.1. Tidligere kvartærgeologiske arbeider.

Det er tidligere ikke gjort systematisk kvartærgeologisk arbeid i feltet med unntak av de undersøkelser som Mangerud foretok i traktene omkring Botnavatnet sommeren 1966. Hans dagbok fra de seks dagene arbeidet varte, har stått til min rådighet. Det er ellers foretatt undersøkelser av mer tilfeldig natur, vesentlig bestående av terrasse-målinger (C.F. Kolderup 1908, Rekstad 1911, Kaldhol 1941, Mangerud 1966, H.Holtedahl 1975). Rekstad (1911) har også noen kvartærgeologiske observasjoner langs Hardangerfjorden og i traktene mellom Norheimsund og Samnanger.

I.2. Hjelpemidler.

Kart og flyfotodekning.

De fem kartbladene:	Bergen	gradteig	B 33	vest
	Bergsdalen	"	B 33	aust
	Voss	"	C 33	vest
	Fana	"	B 34	vest
	Strandebarm	"	B 34	aust

i målestokk 1:100 000 dekker både det undersøkte og rekonoserte området.

De lavereliggende deler av feltet dekkes av økonomisk kartverk i målestokk 1:5 000. Den vesentligste delen av feltet er dekket av flyfoto i målestokk 1:15 000 (Norfly oppgave 343 og 422). Det er et mindre parti i sentrale, nordlige del som ikke er dekket av flybilder.

Kompass, Høydemåler.

Til alle retnings- og hellingsmålinger er benyttet et Silva kompass med 360° inndeling og klinometerenål. Feilmargin ved alle avlesninger regnes til $\pm 5^{\circ}$.

Foruten Paulin aneroid høydemåler (se kap. 7.1.2.) er det til målinger hvor nøyaktighetskravene ikke er så store, benyttet en Thommen aneroid høydemåler. Nøyaktigheten på avlesningen for dette instrumentet regner jeg for ± 5 m. Dette er nøyaktig nok til å bestemme høyden på f.eks. skuringsobservasjoner. Forutsetning for en sikker bruk av instrumentet er en hyppig kontroll mot kjente punkter i terrenget. Høydene er også korrigert for andre temperaturer enn 10°C .

I.3. Topografisk oversikt.

Feltet deles av Europavei 68 som følger dalføret fra Tysse over Kvamskogen til Norheimsund. Dalføret stiger i to trinn til det høyeste punktet 450 m o.h. like NØ for Måvotno. På begge sider av veien er det høye fjellpartier som når opp i 1300 m.

Syd for veien domineres fjell-landskapet av NNV-SSØ gående sprekkedalen (Rekstad 1911). Best utviklet er dalen som kan følges nord for Frølandsvannet og sydover gjennom Kikedalen, fig. 66, Gjønavannet til Omvik på SØ-siden av Hardangerfjorden, ialt en strekning på 60-70 km (Holstedahl 1975). Fjellene blir på denne siden av veien ryggformete fjellkjeder med relativt jevne toppflater.

Nord for veien har dalene som skjærer gjennom fjellområdene mer varierende retning. Fra Frølandsdal til Måvotno skifter hoveddalen retning flere ganger (plansje 1,2). De ulike retninger er kontrollert av egenskaper i berggrunnen. Dalens retning skifter mellom berggrunnens strøk og det regionale sprekksystemet (Kvale 1948).

Den vestlige del av dalføret, fra Tysse til Børdal er preget av trange fluvialt utseende daler (fig. 22). Fra Børdal til Kvamskogen er dalen mer glasialt preget (fig.2), og den østligste delen mot Kvamskogen har karakter av en glasialt utformet dal, erodert i en paleiisk flate. Til tross for landskaps sterkt oppskårne karakter kan man ane rester etter et eller flere paleiske nivåer. Det må her gjøres oppmerksom på at det ikke er gjort undersøkelser som klargjør hvorvidt disse flatene eller formene er tektonisk betinget eller ikke. I dette området er det en rekke dalskuldre som har tilnærmet samme høyde (fig.3). Høyden varierer mellom 660 m (Rabalheii) og 580 m (Fossdalsheii). Den største høyere-liggende flate finnes ved Hellafjell (630 m, fig.4) hvor Vesoldo(1046m) hever seg over flaten.

Fra Kvamskogen går elva i det ville Tokagjelet ned til Steinsdalen. Steinsdalen er en vid glasial dal, hvor dalbunnen ligger under marin grense. Dalen kan deles i tre etter fjelltersklene ved Bøen og Helleberghaugen (plansje ³4). I sydenden av Movatnet ved Norheimsund er det en fjellterskel som demmer vannet. Dette forhold er nevnt av Monchton allerede i 1899.

I fjellsiden nord for Steinsdalen er det en ca 1 - 2km bred skrånende hylle i 300-400 m o.h. Fra Hellafjell kan denne hylla se ut til å være en fortsettelse av den glasialt formete dalen over Kvamskogen.

2. BERGGRUNN

2.1. En oversikt over tektoniske enheter.

Berggrunnen i området er meget godt beskrevet av Hiortdahl & Irgens (1862), Rekstad (1911), C.F. Kolderup (1914-1915), C.F. & N.H. Kolderup (1940), Kvale (1946, 1960). Den nedenstående sammenfatning er for det meste bygget på C.F. & N.H. Kolderup (1940) og Kvale (1946, 1960).

Berggrunnen kan deles inn i tre tektoniske enheter (fig.5a).

2.1.1. Samnanger med ytre Bergensbue.

Ytre Bergensbue er fra eldre Palæozöicum. Øst for Samnangerfjorden består buen for det meste av glimmerskifre med innslag av kvartsporfyre, grønnskifre, kvartsittiske skifre, saussoritt-gabbro og mobergkonglomerat. Glimmerskifrene er gjennomskåret av trondheimitt. I NØ er det innslag av metarhyolitt og anorthositt.

2.1.2. Kvamskogen med Bergsdalsdekkene.

Bergsdalsdekkene grenser i Samnanger mot Bergensbuene. Skyvedekkenes deles i øvre og undre Bergsdalsdekke, som igjen deles inn i tre flak. Dekkene er adskilt av en flere hundre meter mektig fyllittavdeling. Bergartene i øvre og undre dekke er stort sett de samme, men av ulik metamorfosegrad. Øvre dekke er i epidot amfibolitt facies, mens undre dekke har en noe høyere metamorfosegrad, amfibolitt-facies eller en overgangsform mellom de nevnte facies.

Dekkebergartene finnes sentralt i det undersøkte området, og det øvre dekke, som vesentlig består av metarhyolitter, kvartsitter, kvartsskifre, metadacitt, metabasalt og granitter, dominerer fullstendig syd for hovedveien.

Undre Bergsdalsdekkes øvre flak opptrer på begge sider av dalen fra Norheimsund til Samnanger. Det strekker seg nordover til Voss og forsvinner under øvre Bergsdalsdekke, men

dukker opp igjen i et "vindu" ved Botnavatnet. Den maksimale tykkelse på dette dekke er 5000 m.

Bergartene er de samme som i det overliggende undre flak av øvre Bergsdalsdekke, men de ulike bergartene opptrer i forskjellige mengdeforhold.

2.1.3. Norheimsund med "foldingsgrøften".

Bergartene er alloktone fra eldre Paleozoicum. Det er for det meste glimmerskifre og hornblendeskifre med innslag av kvartsporfyre, trondheimitt og kvartskifer. I Norheimsundområdet finnes de samme bergartene som i Samnangerområdet, men i andre innbyrdes forhold. Grønnskiferen dominerer her over glimmerskifrene. Kalkstein og gabbro er sjeldne.

2.2. Kommentrar til det forenkla berggrunnskart.

Det er i kartbladet "Geological Map of the Bergsdalen Quadrangle, Western Norway" (Kvale 1946) skilt ut mange forskjellige bergarter. Som det senere vil fremgå, er det imidlertid vanskelig å skille enkelte av bergartene fra hverandre i håndstykke. Steintellingene utført ved Veglaboratoriet er også gjort uten å ha spesiell kjennskap til Bergsdalsdekkenes petrografi. For å kunne sammenligne disse med egne resultater, ble det funnet nødvendig å forenkle Kvales kart etter de linjer som er beskrevet nedenfor. Forenklingene er foretatt etter Kvales (1946) beskrivelse av bergartene i den sydlige del av Bergsdalskartet. Resultatet sees i fig. 5.

2.2.1. Kwartsittiske bergarter.

Sonen med fyllittiske bergarter som skiller øvre og undre Bergsdalsdekke, skiller også delvis mellom kvartsitt og kvartsskifer. På vestsiden av sonen er det for det meste kvartsitter med unntak av en kvartskifer-sone som krysser Frølandsvannet og en kvartsporfyre som krysser Samnangerfjorden. Øst og syd for den samme glimmerskifer-sonen

finnes kvartsitter sammen med kvartsskifer i vekslende mengdeforhold.

I steintellingene er forholdet mellom kvartsitt og kvartsskifer stort sett konstant med et gjennomgående lavt innhold av skifer. Det er ingen signifikant forskjell mellom Samnanger og Kvam. En mulig feilbestemmelse er at den bergart som er kartlagt som metarhyolitt i tellingene kan ha blitt registrert som kvartsskifer da Kvale (1946:34) påpeker "As metamorphosed rhyolites and quartz schists may look very similar in the field it is possible that smaller zones of quartsschists may have been overlooked." Og videre på samme side: "The microscopic examination shows however that they are metamorphosed rhyolites".

Når det gjelder kvartsporfyren, er også denne lys av farge, fin-kornet og mange steder skifrig. "In the field it is therefore easily taken for a quartzschist" (Kvale 1946:99). Tatt i betraktning metarhyolittens store utbredelse og det lave innhold av kvartsskifer i tellingene, er det sannsynlig at metarhyolitten for det meste er blitt registrert i andre klasser slik det vil fremgå senere.

2.2.2. Sure, krystalline bergarter.

I denne gruppen er medtatt:

Metadacitt, som finnes som en finkornet, grå, gneisisk bergart bestående av kvarts, plagioklas og biotitt. Noen steder er biotitten forandret til muscovitt og kan i denne form ligne glimmerskifer (Kvale 1946:47) og kan i steintellingene ha blitt registrert i denne klassen. Metadacitten i øvre skyvedekke kan lett forveksles med metarhyolitt (Kvale 1946:125). Den ser ellers ut som en leptitt og generelt klassifisert som finkornig gneis.

Metarhyolitt: I øvre Bergsdalsdekke opptrer denne bergarten både som metarhyolitt og rhyolitt, men pga de mange overgangsformene er de ikke kartlagt hver for seg. Generelt er bergarten finkornet av granittisk sammensetning som nær skyvekontakten opptrer som finkornete gneiser. I undre dekke

opptrer bergarten som metarhyolitt som fremdeles er fin-kornig og varierer i farge fra lys til mørk grå. De lyse variantene ligner i handstykke meget på de feltspatførende kvartsitter. Bergarten er i steintellingene for det aller meste registrert som gneiser eller finkornede granitter.

Kvartsdioritt: Ser i handstykke ut til å ha granittisk sammensetning. Fargen er blek- til hvit-grå og er middels- til fin-kornig. Den har en godt utviklet foliasjon: "This rock looks rather gneissic" (Kvale 1946:69), og er sannsynligvis klassifisert som gneis i steintellingene.

Granitt: Det er i området to typer granitt. I øst og sydlige strøk har granitten større korn av feltspat i en fin-kornet masse av kvarts og feltspat, mens glimmer-kornene har en midlere kornstørrelse. Nær skyvekontakten er bergarten sterkt foliert og ser ut som en gneis.

Den andre typen granitt finnes bare i NV-lige strøk ved Gråhorgi og Bukkafjell. Den har en lys rødlig farge og er middels- til grov-kornig.

Trondheimitt: Bergarten har vanligvis en godt utviklet foliasjon og kan flere steder være skifrig. Den opptrer bare som ganger i de andre bergartene. Den har relativt stor utbredelse, men har et ubetydelig volum og er ikke registrert som egen bergart. I tellingene er den i tilfelle registrert i klassen sure, krystallinske bergarter.

2.2.3. Gabbro, amfibolitt.

På det forenklete berggrunnskartet er gabbro skilt ut som egen klasse, og i det henseende likt med det opprinnelige kart av Kvale. Bergarter som foruten denne kan ha blitt klassifisert til denne klassen, er deler av de sonene som på Kvales kart er avmerket som metabasalt. Denne kan i sin mer massive form ha blitt registrert som en fin-kornet amfibolitt.

2.2.4. Anorthositt.

En trang sone med anorthositt ligger i den gneisiske metarhyolitten mellom Øystese og Fykkesund. Sonen er 4 km lang og 10 - 20 m bred (fig.6). Det finnes også to mindre soner på østsiden av Fykkesundfjord, samme fig. Det er en større forekomst av anorthositt mellom Samnanger og Sørfjorden. Anorthositten er hvit.

2.2.5. Fyllittiske bergarter.

Herunder finnes skifrene i Samnanger og Norheimsund samt glimmerskifer-sonen mellom skyvedekkene. En del av glimmerskifrene inneholder hornblende.

Metabasalt: De største sonene finnes mellom Kvitingvann og Eikedalsvann, dessuten mellom Vaksdal og Bergsdalen. De er vanligvis skifrige og har parallell struktur, de kan kalles finkornige amfibolitter eller hornblendeskifer. Den skifrige delen av metabasalten er i steintellingene sannsynligvis klassifisert som hornblendeskifer.

2.2.6. Migmatitt.

Finnes i NV-del av kartutsnittet og er ikke forandret i forhold til Kvaales kart av 1946.

3. SEDIMENTPETROGRAFI

3.1. Kornfordeling.

3.1.1. Innsamling.

For å unngå systematiske feil er prøvene til kornfordeling tatt så store som mulig og ikke mindre enn 2 kg. I lagdelte sorterte sedimenter er prøvene forsøkt tatt fra ett enkelt lag, da gjennomsnittsprøver vil gi svært tilfeldige resultater. I selve innsamlingsprosedyren er det ingen forskjellsbehandling av prøvene tatt for Statens Vegvesen, med unntak av at materialmengden er større (12 kg). Prøver som er innsamlet for og bearbeidet av Veglab., Statens Vegvesen, har prøvenummer mellom 60 og 90.

3.1.2. Laboratorieprosedyrer.

I prøvene 1 - 52 er materiale mellom 0.063 mm og 19 mm sikket på standardsikter med intervall på en phi-enhet. Materiale større enn 19 mm er ikke tatt hensyn til, men en vurdering av relativ mengde av materiale større enn 20 mm er vanligvis oppgitt i teksten.

Prøver hvor leir- og silt-innholdet overstiger 10% er våtsikket og analysert etter pipette-metode som beskrevet av Krumbein og Pettijohn (1938). Som dispergeringsmiddel er brukt Calgon (natriumhexametafosfat) hvor pH = 8,2.

Synlig humus-innhold er fjernet med behandling med 5% H₂O₂-oppløsning før sikting.

Materiale som er behandlet av Veglaboratoriet, er behandlet etter Statens Vegvesen Analyseforskrifter (1966) der siktesats med følgende maskestørrelser blir benyttet: 3", 1½", ¾", ⅜", nr. 4, 8, 16, 30, 50, 100, 200. Materiale finere enn sikt nr. 200 er bestemt ved hydrometer-analyse. Den resulterende kornfordeling er av meg omregnet til bare å omfatte materiale finere enn 19 mm i den hensikt å ha et sammenlignbart analyseresultat fra hele feltet.

3.1.3. Fremstilling av analyseresultater.

Resultatet av kornfordelingsanalysen er tegnet opp på et dobbelt-logaritmisk rutenett, såkalt sannsynlighetspapir. Her vil avvik fra en normalfordeling fremstå som avvik fra den rette linjen som representerer normalfordelingen.

3.2. En grafisk sammenligning mellom noen kjente kornfordelingsparametre.

3.2.1. Innledning.

Det var svært mange sedimenter som ut fra kornfordelingskurvene (fig. 20, 21, 25, 29, 30, 41, 42, 46, 47, 56, 60, 61) har kornfordelinger som avvek tildels meget fra en normalfordeling. Det var derfor ønskelig å benytte parametre som tok hensyn til en større del av det analyserte sediment enn de som benytter kvartilene. Det falt derfor naturlig å bruke Folk & Wards (1957) kornfordelingsparametre til å beskrive sedimentene.

Vanligvis benytter man her i Norge Selmer-Olsens (1954) parametre til å beskrive tilsvarende sedimenter, mens det benyttes andre parametre internasjonalt. Det ble derfor foretatt noen enkle sammenligninger mellom de vanligste parametrene for å se om resultatene er sammenlignbare.

Selmer-Olsens Md,So parametre er sammenlignet med Folk & Wards tilsvarende parametre Mz,Si i et Md,So system. Det er også foretatt en sammenligning av Folk & Wards' sorteringsparameter med tilsvarende parametre av Selmer-Olsen og Otto (1939) & Inmann (1952).

Under arbeidet med kornfordelingsparametrene ble det klart at det er tildels store avvik mellom de ulike parametrene, avvik som ser ut til å ha et systematisk forløp.

De beregnede kornfordelingsparametre for hver enkel prøve finnes i tabell 4. Tabellen blir heretter ikke referert til.

3.2.1.1. Oversikt over benyttede parametre.

Folk & Ward (1957) parametre: Disse parametrene er modifisert for å tilpasse det system som vanligvis benyttes i Norge hvor den kumulative prosent øker med økende kornstørrelse. Parametrene blir da som følger:

Gjennomsnittlig kornstørrelse, M_z .

$$M_z = \frac{\emptyset 16 + \emptyset 50 + \emptyset 84}{3}$$

Sortering eller Inclusive graphic standard deviation, S_i

$$S_i = \frac{\emptyset 16 - \emptyset 84}{4} + \frac{\emptyset 5 - \emptyset 95}{6.6}$$

Ved henvisning til sorteringsgrad brukes følgende klasseinndeling, fritt oversatt fra engelsk (Folk & Ward 1957):

Klasse	S_i (\emptyset)
Meget godt sortert	0,35
Godt sortert	0,50
Middels godt sortert	0,71
Mindre godt sortert	1,00
Dårlig sortert	2,00
Meget dårlig sortert	4,00
Ekstremt dårlig sortert	

Asymmetri eller Inclusive graphic skewness, Sk_i .

$$Sk_i = \frac{\emptyset 16 + \emptyset 84 - 2 \emptyset 50}{2(\emptyset 16 - \emptyset 84)} + \frac{\emptyset 5 + \emptyset 95 - 2 \emptyset 50}{2(\emptyset 5 - \emptyset 95)}$$

Ved henvisning til asymmetri brukes følgende klasseinndeling (Folk & Ward 1974), fritt oversatt fra engelsk:

Klasse	Sk _i
Sterkt fin-asymmetrisk	+1,00
Fin-asymmetrisk	+0,30
Nær symmetrisk	+0,10
Grov-asymmetrisk	-0,10
Sterkt grov-asymmetrisk	-0,30
	-1,00

Spredning eller Graphic kurtosis, Kg.

$$Kg = \frac{\Phi 5 - \Phi 95}{2,44 (\Phi 25 - \Phi 75)}$$

Selmer-Olsen (1954) parametre:

Midlere kornstørrelse, Md

$$Md = Q 50$$

Sortering, So:

$$So = \log \frac{Q 75}{Q 25}$$

Otto (1939) & Inman (1952) parametre:

For sortering eller Graphic standard deviation, Sg, er i likhet med Folk & Ward parametre modifisert til

$$Sg = \frac{\Phi 16 - \Phi 84}{2}$$

3.2.2. En sammenligning mellom Folk & Wards (1957) og Selmer-Olsens (1954) parametre for gjennomsnittlig kornstørrelse og sortering.-----

Det var ønskelig å bruke Selmer-Olsens (1954) empiriske inndeling av norske jordarter i et Md, So-system, for å se de eventuelle særegenheter eller fellestrekk sedimentene i området har. Mz-verdiene ble derfor regnet om til mm ved hjelp av en konverteringstabell (Inman 1952) og Si-verdiene ble omregnet etter ligningen $So = Si/2,26$ (Mangerud 1977:27).

De omregnede verdier av 44 prøver ble plottet i et MdSo-diagram med noen empiriske grenser for norske jordarter inntegnet (Selmer-Olsen 1954), fig. 7 med antagelse at nøyaktigheten av klassifiseringen ville være bedre. Det blir senere ikke referert til fig. 7 for hvert sediment, dersom ikke spesielle forhold gjør det nødvendig.

For å undersøke hvilke følger et utvidet beregningsgrunnlag for sortering og midlere kornstørrelse, Si, Mz, hadde på den genetiske klassifikasjonen av jordarten, ble også Selmer Olsens Md, So-verdier for de samme prøver plottet i samme diagram, fig. 8. Det er trukket forbindelseslinjer mellom punkter med samme prøvenummer. Av diagrammet fremgår at det visuelle inntrykket blir et helt annet ved bruk av parametre med ulikt beregningsgrunnlag. Dette gjelder spesielt de usorterte og dårlig sorterte sedimenter. Ut fra de 44 plottede prøvene går det klart frem at forandringer først blir betydelige når sedimentene er meget dårlig sortert, uavhengig av Mz. For prøver som har en bedre sorteringsgrad, influerer ikke overgangen fra So til Si verdier særlig på det visuelle inntrykket av MdSo diagrammet.

Konsekvensen for den genetiske klassifikasjon er imidlertid ikke så stor som en skulle vente ut fra tallmaterialet. Det er bare få forbindelseslinjer som krysser de empiriske grensene. De av prøvene som krysser slike grenser viser i felt tydelige karakteristika på at sedimentene er retransportert av en ny agens som ennå ikke har rukket å omforme sedimentet, eller på en eller annen måte består av sedimenter fra forskjellige energimiljøer. Eksempel på førstnevnte er nr. 14, fig. 7 (se også fig. 8 der forbindelseslinjen er inntegnet), en morene som overlager et glasilakustrint sediment, nr. 13 samme figur, og nr. 11 som er et sediment utsatt for massebevegelse på en glasilateral avsetning. Eksempel på sistnevnte er nr. 1, et glasilakustrint sediment med enkelte (isdroppede) gruskorn. Den nye posisjon og klassifikasjon de omtalte plott får ved bruk av Folk & Wards (1957) parametre, gir en riktigere beskrivelse av sedimentet.

Den generelle tendens er at MzSi-verdier plottet inn i Selmer-Olsens diagram gir en beskrivelse nærmere felttolkningen av sedimentene fra Samnanger og Kvam enn det MdSo-verdiene gir. Dette gjelder spesielt for sedimentene som avviker mye fra en normalfordeling. For tilnærmet normalfordelte sedimenter, som middels og dårlig sorterte glasi-fluvialt og fluvialt materiale, er forskjellen ubetydelig.

Forbindelseslinjenes-retning fra Selmer-Olsens til Folk & Wards verdier (fig. 8) langs MdMz-aksen har direkte forbindelse med sedimentets asymmetriske fortegn. Der forandringen, Md til Mz, går fra større til mindre gjennomsnittlig kornstørrelse, har sedimentene positiv asymmetri. Det motsatte forhold gjelder der forandringen går fra mindre til større verdier. Dette sees av tabell 4 og fig. 9. Plottene der antyder at sedimentene i det undersøkte området vanligvis har negativ asymmetri, dvs. "hale" mot grovt materiale, når Mz er større enn 1Φ , og omvendt når Mz er mindre enn 1Φ .

Konklusjon.

Folk & Wards parametre, Mz og Si, er beregnet for sedimentene fra Samnanger og Kvam. Når resultatene plottes inn på Selmer-Olsens MdSo-diagram med noen empiriske grenser for norske jordarter, gis en plassering innen klassegrensene som er mer i overensstemmelse med felttolkningen for alle materaltypene, enn ved bruk av Selmer-Olsens egne parametre. Folk & Wards (1957) parametre har derfor vært å foretrekke i dette området.

3.2.3. En grafisk sammenligning mellom Folk & Wards (1957), Otto (1939) & Inmanns (1952) og Selmer-Olsens (1954) sorteringsparametre.

Definisjonsmessig er det et lineært forhold mellom Selmer-Olsens sorteringsparameter So på den ene side og Otto & Inmanns Sg og Folk & Wards Si på den andre, fordi alle funksjonene er logaritmiske.

Det så ut til å være en sammenheng mellom meget dårlig sortering av sedimentene på den ene side og avviket mellom parametrene So og Si på den andre (fig. 8). Disse ble derfor plottet mot hverandre som vist i fig. 10 for å se om det kunne være systematisk avvik. Til sammen 210 prøver fra Hordalands- og Gudbrandsdals-regionen ble benyttet. Ut fra diagrammet er det et systematisk avvik av fordelingen omkring den teoretiske likeverdi linjen. Det er forsøksvis beregnet en rett linje som Si So plottene fordeler seg symmetrisk omkring. Denne linjen får et stigningsforhold på 1.46 i motsetning til likeverdlinjen som har stigningsforholdet 1,0. For det best sorterte materialet, hvor Si-verdiene er mindre eller lik 1 0, går det klart frem at disse står i et motsetningsforhold til den beregnede middel-linje, og at denne linjen ikke gjelder for Si-verdier mindre enn 1 0 (i dette tilfellet er sedimentene tilnærmet normalfordelte).

Den samme plotting er gjort etter å ha skilt morenemateriale fra glasifluvialt og glasilakustrint materiale. Morenemateriale er plottet i fig. 13 og det glasifluvialt- og glasilakustrintmateriale i fig. 12. Den samme tendens er tydelig også her, men linjenes stigningsforhold er noe mindre, henholdsvis 1,32 og 1,34. De lavere verdier skyldes at ekstreme sedimentter som ras og strandsedimenter fra fig. 10, ikke er tatt med.

En tilsvarende sammenligning mellom Otto & Inmans Sg og Folk & Wards Si i fig. 11 viser at det samme forhold også her gjør seg gjeldende. Punktene fordeler seg skjevt omkring likeverdi-linjen avhengig av sorteringen. Stigningsforholdet til den beregnede middel-linje er 1.13. Både spredningen omkring, og stigningsforholdet til den den beregnede middel-linje, er mindre enn ved bruk av Selmer-Olsens sorteringsparameter.

Den samme plottingen er foretatt på sedimentter innsamlet i Stavanger og Kvam. Grunnlagsmaterialet for disse plottene er betydelig færre prøver, men tendensen er like klar. På fig. 14 er So og Si plottet. Spredningen av plottene er meget stor, og den beregnede middel-linje har en vinkelkoeffisient på 1.53. Plottene av Sg og Si har også her mye mindre spred-

ning enn So og Si (fig. 15), men plottene er heller ikke her symmetriske om likeverdilinjen, men en linje med vinkelkoeffisient 1,29. I begge diagrammene har middel-linjen større vinkelkoeffisient enn gjennomsnittet for de 210 prøvene, dette er sannsynligvis forårsaket av de før omtalte skjeve kornfordelinger og usikkerhete pga. få plottinger.

Konklusjon.

Det er systematiske avvik når Si verdier plottes mot So og Sg verdier. Avviket er her beskrevet av en ligning på formen $y = ax + b$. Det systematiske avviket reduseres sterkt fra So til Sg parameteren. I ligningen er b alltid negativ og a varierer fra 1,46 med So til 1,13 med Sg for de 210 sammenlignede sedimenter.

For sedimentene på Kvamskogen er avviket større enn gjennomsnittet. De samme parametrene gir henholdsvis 1,53 og 1,29 som vinkelkoeffisient. Pga. det systematiske avviket kan det ikke anbefales å sammenligne Folk & Wards (1957) parametre for sortering og midlere kornstørrelse med de tilsvarende parametre benyttet av Selmer-Olsen (1954). Når Sg- (Otto (1939), Inman (1952)) verdier benyttes, er ikke avviket så stort. Sg og Si kan med forsiktighet sammenlignes for sedimenter som ikke har for store symmetri-avvik i "halene". Otto (1939) & Inman (1952) parametre kan med fordel benyttes på sedimenter hvor P 5 eller P 95 ikke har latt seg beregne.

3.3. Steintellinger.

Berggrunnen kan i de fleste områder vanskelig benyttes til å klarlegge om transporten av bergarter har vært i nordlig eller sydlig retning mot dalføret over Kvamskogen. Dette skyldes den symmetriske fordelingen av bergarter på begge sider av dalen. Det skulle derimot være mulig å skille mellom østlige og vestlige bevegelser både i Kvam og Samnanger. Dette sees av det forenklete bergartskartet fig. 5.

Ved mottagelse av steintellingsresultatene fra Veglaboratoriet, meldte spørsmålet seg om steintellingene allikevel

kunne gi ekstra informasjon om avsetningsretningene for de enkelte avsetninger. Det ble derfor foretatt enkelte steintellinger i tillegg i Frølandsdal og i Norheimsund.

3.3.1. Metode.

Steintellingene med nummer mellom 60 og 90 er utført av geolog O.P. Vangen ved Veglaboratoriet, Statens Vegvesen, Oslo. Tellingene er utført på det innsamlede materiale for Statens Vegvesen. Til hjelp under tellingene ble det benyttet binokularlupe. Tellingene ble også utført uten spesiell kjennskap til bergartene i området. De benyttede steintellingene er fra fraksjonene $> 8\text{mm}$, $8 - 4\text{ mm}$ og $4 - 2\text{mm}$. Antall telledede partikler i hver fraksjon varierer fra 63 til 100.

Bergartene var fra Veglaboratoriet delt inn i følgende klasser:

- 1) granitt, gneis og kvartsdioritt.
- 2) Gabbro og amfibolitt.
- 3) Kvartsitt.
- 5) Anorthositt.
- 6) Kvarts-sericittskifer.
- 7) Glimmergneis.
- 8) Hornblendeskifer.
- 9) Glimmerskifer.
- 10) Fyllitt.

Steintellinger med prøvenummer mellom 100 og 110 er utført i felt på fraksjonen mellom 8 og 40 mm for å kunne sammenlignes med analysene fra Veglaboratoriet. Til hjelp ved identifikasjonen ble benyttet en lupe med 10 gangers forstørrelse.

På grunn av vanskeligheter med identifikasjon av bergarter og derved også sammenlignbarheten med resultatene fra Veglaboratoriet, ble bergartene slått sammen i fem grupper hvor det ble antatt at feilklassifikasjonen ville bli minimal. Gruppeinndelingen er tidligere omtalt i kap. 2.2. og er i overensstemmelse med det forenklete berggrunnskart.

Vegvesenets 10 grupper ble redusert til fem på følgende måte:
Sure, krystallinske bergarter: Granitt, gneis, kvartsdioritt og kvartssericitt-skifer.

Gabbro, amfibolitt: Uforandret.

Kvartsittiske bergarter: Kvartsskifer, kvartsitt.

Anorthositt: Uforandret.

Fyllittiske bergarter: Glimmergneis, hornblendeskifer, glimmerskifer, fyllitt.

Resultatene av steintellingene finnes i tabell 6.

3.3.2. Generelt om sedimentenes petrografiske sammensetning.

De grove resultatene av steintellingen viser at Bergartsinnholdet i henholdsvis Samnanger og Kvam er grunnleggende forskjellig. I Samnanger domineres de glasifluviale avsetninger, og fluviale avsetninger derivert av glasifluvialt materiale, av sure krystallinske bergarter. Denne delen er på mellom 51 og 67%. Videre er den generelle sammensetning slik:

Gabbro og amfibolitt	2 - 10%
Kvartsittiske bergarter	10 - 20%
Anorthositt	4 - 6%
Fyllittiske bergarter	15 - 26%

Forskjellen i sammensetningen mellom de forskjellige avsetninger er liten.

I Norheimsundsområdet er innholdet av sure, krystallinske bergarter mindre og innholdet i gruppen fyllittiske bergarter større enn i Samnanger. Sedimentene mangler også anorthosittgruppen med unntak av bunnmorenen syd for Neteland (nr. 75). Steintellingene er stort sett homogene med unntak av nr. 77 og 90, hvor fyllittgruppen er henholdsvis på 71 og 59%. De øvrige prøvene ligger mellom 37 og 48%. I gruppen sure, krystallinske bergarter har de samme prøvene et innhold på henholdsvis 15 og 27%. Dette reduserer variasjonsbredden mellom de andre til mellom 30 og 44%. Dersom en holder disse to prøvene utenom, varierer steintellingene mellom følgende yttergrenser:

Sure, krystallinske bergarter	30 - 44%
Gabbro, amfibolitt	3 - 13%
Kvartsittiske bergarter	6 - 19%
Anorthositt	7% (en prøve)
Fyllittiske bergarter	37 - 48%

I to av prøvene fra Veglaboratoriet er det ikke foretatt stein-

telling i fraksjonen større enn 8 mm pga. for lite prøve-materiale. I nr. 75 er det tallet i fraksjonen 8 - 4mm og 4 - 2mm. I nr. 88 bare i fraksjonen 4 - 2mm. Det er derfor usikkert om disse resultatene er sammenlignbare med de prøver der analysen er foretatt i fraksjonen større enn 8mm.

Tellingene som er foretatt i de ulike fraksjoner av Veg-laboratoriet (tabell 6 og fig. 16), antyder den generelle utvikling, at innholdet av sure, krystallinske bergarter avtar, eller er konstant med minkende kornstørrelser. I gruppen fyllittiske bergarter er den generelle utvikling den samme. I gabbro, amfibolitt gruppen er den generelle utvikling at innholdet av gabbro og amfibolitt øker med avtagende kornstørrelse. I gruppen for kvartsittiske bergarter er resultatene mer variable, men det kan se ut til at kvartsittinnholdet øker med avtagende kornstørrelse.

Som det fremgår av fig. 16 og tabell 6 er det flere unntak fra de tendenser som er skissert ovenfor. Bakgrunns materialet er også for lite til å kunne si noe om størrelsen på den forventede innholdsforandringen med avtagende kornstørrelse. For prøve nr. 75 og 88 kan det imidlertid antydes at innholdet innen gruppene sure, krystallinske bergarter og fyllittiske bergarter, trolig skulle være større og at innholdet i gruppene kvartsittiske bergarter og gabbro, amfibolitt, trolig skulle være mindre om disse prøvene hadde vært tallet i fraksjonen større enn 8mm. På bakgrunn av dette er det videre sannsynlig at prøve nr. 87 skal inneholde litt gabbro og amfibolitt i fraksjonen større enn 8mm (plansje 3).

3.4. Rundingsanalyse.

3.4.1. Metode.

Geolog O.P. Vangen ved Veglaboratoriet i Oslo, Statens Vegvesen, har utført rundingsanalyse på materiale med prøvenummer 60 - 90. Analysen er foretatt på materiale som er større enn 8mm, det samme materialet som steintellingene er utført på. Pettijohns (1957:57-59) definisjoner og klasseinndeling er benyttet. I sin kommentar til analysene gjør han oppmerksom på at de

flate kornene har vært et problem (fyllitt, glimmerskifer, hornblendeskifer osv.), da de nærmest er todimensjonale. De er allikevel klassifisert på samme måte som det andre materialet (Vangen 1978 brev).

Analysene med prøvenumre mellom 101 - 110 er utført i felt på materiale i fraksjonen 8 - 40mm. Som korrektiv i felt er, i tillegg til Pettijohns (1957) definisjoner og klasseinndeling, benyttet silhuettfotografi, fig. 17, fra Müller (1964). Silhuetten er en sammenstilling utført av P. Schneiderhön (1954) av Russel - Taylor - Pettijohns klasseinndeling. Hver silhuett er beregnet etter ligningen $\Sigma(r/R)/N$. På fig. 17 er rundingsgraden økende fra venstre mot høyre. Tallene i venstre kolonne i tabellen under tilsvarer den beregnede rundingsgrad for korresponderende linje i fig. 16.

P. Schneiderhön (1954)	Pettijohn (1957)	Russel - Taylor - Pettijohn
0 0,1	0 0,15	kantet
0,15- 0,20	0,15-0,25	kantrundet
0,25- 0,37	0,25-0,40	subrundet
0,40- 0,59	0,40-0,60	rundet
0,63-0,95	0,60-1,00	godt rundet

En sammenligning mellom silhuettfotografienes naturlige grenser og Pettijohns (1957) klasseinndeling viser at silhuettfotografiene med fordel kan benyttes som korrektiv i felt.

3.5. Steinorientering.

3.5.1. Metode.

Steinorientering er utført på morener for om mulig bestemme hvilken isbevegelse eller hvilken retning bevegelsen hadde under avsetningen.

For å være sikker på å oppnå signifikant styrke på retningsorienteringen er Harris (1969) MSOC metode (Minimum signifi-

cant orientation count) benyttet. Han har statistisk beregnet det minimum antall stein, av de totalt målte, som det er nødvendig å ha innenfor den modale klasse for at denne skal ha et signifikansnivå på 95%, fig. 18. Når man vil oppnå en sannsynlighet på 95% for at denne retningen er riktig, må verdiene i den modale klasse ligge på, eller til høyre side for kurven som markerer dette signifikansnivået.

Det lave antall partikler større enn 8 mm og det store fyl-
lit og glimmerskifer innholdet (tabell 6) gjør materialet
svært diskoid. For å gjøre analysene gjennomførbare har
det derfor vært nødvendig å benytte partikler hvor forholdet
mellom lengste og midlere akse er minst 1,5:1.

Det er ønskelig at klassene er smalest mulig. Det blir
derfor et avveinings spørsmål hvor mange grader hver klasse
skal favne over. For å oppnå en signifikasjonsstyrke på
95% innenfor et rimelig antall tellede stein, ble det der-
for nødvendig å ha relativt brede klasser á 20°.

4 JORDARTSKART

4.1. Metode.

Som kartgrunnlag under feltarbeidet er det benyttet økonomisk kartverk i målestokk 1:5 000 sammen med flybilder i målestokk 1:15 000. Jordartsgrensene er siden overført til kart i målestokk 1:20 000. En del av området er kartlagt direkte i målestokk 1:20 000 fra flyfotografiene. Denne delen av kartet er siden synfart i marken.

Til jordartsobservasjonene er benyttet spade og stikkbor. For kontroll av jordartsklassifikasjonen og referanse til jordartsbeskrivelsen er det tatt prøver som er stedfestet ved UTM-koordinater.

Ved beskrivelse av sorterte jordarter og morenemateriale er det benyttet nomenklatur som foreslått av Reite & al. (1972). Fargevalg og tegnbruk er i store trekk i samsvar med de samme retningslinjer (Reite & al. 1972).

4.2. Beskrivelse av viktige lokaliteter og regional tolkning av sedimentene.

Beskrivelsen av sedimentene er foretatt lokalitetsvis fordi ingen av sedimenttypene er så homogene at de kan sies å ha regional utbredelse.

4.2.1. Tysse - Frølandsdal.

Tysse. På begge sider av utløpet av Tysselv er det høytliggende glasifluviale terrasser. På sydsiden av utløpet er det en erosjonsrest mellom Tysselv og Smådalselv (for lokalisering se jordartskart, plansje 1). Toppflaten er 45 m bred og 50 m lang (fig. 19). Flaten er horisontal og ligger 74m o.t. (Mangerud 1966). Den største flaten ligger i 50 m nivå. Materialprøver fra begge terrassene viser en meget lik korngradering. Begge er meget dårlig sortert sandig grus, med meget likt kurveforløp (henholdsvis kornfordeling 60 og 62 i fig. 20). Steintellingene (nr. 60 og 62 tabell 6 og pl. 1) viser relativt små forskjeller mellom

terrassene, mens rundingsanalysene (nr. 60 og 62, tabell 5 og pl. 1) viser at materialet i den lavere terrassen er dårligst rundet med hele 62% kantrundet. Denne rundingsgraden kan sammenlignes med rundingsanalyse nr. 103 som er utført på en klart brenær avsetning nord for Tysseland (se side 25). Det antas derfor at deler av det omtalte 50-meters nivå er en ren erosjonsflate hvor meget brenære sedimenter er avdekket.

Distalt på 50-meters terrassen, ca 10 m under flaten mot Smådalselva er materialet mindre godt sortert, siltig sand (kornfordeling 64, fig. 20) som har parallell lagning/laminering mellom finsand og grovsilt.

Terrassene på nord-siden av Tysselv har mindre utstrekning, men det er også her en større flate i 50-meters nivå. Den høyeste flaten på denne siden av elven når opp i 76 m (Mangerud 1966). Terrassen er flat med jevn overflate ca 100 m lang med bueformet erosjonskant/raskant mot Tysselv. Bredden er ca 25 m. Materialet er grovt glasifluvialt. Dette er det høyeste glasifluviale nivå ved utløpet av Tysselv og representerer trolig et topplag bygget opp til, eller noe over, marin grense.

Gåsdal (østlig sidedal til Tysselv. I øvre delen av dalføret er det en vifte, fig. 22, som ender i en bratt distalskråning. Rotpunktet på viften når opp i en høyde av 110 - 115 m. Til siden for viften i 103 m nivå er det en 1 m høy og ca 10 m lang ryggform. Noe øst for viften, 76 m o.t., er det en terrassering i morenematerialet. Flatene er 20 m lang og 5 m bred.

Viften heller bratt mot hoveddalen med blokker i overflaten. Gradienten avtar brått distalt, ca 5 m før avsetningens distalskråning. På den lille flaten er det ingen blokker i overflaten, og knekkpunktet måles til 73 m o.t. Ryggformen er tolket som materiale skjøvet sammen av en bre i Tysseldalen, antagelig samtidig med at brefronten lå ved Tysseland. Det er sannsynlig at de lavere nivåene representerer marine/fluviale nivåer etter at hoveddalen ble isfri.

Tysseland. En svakt undulerende terrasseflate 74 m o.t. (Mangerud 1966) NV for Tysseland viser i tre snitt at terrassen har en kompleks oppbygning.

Det er i dag bare rester etter den opprinnelige avsetningen. Som det går frem av fig. 23, er den vannmengden som i dag drenerer gjennom dalen ubetydelig. I bildets høyre del sees et elveleie som er erodert gjennom løsmassene ned til fast fjell. Enkelte store blokker ligger igjen. Vannføringen har her vært betydelig større. Ca 100 m lenger oppover bekken er det en større torvdekket slette. Under torven er det grovt elvesediment (fig.24) som trolig har sammenheng med større vannføring ned dette vassdraget under oppbygningen, og senere under erosjon av den nedenforliggende terrasse.

Snitt I: Avsetningen har rester av en primær distalskråning mot Frølandsvannet. I øvre del av denne sees skrålag i veksling mellom grov grus og sand (kornfordeling 36, fig. 25). Dette er overlåret av en 0.5 m tykk homogen meget dårlig sortert sandig grus som har en bimodal kornfordeling (kornfordeling 35 fig. 25). Sedimentet er tydelig imbrikert.

De undre lagene er tolket som skrålag avsatt av en vannstrøm ut mot Frølandsvannet. Den overliggende bimodale sandige grus antas å være et strandsediment, vasket ut fra skrålagene.

Snitt II: I en 0,7 m høy veiskjæring ca 3 m under toppflaten i den distale delen av avsetningen, er det en lagdeling/laminering mellom lysegrå og mørkegrå finsand grovsilt lag (fig. 26) som varierer mellom 2 og 0,5 cm tykkelse. Sedimentet er middels godt sortert siltig sand (kornfordeling 49 fig 21). Det er ingen strømningsstrukturer innen lagene, men det finnes enkelte lommer med fingrus og grovsand. I de tykkere lagene er det en gradert lagning i sedimentet.

Materialet er felt ut fra suspensjon i et lavenergetisk miljø, enten som utvasket materiale fra strandsedimentet, ført ut på dypere vann og avsatt der, eller glasilakustrint, som lommene med grovere materiale antyder.

Snitt III: I bekkenedskjæringen NV for Tysseland (fig. 23) på nordsiden av bekken viser en 2 m høy skjæring som ligger ca 8 m under toppflaten, skrålag som stryker ca 50° og faller 30° NV, altså inn i dalen, fig. 27. Skrålagene består av dårlig sortert grusig sand (kornfordeling 48 fig. 21). Sigejord skjærer over skrålagene.

Bergartssammensetningen i skrålagene (steintelling nr. 103, tabell 6 og pl. 1) skiller seg lite ut fra Ulland-avsetningen (steintelling nr. 101). Steintellingen viser at skrålagene har et noe større (3%) innhold av kvartsittiske bergarter enn nr. 101 og et noe mindre (8%) innhold av sure krystallinske bergarter.

Rundingsanalysen (nr. 103 tabell 5, pl. 1) viser en klar dominans av kantrundet materiale (57%). Sammen med sorteringen indikerer dette svært brenære forhold.

Skrålagene er avsatt av en vannstrøm inn dalen. Dette må ha foregått mens det ennå lå en bre i Frølandsbassenget, og skrålagene ble da avsatt lateralt eller sublateralt til denne. Utstrekningen av skrålagene innover i dalen er ikke kjent. Da de imidlertid er funnet sentralt i avsetningen noen meter under toppflaten, ansees disse lagene å være ^{eldre} yngre enn skrålagene ut dalen som er funnet i den primære deltaskråning.

Det lagdelte/laminerte sedimentet antas å være avsatt mens isen lå i umiddelbar nærhet. Isen lå sannsynligvis i dalføret øst for Frøland, muligens også nord for Frølandsdal, og smeltevannselver førte ut i bassenget. Sedimentet er antatt å være avsatt samtidig med finstoff-avsetningene ved Ulland og Frøland gård. Da finstoffavsetningene finnes delvis på overflaten av terrassen, er det sannsynlig at den ikke er bygget opp til marin grense.

Solåsterrassen. I det trange dalføret øst for Solåsen ligger en langstrakt terrasse langs vestsiden av elven fra Grønsdal (pl. 1). Avsetningen er 300 m lang, toppflaten er ca 50 m bred med bratt skråning ned til elven 30 - 35 m nedenfor (fig. 28). I terrassens sydlige del hever flaten seg i en haug ca 1 m høy. Syd for haugen forsvinner inntrykket av en

terrasse. Overflaten blir blokkrik og heller både mot øst og syd. Nordover fra haugen er overflaten jevn og uten målbar høydeforskjell. Høyden måles til 84 m o.t. Det er ingen snitt i avsetningen som viser oppbygningen. Materialet i overflaten ned til 0,6 m er grovt, ca 20% større enn 20 mm, meget dårlig sortert glasifluvialt materiale (kornfordeling 9 fig. 21).

Bergartssammensetningen i sydlige del av avsetningen (steintelling nr. 102 tabell 6, pl. 1) skiller seg ikke vesentlig fra tellingene ved Tysse og Ulland (steintelling nr. 101). Dersom materialet var avsatt fra nord, skulle en vente at innholdet av kvartsittiske bergarter skulle vært større enn i f.eks. Ulland-avsetningen, fordi dalføret nordover følger en 3 km lang kvartsittisk sone (fig. 5). Tellingene viser imidlertid at kvartsittinnholdet er meget lavt, 10%, og 6 - 9% mindre enn i nr. 101 og 103. Det er heller ingen store forskjeller i innholdet av sure krystallinske bergarter i forhold til nr. 101. Rundingsanalysen (nr. 102, tabell 5, pl.1) viser at materialet er bedre rundet enn nr. 101 med dominans i klassen subrundet (41%).

Det er ikke klarlagt med sikkerhet hvordan terrassen er dannet. Steintellingene ved Tysse (nr. 103) og øst for Solåsen (nr. 102) gir ingen klare indikasjoner på at massene er avsatt fra dalførene i nord og vest. Materialet i begge avsetningene er imidlertid svært likt bergartsinnholdet i terrassen ved Ulland, som man med sikkerhet kan si er avsatt fra dalen i øst. Den blokkrike SØ-skråningen kan være rester etter en iskontaktskråning hvor haugen i sydlige del av avsetningen kan være skubbet opp av breen. Dette kan, sammen med steintellingene, og det at avsetningen er bygget opp over det som ansees som sannsynlig marin grense i området, indikere at avsetningen er dannet på samme måte, og sannsynligvis samtidig med terrassen ved Tysse. Det er også mulig at avsetningen er bygget opp mellom en bre i Frølandsdalen og en bre i Svendsdal. Skuringsanalysen i Frølandsdal (se senere) støtter denne tolkningen.

Frøland gård. Nord for Frøland gård ca 75 m o.h. er det mindre godt sortert siltig sand (kornfordeling 7 fig. 29)

i et 7 m langt og 1,5 m høyt snitt. Sedimentet har parallell lagning/laminering mellom lysgrå og mørkgrå sand og silt. Lagene/lamina varierer mellom 2 og 0,5 cm. De tykkeste lagene er tydelig gradert.

Materialet er felt ut under rolige forhold fra suspensjon mens vannstanden var høyere enn 75 m. Sedimentet kan være en subglasial dannelselse, men fordi det mangler den huden av morene eller ablasjonsmateriale som er typisk for slike avsetninger (Mannerfelt 1945), synes ikke dette sannsynlig. Materialet er sannsynligvis avsatt etter at bassenget ble isfritt, men mens det ennå førte breelver ut i vannet fra Eikjedalen og eventuelt fra Svendsdal.

Ulland massetak. Avsetningen ligger ved utløpet av Eikjedalselven i Frølandsvannet, og toppflaten er bygget opp til 78 m o.t. En skjæring i terrassen, fig. 31, viser følgende oppbygning: snittets nordlige del har en lagpakke som består av skrålagret, dårlig sortert sandig grus (kornfordeling 45, fig. 30) der 50 - 60% er større enn 20 mm. Skrålagene stryker 110° og faller 30° mot SV. Laget varierer i tykkelse fra større enn 1 m til mer enn 8 m, og har skarp øvre grense til den overliggende 0 - 4 m tykke, middels godt sorterte sandige silt (kornfordeling 44 fig. 30). Denne har parallell lagning/laminering mellom grovsilt og finsand. Lagene ligger i store åpne folder som faller sammen med den underliggende overflate. En rekke inverterte forkastninger (inverse faults) gjennomsetter den laminerte avsetningens sentrale deler. Forkastningene avtar mot det underliggende glasifluviale lag. Forkastningsplanene er orientert på to måter i rommet, men stryker hele tiden samme vei. Det best utviklede plan stryker 96° og faller ca 48° mot syd, fig. 32. Det andre plan stryker i samme retning, men forkastningsplanet er orientert ca 90° på det første, fig. 33. Dette forkastningsplanet kan følges opp til undergrensen av det overliggende grove lag, og skjærer gjennom deformasjonssonen i silten. Forkastningene er altså yngre enn deformasjonslagene som ble dannet da de overliggende masser ble avsatt.

Forkastningsplanene tilhører i prinsippet samme forkastningssystem. Et system eller mønster som fremkommer når kreftene

er orientert som på fig. 34 med største og intermediære kraft i samme horisontalplan, men normalt på hverandre. Dette resulterer i thrust faults (Anderson 1951:14).

I grensen mot det overliggende grove lag er 5 - 20 cm av silt-lagene deformert til soppformer og folder (fig.33) p.g.a. erosjon og øket trykk. Deformasjonsformene viser at dette foregikk mens silten var oppbløtt, trolig under grunnvannspeilet.

Det overliggende laget er dårlig sortert sandig grus (kornfordeling 47 fig. 30). Dette laget er erodert av elvenedskjæring, og tykkelsen av laget avtar fra 1,7 m ved flaten sentralt i snittet og fortsetter som et dekke over silten med avtagende mektighet mot veien.. Snittet deles i to av en liten bekk som eroderer i materialet. I den sørlige delen av snittet, som også er den høyeste, er det grove glasifluviale lag tilsvarende kornfordeling 45. Dette laget er igjen overlaget av 0,5 - 1 m mektig, meget dårlig sortert sandig grus (kornfordeling 42 fig. 30) som er skrålagret. Lagene stryker 120° og faller 30° mot SV. Dette overlages igjen av et 2 m tykt lag med skarpkantede stein og blokker i en grunnmasse av stein og grus. Det grove materialet kommer fra bakveggen.

Silt finsand-avsetningen er sannsynligvis avsatt under rolige forhold i det bølgeformede erosjonssporet i den underliggende glasifluviale avsetningen. Det er ingen ting som tyder på at foldene er tektonisk betinget. Sand og fingrus-linser tyder på brenære forhold. Det ble deretter avsatt grovt glasifluvialt materiale som eroderte og deformerte de øverste 5 - 20 cm av silt-pakken. Forkastningene kan ikke følges gjennom det overliggende grove glasifluvium. Materialet er imidlertid så grovt at mindre forskyvninger, som det her er snakk om, ikke vil være registrerbare. Deformasjonen ved forkastning kan derfor være samtidig med, eller ^{nyere} eldre, enn det overliggende grove materiale. Forkastninger i sediment viser at avsetningen har vært utsatt for trykkpåkjenning som ikke skyldes setninger, men trykk fra siden, f.eks. trykkpåvirkning av en brefront.

Da silt-laget ble avsatt, må brefronten ha ligget et stykke innover i dalen mot Jarland. Den brå overgangen til sedimentasjon av grovt glasifluvialt materiale, eventuelt med en mellomliggende fase med erosjon av silt-laget, kan indikere at brefronten kom nærmere.

Dal syd for Frølandsvannet. En terrassert flate innerst i den meget bratte dalen ble målt til 143 m o.t., fig. 35. Flaten er utformet i grovt glasifluvialt materiale, den er 20 m lang og 10 m bred. En liten flate distalt på en lavere vifte ble målt til 110 m o.t. Overflatens blokkinnhold avtar på utflatningen.

Apal-luren. En terrasseflate på nordsiden av Eikjedalselven rett nord for Jarland, fig. 36, er i østre del målt til 82 m o.t. med svak helling mot vest der høyden er 80 m. Flaten er 100 m lang og ca 7 m bred. I skråningen fra flaten nedover til veien er det en del blokker. I toppflaten viser en 2,5 m skjæring et meget grovt sediment uten strukturer. Materialet er en dårlig sortert sandig grus (kornfordeling 12 fig. 21), som inneholder ca 40% større enn 20 mm.

Rundingsanalysen (nr. 109, tabell 5, pl.1) viser at materialet er relativt dårlig rundet, med dominerende klasse kantrundet og 9% kantet materiale. En rasgrop 10 m under terrassens toppflate viser at materialet her har et mindre stein- og blokkinnhold (20 - 30%), og at det er meget dårlig sortert (kornfordeling 11, fig. 21). Skråningsmaterialet er sannsynligvis forstyrret av jordsig (skråningsvinkel opp til 40°).

Avsetningens overflate er ujevn og meget blokkrik. Da topplaget er tykkere enn 2,5 m er det sannsynlig at flaten er bygget over marin grense. På grunn av utformingen av tilsvarende terrasser på andre siden av dalen, ved Jarland (se senere), er det imidlertid ikke sannsynlig at avsetningen har fylt hele dalen. En sannsynlig dannelsesform for terrassen er at den er avsatt lateralt til en bre som har kommet ned det trange juvet til Eikjedalselven.

Jarlandsdalen. Jarlandselven ligger i en bratt sidedal til Eikjedalselven (pl.1,fig. 37). Det er flere terrassenivå i dalen. Enkelte betydelig over den forventede marine grense.

"Hytteterrassen". Det høyest liggende nivået har størst utbredelse og kan NØ for Jarland gård følges som en list eller som et skille mellom løsmateriale og bart fjell. På vestsiden av Jarlandselven vider listen seg ut til en terrasseflate ca 100 m lang og 50 m bred. Skråningen mot dalen er ca 40 m høy og faller med ca 30° . Den er ujevn med 1 m dype og 5 - 7 m brede innskjæringer. Terrassen har en 5 - 6 m høy erosjonskant mot syd. Mellom det bakenforliggende fjell og terrassen (fig. 38) er det spor etter en drenering som har fulgt dalsiden ca 150 m, og deretter søkt ned til dalbunnen og delt terrassen i to, som antydnet på jordartskartet. Terrassens høyde er ganske konstant 128 - 130 m. Høyden avtar noe fra sydlige Haug gård mot et passpunkt nord for nordlige Haug gård. Materialet i terrassene kunne studeres i to mindre snitt.

Snitt I: I den sentrale terrassen (I, fig 37) ca 10 m under toppflaten ble det gravd et snitt 1,75 m høyt hvor det ble funnet følgende stratigrafi (fig. 39): De underste 1.3 m er skrålag som veksler mellom meget dårlig sortert siltig sand og sandig grus (kornfordelig 2 og 3, fig. 41). Over dette, med skarp grense til det underliggende, er det en 15 cm tykk, dårlig sortert siltig sand med enkelte gruskorn, fig. 40 (kornfordeling 1, fig. 41). Laget ligger parallelt med overflaten og har tydelig kryss-sjiktning. Over kryss-sjiktningen ligger det et 10 cm tykt usortert lag, sterkt påvirket av jernutfellinger. Rundingen i dette laget var dominert av klassene kantrundet og subrundet (steintelling nr. 105, pl. 1). Derover 20 cm torv.

Snitt II: I terrassen som nordre Haug gård ligger på (II i fig. 37), er det skrålag som stryker 126° og faller 34° mot NØ. Materialet veksler mellom grov grus og meget dårlig sortert sandig grus (kornfordeling 4, fig. 41).

Terrassen må være avsatt lateralt til en bre som har kommet ned Eikjedalselven og har ligget i Jarlandsdalen.

Jarlandselven har ført med materiale som den har lagt opp mot brekanten.

Jarland gård. Det nest største nivået er representert ved flaten som Jarland gård ligger på, III i fig. 37. Flaten følger dalsiden med en svakt konkav distalside. Terrassen stiger fra øst, hvor høyden er 74 m, mot vest til 82 m. Denne terrassen er ifølge hellingen av overflaten avsatt av Jarlandselven. Distalskråningen er siden erodert. Den er antatt å være dannet samtidig med Apal-luren og er sannsynligvis avsatt mot en brearm ned Eikedalselven på slutten av avsmeltingen.

Massetak. I den vestre dalsiden ligger det rester av en terrasse (IV i fig. 37) hvor materialet brukes til fyllmasse. Det vesentligste av materialet er nå tatt ut. Flatens distalkant ble målt til 71 m, høyeste del til 72 m.

Skjæringen i terrassen viser et 1 - 1,5 m tykt topplag som skjærer over meget dårlig sorterte skrålag (kornfordeling 5, fig. 42). Terrassen er avsatt fra Jarlandselven. Under dette nivå er det en større flate som ligger mellom 75 og 65 m og som har en erosjonskant mot nord-nordvest. I denne terrassen er det to skjæringer som viser at avsetningen har kompleks oppbygning.

Snitt V i fig.37. I en skjæring vest i terrassen (fig. 43) er det under et 1 m tykt meget dårlig sortert blokkholdig materiale (kornfordeling 14, fig.30) uten strukturer, en kryss-sjiktet middels godt sortert, siltig sand (kornfordeling 13, fig. 29). Sedimentet er sterkt tektonisert (fig. 44). Skrålagene i kryss-sjiktningen slik de ligger nå, er avsatt av en vannstrøm fra Eikjedalselven.

Det sorterte sedimentet er erodert av det grovere usorterte materialet som har inkorporert mye av det underliggende. Dette gir seg utslag i en bimodal sammensetning (kornfordeling 14, fig. 29).

Forkastningene i sedimentet er invertert til overthrust. Forkastningsmønsteret er det samme som ville fremkomme ved

overskyvning av materiale fra venstre til høyre i bilde fig. 44. Forkastningsplanene stryker NV-SØ og viser en deformerende belastning fra NØ. Det ble ikke funnet post-sedimentære strukturer i det overliggende usorterte materiale. Dette materiale er tolket som en morene hvor store mengder av den underliggende siltige sand er plukket opp og inkorporert som en vesentlig bestanddel av materialet.

Det er uvisst når breen kan ha gått over sedimentet. P.g.a. de tektoniske forhold i sedimentet og tykkelsen på morenen, er den siltige sanden sannsynligvis ikke subglasialt dannet, men avsatt da dalføret var isfritt i en fase under avsmeltingen. Sedimentet kan være samtidig med silten i den før nevnte Ulland terrassen og deretter deformert av en fremrykkende bre som avsatte den overliggende morenen. Denne breen deformerte også silten i Ulland-avsetningen. Mektigheten av morenen (større enn 1 m) og en fremrykking av denne størrelsesorden, burde imidlertid ha avsatt spor, morenerygger o.l., som kunne gjenfinnes andre steder i terrenget. Det er derfor en mulighet for at denne silten er eldre enn avsmeltingsfasen og kan stamme fra en tidligere isfri periode, i Allerød. Overliggende glasifluviale sedimenter fra avsmeltingen i Preboreal er i så tilfelle erodert vekk.

Tveiterås. 150 m mot NØ, noen meter lavere i fortsettelsen av samme terrassen er sedimentene grovere. I en hustomt (VI i fig. 37) er det et 3 m høyt og 5 - 6 m langt snitt som ligger i en 10 - 15 m høy skråning av løsmasser. De bøyde trærne i skråningen antyder aktive skråningsprosesser.

Under snittet, fig. 45, er det 2 m mektige, dårlig sorterte skrålag som faller 30° mot NØ, altså mot Eikjedalselven fra Jarlandselven. Materialet, finere enn 19 mm, varierer fra sand (30 - 50% større enn 20 mm) til sandig grus (20 - 30% større enn 20 mm). Henholdsvis kornfordeling 15 og 16, fig. 46. Skrålagene skjæres over av et tilsynelatende horisontalt, 0.4 m tykt, dårlig sortert grus-lag (kornfordeling 17 fig. 46), der innholdet av materiale større enn 20 mm er 50 - 60%. Over er det et 0,1 m tynt organisk-holdig finstofflag. Laget er rødbrunt, usortert, uten strukturer og

meget glimmerholdig. Laget har trolig vært utsatt for kjemisk felling. Derover er det et grovt (30% større enn 20 mm), meget dårlig sortert lag som inneholder 22% silt og leir (kornfordeling 19, fig. 46). De undre 2,4 m tolkes som skrålag som overskjæres av et topplag. Avsetningen ligger slik til at det er vanskelig å tenke seg dette laget som et skrålag som skjærer snittet med 90° vinkel. Det synes derfor sannsynlig at det er et normalt topplag eller et topplag dannet ved erosjon av en tidligere terrasse. Det overliggende laget tolkes som solifluksjonsjord, eventuelt morene. Det mellomliggende 0,1 m tykke humusholdige finstofflaget ligner jordprofil begravet ved solifluksjon. Tolkes det øverste usorterte materialet som morene, må dette representere et fremstøt etter at topplaget, som ligger i 55 m høyde, ble avsatt. Det lave havnivået som topplaget er avsatt i, sammen med at det ikke finnes avsetninger som kan forbindes med et så sent fremstøt, gjør denne tolkningen lite sannsynlig. Det aktive jordsiget som er registrert, favoriserer tolkningen av det organisk-holdige finstofflaget og det overliggende usorterte laget til å være et resultat av solifluksjon.

Sammendrag.

Lateralavsetningene i Frølandsdalsområdet er på grunn av den store variasjonen i høyde sannsynligvis ikke samtidig. De kan heller ikke med sikkerhet forbindes med noen trinn i tilbakesmeltingen. I det etterfølgende er det skissert mulige samtidige avsetninger/hendelser som synes sannsynlige på bakgrunn av bl.a. bregradienter og topografiske forhold.

Det synes rimelig m.h.p. gradient at det øverste nivået ved Gåsdal (103 m o.t.) korresponderer med en brefront ved Tysse. "Hytteterrassen" ved Jarland kan på samme grunnlag være samtidig med at breen fylte Frølandsvannet fra øst. "Solåsterrassen" og terrassen nord for Tysseleland ble bygget opp under denne fasen. Breen trakk seg videre tilbake og terrassene ved Ulland og Frøland skole ble bygget opp samtidig med at Apal-luren og terrassen ved Jarland gård ble dannet lateralt til breen. En bretunge kom på dette tidspunktet ned dalen fra Børdal og Eikjedalen. Strukturer

i et finstofflag antyder sammen med stratigrafien i Ulland terrassen en oscillasjon av en nærliggende bre. Mulig Allerød sediment finnes ved Jarland. Etter at breen trakk seg tilbake fra Jarland ble terrassen med massetaket (IV i fig. 37) bygget ut av Jarlandselven.

4.2.2. Holmane.

Syd og vest for Jarlandselven, som skjærer gjennom gården er det et hauget og ryggformet landskap i løsmasser, fig. 48. I landskapets lavere partier er det myr. Haugene er bygget opp av kantet og tildels kantrundet stein og blokker. Enkelte blokker har et volum på 16 m^3 . Overflatesedimentene er løst pakket. Ryggene finnes for det meste i forbindelse med den østre fjellsiden mot Jarlandsfjellet. De er orientert normalt på denne, slik at ryggene har størst mektighet nærmest fjellsiden. På en av ryggene, ca 7 m over omkringliggende områder, ble det mellom blokkene funnet en meget dårlig sortert siltig sand der 32% av materialet besto av silt (kornfordeling 10, fig. 47). I sedimentet fantes det enkelte korn av grus og stein. Når en kommer vekk fra østlige dalside, har ikke ryggene lenger et systematisk forløp. Haugene og ryggene danner et svært rotete landskap, som er antatt dannet av en stagnerende is.

Ryggformene ut fra den meget bratte fjellsiden er tolket som rasmateriale, eventuelt sprekkfyllinger av nedrast materiale på en stagnerende isrest SØ for gården.

Morenelandskapet vest for gården består av en hardpakket, meget dårlig sortert sandig bunnmorene (kornfordeling 8, fig. 44). Bunnmorenen inneholder ca 5% stein og enkelte blokker, og den er dekket av et tynt lag med ablasjonsmorene. Ablasjonsmorenen er løst pakket og storblokkig. Materialet i bunnmorenen har en meget sterk orientering (steinorientering nr. 1 fig. 49). Lengste akse blir vanligvis orientert parallelt med isbevegelsen (Lundquist 1948:27, Johansson 1965:8, Andersen & Sollid 1971:35, m.fl.). Unntak er ende-morener (Richter 1936:26, Lundquist 1948:21) og ablasjonsmorener (Lundquist 1948:21-23). Analysen viser derfor at

bunnmorenen er avsatt av en isbevegelse fra ØNØ , ca 245° . Ifølge skuringsanalysen (se senere) er dette en regional bevegelse. På dette stedet eventuelt en fjordbrebevegelse.

Holmane gård ligger på en slette som ligger lavt i forhold til de omkringliggende masser. Denne flaten skiller mellom det østlige dødislandskapet og den myrdekkede bunnmorenen i vest. Bunnmorenen har en skråning på opptil 20 m mot gården. Haugselven har skåret seg gjennom bunnmoreneavsetningene i dalens sydside, like før den løper sammen med elven fra Kirkedalsvannet. Den har skåret seg videre ned i fjellet, men den danner allikevel en foss før elvene renner sammen. Tykkelsen av løsmassene er her ikke mer enn 5 m. Det er derfor sannsynlig at Haugsdalen er hengende i forhold til Holmane og at tykkelsen på løsmassen ikke på langt nær er så store som skråningen gir inntrykk av.

Et 3 m høyt snitt i en ryggform på flaten 50 m vest for Holmane har en kornfordelingsvariasjon som vist i fig. 47 (kornfordelingskurver 21 - 23). Materialet er strukturløst med unntak av enkelte noe mer finstoffholdige bånd som skjærer snittet diagonalt. Dette gjelder ikke den ytterste delen av jordprofilen der alle primære strukturer er ødelagt. Materialet er en hardt pakket, meget dårlig sortert, sandig bunnmorene.

Bergarts sammensetningen (steintelling nr. 104, pl. 1) skiller seg lite fra sedimentene i Tysse og Frølandsdal. Materialet er dominerende kantrundet, men inneholder noe kantet materiale (rundingsanalyse nr. 104). Steintellingen tyder på at transportretningen har vært fra dekkeområdene i vest.

En steinorientering (nr. 2 i fig. 49) fra den øverste delen av avsetningen hvor kornfordeling 21 er tatt fra, tilsvarer det resultat som orienteringen fra bunnmorenen vest for Holmane gav. Materialet er ikke så godt orientert, men har en tydelig dominans ca 260° og er avsatt av en tilsvarende isbevegelse fra ØNØ .

Når en sammenligner med bunnmorenen vest for Holmane, har materialet mange likhetspunkter både med hensyn på pakning,

kornfordeling, orientering og utseende. De gjennomskjærende strukturer viser at ryggen er en erosjonsform. Den er avsatt av en isbevegelse fra øst.

Den lavtliggende sletten som Holmane ligger på, blir ut fra det foregående antatt å være erodert i bunnmorenen av (smeltevannselver fra Haugsdalen og Kikedalen, i grensen mellom dødislandskapet i sørøst og bunnmorenen i vest.

4.2.3. Børdal - Eikjedalen.

Mørkhølen. I skråningen mot Totlandsfjellet (pl.2) ligger en stor morenerygg som strekker seg fra veien og oppover dalsiden med ca 150 m høydeforskjell (fig. 50). Avsetningens bredde langs veien er 300 m.

Overflaten er meget blokkrik. Blokker på flere kubikkmeter er vanlig. Et snitt nede ved veien viser at materialet er løst pakket, uten strukturer. Materialet er meget dårlig sortert med mer enn 50% større enn 20 mm (kornfordeling 20, fig. 42). En steinorientering som ble foretatt 1,5 - 2 m under avsetningens overflate, viser at materialet er orientert som vist i fig. 49. Skråningen stryker 15° og faller 30° mot \emptyset . Figuren viser at materialet har et maksimum som strekker seg over 50° , fra 90° - 140° . Dette kan deles inn i to tyngdepunkter: et bredt omkring 110° som er parallelt med fallet på skråningen, og et smalere omkring 135° . Denne retningen er parallell med en sen dalavhengig brebevegelse fra SØ, men materialets imbrikering indikerer en massebevegelse nedover skråningen. Da opptil 20° avvik fra skråningsretningen er vanlig ved solifluksjon, synes dette å svare for den brede orienteringen. Det er derfor sannsynlig at de to øverste meterne av avsetningen er reorientert av en massebevegelse nedover skråningen. Tilsvarende avsetning finnes ikke i den motstående dalside. Ryggen tolkes ut fra sin form og beliggenhet å være en støtsidemorene, avsatt av en isbevegelse fra øst. Materialet er siden reorientert av massebevegelse i skråningen.

Børdal. Nord for Mørkhølen mot Børdal (pl.2) er det side-

morener i begge dalsider. I østre dalside er ryggen dobbel, lengden er ca 150 m, delvis på tvers av dalbunnen, fig. 51. Selve dalsiden er for bratt til at løsmateriale kan bli liggende. I vestre dalside er det bare en morenerygg, fig. 52. Denne kan følges fra dalbunnen og 300 m oppover i dalsiden. På denne strekningen er høydeforskjellen 100 m, d.v.s. en gjennomsnittlig gradient langs sidemorenen på 330 m/km, de siste 100 m en gradient på 340 m/km.

Heii, Rindarane, Eikjedalen. I fjellområdet NØ for Eikjedalsvannet finnes den lengste rekonstruerbare randavsetning i det undersøkte området (pl.2). Avsetningen er nevnt av Rekstad allerede i 1911. Han mente at den er en sidemorene til en bre som kom ned dalen fra nord. Sidemorenen kan følges som et randmorenestrøk fra passet (760 m) SV for Byrkjefjell. Her ligger tre parallelle rygger. Den sydligste er størst. Distalskråningen er 8 - 10 m høy og proksimalskråningen ca 3 m. Ryggene forsetter mot vest i vekslings mellom hauget morenelandskap og veldefinerte rygger. Ryggene stiger fra passet øst for Heii til toppen av Heii med 120 m/km målt langs moreneryggen (fig. 53). Randmorenestrøket samler seg etter hvert til én rygg. Denne fortsetter over Heii, men forsvinner i skråningen ned mot Rindarane. Den finnes igjen N for Rindarane på en slette. Mektigheten av ryggen øker jevnt til 8 m høyde, før den stuper bratt ned mot Eikjedalen med et gjennomsnittlig fall langs moreneryggen på 290 m/km, fig. 54. Ryggen forsvinner i ca 575 m høyde, der fjellveggen blir for bratt til at eventuelle moreneavsetninger kan bli bevart. Fra Rindarane til toppen av Heii avtar gradienten sterkt. Målt langs sidemorenene er den gjennomsnittlige gradienten 100 m/km.

Nede i Eikjedalen, langs den østre dalsiden er en ryggform som strekker seg fra gården ved munningen av tunnelen og 300 m nordover, der den forsvinner helt. Stigningen er 5 - 10 m på denne strekningen. Mellom dalsiden og ryggen er et dreneringsspor i løsmassene. Det synes ikke sannsynlig at denne ryggen tilhører det samme morenesystem som ryggene på Heii og Rindarane, men er sannsynligvis en erosjonsform i bunnmorenen.

I den vestre siden av Eikjedalen er det en lav morenerygg som kan følges ca 200 m oppover dalsiden. Den har ingen direkte forbindelse med moreneryggene på Heii og Rindarane, men er antatt å være samtidig med disse. Dalsiden blir etter

hvert brattere, og ryggen sviner hen til en konsentrasjon av blokker. På en lengre strekning langs knekkpunktet i dalsiden er det en konsentrasjon av blokker. Ovenfor denne grensen er fjellet for det meste bart. Nedenfor er overdekningen stor. Bekkeskjæringer antyder mektigheter større enn 5 m. En skjæring i siden av et slikt bekkeleie viser: Over en grå, strukturløs, hardpakket, meget dårlig sortert grusig morene hvor 10 - 20% av materialet er større enn 20 mm, ligger et meget blokkrikt rødbrunt sediment med typiske morenestein (fig. 55). Ca 40% av dette materialet er større enn 20 mm. Materialet er som det underliggende strukturløst, meget dårlig sortert, men er mindre hardt pakket og meget grovere. Gjennomsnittlig kornstørrelse Mz er henholdsvis 0,50 ϕ og 0,97 ϕ (kornfordeling henholdsvis 50 og 51, fig. 56). Bekkeskråningen skjærer igjennom begge lagene.

Det øverste laget er tolket som et resultat av massebevegelse og utvasking av bunnmorenen i den bratte dalsiden hvor det nå ikke lenger er sedimenter. Materialet har mer eller mindre rast og glidd ned til knekkpunktet i dalsiden hvor man i dag finner en konsentrasjon av store moreneblokker, samtidig med eller like etter at isen trakk seg tilbake. Mye av materialet har beveget seg videre og lagt seg som et dekke over deler av den lavere dalside. Denne utglidningen har antagelig foregått samtidig med eller like etter at isen trakk seg tilbake, mens vegetasjonsdekket ennå ikke var etablert og før nedskjæringene av bekkeleiene ble av den nåværende størrelsesorden.

Dersom en kan korrelere restene av moreneryggen på vestsiden av dalen med ryggene på Rindarane og Heii, har den tilhørende brefronten sannsynligvis ligget i nærheten av nordlige stranden av Eikjedalsvannet. Det samme resultatet får en dersom en ekstrapolerer med en gjennomsnittlig gradient på 250 m/km fra Rindarane. Dette er en slakere gradient enn det som er målt på morenen i dalsiden, men siden det ikke er registrert noen endemorene i dalbunnen, synes det sannsynlig at brefronten har ligget i Eikjedalsvannet.

4.2.4. Kvamskogen.

Kvamskogen. I området omkring Longvotno på Kvamskogen veksler løsmassene mellom sammenhengende dekke av morene, i hauget og ofte langstrakte former, som faller sammen med bergartens strøkretning, og langstrakte diffuse rygger med blokkrik overflate i Furedalsheia, fig. 57. Det er også enkelte tykkere, delvis ryggformede moreneavsetninger fra Røyrlid gård, og disse danner et diskontinuerlig morenestrøk mot Steinshaugen. Disse ryggene ligger slik til at de må være avsatt fra NV. Dette faller sammen med siste isbevegelse fra Heii.

Det har ikke vært mulig med sikkerhet å bestemme under hvilke forhold de forskjellige avsetningene ble dannet, men materialet i og formen på avsetningene tyder på at det aller meste ble avsatt i forbindelse med en stagnerende bre. Morenestrøket fra Røyrlid til Steinshaugen er ikke et tydelig randmorenestrøk, men snarere tilfeldige ryggformede moreneavsetninger dannet under tilbake- eller ned-smelting av en bre som opprinnelig er kommet over passpunktet ved Heii. Breen stagnerte helt da tilførselen over passpunktet ble avskåret p.g.a. en stadig synkende breoverflate.

4.2.5. Neteland - Norheimsund.

Neteland. Innerst i Steinsdalen langs Teigeelven er det en rekke glasifluviale terrasser. Det høyeste nivået er representert med en flate der den vestligste og innerste gården ligger. Da det ligger mange hus på flaten, kan det ikke utelukkes at den opprinnelige toppflaten ikke lenger eksisterer, men den har i sine distale deler trolig beholdt sin opprinnelige høyde. Høyden ble her målt til 85m.o.t. Terrasseflaten er 50 x 75 m. Et 7 m langt og 1 m dypt snitt i topplaget i avsetningens NØ-lige del, eksponerer et materiale som er horisontalt sjiktet og består av meget dårlig sortert, sandig grus (kornfordelingsanalyse 74, fig. 60). Ca 40% av massen er vurdert til å være større enn 20 mm, men det er ingen blokker i snittet. Materialet er kantrundet (rundingsanalyse

nr. 73, pl. 3, tabell 5) og indikerer en kort elvetransport. Fra toppflaten skråner avsetningen mot øst, d.v.s. mot Tokagjelets munning. Materialet er avsatt fra vest, sannsynligvis fra bekken vest for gården.

Bergartssammensetningen (steintelling nr 73, pl.3, tabell 6) av sedimentet viser et innhold på hele 41% med sure, krystallinske bergarter. Materialet er sannsynligvis ikke rent lokalt, men må være tilført fra omkringliggende dekkeområder.

Neteland massetak. Syd for Netelandsgårdene, sentralt i dalen, ligger en erosjonsrest (fig. 58) som har terrassert toppflate 78,5 m o.h. Materialet i snittveggen er meget dårlig sortert sandig grus (kornfordeling 71, fig.60), som er svakt skrålagret, fig. 59. Lagene heller svakt mot syd. Sentralt i snittet er det en stor moreneklump. Lagene er avskåret i nord på grunn av erosjon av Teigeelven. Avsetningen mangler et normalt topplag. Det ligger et finsand/siltlag noe på siden av avsetningen. Laget tyder på å være vasket ut fra avsetningen. Kornfordelingen og strukturene viser at dette er en overgangsform mellom morene og glasisfluvialt materiale, og jeg har valgt å kalle den en lagdelt morene.

Bergartssammensetningen (steintelling 71, pl.3, tabell 6) er svært likt materialet som er beskrevet ovenfor. Partiklene er imidlertid bedre rundet og dominerende klasse er subrundet. Avsetningen er en erosjonsrest. Dens tidligere utstrekning har det ikke vært mulig å bestemme. Materialet er i følge de hellende lagene avsatt fra nord, og avsetningen ligger i direkte fortsettelsen av viften som ligger i utløpet av Tokagjelet. Avsetningens teksturer og strukturer tyder på at materialet er avsatt svært brenært.

Netelandshagen. Vest for Netelandshagen i utløpet av Tokagjelet er en erosjonsrygg mellom gjelet og Teigeelven. Materialet er meget dårlig sortert sandig grus (kornfordelingskurve 77, fig.60) med gruppene subrundet og rundet som dominerende klasser (rundingsanalyse nr. 77, pl.3, tabell 5).

Materialsammensetningen skiller seg sterkt fra de andre

tellingene i området (steintelling nr. 77, pl.3) med hele 71% fyllittiske bergarter, d.v.s. lokale bergarter. Den gode rundingen kan ha sammenheng med de svake bergartene sedimentet består av. Avsetningen ligger innenfor massetaket ved Neteland og er øyensynlig en yngre dannelselse. Den er for det meste bygget opp av lokale bergarter som er transportert ned eller erodert fra Tokagjelet.

Innerst i dalen ved Neteland, under en glasifluvialavsetning, er det 5 m under toppflaten en skjæring med en blå, ekstremt dårlig sortert, siltig bunnmorene (kornfordeling 75, fig. 60). Det er ikke observert blokker i sedimentet, bare enkelte steiner. Bergartssammensetningen (steintelling 75, pl.3) skiller seg fra alle de andre tellingene i området med 7% anorthositt, men er ellers meget lik nr. 71 og 73.

På halvøya mellom Øystese og Fykkesundfjord er det enkelte mindre forekomster av anorthositt (fig. 6) som kan forklare anorthosittinnholdet. Bunnmorenen er sannsynligvis avsatt av en brebevegelse fra dette området, d.v.s. fra NØ. I dalsiden over den marine grense er skråningene dekket av forvittringsjord som varierer i tykkelse mellom 0,3 - 1 m. Ved den østre dalsiden ligger en 20 m høy kjegleformet avsetning med høyeste punkt 70 m o.h. Overflaten består av mindre godt sortert sandig silt (kornfordeling 72, fig. 60). Materialet og formen på avsetningen skiller den skarpt fra de andre i området. Den må sannsynligvis være en erosjonsform. Sedimentet faller inn under gruppen lakustrine og marine sedimenter i Selmer-Olsens genetiske diagram, fig. 8.

Nybø. Der terrenget vider seg ut like ovenfor husene på Nybø, har Risbruelven avsatt en bratt vifte som består av meget grove blokker. Viften går over i større flater som elven har skåret seg ned i. Den øvre flaten som ligger ca 90 m o.h., er en plattform dannet i fast fjell, overdekket av ca 0,3 m forvittringsjord. Den lavere flaten består i distale deler av meget dårlig sortert sandig grus (kornfordeling 87, fig. 61).

Den petrografiske sammensetningen av dette materialet

(steintelling 87, pl. 3, tabell 6) skiller seg ved første øyekast fra de andre tellingene ved sin mangel på gabbro og amfibolitt. Men som kommentert i kap. 3.3.2. er denne mangelen sannsynligvis ikke reell. Bergartssammensetningen er sannsynligvis meget lik nr. 71 og 73.

Flaten stiger svakt mot viften. Formen på avsetningen sammen med de andre sedimentpetrografiske parameterne, gjør det sannsynlig at materialet er avsatt fra Risbruelven. Denne elven fører ned fra det nå tørrlagte Bjørgili nedenfor Myklavatn. Det er sannsynlig at det i en periode i avsmeltingsfasen var en betydelig drenering gjennom dette gjelet. Myklavatnet ligger i dekke-området og tilførsel herfra forklarer den store andelen av sure, krystallinske bergarter i steintellingen. Flatens proksimale del måles til 85 m o.t. Det var ingen målbar forskjell mellom proksimale og distale del.

På vestsiden av den samme bekken er det en tilsvarende terrassert flate. Lengst i vest der elven fra Tokagjelet munnar ut i Steinsdalen, er avsetningens overflate hellende i vifteform. Overflaten består av grovt materiale og stort blokkinnhold. Også her er det dannet en høyere flate i fast fjell, 90 m o.t. Viften går relativt jevnt over i den lavere flaten. Utflatingen måles til 85 m o.t.

Viften finnes igjen på den andre siden av Tokagjelets utløp. Den er her større. Overflaten er storblokkig og kan følges opp over 100 m. Det er ikke dannet gode terrasser i tilknytning til denne viften.

Øst for Nybø er en gråfarget, meget dårlig sortert, siltig bunmorene (kornfordeling 88 fig. 60). Materialet i denne avsetningen er noe mer lokalt preget, med 48% fyllittiske bergarter.

Norheimsund. I Norheimsund og ytre delen av Steinsdalen er terrassene lave med dominerende flater i nivåene 10 - 15 m, 17 m og mellom 32 og 37 m. Ved vestre Byrkjeland er avsetningen svakt vifteformet ut fra det trange gjelet elven renner gjennom.

Byrkjeland. Rett vest for Byrkjeland ligger en høyde som nesten stenger dalføret. Denne høyden er flat på toppen, og i inner-kant er det en forsenkning. Forsenkningen er ca 3 - 5 m dyp. Toppflaten ligger på 81 m. Mot Teigeelven heller skråningen, som består av løsmasser, med ca 30°. Overflaten av denne høyden består av løsmasser. Unntak er de lavere partier på NV-siden langs veien, og på sydsiden i enkelte mindre partier langs kjerreveien. Avsetningen er derfor ikke så mektig som den ser ut til.

I et snitt i avsetningen ved låvebrua til Byrkjeland gård er det underst et lag med siltig finsand (med samme utseende som kornfordeling 72, fig 60). Dette overlages av grov grus og sand. Snittet er rast sammen, slik at det er umulig å finne noen strukturer. Finsand-lagene er tolket som bunnlag hvor grovere skrålag er bygget over.

Steintelling og runding fra henholdsvis 81 m terrassen og den nærliggende 30 m terrassen (steintellinger og rundingsanalyser nr. 107 og 108, pl.3) viser at materialet i 30 m terrassen har et noe større innhold av lokale bergarter, og at rundingen er noe dårligere med dominerende klasse kantrundet. Den store klassen med kvartsittiske bergarter forårsakes av en del residual-kvarts.

Videre østover i 30 m nivået er terrassen ved østre Byrkjeland bygget opp av meget dårlig sortert grusig sand (kornfordeling 84, fig. 61). Materialet har her en bergartssammensetning som er ganske lik nr. 107 og 108. Rundingen i denne avsetningen er noe bedre med dominerende klasse subrundet (Steintelling og rundingsanalyse nr. 84, pl. 3).

Steine. Materialet i 17 m terrassens topplag er dårlig sortert sandig grus (kornfordeling 90, fig. 61). Steintellingen (nr. 90, pl. 3, tabell 6) viser at lokale bergarter dominerer. Rundingen (nr. 90 pl.3, tabell 5) er bedre enn de foregående analyser, med dominerende klasse subrundet, deretter følger klassen med rundet materiale.

Det ble foretatt både en steintelling og en rundingsana-

lyse ca 500 m vest for Movatnet. Disse bekrefter utviklingen fra Steine med stadig større innslag av lokale bergarter og økende runding av materialet (steintelling og rundingsanalyse nr. 110).

Symra. De finkornige marine sedimentene i området kan representeres med avsetningen 250 m øst for Symra. Sedimentet består av en dårlig sortert siltig leir (kornfordeling 85, fig. 61). Marine sedimenter er lite utbredt som overflate-sediment i dalen.

Oppsummering.

Materialet i terrassene innerst ved Teigeelven og Tokagjelet indikerer at massene er raskt utspylt i et brenært miljø. Bunnmorenen vest for Neteland er trolig avsatt fra NØ med en etterfølgende sedimentasjon av glasifluvialt materiale som ligger over morenen.

Terrassene ved Neteland og Nybø kan være avsatt lateralt til en bre som har kommet ned Tokagjelet. Det mest sannsynlige er imidlertid at de er avsatt i åpent vann og siden erodert til sin nåværende form.

Massetaket sentralt i dalen er avsatt meget brenært, antagelig ved fronten av en bre som har kommet ned Tokagjelet. Avsetningen er siden erodert ned til 78,5 m.

Erosjonsresten ved Netelandshagen er en yngre dannelselse, bygget opp av lokale bergarter. Dette sees også i de lavere nivåene ved Steine og Movatnet. De har et økende innhold av lokale bergarter med økende avstand fra de glasifluviale terrassene. Rundingsgraden øker på samme måte.

Avsetningen ved Byrkjeland må være avsatt mens breen lå ved Teigeelven. Forsenkningen i innerkant av terrassen er tolket som et gammelt elveløp. Det er derfor sannsynlig at terrassens overflate er erodert, og at den ikke representerer marin grense i området. De lavere terrasser ved Byrkjeland er ifølge materialets sammensetning enten erosjonsterrasser eller bygget opp av retransportert materiale fra de omkring-

liggende avsetninger. Steintellingene viser at materialet i dalbunnen har den mest lokalt pregede bergartssammensetning. Rundingsgraden øker fra vest mot øst i dalen.

4.2.6. Botnavatn-området.

I fjelltraktene syd for Frølandsdal ligger det flere vann i et bassengformet område ca 500 - 600 m o.h., fig. 103. Området skiller seg fra de andre fjellområdene som er undersøkt ved at det her finnes løsmasser. Løsmassene består nesten bare av morene, enten konsentrert i hauger og ryggformer eller som tynne diskontinuerlige morenedekker. De er løst pakket og lite finstoffholdige. Moreneryggene er tegnet inn på fig. 68.

Det er to faktorer som kan tenkes å ha forårsaket eller medvirket til avsetningene. Botnavatnet (504 m), delvis også Spongatjern (593 m) danner et basseng omgitt av høyere områder. Fjelltoppenes høyde varierer mellom 624 m (Øykjafjell) og 976 m (Ottanosi). Helt i øst ligger Gavlen med sine 1245 m. Deler av det lavereliggende området består av lett eroderbare fyllittiske bergarter som ligger mellom øvre og undre Bergsdalsdekke.

Svartatjern: I vestsiden av Svartatjern er det små terraserte morene-avsetninger som heller ut dalen, d.v.s. sydover (fig. 62). Overflaten ligger noe under nivået på bassenget i nord. Tilsvarende, men noe mindre avsetning, finnes også på øst-siden av vannet.

Botnavatn: Syd og vest for Botnavatnet finnes den største utstrekning av løsmassene. I vannets sydvestlige del, i nordskråningen av Engelifjell er det et tynt dekke av morenemateriale der fjellgrunnen flere steder slår igjennom. Vest for vannet er det et flatt parti mellom stranden og Trølafjell hvor morenematerialet vanligvis er tynt. I den nordlige del av området, der materialet ligger i uregelmessige hauger og rygger med myrdrag i mellom, er mektighetene større. I strandkanten i syd-østlige del av vannet samt på halvøya langs østre strand ligger noen mindre morenerygger.

Nord for Botnavatn, vann 612: Ca 800 m vest for Gråfjell er det to morenestrøk. Det ytterste settet med rygger er diskontinuerlig og vanskelig å rekonstruere med sikkerhet. Et forsøk på løsning er gjort på fig. 74. Selv om avsetninger for en stor del mangler mot Botnavannet, er det sannsynlig at ryggene danner en stor bueform som kan sammenlignes med dannelsene etter en piedmontbre. Det er imidlertid usikkert om mangelen på avsetninger i øst kan skyldes en sammenkobling med en tenkt ismasse i bassenget. Det innerste settet med rygger er tydelig (fig. 63). De er ofte dobbelte. Mellom ytre og indre morenestrøk er terrenget hauget.

Skåravatn 707 m: Nordenden av vannet er demmet av en morenerygg. Det går en dal fra nordenden av vannet, og det er tydelig at vannet en gang har drenert nordover og ned Haugsdalen. Morenen er 1,5 m - 4 m høy, og bredden varierer mellom 10 og 15 m. Materialet er meget grovblokkig. Ryggen har en klar tunge inn i passet (fig. 64), altså avsatt fra syd.

Noen hundre meter lenger nord, i øverste delen av Haugsdalen, er det en 150 m lang bueformet morenerygg tvers over den smale dalen, fig. 65. Avsetningens nordside, som også er proksimalsiden, er ca 8 m høy. Distalskråningen er ca 2 m høy. Overflaten både på ryggen og områdene omkring er meget blokk-rik. Blokkene er for det meste kantet.

Dette er ikke bare den eneste randavsetningen på nordsiden av fjellene som er avsatt mot syd, men den eneste moreneryggen på den siden. Ryggen er altså avsatt av innlandsisen. Den er sannsynligvis rent topografisk betinget, avsatt under isens tilbakesmelting fra Herdlamoren.

Spongatjern 593 m: I syd-vestre del av tjernet er det en morenerygg, fig. 68. Den har en proksimalskråning fra vannet og 10 - 15 m oppover. Distalsiden er betraktelig mindre, men allikevel stor nok til å demme et par mindre vann. 500 m lenger nord er det en rygg som kan følges fra passpunktet og opp i ca 630 m høyde. Skuring (se skuringskart) og ryggenes morfologi viser at disse ble avsatt fra Ø-NØ. Ryggene finnes bare på vestbredden av vannet. Lenger nord på tjernet, syd

for bekkeutløp, går to mindre rygger ut i vannet. Fjellsiden er her bratt. Like SØ for nordenden av tjernet er det en tilsvarende rygg, som på flybilder kan følges 50 - 100 m ut i tjernet. NØ for vannet er et endemorenestrøk (fig.66). Skuringsobservasjoner antyder at de er avsatt fra Tindafjell.

Hauger og rygger av morenemateriale i botnen mellom Kjerringafjell (941) og Ottanosi (976) begynner i laveste punkt i ca 660 m og forsvinner ved fjellveggen i ca 690 m. Ryggene er klare endemorener som er avsatt av en bre i botnen (skuring).

En rekke hauger og rygger under foten av Tindafjell er trolig morene- eller protalus rampart-avsetninger for en bre/snøfonn i den bratte fjellsiden. Innenfor ryggene er det ikke funnet skuringsstriper, delvis på grunn av overdekning og forvitrede bergarter.

Skaratjern ca 550 m: Fra Selmyrtjern og østover er det noen parallelle rygger som faller i høyde fra Selmyrtjern mot Skaratjern. I skaret S for tjernet kan det skilles ut to parallelle rygger som har klare tunger inn i skaret. Den lavere ryggen skråner svakt mot Ø (fig. 67). Proksimalskråningen av morenen er ca 30 m. Den meget bratte distalsidens høyde varierer mellom 2 og 3 m og har forårsaket myrdannelse langs hele utsiden.

Moreneryggene i den sydlige delen av området, syd for Botnavatnet, er så diffuse og diskontinuerlige at de sannsynligvis ikke er dannet av en aktiv bre. Det er mer sannsynlig at avsetningene for det meste er topografisk avhengige, bygget opp mens breen smeltet ned.

I den nordlige delen av området er moreneryggene tydeligere og mer sammenhengende. Både moreneryggene NV for Botnavatnet, nordlige del av Spongatjern og syd for Skaratjern har disse karakteristika. Moreneryggene er antatt å tilhøre et brefremstøt eller en lengre stillstand av brefronten. En forsøksvis rekonstruksjon av deler av denne brefronten er vist i fig. 73. Beliggenheten av de fleste ryggene indikerer at de er dannet av en lokalbre-aktivitet.

Det haugete landskapet vest for Botnavatnet blir tolket som et dødisområde, dannet mens isen i bassenget smeltet ned. De terrasserte avsetningene ved Svartatjern er antatt å være avsatt lateralt til en fjordbre i Eikelandsfjorden.

5 ISBEVEGELSER

Bergartene i store deler av området er av en slik beskaffenhet at de forvitrer lett og at skuringsmerkene derfor forsvinner. Dette gjelder spesielt glimmerskifrene og de granittiske bergartene (metarhyolitten). De høyereliggende områder har svært ofte en vitret overflate hvor bare meget grov skuring kommer frem. De fleste skurings-observasjonene er derfor gjort på kvartslinser i fyllittene og på kvartsittiske pegmatittiske ganger der slike fantes.

På skuringskartene pl. 4 og fig. 68 er inntegnet skurings-observasjoner utført av Aarseth (1971), Holtedahl (1967), Mangerud (1966), Sexe (1866), Villand (1978 pers. med) og forfatteren (se tabell 1). Ikke alle observasjoner er ført inn på kartet av leselighetshensyn, men de inntegnede observasjonene skulle være representative for bevegelsene innenfor pl. 4.

Under tolkningen av retningselementene ble det klart at yngre isbevegelser i Botnavatnområdet skilte seg ut fra omkringliggende strøk, og de er derfor behandlet for seg.

5.1. Metoder.

Det er i undersøkelsen benyttet metoder og kriterier tidligere beskrevet bl.a. av Ljungner (1930, 1943), Gjessing (1953, 1965), Svendson (1959), Hillefors (1969), Flint (1971), Andersen & Sollid (1971) og Vorren (1977).

5.1.1. Retningsbestemmelse.

Til bestemmelse av isbevegelsens retning er benyttet retningselementer som definert av T.O. Vorren (1977:12), og utelukker derved indre strukturer, proglasiale avsetninger, Sichelvanne og plastiske former.

Alle observerte retningselementer er i fjell. Det er benyttet både drumlinoide, lineære og transversale retningselementer. De benyttede drumlinoide retningselementer er forskjellige typer av rundsua, fra rene drumliner i fjell

til støt- og le-side topografi. Mindre former som "knob and tail" er ikke observert.

Benyttede lineære retningselementer er skuringsstriper i alle former, fra de fineste hårtynne striper på polerte kvartslinser, kvartsbånd og kvarts-feltspatrike bergarter til renner bredere enn 10 cm. På feltspatrike bergarter og feltspat krystaller kunne tvillingstriper i krystallene forveksles med de fineste stripene. For å få frem de fineste stripene er det benyttet fettstift, delvis også lupe. På den måten fremkom enkelte observasjoner av kryssende striper på kvartslinsene der aldersforholdene kunne avgjøres.

Benyttede transversale retningselementer er sigdbrudd, parabelriss, lunate fracture (Flint 1971:96). Disse er kun benyttet sammen med skuringsstriper, og angir i heldige fall både bevegelsesretning og orientering. Det kan under spesielle forhold oppstå reverserte sigdbrudd (Dreimanis 1953: 776, Andersen & Sollid 1971:18). Dette skjer spesielt der bergartens kløv skjærer overflaten med spiss vinkel til isbevegelsesretningen (Andersen & Sollid 1971, fig. 19). I tvilstilfelle er slike lokaliteter forsøkt unngått.

Alle målinger av lineære retningselementer er mest mulig gjort i frie posisjoner, slik at morfologi har hatt minst mulig innvirkning på isbevegelsen.

For hver retning som er registrert på hver lokalitet, er det minst to observasjoner av den samme retning i den umiddelbare nærhet.

5.1.2. Aldersforhold.

Aldersforholdene er i størst mulig grad bestemt ved støt/le-sider, både som større former, og som meget små støt- og le-sider på kvartslinser og på tynne kvartsbånd. Fasetter har på denne måten vært til stor hjelp. Problemet har imidlertid vært at den postglasiale forvitring ofte har latt kvartslinsene tilbake som skarpt avgrensede topper.

Aldersbestemmelse ved kryssende skuringsstriper er forsøkt unngått, og er bare benyttet der definitivt finere striper skjærer ned i grovere. I de tilfelle der det har vært mulig å kontrollere, har det vist seg at mikroskuringen på de høyeste toppene på kvartslinsene har falt sammen med den yngste bevegelsen i området. Der denne "toppskuring" finnes sammen med andre retninger, er den antatt å være yngst, sannsynligvis dannet av en tynn, stiv is. Også rent topografiske kriterier som fjelltopp/dalbunn er benyttet med forsiktighet under tolkningen av skuringsbildet.

5.2. Beskrivelse av viktige lokaliteter samt regional tolkning av skuringsobservasjonene.

5.2.1. Toppskuringen (de eldste stripene).

Det har i området vært vanskelig å finne den eldste bevegelsen, spesielt vanskelig i nordlige deler, der de undersøkte topper har vært sterkt påvirket av yngre bevegelser og siden utsatt for forvitring. Det var antatt at de eldste skuringsstripene lettest skulle kunne skilles ut i de høyreliggende områder, men selv her viser det seg å være en umiddelbar fare for å registrere ganske unge bevegelser f.eks. fra avsmeltingsfasen.

På bakgrunn av det kompliserte skuringsbildet er kun de eldste eller eneste skuringsretninger på de høyeste toppene benyttet. Frittliggende skuringer på toppene indikerer en VSV-lig rettet eldre bevegelse i sektoren $235 - 255^{\circ}$, noe avhengig av hvor i feltet målingene er foretatt. For eventuelt å bekrefte en eldre VSV-lig retning, ble skuringsobservasjonene delt inn i høydeintervaller og frekvensen ble regnet ut for skuringene i 20° sektorer, for å se om det var en dominans eller relativ økning av VSV-lige skuringsobservasjoner med økende høyde over havet. Frekvensene i høydeintervallet 1001-1300 m er i fig. 69 plottet sammen med frekvensene for de totale målte skuringer uansett høyde (tabell 2). I høydeintervallet 1001 - 1300 viser det seg å være en dominans i området $170 - 270^{\circ}$. Dette har igjen to maksima, et dominerende i sektoren $180 - 200^{\circ}$ til-

svarende yngre sydlige bevegelser i fjellområdene i nord-øst, og et mindre i sektoren 240° - 260° med tyngdepunkt mot 240° . Denne siste konsentrasjonen faller sammen med den ovenfor nevnte VSV-lige eldre bevegelse, og bekrefter vurderingen av toppskuringene. Bevegelsene blir etter de foranstående målinger og tolkninger i området syd for Hamlagrø-vann mellom 240° og 248° (lok. 68, 69). Videre syd- og vestover i området vest for Myklavann er eldste registrerte bevegelse 235° . På grunnlag av andre observasjoner i området er det mistanke om at denne er yngre enn de som blir kalt for "eldste bevegelse".

Lokalitet 87 ved Krok vann har en eldste bevegelse 235° . Denne retningen blir regnet som eldre enn de sydlige striper på den høyereliggende lokalitet 88 p.g.a. aldersrekkefølgen på lokalitet 87 (se lok. 87, kap.5.2.6.).

På Gjønakvitingen varierer den eldste bevegelsen fra 235° i syd til 255° - 258° i nord (lok. 153, 155, 160).

I Botnavatn-området er følgende skuringsmålinger antatt å være eldst: På Tindafjell lokalitetene 168, 172 med 250° , Ottanosi lokalitet 202 med 235° , Engelifjell lokalitetene 210, 211 med 235° og Trælafjell lokalitet 217 i syd med 241° og lokalitet 218 i nord med 255° .

Disse skuringsobservasjonene kan indikere en forskjell i bevegelsen fra ca 250° i nord til 235° i syd, fig. 73, men de behøver nødvendigvis ikke være tidsynkrone.

Skuring som er yngre enn den presumptivt eldste, skiller seg ut ved dominerende utbredelse og sine relativt tydelige striper. Det er bare i enkelte områder disse ikke er enerådende. De gir ellers et klart bilde av retning og bevegelse. Isbevegelsen er tydelig topografisk betinget og følger alle fjord- og daldrag. Den har også skulpturert rundsua og andre drumlinoide former. En unntagelse fra det skisserte bildet er Botnavatnområdet og fjellene øst for dette. Her finner man et relativt komplisert skuringsmønster.

5.2.2. Samnangerfjorden.

Lok. 1 - 4 Raudfjell, Krånipa: Skuringsmålinger nord for Samnangerfjorden (pl. 4) på fjellryggen over til Sørfjorden viser at selv på høydedrag over 600 - 700 m, Raudfjell og Krånipa, har bevegelsen vært dominerende mot Samnangerfjorden, til tross for at relieffet mellom bunn av Sørfjorden og topp av åsryggen er ca 1100 m. Samnangerfjorden har altså hatt en drenerende virkning ut over det lokale tilsig.

Lok. 234 Barmen i Samnanger: Den eldste bevegelsen er her parallell med Samnangerfjorden mot VSV med en dreining inn mot fjorden ved avtagende alder. Dette indikerer at fjorden i siste fase kan ha fungert som kalvingsbukt.

5.2.3. Frølandsdal - Kvamskogen.

Lok. 13 Tysseland i Frølandsdal: Like innenfor 74 m terrassen nord for Tysseland har stripene en utvikling fra en eldste SV-lig bevegelse, som via en yngre vestlig, dreier til en yngste NV-lig. Dette tyder på en bevegelse opp den lille dalen i sluttfasen og viser sammen med lok. 16 og 17 at den vestlige bevegelsen fra Børdal og Eikjedalen antagelig har dominert over dreneringen i dalføret V for Tøffjell (lok. 14 og 15).

Lok. 20 Børdal: Skuringsstripenes utseende er her svært like. Aldersforholdene er bestemt ut fra støt/le-sider. De eldste stripene er vest 263° , deretter NV-lige 315° som etterfølges av en yngste bevegelse mot syd. Retning 263° er antatt å være en gammel topografisk uavhengig bevegelse, som har vært etterfulgt av en NV-lig dominerende, mer topografisk avhengig bevegelse nedover dalen fra Eikjedalen og Kvamskogen. Det har deretter vært en yngste lokal isbevegelse mot syd som antas å være samtidig med eller nesten samtidig med ^{dannelsen av} Børdalsmorenen.

En SSV-lig retning har det ikke med sikkerhet lyktes å relativt aldersbestemme. Det er indikasjoner på at denne er eldre enn den NV-lige bevegelse ned dalen fra Eikjedalen,

og derved indikere en mellomliggende fase med sydlig (lokal?) drenering.

Lok. 128. Syd for Børdalsfjellet: Ut fra skuringsobservasjonene ser det ut til at den siste bevegelsen, vest for Måvotno, har vært vestlig og mer eller mindre topografisk avhengig. Lokaliteten viser med sin posisjon og aldersbestemmelse at den eldste bevegelsen var mindre topografisk avhengig enn den yngste. Den topografiske avhengighet vises bl.a. av lokalitetene 127 - 131 syd for Børdalsfjellet.

Lok. 21 - 24. Tøffjell: På fjellryggen langs Tøffjell er den SV-lige bevegelsen klar og enerådende, men i det lavere passpunktet ved lok. 21 krysses den SV-lige av yngre SØ-lige striper. Den SØ-lige drenering antas å være fra en sen fase av isavsmeltingen med drenering fra nord inn i den skjermede Børdalen.

Lok. 38. Heii, 100 m distalt for morenerygg: De eldste skuringsmerkene er SV-lige mellom 235 og 253°. Yngre striper er V-lige 275° parallelle med Kvamskogdalens hovedretning. De yngste stripene går rett mot syd og tilsvarer en bevegelse normalt på moreneryggen. De er antatt å være nesten samtidig med disse. Det er ingen skuringsobservasjoner proksimalt for ryggen p.g.a. stor overdekning. De sydlige stripene finnes igjen i skråningen 1,5 km lenger syd (lok. 43) der disse igjen skjærer eldre vestlige striper som er parallelle med dalen. De sydlige stripene er ikke funnet igjen i dalbunnen eller i motsatt dalside. Denne V-lige dreneringen ser ut til å ha vært begrenset både horisontalt og vertikalt, da de skuringsstripene er avgrenset til dalen og de tilstøtende dalsider på Børdalsfjell (788 m), lokalitet 25 - 29, Heii (804) lokalitet 38 - 39, N. Jarlandsfjellet (660m) lokalitet 150, Høganovi (1102 m) lokalitet 117 - 118. Relieffet er her mer enn 400 m og istykkelsen under denne bevegelsen må ha vært betydelig, men en tilsvarende vestlig bevegelse er ikke gjenfunnet i fjellområdene lenger nord eller sør. Det er derimot en drenering fra disse områdene som konvergerer mot Ø-V dreneringen (fig.74).

Lok. 45. Ankerplassen på Kvamskogen: Her er dominerende eldre NV-lige (322°) striper og yngste SØ-lige (129°). Stripene er korte og kraftige, muligens dannet under en tynn stiv is. Lokalitet 40 og 105 er de eneste steder en tilsvarende bevegelse er funnet og indikerer en liten utbredelse og kort varighet av bevegelsen ned dalen fra Heii. Stripene er antagelig dannet rett før ryggene på Heii ble avsatt, og kan være samtidig med de spredte moreneryggene på selve Kvamskogen.

5.2.4. Norheimsund — Fykkesundfjord.

Lok. 86. Norheimsund: På lokaliteten er de eldste skuringsmerkene vest 256° , og retningsmønsteret kan ellers direkte sammenlignes med lokalitet 87 ved Krokavatn (se lok. 87, kap. 5.2.6). Det karakteristiske er også her skuringsstriper hvis aldersforhold kan indikere en bevegelse fram og tilbake innen en sektor, eller mer sannsynlig, at samme bevegelse har opptrådt mer enn en gang med en avvikende bevegelse i mellomtiden. Den aktuelle skuringsretningen er på skuringskartet indikert med ubestemt aldersforhold.

Lok. 79 og 81. Ytre Fykkesundfjord, Kvamsøy: Skuringsmerker viser at bevegelsen har vært dominerende ut fjorden. Ved fjordmunningen, lokalitet 79 (Holtedahl 1967), er eldste bevegelse mot SØ, altså ut Fykkesundfjorden, med en yngre SV-lig parallell med Hardangerfjorden. Den samme utviklingen har Holtedahl (1967) funnet på Kvamsøy, lok. 81, med en eldste SØ-lig bevegelse etterfulgt av sydlige og sydvestlige bevegelser.

Disse skuringsobservasjonene kan indikere at det har vært en eldre SV-lig rettet fjordbevegelse, som har vært etterfulgt av en isdrenering ut fra Norheimsund, Øystese og Fykkesundfjord. Dette kan ha vært en begynnende isstrøm fra fjellområdene, altså et brefremstøt, eller eventuelt en mellomliggende isdrenering fra de samme områdene før bevegelsen igjen blir dominert av en drenering SV-over langs Hardangerfjorden.

5.2.5. Fjelltraktene nord for Norheimsund.

Lokalitet 51 vest for Myklavatn: Landskapet er preget av rundsvaformer (fig. 70). Disse er dannet av en bevegelse mot VSV. Furer som er parallelle med formene er orientert 220° . På en frittliggende flate er det korte kraftige striper 149° sammen med riper orientert 219° (fig. 71). Dette tyder på at retning 220° er både eldst og yngst. Rundsvaene med retning 220° er eldre enn den kryssende SØ-lige 149° . Retning 219° er dominerende, med meget fine riper, som en skulle vente ville bli ødelagt av en kryssende bevegelse på samme flate, og er derfor antatt å være yngst.

Lokaliteten er tolket som følger: Den eldste bevegelsen har vært dominerende med utforming av rundsvaene, deretter en kortvarig (?) SØ-lig bevegelse, som ikke har remodelert svabergene, og som her er registrert som korte kraftige striper. Denne har igjen vært etterfulgt av SV-lig bevegelse parallell med de tidligere omtalte svaberg.

Lok. 56. Torefjell: Meget frittliggende på toppen av Torefjell er eldste retning SV-lig 207° med kryssende yngre striper mot SØ. En lignende utvikling finnes igjen ved lokalitetene 47, 48, 50, 53, fra en eldre dalrettet bevegelse til et yngre strømningsmønster mot dalen. De samme lokalitetene indikerer også at den yngste bevegelsen blir mer og mer parallell med dalen med avtagende høyde over havet. Det ovenstående tas som en indikasjon på at den yngste sydvestlige isstrømmen får en komponent i vestlig retning med avtagende høyde mot Kvamskogen.

I den nordlige del av området tyder skuringsstripene på at Fuglafjell (1334 m) sammen med Lendefjell (1201 m) har virket som en deler av isstrømmen slik at isen har drenert N og V for disse fjellene SV-over dalen til Kvitingen og Grønsdalsvannet og ned Skeiskvann dalen. I området syd og øst for de samme fjellene er den dominerende bevegelsen mot syd over Manfjell (lok. 66, 67), Gråtindane (lok. 58, 59) og dreiende SSV-lig i de lavere områdene omkring Myklavatn (lok. 48-51, 53). Årsaken til delingen av isstrømmen rundt fjellene kan være rent topografisk som før nevnt, eller Fuglafjell-området

har vært et eget lokalt glasiassjenssenter i denne perioden. Enkelte observasjoner (lok. 51, 52, 59) kan tyde på dette, men er ikke nærmere undersøkt.

5.2.6. Fjelltraktene syd for Norheimsund.

Lok. 87. Krokavann: I det lave området, 400 - 600 m o.h., øst for Tveitakvitingen har bevegelsen ifølge lokaliteten vært skiftende. Det er kun få skuringsobservasjoner, p.g.a. forvitret overflate, over et stort område. Opplysninger om bevegelsene er derfor noe mangelfulle til at sikker tolkning er mulig. Tolkninger av storformer fra flybilder er vanskeligjort p.g.a. at dominerende modelerende isbevegelsesretning og bergartens strøk tilsynelatende er parallelle.

På grunn av disse vanskeligheter må meget av tolkningen bygges på lokalitet 87 (fig. 72) som ligger i nordenden av det regulerte Krokavann på Hellafjell. Lokaliteten ligger under regulert vannstand. Fjellet er lite forvitret, men sterkt foldet og skifrig.

Meget grove striper mot SV 235° gjenfinnes på steder som ligger i le for bevegelse både mot S og SØ. De SØ-lige finnes både som mindre grove striper, og i hele sektoren mellom 113° og 135° som meget fine riper på kvartsflater. I le for den SØ-lige bevegelsen finnes den sydlige bevegelsen som grovere riper på kvartslinser. Enkelte steder sees disse retningene å krysse hverandre på samme kvartsflater med karakteristika som beskrevet. Aldersforholdet tolkes slik at den sydlige er eldre enn SØ-bevegelsen, begrunnet både ved støt/le forhold og det usannsynlige i at de fine ripene skulle bli bevart på samme flate som de grovere når disse ble risset inn.

Det er imidlertid indisier som tyder på at bevegelsen ikke har vært så enkel. Belliggheten av enkelte striper og deres forhold til andre striper, antyder at det enten kan ha vært en bevegelse frem og tilbake innen sektorer og/eller at samme bevegelse har opptrådt mer enn en gang, men med avvikende temporær bevegelse. Dette er indikert på skurings-

kartet med en SSV-lig skuringsstripe med ubestemt aldersforhold. Den ble i felt bestemt både yngre og eldre enn den som på kartet er blitt betegnet som nest eldst på lok. 87. Bestemmelsen var så tvetydig at aldersforholdet ble holdt åpent.

Lok. 88 og 89. Vesoldo: De SV-lige skuringsmerkene på lok. 88 følger et daldrag mot fjorden, og er topografisk betinget. På de høyeste partiene av Vesoldo, i ca 1000 m høyde, er skuringen fullstendig dominert av SSV-lige striper. Ingen andre retninger er registrert, og det er tydelig at en fjordrettet bevegelse har vært dominerende med en tykk is i Hardangerfjorden. Vestover mot Tveitakvitingen er det få registrerte striper. De som er funnet, tyder på dominerende SV-lig bevegelse.

5.2.7. Tveitakvitingen og fjellene omkring.

Lok. 119 - 125. Høganovi - Tveitakvitingen: På SØ-siden av fjellene viser de målte skuringsstripene en konvergerende bevegelse mot Strandadalens dalende. Retningen er dominerende og enerådende og må ha kommet fra en lokal breaktivet med en vestlig beliggenhet.

Lokalitetene 124 og 125 ligger i en meget bratt skråning og stripene kan være laget av snøras. Det samme er tilfelle med lok. 136 som ligger i et område der det er observert at tykke snøblokker raser ut.

Lok. 137 syd for Tveitakvitingen: På platået syd for fjellet er stripene dominerende SV-lige, laget av en bre som har fulgt Hardangerfjordens generelle retning.

Gjønakvitingen: På den nærmere fire kilometer lange fjellryggen ligger lokalitetene 153, 155 og 160 meget fritt. Retningene er VSV-lige, henholdsvis 235° - 255° , 258° . Lokalitet 160 har en eldste retning 238° og kryssende yngre striper 198° .

Lokalitetene 156 - 158 indikerer lokale bevegelser i botnene

på vestsiden og lokalitet 169 en svak drenering mot øst parallelt med skråningens hellingsretning.

På sydsiden av Gjønakvitingen er det i øst (lok. 162 -163) en enerådende SV-lig bevegelse, mens det ut fra en forsenkning i fjellsiden er SSV-lige eldre striper og SSØ-lige kryssende yngre striper. Begge antyder en lokal drenering sydover fra Gjønakvitingen.

Lok. 133 - 135. Storagrønovi: På kammen langs denne fjellryggen, samt på ryggens østside, er den eldste bevegelsen NV-lig, med yngre meget svake striper mot NØ. På lokalitet 132 blir retningen mer østlig. En del av stripene kan forklares ut fra lokal topografi, men de nordligste ligger så høyt i terrenget at de må skyldes en drenering fra fjellene i SV.

Skuringene på Jarlandsfjellet (150 - 152) og Storagrønovi viser at det har vært en drenering mot NV fra dette fjellpartiet. De indikerer, sammen med SØ-lige striper på Tveitakvittingen, at det har vært en lokal drenering ut fra fjellområdet. Det er ikke funnet frontavsetninger i tilknytning til disse brebevegelsene. Breen er derfor antatt å ha drenert mot omkringliggende dalbreer. Det synes klart at den yngste NØ-lige bevegelsen nord for Storagrønovi må tilhøre en lokal drenering fra fjellområdene, og at den øyensynlig tilhører den siste fasen i denne dreneringen. I de omkringliggende områder er det imidlertid ikke funnet striper av antatt samme alder som kan kaste lys over denne bevegelsen.

5.2.8. Botnavatn-området.

Alle lokalitetshenvisninger er til fig. 68 og tabell 1.

Lok. 168 - 172. Tindafjell: Målingene fra lokalitetene gir en eldste bevegelse mot vest 250° og yngre bevegelser henholdsvis 197° og $228 - 240^{\circ}$. På lokalitet 171 er den eldste bevegelsen SV-lig 220° med yngre striper mot NV ($308 - 334^{\circ}$). Disse målingene tolkes slik at det har vært en eldste VSV-lig bevegelse 250° , deretter en yngre SV-lig $228 - 197^{\circ}$ som etterfølges av en yngste NV-lig beve-

gelse 308 - 334⁰. Det kan imidlertid ikke vises at den NV-lige virkelig er yngst.

Lok. 225 - 229. Gråfjell: Østsiden av Gråfjell domineres av SØ-lige striper. Lokalitet 228 har en eldste bevegelse mot 230⁰ og den dominerende yngre SØ-lige 134⁰. På vestsiden og på toppen dominerer den sydvestlige bevegelsen (lok. 225, 227, 229). Ved lokalitet 227 er den eldste retningen SSV-lig 203⁰ og yngste SV-lig 240⁰.

Lok. 202, 203. Ottanosi: Nær det høyeste punktet på Ottanosi (lok. 202) er eldste retning 235⁰ mot SV og en yngre mot SØ 135⁰. Skuringslokalitet 203 på toppens SØ-skråning antyder en eldste SSØ-lig bevegelse (165⁰), dreierende mot SØ med en yngste bevegelse 115⁰. Dette tolkes som en eldste SV-lig (235⁰) etterfulgt av en yngre mot SSØ 165⁰, dreierende til SØ 115⁰ parallell med skråningens hellings-retning.

Lok. 205 - 209. Øykjafjell: I det lave partiet mellom Ottanosi og Engelifjell er registrerte isbevegelser SSØ-lig, parallelle med dalføret.

Lok. 210 - 214. Engelifjell: På det høyeste området er det bare registrert en bevegelsesretning. Lokalitetene 210 og 211 har grove forvitrede striper mot SV 235⁰. I dalføret mellom Engelifjell og Trælafjell er stripene vestlige (lok. 213 og 214), tilsynelatende topografisk styrt.

Lok. 217 - 218. Trælafjell: Skuringsobservasjonene ligger noe under toppen på henholdsvis 830 m og 750 m. Retningen er her 241⁰ og 255⁰. I passet mellom Trælafjell og Skåravfjell er den eldste bevegelsen SV-lig 255⁰ (lok. 221). De grove stripene ligger i le for yngre bevegelser mot VNV som følger dalføret.

Lok. 223. Skåravatn: Ved lokaliteten er eldste striper NV-lige 327⁰, som ligger i le for en yngre vestlig 279⁰. Denne skjæres igjen av SV-lige 215⁰ dominerende striper parallelle med Alsæterdalen i vest.

Spongatjern: Skuringsmønsteret er sammensatt av mange bevegelser. Nord for Ottanosi er stripene nordlige (lok. 193, 194). Lokalitet 193 ligger like på innsiden av en morenerygg som er avsatt fra syd. Lokalitetene 192 og 194 antyder en større utbredelse enn moreneryggen viser.

I vannets SV-lige ende er de yngste stripene (lok. 195 - 198) orientert normalt på moreneryggene som ligger her. På lokalitet 200 viser de yngste stripene at det har vært en isstrøm fra Spongatjern mot Botnavatnet.

Mellom Spongatjern og Tindafjell har lokalitetene 177 -180 en parallell utvikling fra en eldre SØ-lig bevegelse til en yngre sydlig. Lokalitetene ligger mellom to morenetrinn. De eldste retningene er orientert tilnærmet normalt på den antatte brefronten til det ytterste morenetrinnet. Den yngste, sydlige bevegelsen er mer i overensstemmelse med retningen på den indre ryggformen. På grunn av overdekningen er det ikke funnet skuring på innsiden av ryggen som eventuelt kan bekrefte dette.

Skuringsobservasjoner på tjernets østside (lok. 183, 188) viser en klar utvikling fra eldre sydlig (lok. 183) og SØ-lig (lok. 188) til henholdsvis ØSØ- og Ø-lig. Videre sydover langs tjernet dreier bevegelsen fra øst til NØ-lig.

I Kikedalen er skuringen syd for morenen ved Skaratjern (lok. 184, 186) sydlig. Lokalitet 186 har også en kryssende yngre bevegelse 270° V.

Botnavatnet 504 m: De registrerte skuringsmerkene har her en orientering omkring syd. I vannets syd-ende er stripene orientert normalt på en rekke mindre morenehauger (lok. 216, 215, 205). Det samme er tilfelle med lok. 219 NV på vannet som ligger like innenfor ytre morenestrøk og lok. 220 som ligger proksimalt for indre rygg.

Yngre bevegelser.

Skuringsbildet i de lavere partier er komplisert og indikerer topografisk avhengige bevegelser. De skiftende, relative aldersbestemmelsene på skuringsmerkene viser at det utvilsomt har vært flere faser i bevegelsesmønsteret.

Den yngre skuringen skiller seg i likhet med andre områder ut fra den eldre ved sitt friske utseende og dominerende utbredelse. Retningene er mange og kryssende, men det mest iøynefallende er det radiære utseendet som skuringskartet antyder i fig. 68 med drenering i partiene mellom fjelltoppene Engelifjell - Trælafjell (lok. 213, 214), nord for Trælafjell (lok. 221, 223), vest for Tindafjell (lok. 170, 171). Mellom Tindafjell og Ottanosi er den dominerende bevegelsesretning mot Kikedalen. I det lave partiet mellom Ottanosi og Engelifjell er stripene sydlige. En tolkning av skuringsstripene omkring Botnavatnet finnes i fig. 73.

Skuringsmønsteret antyder at isens høyeste punkt lå i traktene omkring Ottanosi - Gråfjell - Tindafjell, om en forutsetter en samtidighet mellom stripene på lokalitetene 201, 203 og 171. Isen har da hatt en gradient mot Engelifjell og Trælafjell som trolig har stukket opp over isen da det ikke er funnet skuringsmerker på toppene her fra denne perioden. I lavereliggende områder er det imidlertid bare få striper utenfor platået som kan tolkes til å tilhøre den radiære bevegelsen. Disse er i syd lok. 252 og 259 som ligger i henholdsvis 520 og 350 m. I nord er det registrert to lokaliteter, 166 og 167 (pl.4) som er beliggende på henholdsvis 450 og 680 m. Den førstnevnte er funnet som meget svake striper på en kvartsgang i Kikedalens laveste parti. Det er heller ikke i Altsæterdalen eller i dennes dal-sider funnet striper som krysser de dalrettede (sydlige) striper. I forbindelse med de ovenfor nevnte striper er det ikke funnet løsmasser som en kunne forvente dersom stripene var laget av en lokal iskappe etter at breen forsvant fra dalen.

Utbredelsen til den antatte brekulen kan antydes med de følgende skuringslokaliteter: 201 -203, 209, 221, 170, 171

på fig. 68 og 166, 167 på pl. 4. Skuringsanalysen indikerer videre at den radiære bevegelsen ikke bare er begrenset til Botnavatn- forsenkningen i 500 - 600 m høyde. Skuringsmønsteret øst for det omtalte området indikerer at den radiære bevegelsen også var merkbar i de østlige fjellområdene, med en begrensning av influensområdet straks øst for Tveitakvitingen (fig. 74). Utviklingen er ikke så klar her, men en drenering mot NV fra dette området er tydelig. Avgrensningen markeres med en dominerende SØ-Ø-lig bevegelse i lok 119 - 125. De østligste av disse stripene (lok. 124 - 125) representerer trolig en kortere episode i siste fase av avsmeltingen, eller de er et resultat av snøras i den bratte skråningen.

Dersom en måler det største innflytelses-området av den radiære bevegelse avgrenset av skuringslokalitetene 121 og 222 i øst-vest retning og lokalitetene 152 og 161 i nord-syd retning, vil dette tilsvare et område på 11 x 8 km. De samme målene på Hardangerjøkulen er 12 x 9 km (Østrem & Ziegler 1969).

De yngre bevegelsene ser ut til å være bygget opp av flere faser. I området omkring Tindafjell er det to lokaliteter som indikerer en kompleks utvikling. Lokalitetene 168 (870 m), 171 og 172 er tolket slik at etter den eldste SV-lige fjordbrebevegelsen var det en NV-lig som er antatt å tilhøre den radiære fase. Ved lokalitet 223 som ligger 150 m lavere, er utviklingen den motsatte, med eldre NV-lige striper som tilhører den radiære bevegelse. Denne går over i en yngste SV-lig retning som ikke kan tilhøre annet enn en fjordbrefase.

Denne bevegelsesrekkefølgen er forsøkt forklart med følgende modell for isbevegelsen. Etter den SV-lige eldste bevegelse (bl.a. lok. 168, 172) har det vært en fjordbrefase som har gått over vestlige del av Tindafjell (lok. 168, 223, 227), deretter en lokalbre/platåbrefase med radiær drenering ut fra bassenget. Det radiære mønsterets utbredelse (lok. 166, 167, 259, pl. 4) indikerer at fjordbreene må ha hatt liten eller ingen utbredelse i det aktuelle området. Fjordbrefasen har deretter blitt mer dominerende og trengt platå-

breen noe tilbake (lok. 223). Denne fasen har trolig ikke hatt så stor mektighet; for det er ikke funnet sydlige skuringsmerker i de høyereliggende områdene vest på Trælafjell (810 m) som nettopp ligger ut mot Samnangerfjorden, og dette forhold kan forklare at striper fra den radiære fase er funnet yngre enn fjordbrefasen på Tindafjell. Dette er også i samsvar med beregnet tykkelse av en fjordbre med fronten liggende ved Os (se kap. 6). Innlandsisen hadde etter Yngre Dryas-fremstøtet i Hordaland en beliggenhet med brefronten ved Os. Det kan derfor være sannsynlig at siste fjordbrefasen er knyttet til Yngre Dryas-fremstøtet.

Yngste bevegelser.

Den radiære bevegelsen, platåbrefasen, ser ut til å forandre seg til en lokalbrefase. De yngste skuringsmerker er satt i sammenheng med eksisterende randavsetninger. Disse er antatt avsatt normalt på isbevegelsesretningen, fig.68 og 73. På Ottanosi viser lok 203 en utvikling fra SØ-lig bevegelse parallell med skråningen. Denne dreier til en yngste, helt lokal bevegelse mot Kikedalen.

I områdets sydlige del synes isbevegelsesretningen å ha vært tilnærmet konstant sydlig gjennom hele isavsmeltingen. Dette er i overensstemmelse med mindre ryggformer i sydenden av Botnavatnet.

På ryggen mellom Spongatjern og Kikedalen indikerer lok. 183 - 188 at bevegelsen har forandret seg fra en sydlig retning til stadig yngre øst og nordøstlig retning. Like nord for Spongatjern (lok. 177 - 180) dreier bevegelsen fra SØ til syd og settes i sammenheng med randmorenestrøket under Tindafjell og i Kikedalen (lok. 184, 186).

Lok. 219 og 220 ligger proksimalt for randavsetninger NV for Botnavatnet og er antatt å være samtidig med disse. Også her er skuringsstripene tilnærmet normalt på randavsetningene.

5.3. Diskusjon, korrelasjon.

5.3.1. Glasialgeologisk bakgrunn.

Fra siste istids maksimum, da innlandsisen lå med fronten i havet langt utenfor kysten, trakk den seg tilbake slik at den i Bølling lå innenfor de ytterste øyene i Hordaland. Det er påvist at Stord (Genes 1978), Sotra (Krzywinski & Stabell 1978) og Blomøy (Mangerud 1970) var isfrie. Men hvor langt inn i landet isen trakk seg i denne perioden er usikkert.

I sen Bølling rykket isen frem over Stord (Genes 1978) og Blomøy (Mangerud 1970), mens den sydlige delen av Stord fremdeles var isfri (Krzywinski & Stabell 1978). Nord og syd for Sotra lå isen og kalvet i havet.

I Eldre Dryas og Allerød trakk isen seg i Hordaland videre tilbake forbi Eikangervågen og Trengereid ved Osterøya og forbi Nortveit og Ølve i Hardanger (Mangerud 1970, Aarseth og Mangerud 1974). Hvor langt inn i landet brefronten trakk seg er usikkert, men det er mulig at den trakk seg så langt inn som til Voss, 80 km innenfor Herdla-morenen (Mangerud & Skreden 1972). Det er meget sannsynlig at Samnangerfjorden og store deler av Hardangerfjorden var isfrie i sen Allerød og tidlig Yngre Dryas dersom tilbakesmeltingen fulgte samme forløpet som i Preboreal. (Da ble Samnangerfjorden sannsynligvis isfri før Sørfjorden (Osterøya), se kap. 7). Denne tilbakesmeltingen må ha medført lokalt betingede isbevegelser både i de områder som ble isfrie og der isoverflaten ble senket, noe den utvilsomt må ha blitt i Hardangerfjorden.

I Yngre Dryas rykket innlandsisen frem til de avsetningene som i Nordhordland kalles Herdla-morenen (Aarseth og Mangerud 1974), og som korreleres med Halsnøy - Huglo morenene i Sunnhordland (Holstedahl 1975). Det vil for enkelhets skyld heretter bli referert til dette endemorenestrøket som Herdla-morenen (fig. 80). I Preboreal trakk breen seg meget fort tilbake innover fjordene. Hardangerfjorden var isfri til Eidfjord før 9680 BP (Rye 1969) og til Bolstadfjorden øst for Osterøya før 9760 ± 180 BP (Aa 1974).

5.3.2. Eldste bevegelse (ikke strengtsynkron).

Det kan se ut som om den eldste bevegelsen innen området er mer mot SV enn i de omkringliggende områder. Aa (1974) har i Eksingedalen en rett vestlig bevegelse, og han justerer i syd, over Vosseområdet, Skredens opprinnelige eldste bevegelse 260° v (Skreden 1967, Mangerud & Skreden 1972) til en svakt VNV-lig retning. Aa (1974 fig. 30) viser også i området syd for Hamlagrøvannet en rett vestlig bevegelse. Skredens målinger viser at de eldste og høyestliggende skuringene nord for Voss har en retning som veksler mellom en VSV-lig og VNV-lig bevegelse. Det synes derfor rimelig at bevegelsen har dreiet noe omkring vest fra 293° - 260° v. Videre sydover fra Hamlagrøvannet er ikke den VNV-lige komponenten gjenfunnet, mens derimot en sydlig komponent er gjennomgående (Skreden 1967, pl. 1). Aas (1974, fig. 30) antagelse om en rett vestlig bevegelse er derfor ikke bekreftet for området mot Hardangerfjorden.

Skår (1975, fig. 26) legger den eldste bevegelsen rett vestover på hele sentrale og nordlige del av Bergenshalvøya og Osterøya. De høyestliggende skuringsmerkene på Gul-fjellet er målt av Mangerud (1966, 26/8, lok.6) til 246° - 274° og til 254° , og av Skår (1975 lok. 119) til 254° og (lok. 115) til 258° . Skår (1975) har også målt skuringsmerker (lok. 116), som har en vestlig retning 270° - 274° i samme området. Denne lokaliteten ligger imidlertid i en skråning mot en botn og kan være påvirket av topografien. Den eldste registrerte bevegelsen på Kvamskogen er derfor ikke i konflikt med de eldste retninger som er observert på Gulfjellet av Mangerud (1966) og Skår (1975). Det kan derimot se ut til at Hardangerfjorden har hatt en drenerende effekt på innlandsisen. Den kan ha medført en noe mer VSV-lig bevegelse.

I indre Hardanger er bevegelsen på begge sider av Osafjorden rett vestlig og parallell med Hardangerfjorden (Simonsen 1963, Anundsen & Simonsen 1967).

I østlige deler av indre Hardangerfjord fremgår det av undersøkelser av Rye & Follestad (1972) at eldste isbevegelse er

topografisk styrt. Denne tendensen forsterkes ved Vorrens (1974,1977b) tolkning og oppdeling av eldste bevegelse i to faser (fase II og III). Her er hans fase III, tilsvarende en isbevegelse omkring 18 - 20 000 år BP, sterkt topografisk betinget. Han antyder samtidig en NV-lig bevegelse tvers over Sørfjorden (i Hardanger). Bevegelsen dreier mot SV over nordlige del av Folgefonnshalvøya, følger Hardangerfjorden videre og skjærer over sørlige delen av Vesoldo i retning 230° V. Den dreier deretter rett vestover på nordspissen av Fusa. Aarseth (1971) fant imidlertid at eldste bevegelse på Fusafjell var VSV-lig $245 - 250^{\circ}$ V og på Tysnes ca 260° V. Med resultatene fra Kvam og Samnanger kan det derfor se ut til at den eldste bevegelsen i hele dette området hadde en sydlig komponent som vist i fig. 74 og 75.

Den forskjell i strømlinjemønsteret som Vorren (1977b) antyder i fig. 2 og 3 side 268 og 273, har det i midtre Hardangerfjord ikke vært mulig å finne igjen i det foreliggende observasjonsmateriale. Ifølge skissene skulle den innledende fase (II) være mer vestlig rettet enn hovedfasen (III). Vorrens fase II har imidlertid en stor likhet med den bevegelsen som skuringsmerker i området antyder er eldst. Han mener også at hans fase II tilsvarende en situasjon under oppbygningen av innlandsisen med et vestlig beliggende isskille. Dette medførte at istykkelsen over Vestlandsfjordene nådde sin største mektighet på dette tidspunkt. Det er derfor mulig at det er denne fasen som er registrert i målingene fra Kvamskogen og tilliggende fjelltrakter.

Av de feltarbeider som til nå er foretatt i Hardangerområdet, går det ennå ikke frem at isbevegelsen gikk på skrå over Hardangerfjorden, altså krysset denne fra nordre del av Folgefonnshalvøya, eller hadde en tilnærmet parallell retning med Hardangerfjordens sentrale deler. Det er i Kvam ikke funnet skuringsmerker som bekrefter det førstnevnte. I det undersøkte område ut mot Hardangerfjorden er den eldste bevegelsen parallell eller subparallell med Samlafjorden, og dreier etterhvert mot vest der Hardangerfjorden grunner opp og landskapet blir lavere.

Konklusjon: Det har ikke vært mulig hverken å bekrefte eller avkrefte Vorrens (1977b) fase II og III. Av observasjonene som er gjort, har det ikke vært grunnlag for å dele den (de) eldste bevegelsen(e) i to faser. De eldste registrerte stripene behøver nødvendigvis ikke være tidssynkrone, noe som forskjellen i retning fra nord til syd i feltet kan indikere.

En tolkning av de eldste bevegelsene som er funnet i Samnanger og Kvam er forsøkt satt i sammenheng med andre arbeider utført NV for og omkring Hardangerfjorden (Aa 1974, Aarseth 1971, Follestad 1970, 1972, Holtedahl 1967, Mangerud & Skreden 1972, Rye & Follestad 1972, Sindre 1973, 1974, Skår 1975, Vorren 1974, 1977b) i fig. 75.

Det regionale bildet i fig. 75 ser ut til å være at den eldste bevegelsen har vært påvirket av Hardangerfjorden, enten av rent topografiske årsaker, fordi relieffet er 2000 m, eller av fjordens drenerende effekt. Det kan se ut til at Kvitingmassivet kan ha hatt en mindre innflytelse på dreneringsmønsteret.

Dreneringen er antatt å være fra en periode da istykkelsen over Hordaland var størst, enten fra siste istids maksimum, 18 000 - 20 000 BP eller under en innledende fase med vestlig isskille. Bevegelsene har da vært tilnærmet topografisk uavhengige.

5.3.3. Allørød.

Glasiasjonsgrenser: Dagens glasiasjonsgrenser basert på toppmetoden vil ved ekstrapolasjon fra Østrem & Ziegler (1969) i Samnanger og Kvam området være ca 1300 m. Glasiasjonsgrensen skulle derfor ligge like over de høyeste toppene Tveitakvitingen (1299 m), Gjønakvitingen (1239) m.fl. Dette bekreftes av de store snøfonnene som blir liggende fra det ene året til det andre på de samme toppene. To til tre år gammel firn er observert i nord-skråningen av Tveitakvitingen (fig. 97).

For sen Allørød har Mangerud (1970:131) beregnet at sommer-

temperaturen i ytre strøk av Hordaland var $2 - 2,5^{\circ} \text{C}$ kaldere enn i dag, dersom en forutsetter at klimaet var like oceanisk. Dette tilsvarer en senkning av glasiasjonsgrensen med ca 300 m dersom en benytter en vertikal temperatur-gradient på $0,7^{\circ} \text{C}$ pr 100 m (Vorren 1973:43) og 400 m med en gradient på 0.6°C pr. 100 m (Liestøl 1963:128). Da en kan vente at innlandsisen vil innvirke på klimaet desto nærmere en kommer brefronten, er det naturlig å tenke seg at klimagradierten var større på den tiden enn nå. Senkningen av glasiasjonsgrensen kan av den grunn muligens være større enn 300 m i det undersøkte område. I sen Allerød skulle glasiasjonsgrensen ligge i dagens 1000 - 1100 m nivå, avhengig av den marine grense i Allerød. I dette området er den ventelig i størrelsesorden som marin grense i postglasial tid, ca 80 m.

De høyeste fjelltoppene (Jarlandsfjellet 1146, Rauaberg 1241, Gavlen 1245, Gjønakvitingen 1239, Tveitakvitingen 1299) ville i Allerød ligge ca 140 - 240 m over glasiasjonsgrensen. Dette kan sammenlignes med dagens forhold på Hardangerjøkulen. Her er glasiasjonsgrensen (fremdeles etter toppmetoden) ca 1750 m. Høyeste punkt på Hardangerjøkulen er 1862 m som gir en differanse på 110 m. Breutløperne har i nord en nedre begrensning ved Bukkeskinshjellane og Blåisen på henholdsvis 1310 og 1370 m. I vest har Rembesdalsskåki laveste begrensning 1050 m (alle opplysninger er hentet fra Østrem & Ziegler 1969). Dette vil tilsvare breutløperne ned til henholdsvis 800 og 500 m nivå i det omtalte fjellområde. Denne sammenligningen gjør en glasial aktivitet i området sannsynlig, og at i hvert fall botnene på vestsiden av fjellrekken, Jarlandsfjellet til Gjønakvitingen, var aktive i denne perioden.

Brebevegelser: På en rekke steder er det gjort skuringsobservasjoner som har indikert minst en mellomliggende fase mellom den eldste regionale bevegelsen og den yngre fjordbrefasen som er antatt å være av Yngre Dryas alder. Det er spesielt Botnavatnområdet og enkelte skuringsobservasjoner ved Myklavatn, Norheimsund, Krokavatn, Bjelkanes og Kvamsøy som indikerer at det har vært avvikende bevegelser mellom eldste regionale og den dominerende fjordbrefasen.

I Botnavatnområdet kommer dette til uttrykk i lokalitetene 168, 171, 172 og 223 på Tindafjell, som er tolket slik at det etter den regionale vestlige bevegelse har vært en fjordbrefase som etterfølges av en platåbrefase. Denne avgrenses i sin tur av en yngste fjordbrefase av antatt sen Yngre Dryas alder, tilsvarende brefremstøtet til Os. Dersom tolkningen av stripene er riktig, må den eldste fjordbrefasebevegelsen være eldre enn sen Yngre Dryas, og videre være eldre enn Allerød, fordi Samnangerfjorden sannsynligvis var isfri. Den kan derfor være av sen Bølling alder, tilsvarende fremstøtet som er registrert på Stord og Blomøy, eller eldre. Den radiære fase som krysser den eldre fjordbrefasen (lok. 171), og som skjæres over av den yngste fjordbrefasen (lok. 223), må være av mellomliggende alder.

Den beregnede glasiationsgrensen for sen Allerød viser at det sannsynligvis var glisial aktivitet i området. Men om hele platået var dekket av en bre, er usikkert.

I området mot Hardangerfjorden viser lokalitetene ved Bjelkanes (lok. 79) og Kvamsøy (lok. 81) (Holtedahl 1967) en eldre østlig bevegelse ut fra Øystese og Fykkesundfjord. Bevegelsen har vært etterfulgt av en fjordbrefase i Hardangerfjorden.

Ved Norheimsund og Krokavannet (lok. 86 og 87) er det indikasjoner på mellomliggende faser, som på kartet er markert med ubestemt aldersforhold.

Vest for Myklavatn (lok. 51) er aldersforholdene sikre med en eldste SV-lig bevegelse, deretter en yngre SØ-lig, som krysses av en yngste SV-lig. De SV-lige bevegelsene er antatt å tilhøre fjordbrefaser. Årsaken til den SØ-lige bevegelsen er imidlertid ikke klarlagt på grunn av for få opplysninger fra det nordenforliggende fjell-landskap. Her når toppene opp i mer enn 1300 m.

Den yngste fjordbrefasen er antatt å være av sen Yngre Dryas og tidlig Preboreal alder. Den eldre fjordbrefasen kan forklares ved at det før Allerød har vært en lignende bevegelse som i Yngre dryas, antagelig fra fremstøt av innlandsisen i sen Bølling (Mangerud 1970, 1977), eller dannet

under den etterfølgende tilbakesmelting. De mellomliggende bevegelser kan være fra tilbakesmeltingen i Allerød der isdreneringen har vært mot åpne (?) fjorder. En annen mulighet er at denne fasen er fra klimaforverringen i Yngre Dryas da større fjellområder kom under glasiasjonsgrensen. Det ble en begynnende nedising i de høye fjellene omkring Hardangerfjorden, med breer som drenerte mot fjorden og som derved gjorde et større brefremstøt i sen Yngre Dryas mulig (Mangerud & al. 1979).

5.3.4. Yngre Dryas.

Glasiasjonsgrenser: Glasiasjonsgrensene for Yngre Dryas er i nærliggende områder beregnet av flere forfattere. I sentrale deler av Rogaland fant Andersen (1968 s. 128) en senkning av glasiasjonsgrensen på 525 ± 25 m. Anundsen (1972 s. 19) fant for N.Rogaland og Sunnhordland en senkning på 375 ± 25 m, Fareth (1970 s. 172) en senkning på 450 m i Nordfjord. Ved Husnes i Hardanger har Follestad (1970) beregnet glasiasjonsgrensen til å være 900 - 950 m over datidens havnivå, en senkning på 400 ± 50 m i forhold til nåtid.

En glasiasjonsgrense-senkning på 400 m vil tilsvare en glasiasjonsgrense på dagens 900 -1000 m nivå avhengig av isostatisk justering. Dersom en regner firngrensen til å være mellom 100 - 150 m lavere enn glasiasjonsgrensen (Follestad 1970 s. 96), vil dette tilsvare en firngrense på ca 800 m i fjellområdet mellom Samnangerfjorden og Hardangerfjorden. Forholdene skulle i denne perioden ha ligget vel til rette for en lokal breaktivitet.

Rekonstruksjon av breoverflate: Etter den topografisk uavhengige drenering er den dominerende etterfølgende bevegelse topografisk styrt med hoveddreneringsveier langs Hardangerfjorden og Samnangerfjorden. Med utgangspunkt i Herdlåmorenene, samtidige lateralavsetninger og skuringsanalyse er breoverflaten beregnet for sen Yngre Dryas (se kap. 6).

Høydeforskjellen på de beregnede brecoverflater i Samnanger og Kvam er 400 - 500 m. En isoverflate mellom de to stedene ville ha en gjennomsnittlig gradient på mellom 13 og 17 m/km. Dette er en rimelig gradient for en fjordbre, og den beregnede høydeforskjellen, som delvis er et resultat av forskjellig avstand fra brefronten til Norheimsund og Tysse, kan forklare den karakteristiske Ø-V dreneringen fra Kvam til Samnanger.

Rekonstruksjonen medfører at toppen av Tveitakvitingen og de høyeste toppene vest for denne har nådd over breen. Området har likevel ligget over den beregnede glasiasjonsgrensen for Yngre Dryas.

Brebevegelser: De sydlige bevegelsene er i tilstøtende områder av flere forfattere (Skreden 1967, Mangerud & Skreden 1972, Sindre 1973, Aa 1974, Skår 1975, Mangerud 1976, Olsen 1977) satt i forbindelse med en brekulminasjon i Stølsheimen. Kulminasjonen er antatt å være samtidig med fremstøtet i Yngre Dryas (Aa 1974, Mangerud 1976). Dreneringen fra Sørfjorden syd over Raufjell (fig. 74) er antatt å være samtidig med avsetningene ved Os (Aa 1974, Skår 1975, Mangerud 1976).

Det har vært en forbindelse mellom Hardangerfjorden og Samnangerfjorden over Kvamskogen med drenering mot Samnanger (fig. 76). Til denne brestrømmen har det vært konvergerende bevegelser både fra NØ og SØ. Istilførselen fra nord ser ut til å ha blitt delt av de høye fjellene Fuglafjell og Lendefjell. Dette har medført at det i østlige partier har vært en S til SV-lig bevegelse ved Gråtindane og Myklavatn. I vestlige deler en SV-lig bevegelse ned Skeiskvann dalen og Grønsdal. Syd for Kvamskogen har det eksistert en lokal iskappe som har hatt en semiradiær drenering som antydnet på samme figur. Fordi det ikke er funnet frontavsetninger som kan korreleres med den radiære bevegelse fra Tindafjell - Ottanosi, er det sannsynlig at platåbreen har drenert mot omkringliggende dalbreer i denne perioden. I Eikelandsfjorden har dreneringen igjen fulgt daldraget og konvergert med Samnangerfjorden.

De beregnede bregradienter og glasiasjonsgrenser er i samsvar med de "yngre skuringsmerker". De kan forklare det yngre

dreneringsmønsteret og kan angi hvilken tidsperiode det kan ha oppstått. De kjente parameterne som er benyttet til rekonstruksjonene er fra Yngre Dryas Kronosone. Det antas derfor at det "yngre" dreneringsmønsteret er fra samme periode.

Forholdene har som nevnt ligget til rette for en lokalglasiasjon i sen Allerød, som med kaldere klima i Yngre Dryas, har hatt muligheten til å ekspandere i Botnavatnbassenget. Muligens også utover dette til dreneringen igjen ble avgrenset av fjordbreene i sen Yngre Dryas.

En tolkning av "yngre" skuringsmerker, som er antatt å være av Yngre Dryas alder, er gjort i fig. 73 og 74. De er forsøkt satt i sammenheng med tilsvarende bevegelser i områdene omkring i fig. 76 (vesentlig etter Aa 1974).

5.3.5. Preboreal.

Glasiasjonsgrenser: Det er beregnet en senkning av likevektslinjen for de ulike steder under Gaupne / Loven/ Eidfjord - Osa / Trollgarden stadiet (Bergstrøm 1975), med henholdsvis 300 ± 50 m for Gaupne-trinnet (Vorren 1973:33), 275 m for Loven-trinnet (Bergstrøm 1975:54) 350 - 400 m for Eidfjord - Osa (Anundsen & Simonsen 1967) og Trollgarden-trinnet (Anundsen 1972:19). For de yngre trinnene i Preboreal er det beregnet tilsvarende eller noe mindre senkning av firngrenser/likevektslinjer.

Senkningen av likevektslinjen under kaldfasen i Preboreal er sammenlignbar med den beregnede senkningen av glasiasjonsgrensen i Allerød, dersom senkningen av disse parameterne har vært parallelle.

Brebevegelser: De yngste stripene som korreleres med yngre frontavsetninger i Botnavatn-området, kan skrive seg fra avsmeltingsfasen etter Yngre Dryas (fig. 73). Ryggene NV for Botnavatnet (fig. 63), syd for Tindafjell og Skaratjern (fig. 66 og 67) og i botnen i skaret nord for Ottanosi - Kjerringafjell, er så veldefinerte at det er sannsynlig at de er dannet ved et fremstøt eller en stagnasjon i tilbakesmeltingen. Dette har skjedd før isrestene fra platåbrefasen var helt for-

svunnet, eller under en regenerering av breene under en av kaldfasene i Preboreal. På grunnlag av de beregnede likevektslinje-forskyvninger kan de høyestliggende og mest markerte ryggene NV for Botnavatnet, syd for Tindafjell-Skaravatn og i botnen nord for Ottanosi - Kjerringafjell, være av tidlig Preboreal alder.

De yngste bevegelsene ellers i området settes i forbindelse med avsmeltingen fra fjordbrefasen i Yngre Dryas. Bevegelsene blir sterkt topografisk betinget.

Ved Børdal er den yngste isbevegelsen nedover dalen (lok. 20). På hele høydedraget mot Tøffjell er det meget klare SV-lige striper på kvartslinsene, mens det i lavereliggende områder, ca 450 m o.h. NV for Høysæter, er et svakere innslag av yngre SØ-lige striper (lok. 21). Sammen med topografien, med mer enn 700 m høye områder mot vest og NV, synes det sannsynlig at den siste tilførsel av is til dalen foregikk over det lave området NV for Høysæter (fig. 74). Denne tilførsel er antatt å være samtidig med Børdalsmorenen.

I Eikjelandsdalens lavere partier er skuringsmerkene parallele med dalbunnen og normale på en brefront som er samtidig med sidemorenene i dalsidene. På Heii (lok. 38) antyder de yngste skuringsmerkene på utsiden distalt av moreneryggen at breen i en periode før moreneryggene ble avsatt, beveget seg sydover over toppen av Heii og antagelig nådde Kvamskogens dalbunn ved Måvotno (lok. 43). Det er imidlertid ingen skuringsmerker som antyder at breen gikk over dalen.

Når det gjelder bevegelses-mønsteret på Kvamskogen, har dette vært vanskelig å bestemme ut fra skuringsmerkene, på grunn av svake striper og svært skiftende retninger over korte avstander. Dette tyder på at de yngste bevegelsene har vært lokale med svært skiftende forhold under den siste fasen. Det er nærliggende å tro at en fikk en forandring i dreneringsmønsteret i denne dalen på de tider da tykkelsen av isen i Hardangerfjorden ble så liten, at en isdrenering mot øst ville være ventelig i en kortere periode. I Norheim-sund viser de to gode lokaliteter 86 og 87 at den yngste bevegelsen har vært mot Hardangerfjorden. Det samme gjelder

Kvamskogen, men som nevnt er ikke lokalitetene så gode her. Det er spesielt ved Mødal, syd for Kvamskogen (lok. 107 - 111), en rekke skuringsmerker som er meget utydelige. Disse finnes bare på toppen av kvartslinsene, og retningsorienterende elementer er lite utviklet. Lokalitet 105 antyder, sammen med de tidligere omtalte lokaliteter, en drenering østover mot Norheimsund.

Fra Heii mot Kvamskogen har det vært en drenering som er yngre enn Ø-V-bevegelsen (lok. 45) og (selvfølgelig) eldre enn morenen på Heii. Fra Røyrlid til Steinshaugen er det et diskontinuerlig morenestrøk som antas å være dannet av denne bevegelse.

Vest for Strandebarm tyder skuringsmerkene på (lok. 141, 142) at den yngste isbevegelsen på høydedraget vest for Strandebarm har vært ØSØ-lig mot Hardangerfjorden.

Alder: I Lusterfjorden har Vorren (1973) delt isavsmeltingen inn i fem kronologiske klimastratigrafiske enheter. Kaldfasene i denne inndelingen er Gaupne-stadiet 9800 ± 200 BP til 9500 ± 200 BP, og Høgemo-stadiet litt eldre enn 9100 ± 200 BP.

I Aurlandsdalen er det registrert fire brefremstøt eller stagnasjonsfaser (B. Bergstrøm 1975), henholdsvis Aurlandsfjordtrinnet som er antatt å være en kortvarig stagnasjon i slutten av Yngre Dryas. Vangen-trinnet er eldre enn 9790 ± 160 BP og sannsynligvis yngre enn $10\ 000$ BP. Loven-trinnet er datert til en periode like før 9790 ± 160 BP og Steine-trinnet til overgangen mellom tidlig og sen Preboreal (9500 BP) eller den første delen av sen Preboreal.

I Hardangerfjorden er Eidfjord-trinnet datert til 9720 ± 330 BP (Anundsen & Simonsen 1967). Dette trinnet er igjen korrelert med Osa og Trollgarden i indre Ryfylke. Bergstrøm (1975, fig. 22) korrelerer Loven-trinnet med Eidfjord - Osa - Trollgarden og med Gaupne-trinnet, en sammenhengende israndlinje som tilhører innlandsisen.

Børdal - Eikjedalsavsetningene ligger mer enn 60 km vest for denne isfronten. Da det ikke tidligere er registrert indikasjoner på en egen iskappe syd for den Preboreale iskappen i Stølsheimen, er det mest sannsynlig at disse avset-

ningene tilhører innlandsisen. De må da være avsatt i perioden mellom sen Yngre Dryas $10\ 050 \pm 250$ BP, da brefronten lå ved Os (Aarseth & Mangerud 1974, fig. 1) og tidlig Preboreal 9720 ± 330 BP.

6. REKONSTRUKSJON AV YNGRE DRYAS BREENS OVERFLATE I HORDALAND

6.1. Innledning.

Rekonstruksjon av isoverflaten i området omkring Gjønakvitingen og Tveitakvitingen var aktuell fordi det i skråningen til Gjønakvitingen ved Guregrøvatn (kart fig. 103) var observert hauger og ryggformer med løsmateriale som kunne være lateral avsetning til en bre i Hardangerfjorden. De kunne eventuelt korrespondere med Follestad (1970) observasjoner av sidemorener på SØ-siden av Hardangerfjorden. Løsmaterialet ligger i en tektonisk betinget dal mellom Guregrø og Gjønakvitingen.

Et besøk i området avslørte at ryggene og haugene delvis var tektonisk betinget ved nedrasing av material som i fig. 77, og rent rasmateriale fra den bratte fjellveggen mot Gjønakvitingen, fig. 78.

Påklisset NV-skråningen av Guregrø ligger det en 2 - 6 m høy og 75 m lang kappe av løsmateriale (fig. 79). Utstrekningen på denne avsetningen faller sammen med en vegetasjonsforskjell i laven på den motstående fjellsiden. Det mindre bevokste området ligger skrått på bergartens strøkretning. Det er derfor ikke sannsynlig at vekstforskjellen skyldes egenskaper i fjellgrunnen, men en kortere vekstsesong eller tidligere overdekning av en flerårig snøfonn. Skråningen er så bratt at nærmere undersøkelser ble ikke foretatt. Huden av løsmateriale er sannsynligvis avsatt fra Gjønakvitingen som en protalus rampart eller som nivasjonsterrasse i forbindelse med en større snøfonn i dalen.

Utenom disse avsetningene er området fullstendig uten løsmasser. Ingen av avsetningene kan være avsatt lateralt til

en bre i Hardangerfjorden. Spørsmålet om Gjønakvitingen og de omkringliggende topper stakk opp av isen som nuntakker eller var fullstendig dekket av innlandsisen var fremdeles ubesvart. Det har i denne sammenheng vært naturlig å prøve å rekonstruere en breoverflate fra randavsetningene i Yngre Dryas tilbake til Samnanger og Kvam for om mulig også å påvise en sammenheng med det "yngre" dreneringsmønsteret. Skuringsmerker som er dannet i forbindelse med Yngre Dryas front-avsetningene skulle være dominerende fra dalbunnen og oppover så langt Yngre Dryas breoverflaten nådde, på grunn av at dette er en fremrykningsfase med stor bevegelse over underlaget. En fremrykningsfase (Mangerud 1970) er godt underbygget for Hordaland der det er funnet Allerød sedimenter ved Ølve og Nortveit i Hardanger (Aarseth & Mangerud 1974:4), Trængereid i Sørfjorden og Eikanger i Osterfjorden. Alle lokalitetene ligger proksimalt for Herdlamorenene.

6.2. Metode.

Undersøkelsene i Kvitingmassivet ga ikke nye informasjoner i form av lateralavsetninger som kan tilbakeføres til Yngre Dryas. En rekonstruksjon av breoverflaten må derfor i utgangspunktet basere seg på tidligere beskrevne avsetninger og de tilhørende gradienter (tabell 8 og fig.80).

Problemet med å rekonstruere isoverflaten ved hjelp av teoretiske profiler vanskeliggjøres av topografien. De fleste beregningsmåter tar utgangspunkt i en sirkelrund innlandsis som ligger på et horisontalt underlag. Det er klart at forholdene i Hordaland ikke tilfredsstillende disse kravene. Det finnes også beregningsmåter som tar hensyn til ujevnheter i underlaget, men disse gjelder bare når relieffet er lite i forhold til istykkelsen (Nye 1959).

Til hjelp ved ekstrapolering av isoverflaten fra kjente lateralavsetninger er benyttet den enkle ligningen:

$$h = \sqrt{2h_0 s} \quad (\text{Nye 1952})$$

Her er $h_0 = \tau / \rho g$

h er tykkelsen på isen i avstanden s fra brefronten. τ er skjærkraften mellom is og underlaget. Denne kan på breer i Alpene variere mellom 0,5 og 1,5 bar (Nye 1952). Beregnede skjærkrefter for den rekonstruerte breen i Sam Ford Fiord, Baffin Island, varierer fra 0,34 bar i ytre kyststrøk til 1,90 bar i sentrale del av fjorden. Her er gjennomsnittlig istykkelse fra isoverflaten til fjordbunn 2000 m. Den gjennomsnittlige skjærkraften fra enden av fjorden til fjordmunningen (130 km) er 1,39 bar (Buckley 1969).

ρ er tettheten av isen, og g er tyngdens aksellerasjon. Årsaken til at den enkle beregningsmetoden benyttes er, at den er nøyaktig nok over de korte avstandene det her er snakk om i og med at jeg ikke har noen kontroll med hvor stor skjærkraften τ har vært på de forskjellige stedene.

Ved rekonstruksjon av kotene er profilene lagt mest mulig parallelle med skuringsretninger som er satt i forbindelse med brefremstøtet i Yngre Dryas.

6.3. Rekonstruksjon, diskusjon.

6.3.1. Hardanger.

Follestad har ved hjelp av sidemorener opp til 970 m o.h. (ved Ænes) rekonstruert en Hardangerbre som mellom 9 og 35 km har en gradient på 17 m/km. Under den antagelse at breen blir slakere innover, er det ved ekstrapolasjon benyttet en gradien på 15 m/km, avtagende noe i bassenget ved Norheimsund og Øystese. Den beregnede breoverflaten 65 km fra brefronten gir en høyde på 1200 m rett øst for Vesoldo. Istykkelsen over toppen av Vesoldo blir da ca 100 m. 80 km fra fronten blir høyden ca 1400 m.

6.3.2. Samnanger.

En lignende rekonstruksjon er gjort i Fusa og Samnangerfjorden. I Fusafjorden har Aarseth fulgt lateralavsetninger som er samtidig med frontavsetningene ved Os, og finner at den tilhørende fjordbreen må ha hatt et jevnt fall på 50 m/km de siste 5,5 km. Problemet for den videre rekon-

struksjon er estimeringen av breoverflatens stigningsforhold i skuringsstripenes retning, som i dette tilfelle er parallell med Samnangerfjorden.

Skår (1975) beregner hva han mener må være maksimumshøyden på isoverflaten ved å bruke en gradient på 30 m/km mellom 5 og 15 km og 20 m/km videre. Han finner at isoverflaten øst for Gulfjellet lå ca 850 m o.h. Toppen av Gulfjellet (Rundamannen 987 m) ligger nesten 140 m over den beregnede isoverflate. De benyttede gradienter medfører at 1000 m koten for breen blir liggende over de høyeste partiene mellom Sørfjorden og Samnangerfjorden, Raudfjell 675 m, Raudnipa 710 m. Dette er en stor nok istykkelse til å støtte antagelsen om at skuringene som er målt her kan være av Yngre Dryas alder. Skår (1975) betrakter denne gradienten som maksimalverdi. Målinger utført på tilsvarende breer på Øst-Grønland indikerer at gradientene innenfor 5 km fra fronten kan ha en større gradient enn de som er benyttet i rekonstruksjonen. (Andersen 1954:32).

	<u>0 - 4 km</u>	<u>5 - 25 km</u>
Hisinger Gletscher	75 - 80 m/km	ca 40 m/km
Nordenskiølds Gletscher	50 - 60 m/km	ca 35 m/km

Hvis man bruker en gradient på 35 m/km ved konstruksjonen av breen, vil høyden på isoverflaten ha vært 1040 m 25,5 km fra brefronten og derved så vidt gå over de høyeste partiene på Gulfjellet. Skuringsundersøkelsene indikerer at dette ikke var tilfellet da Skår (1975) ikke finner sydlige striper på Gulfjellets høyereliggende områder. På Trælafjell (811 m) på østsiden av Samnangerfjorden 5,5 km lenger syd indikerer skuringsobservasjonene også her at fjellpartiets øvre deler ikke har vært influert av en fjordbre. Jeg anser derfor at en rekonstruksjon basert på 35 m/km for partiet 5 - 25 km fra brefronten i dette tilfellet er for bratt, og at Skårs rekonstruksjon er realistisk og bekreftes av skuringsobservasjoner på fjellpartiene på begge sider av fjorden.

Dersom en sammenligner med resultatet fra Hardangerfjorden, er det en høydeforskjell på isoverflaten mellom Indre Sam-

nanger og Norheimsund på ca 400 m. Dette gir en gjennomsnittlig gradient på ca 17 m/km, som i denne sammenheng skulle være en rimelig gradient. Ovenstående forhold kan forklare de skuringsmerker som indikerer en drenering over Kvamskogen. Denne dreneringen kan ha vært aktiv i Yngre Dryas eller i tilsvarende perioder.

6.3.3. Bjørnafjorden.

Aarseth & Mangerud (1974) mener at isen i Bjørnafjorden var flytende, og at det her var en kalvingsbukt som isen drenerte til fra nord, øst og syd. De to siste bevegelsene som et resultat av at dominerende ablasjonsfaktor for den "grunnstøtte" brefronten til Hardangerbreen var ved smelting. Breen har med andre ord hatt en gradient mot Bjørnafjorden, hvor fjorddybden på den tiden må ha vært mer enn 530 m. Tykkelsen på isen kan derfor ha vært betydelig. Ved Strandvik er gradienten 100 m/km de siste 4 km før fronten (Aarseth & Mangerud 1974), og ved Tysnes 170 m/km helt ytterst i tungen (Aarseth 1971).

Forholdene i Bjørnafjorden er spesielle med kalvingsbukt og ekstremt store bregradienter. Disse er trolig et resultat av de høye områdene ca 10 km proksimalt for iskanten. Forholdene kan i den sammenheng sammenlignes med et brefall i kjempeformat. På de høyeste partiene (820 m) er det ikke funnet spor etter denne episoden i skuringsmønsteret (Aarseth muntl. med.). Det er derfor tvilsomt om Hardangerbreen har vært tykk nok til å gå over høyeste toppen og gir dermed en indikasjon på maksimumshøyde for Hardangerbreen i dette punktet.

6.3.4. Nord for Samnanger.

Isdekket vest og nord for Samnangerfjorden må ha hatt en betydelig tilstrømning av is for å opprettholde den jevne iskanten som faller sammen med Hjeltefjorden. Byfjellene og Gulfjellet skulle være en effektiv barriere i så henseende. Istykkelsen må sannsynligvis ha vært så stor at dette ikke har vært en avgjørende faktor for istilførselen.

Etter som dette har vært en is som var under fremrykning og som sannsynligvis ikke oppnådde et likevektsprofil, har jeg til rekonstruksjonen benyttet en skjærspenning på 1,5 bar som gir et bratt profil. Profilet blir nesten identisk med Lysefjordbreen (Andersen 1954). Rekonstruksjonen nord for Samnangerfjorden bygger på to profiler, ett med utgangspunkt i Fanafjorden, der de 3 første kilometerne er kjent, og ett nord for Osterøya (fig. 80). I tillegg til de førnevnte er det laget et kontrollprofil fra Strandvik til Strandebarne.

6.3.5. Nunataker.

Resultatet av rekonstruksjonen blir at toppene av byfjellene blir liggende ca 60 m under breoverflaten. Det høyeste partiet på Gulffjellet vil stikke opp som en nunatak. Det samme vil de høyeste partiene omkring Botnavatnet. Forholdene skulle derfor ligge til rette for en lokal iskappe som vil måtte drenere ut i omkringliggende dalbreer. Toppene av Engelifjell og Trælafjell stikker opp av isen sammen med deler av Gjønakvitingen og Tveitakvitingen. Det samme gjelder Vågenipen (820 m) i Fusa. Det er også mulig at Fuglafjell stikker opp over ismassene. Så langt unna fronten øker usikkerheten på rekonstruksjonen sterkt på grunn av ikke kontrollerbare forhold. Rekonstruksjonene er så langt i overensstemmelse med det som i kapittelet om isbevegelser blir kaldt "yngre isbevegelser".

Det ovenstående er selvfølgelig en grov forenkling av hvordan isoverflaten kan ha vært. Det er spesielt i fjordbunnen forholdene kan ha vært forskjellig fra rekonstruksjonen. Buckley (1969:12) har i sine undersøkelser fra Alaska, arktisk Canada, Grønland og Antarktis bl.a. kommet til:

In most cases, outlet glaciers have mainly concave profiles in which the ice surface drops steeply from the head-wall or ice cap before flattening out in the mid-section and steepening again near the snout or terminus which itself is more convex in profile.

Dette kan medføre at bregradienten skal være større i indre strøk enn det som er tilfelle i rekonstruksjonen, fig.81.

Spesielt i forbindelse med brekulminasjonen i Stølsheimen kan breoverflaten ha vært brattere på grunn av en slik effekt.

7. MARINE NIVÅER.

Det vesentligste av tidlige kvartærgeologiske arbeider utført i Samnanger og Norheimsundområdet har bestått i målinger av marine nivåer. (C.F. Kolderup 1908, Rekstad 1911, Kaldhol 1941, Mangerud dagbok 1966, H. Holtedahl 1975). Da disse forfatterne tildels har benyttet forskjellige metoder ved måling av nivåene, er deres resultater forsøkt justert i overensstemmelse med de kriterier og målemetoder som er benyttet i denne oppgaven.

7.1. Metode.

7.1.1. Kriterier for målepunkt.

Deltaflater: De fremste deler av marine deltaer har en utpregt jevn og slak overflate. Det er rimelig å anta at denne del av deltaflaten er submarint dannet. Andersen (1960) beskriver rand-deltaer fra Sørlandet, og finner at de distale slaktskrånende deler av deltaene er avsatt submarint, mens den høyereliggende del var bygget opp som en sandur.

Høyden av deltaene er derfor målt ved overgangen fra den mer ujevne del av deltaflaten, ofte med gamle dreneringsspor, til den slakere nedre del hvor en slik overgang kunne observeres.

Knekkpunkt på elvevifter. Elver som med bratt gradient renner ut i et vann eller hav, vil kunne avsette en vifte der energiforholdene senkes. I slike avsetninger dannes i vannnivået et knekkpunkt. For de aktuelle elvevifter er det styrende havnivå representert med overgangen fra et brattere til et slakere profil på viften. Det er dette knekkpunktet som har vært benyttet ved målingene.

Strandhakk i løsmateriale. I bratte skrånninger med løsmateriale vil det kunne dannes en brem av materiale som er erodert og transportert fra bølgeslags-sonen til området like utenfor og der bygge opp en brem. I en trang og beskyttet fjordarm vil bølgeslags-sonen være meget liten. Høyden er her målt i bremmens innerkant.

Strandhakk i fast fjell. Det er observert to nærliggende lokaliteter i Steinsdalen, Norheimsund, hvor det er markerte hyller i forbindelse med terrasseflater. Disse ligger 5 - 6 m høyere enn terrassene (ved Nybø), og er ikke benyttet, da deres genese er usikker. Hyllene kan muligens tilhøre et eldre strandlinjesystem.

7.1.2. Målinger.

Alle høyder er målt med Paulin aneroidbarometer av type Paluk med 1 m's delestrek. Alle høyder ble bestemt ved å ta gjennomsnitt av minimum tre innstillinger. Høydene er justert for temperaturer som avviker fra + 10°C.

Som basis for målingene er benyttet øvre grense for blæretangen Fucus vesiculosus. Denne grensen ligger omkring 0,2 - 0,5 m over middelvannstanden på Vestlandet (Rekstad 1908). I følge Møller & Sollid (1972) er denne grensen høyere over middelvannstanden i ytre strøk enn i indre. Med en størrelsesorden på 1 - 2 dm ansees forskjellen som ubetydelig i denne sammenheng. Terrassehøydene er oppgitt i meter over tangranden (m o.t.)

Tidligere utførte målinger er så langt det er mulig kontrollmålt eller justert med hensyn på tangranden, og deretter avrundet til nærmeste hele meter. Ved enkelte lokaliteter har det ikke vært overensstemmelse mellom tidligere målinger og kontrollmålingen. Disse stedene ble kontrollert to eller flere ganger før nivået ble fastsatt. Ved hver lokalitet er bare øverste marine nivå betraktet. Alle lokaliteter i Samnanger og Kvam, samt lokaliteter som benyttes i det ekvidistante strandlinjediagrammet (fig. 92), finnes i tabell 2.

Jeg vil gjøre oppmerksom på at en differanse på 1 meter fra tidligere målinger ikke betraktes som signifikant med den benyttede målemetode, men høydene er allikevel forandret i tabellen, for å få et så homogent materiale som mulig.

7.2. Regionsvis beskrivelse av marin grense.

De fleste målingene er fra indre del av Samnangerfjorden og Norheimsundområdet. Det er i tillegg foretatt enkelte målinger i ytre del av Samnangerfjorden og vestsiden av Hardangerfjorden fra Strandebarm til Lussand.

7.2.1. Ytre del av Samnangerfjorden.

Rolvsvåg (lok. 1 i fig. 91). Utenfor munningen av Vesterdalen ligger en stor terrasse som har en utstrekning på ca 450 m nord-syd. Flaten er ca 150 m bred. Overflaten er noe haugget med spor etter tidligere dreneringsløp. På den nordlige del av avsetningen er det tydelige radiære dreneringsspor ut i fra løsmassenes rotpunkt. Overflaten er her meget stein- og blokkrik. Den faller tydelig mot distale deler av avsetningen, der terrassen flater ut, dreneringssporene forsvinner og overflate-sedimentene blir mer finkornede.

Den proksimale del av avsetningen ligner mest på resente supraakvatiske elvevifter, der en elv med stor kompetanse plutselig får et roligere forløp. Jeg finner det derfor sannsynlig at denne delen av avsetningen er bygget opp over havnivå, i prinsippet som en sandur. Toppen av viften ble målt til 73 m. Høyden av det marine nivået ble bestemt til 70 m o.t. i det nivået hvor terrassen flates ut samtidig med at dreneringssporene forsvinner. Et snitt i denne delen av terrassen viser at den er bygget opp av skrålag som veksler mellom grov grus og stein. Disse skjæres over av et topplag av grusig sammensetning. Skrålagene faller ca 30° mot NNØ, fig. 82.

Dagens elv har ved rotpunktet i terrassen skåret seg ned i og dannet en kjeleformet erosjonsgrøp i sedimentene. Høyden av nedskjæringen viser at sedimenttykkelsen er større enn 10 m.

Norbø. Innerst i Trengereidfjorden (lok. 2 i fig. 91).

Omkring Nordøvannet er det en rekke terrasser. De høyeste ligger NV-over mot Norbøbotnen. Den høyeste flaten markeres

her delvis av en smal brem i løsmassene på begge sider av dalen. Høyden varierer mellom 74 og 75 m. Bremmen går innerst over i en terrasseflate ca 75 m lang og 15 - 20 m bred, fig. 83. Overflaten på denne er horisontal og ligger 75 m o.t. Terrassen er erodert av bekken fra Norbøbotnen og er trolig også bygget opp av denne. Høyden på terrasseflaten er benyttet i diagrammet.

Bremmens lengde er i hver dalside 300 - 400 m. Bredden varierer mellom 2 og 7 m. Overflaten er noe ujevn med en del blokker i overflaten. Materialet er for det meste steinig og kantet. Bekkeskjæring på tvers av dalen viser at materialet i "setene" er det samme som rasmaterialet i dalsidene. Det er ut fra bremmens materialsammensetning og morfologi sannsynlig at den er dannet i havnivå ved bølgeabrasjon og/eller solifluksjon av rasmaterialet i dalsidene.

7.2.2. Indre Samnangerfjord med Frølandsdal.

Innerst i Samnangerfjorden er det en rekke marine terrasser hvis høyeste nivå ligger mellom 76 og 79 m. Det er imidlertid bare to lokaliteter som vender ut mot indre Samnangerfjord, lok. 3 og 5, ved Aldal og Tysse.

Aldal (lok. 3 fig. 91). Nord-vest for Haukanes, nordenfor de innerste gårdene, er det en terrasseflate (fig. 84) som elven har skåret seg ned i og fullstendig erodert på vestsiden av dalen. Unntak er en relativt sterkt hellende vifteformet avsetning som har rotpunkt ved dagens elveløp. Restene av denne viften er 15 x 5 m. Overflaten er grovblokkig og rotpunktet måles til 80 m o.t.

Distalt for viften, på andre siden av bekken, ligger en jevn terrasseflate 10 - 30 m bred og 100 m lang med et svakt, men jevnt fall sydover mot Samnangerfjorden. Overflaten er dyrket. Den sydligste og laveste delen ble målt til 73 m. Den nordlige delen av flaten ble målt til 76 m o.t. Elven har her en ganske stor gradient. Ved endret erosjonsbasis er det naturlig å få en viftedannelse av de største blokkene elven kunne føre med seg. Ut fra viftens plassering, form

og materialsammensetning er det sannsynlig at den er bygget over havnivå. Det høyeste marine nivå, representert av nordlige del av terrasseflaten, ble målt til 76 m o.t.

Indre Tysse (lok. 5 fig. 91). Avsetningen er tidliger beskrevet i kap. 4.2.1. På begge sider av utløpet av Tysselv er det høytliggende marine terrasser. Kolderup (1908) nivellerte på begge sider av dalen det høyeste nivået til 75,2 m. En terrasserest på nordsiden av dalen er imidlertid målt til 76 m o.t. (Mangerud 1966) og benyttet i diagrammet.

Ulland, Frølandsdal. (lok. 11 i fig. 91). Tidligere beskrevet i kap. 4.2.1. Glasifluvial erosjonsrest hvor bare en liten horisontal toppflate er bevart (2 x 10 m). Materialet i topplaget antyder at avsetningen ikke er bygget opp til MG. Den er av Mangerud (dagbok 1966) målt til 80 m. Ved kontrollmåling ble terrassen målt til 78 m o.t.

Frølandsdal skole (lok. 10 fig. 91). NNØ for skolen ligger en langstrakt terrasserest 79 m o.t., fig. 85. Lok. 10 og 11 hører sannsynligvis til samme avsetning.

7.2.3. Steinsdalen.

Enkelte avsetninger innenfor Strandebarm, i Norheimsund og Indre Ålvik viser at det har vært en høyere marin grense i dette området enn hva linje A i strandlinjediagrammet antyder. De høyeste terrassene i Norheimsundområdet ligger innerst i Steinsdalen. Tidligere er terrassene i Steinsdalen målt av Rekstad (1911) og Kaldhol (1941). De kom til henholdsvis 84 m (ukjent målested) og 66,7 m ved Birkeland. Kaldhol bemerker imidlertid på side 80 følgende: "På dalens østside sees ikke høgere trinn, men på vestsida såes terrassene å gå noe høgere opp." Målingen ved Birkeland er i alle tilfelle for lav. Rekstad har imidlertid ikke oppgitt hvor i Steinsdalen målingen er foretatt, og kontroll av denne målingen har derfor ikke vært mulig. De nedenfor omtalte lokalitetene benyttes som øverste bevarte marine nivå i området.

Neteland (lok. 14 fig.91). Lokaliteten er tidligere beskrevet under kap. 4.2.4. Den er målt til 85 m o.t. og vurdert til å representere marin grense sammen med terrassen ved Nybø.

Nybø (lok. 16 i fig. 91). Lokaliteten er tidligere beskrevet under kap. 4.2.4. Høyeste marine nivå er målt til 85 m o.t.

7.2.4. Hardangerfjordens vestsida fra Strandebarm til Lus-sand.

Indre Ålvik (lok. 22 i fig. 91). Utenfor Daleelvi er det en stor terrasseformet avsetning med flater i flere høyder. De tidligere marine nivåer er her målt av Rekstad (1911) og Holtedahl (1975) til henholdsvis 97 og 92 m. Rekstad beskriver ikke beliggenheten av den målte flate. Holtedahl har målt en klar terrasseflate 30 x 50 m (1 i fig. 86). Denne er kontrollmålt ved to forskjellige anledninger med samme resultat, 102 m. Dette samsvarer med det økonomiske kartverk. Ovenfor denne flaten er det en ca 30 - 40 m lang og 2 - 10 m bred list inntil den stupbratte fjellsiden. Materialet er her sandig grus. Flaten er svakt hellende mot fjorden og måles til 107 m o.t. (2 i fig. 86).

Fyksesundfjord, (lok. 20, 21). Tidligere målinger er her utført av Rekstad (1911) som har målt terrassen ved Flatabø til 90 - 94 m. Han nevner også at flaten ved Kannikenberg når opp i dette nivå. Holtedahl (1975) måler øverste nivå til 85 m.

Kannikenberg: Flaten på vestsiden av dalen (fig. 87) er ifølge økonomisk kartverk 82,5 m. Den store terrassen ved Flatabø (fig. 88) er i nordre kant 89 m o.t. En tydelig terrasseflate 75 x 25 m 200 m lenger nord har en svak helling mot syd og ligger 93 m o.t. En smal flate lenger inn i dalen ble målt til 100 m. Overflaten var her blokkig med noe sterkere helling enn foregående lokalitet. Det øverste marine nivå ble derfor vurdert til å være den flaten som ble målt til 93 m. Det ble ikke foretatt kontrollmåling. Rekstads (1911) måleresultat på 90 - 94 m er derfor benyttet

i diagrammet.

Øystese, lok. 18, 19 i fig. 91). Terrassene i Øystese er tidligere målt av Rekstad (1911), Kaldhol (1941) og Holtedahl (1975). De finner henholdsvis den marine grense til 91 m, 91,3 m og 84 m. 84 meters flaten er den høyestliggende veldefinerte terrasseflate (lok. 18), men ved gården Løyning er det en vifteformet avsetning som går opp i 94 m (lok. 19) Holtedahl 1975). En skjæring i viften viser en lagning mellom sortert finsand/silt og grov sand og grus. Finsand/silten har gradert lagning og ser ut til å være avsatt fra suspensjon. Det er mulig at viften er avsatt i havnivå. Høyden ble målt til 93 m o.t.

Skogasel, Strandebarm (lok. 36 fig. 91). På vestsiden av dalen ligger de høyeste terrasseflatene over 90 m. I den øverste terrassen blir det drevet et massetak på grovt, dårlig sortert glasifluvialt materiale (fig. 89), som distalt raskt blir bedre sortert i sand/finsand fraksjonen. Topplaget er tildels usortert og tyder på meget brenære forhold. Toppflaten er av Mangerud (dagbok 1966) målt til 94 m o.t. Holtedahl (1975) nevner en terrasse med høyde 91 m i samme området. Ustabile værforhold gjorde kontrollmålingene verdiløse. Begge nivåer er plottet inn på diagrammet.

7.3. Strandlinjediagram.

7.3.1. Innledning.

Ut fra målinger og undersøkelser innen feltet har det ikke vært grunnlag for å konstruere isobaseretningen som tilsvarende det tidspunkt da isen forsvant fra indre Samnangerfjord eller Steinsdalen ved Norheimsund. Dersom en går ut fra at terrassene på hvert av disse stedene er samtidige, vil allikevel avstanden mellom dem være så liten (3 km) at isobaseretning og strandlinjegradiant, beregnet ut fra tre antatt synkrone nivåer, alene vil være av liten verdi.

Det var imidlertid interessant å få vite om terrassehøydene i de forskjellige fjordene: Hardanger-, Samnanger- og Sør-

fjorden, i tilknytning til feltet, kunne gi informasjoner om isens tilbaketrekning. Høyeste registrerte marine nivåer er plottet inn på et ekvidistant strandlinjediagram (fig. 92), som er fremkommet ved en sammenstilling av Aarseths (1971) og Holtedahls (1975) strandlinjediagrammer. Som kartgrunnlag er benyttet gradteigskart i målestokk 1:100 000. Diagrammet er basert på en ekstrapolasjon av isobaseretningen i sen Yngre Dryas med et projeksjonsplan normalt på disse. I Bjørnafjorden er isobaseretning og landhevninggradient i sen Yngre Dryas konstruert til henholdsvis $N 13^{\circ}V$ og 1,4 m/km (Aarseth 1971, Aarseth & Mangerud 1974). I dette området er det ikke kontinuerlige strandlinjer. De ovenfor nevnte diagrammer er følgelig basert på målinger av terrasseflater og strandlinjer i bølge-abraderte morener. Det er derfor nødvendig å være klar over diagrammets svakheter og begrensninger. En kort innføring i bakgrunnen for de enkelte linjer synes av samme grunn å være nødvendig.

7.3.2. Kommentaar til de eksisterende strandlinjediagram.

I strandlinjediagrammet, fig. 92, finnes strandlinjer konstruert av Aarseth (1971, fig. 67) avmerket som linje D, (E), og H. Holtedahls (1975:42) som linje A og E.

Linje F med gradient på 1,4 m/km er bygget på lokaliteter som ligger i forbindelse med, eller like utenfor Herdla morenene, og antas samtidig med denne (Aarseth 1971, Aarseth & Mangerud 1974).

Strandlinje E er foreslått av Holtedahl (1975) for området innenfor Herdla morenene til Strandebarm med en gradient på 1,4 m/km. Aarseth (1971) mener at hans midlere linje, tilsvarende linje E, er basert på noenlunde samtidige lokaliteter (For lok. 29, Baldersheim lok. 41, Hjartaker lok. 42), på grunn av deres beliggenhet, 5 - 6 km proksimalt for Herdla morenene. Denne linjen blir liggende parallelt med, men svakt over Holtedahls (1975) linje E i størrelsesorden 1 - 2 m.

Linje D. Aarseth (1971 s. 55) skriver at det ikke er usannsynlig at terrassene ved Skjeldbreid (lok. 31) og Eide (lok. 33) er samtidige. Begge terrassene ligger i forbindelse med en iskontakt, men endemorenen ved Skjeldbreid kan ikke følges lenger enn til Gåsakilen (lok. 32). Det er derfor ingen direkte forbindelse over til Eide. Landhevningens gradient mellom disse avsetningene blir av Aarseth satt til 1,2 m/km. På grunn av at avstanden på projeksjonsplanet er så liten (3 km), vil denne gradienten være svært usikker. En målefeil på $\pm 0,5$ m (som allerede fåes ved avrundning, vil utgjøre $\pm 0,15$ m/km på landhevningens gradient. Denne linjen er i diagrammet forandret til 1,3 m/km da dette synes å være en mer realistisk gradient.

Linje A. Holtedahl (1975) foreslår en landhevningens gradient på 0,1 m/km for området innenfor Strandebarm i Hardangerfjorden. Med hensyn til de reservasjoner Holtedahl (1975: 41) tar når det gjelder strandlinjediagrammet, er det spesielt å merke seg for dette laveste nivået. Han presiserer at strandlinjediagrammet er meget hypotetisk på grunn av manglende data.

Som det fremgår av det ovenstående, er det relativt godt belegg for de eldste strandlinjene E og F, mens grunnlaget for å korrelere avsetninger bygget opp til samme havnivå blir svakere etter som nivåene blir yngre (A og D).

7.3.3. Kommentaar til det sammensatte strandlinjediagram.

Som nevnt innledningsvis er de høyeste marine nivåer funnet i det undersøkte området, plottet inn på strandlinjediagrammet. Ved plotting av data fremkom en ansamling og fordeling av punkter delvis parallelt med tidligere strandlinjer. Det er i den sammenheng naturlig å omtale disse fra de eldre til yngre.

Linje E: Terrassene ved Rolvsvåg (lok. 1) og Nybø (lok. 2) i ytre del av Samnangerfjorden plottes like under linje E.

Linje D: Forlengelsen av linje D, som på figuren har en gradient på 1,3 m/km, skjærer forbindelseslinjen mellom yt-

terpunktene av målingene av marin grense ved Skogasel (lok. 36) i Strandebarm.

Linje C: Rett under punktene med lokalitet 31 og 33, som danner grunnlaget for linje D, finnes avmerket med kryss de høyestliggende marine nivåene i indre Samnanger. Gjennom de to høyeste nivåene, Indre Tysse (lok. 5) og Frøland skole (lok. 10), er det antydnet en linje C som får en gradient på 1,2 m/km. Lokalitetene ved Indre Tysse ligger ved fjorden, mens Frøland skole ligger ca 4 km fra fjorden. Dersom lokalitetene er bygget opp til havnivå, må terrassen ved Frøland skole være yngst. Landhevninggradienten skulle derfor være brattere enn linje C antyder, eller så er terrassene ved Indre Tysse og Frøland skole dannet med så kort tidsdifferanse at den mellomliggende landhevning har vært ubetydelig. I forlengelsen av denne linjen faller også terrassene ved Gjøn (lok. 34) ved Gjønvatnet, Øvre Bolstad (lok. 35) i Øvre Hålandsdal.

Linje B: Enkelte avsetninger innenfor Strandebarm, i Norheimsund (lok. 14 og 16) og Indre Ålvik (lok. 22) viser at det her vært en høyere marin grense i dette området enn linje A antyder. Ingen av disse avsetningene ligger i forbindelse med frontavsetninger og kan ikke relateres på den måten.

Avsetningene ved Neteland (lok. 14) og Nybø (lok. 16) ligger innerst i Steinsdalen ca 5 km fra Norheimsund. Terrassen i Indre Ålvik ligger ved Dalelvi ut mot Hardangerfjorden. Ut fra sin beliggenhet er det sannsynlig at terrassen ble bygget opp umiddelbart etter at isen forsvant fra Indre Samlafjord. Breens tilbaketrekningshastighet har i Hardangerfjorden generelt vært meget stor. Fjordbreer vil ifølge bl.a. Mercer (1961) være svært avhengig av topografiske forhold under tilbaketrekningen. Det vil være stillstand eller sakte tilbaketrekning i trange og grunne sund, deretter rask tilbaketrekning med kalving gjennom vide og dype traug til neste innsnevring av fjorden. Det er derfor sannsynlig, med dybder på 900 m innenfor terskelen ved Jonaneset (fig. 90), at breen trakk seg meget raskt tilbake til neste topografiske hindring innenfor Samlafjord.

Terrassene ved Neteland og Nybø kan etter dette være både eldre og yngre enn terrassene ved Indre Ålvik. I Steinsdalen og vestre del av Samlafjord er det ingen avsetninger som tyder på at isen ble liggende lenge etter at isen forsvant fra hovedrennen.

Seismiske undersøkelser av den grunne del av fjorden utenfor Norheimsund og Øystese (Bennet & Savin 1963) viser en oppfylling med lagdelte sedimenter bak terskelen mot fjordrennen. Ingen morenerygger ble påvist. Det er derfor mest sannsynlig at isen trakk seg raskt tilbake gjennom Steinsdalen, og at Nybø, Neteland terrassene derfor er yngre eller samtidige med avsetningen ved Indre Ålvik.

Ut fra dette har jeg antydnet en linje B mellom disse punktene (lok. 14, 16 og 22) på strandlinjediagrammet, under den forutsetning at de er tilnærmet tidssynkrone. Denne linjen har en gradient på 1,1 m/km. På den samme linjen faller også den vifteformede avsetningen ved Løyning i Øystese (lok. 19). Den høyeste avsetningen i Trengereid (lok. 43) faller også inn på en forlengelse av denne linjen. Det høyeste nivået på Vaksdal (lok. 44) er tilsynelatende noe yngre og blir liggende mellom linjene B og A.

Som det sees av diagrammet, er det ingen motsetningsforhold mellom tidligere arbeider og de antydede linjer B og C. For mitt senere bruk av diagrammet er ikke gradienten på strandlinjene så viktig all den stund isobaseretningen ikke avviker for mye fra den som er beregnet for Yngre Dryas. Dette gjelder spesielt for de laveste linjene der gradientene kan variere innenfor et rimelig antall tideler (0,5 m/km) uten at dette vil influere på senere resultater ved rekonstruksjon av isavsmeltingen i fjordene.

8. ISAVSMELTING.

8.1. Innledning.

Dette kapitlet er en syntese av alle informasjonene som er samlet inn, beskrevet og diskutert i de foregående kapitler. Deler av tilbakesmeltingen vil bli beskrevet summarisk fordi detaljene allerede er gjennomgått.

Isavsmeltingen tar utgangspunkt i isens utbredelse ved slutten av Yngre Dryas med brefronten liggende ved Herdla morenen og en breoverflate som rekonstruksjonen, fig. 81, indikerer. Isavsmeltingen avsluttes med at breen trekker seg tilbake fra moreneryggene ved Børdal - Eikjedalen og Botnavatnområdet.

Til deglasiasjonsforløpet i fjordene er strandlinjediagrammet benyttet, til tross for de åpenbare svakheter dette er beheftet med. Tilbakesmeltingsforløpet må derfor betraktes som et forslag til løsning på et problem i et område der det er få påviselige samtidige avsetninger. Rekkefølgen av deglasiasjonen i Sørfjorden, indre Samnangerfjord og Norheimsund er imidlertid ikke avhengig av gradienter på strandlinjene innenfor en margin på 0,5 m/km. Den innbyrdes rekkefølgen når disse stedene ble isfrie er derfor sannsynligvis riktig.

8.2. Isavsmeltingen i Samnanger- og Hardangerfjorden.

I tillegg til de yngste skuringsmerkene viser at tilbaketrekningen av isen foregikk langs dalførene, indikerer plotting av data på eksisterende strandlinjediagram at Hardangerfjorden, Samnangerfjorden og Sørfjorden (Osterøy) ikke ble isfrie samtidig. Det ser ut til at Samnangerfjorden ble relativt tidlig isfri i forhold til de to andre. Strandlinjediagrammet (fig. 92) antyder at tilbaketrekningen foregikk trinnvis i de ulike fjordene. Innenfor Herdla morenene kan en dele breens tilbaketrekning inn i fire faser, tilsvarende strandlinjene E - B i diagrammet.

Fase E: Fra Herdla morenene, representert ved linje F i strandlinjediagrammet, har tilbakesmeltingen fortsatt til

et område innenfor Norbø (lok. 2), Ådlandsdalen (lok. 25), Havskår (lok. 26), Før (lok. 29), Baldersheim (lok. 41), Hjartåker (lok. 42) og Enes (lok. 40), fig. 93. Ifølge strandlinjediagrammet har breen ligget utenfor Skjeldbreid (lok. 31), Gåsakilen (lok. 32), Eide (lok. 33) og Skogasæl (lok. 36), representert ved linje D i diagrammet. Breen har i denne fasen antagelig ligget i indre Samnangerfjord med fronten mellom lokalitetene 2 og 5. I Sørfjorden har fronten ligget vest for Trengereid (lok. 43).

Fase D: Denne fasen ser ut til å være et lokalt trinn ut for Kikedalen (lok. 31 - 33) og Strandadalen i Strandebarm (lok. 36). Det er ikke registrert noen forandringer i Sørfjorden, Samnangerfjorden eller Hardangerfjorden, fig. 94.

Fase C: Terrassene ved Aldal, Tysse og Frølandsdal angir at Samnangerfjorden er isfri. Mulige samtidige avsetninger finnes ved Gjøn (lok. 34) og Øvre Bolstad (lok. 35). Fremdeles er det ikke avsetninger innenfor Vikingneset som kan henføres til denne linjen. Det er derfor sannsynlig at breen fremdeles ligger i Samlafjorden. I Sørfjorden ligger brefronten vest for Trengereid, fig. 95.

Fase B (og A): Den neste fasen markeres med proglasiale avsetninger i Norheimsund (lok. 14, 16), Øystese (lok. 19) og Indre Ålvik (lok. 22). Samlafjorden er nå isfri. Brefronten er på fig. 96 antydnet til å ligge på, eller innenfor terskelen i Granvinfjorden og Utnefjorden. I Sørfjorden ligger brefronten nå innenfor Trengereid (lok. 43).

Det laveste nivået i strandlinjediagrammet representerer en fase i avsmeltingen hvor breene ligger langt inn mot bunnen av Hardangerfjorden. I disse områdene vil jeg bare antyde at Odda (lok. 45) og Kinsarvik (lok. 24) sammen med lokalitet 18 i Øystese ligger på linje A. Terrassene innerst i Fyksesundfjord (lok. 21) blir liggende et sted mellom linje A og B i diagrammet og kan representere en mellomliggende fase i tilbakesmeltingen. Ut fra dette er det ikke sannsynlig at lok. 18 representerer marin grense i Øystese.

8.3. Isavsmeltingen i Samnanger og Kvam.

8.3.1. Botnavatn-området.

Den beregnede isoverflate er i Samnangerfjorden, vest for Botnavatnet, beregnet til å være i ca 700 m høyde. Denne høyden bekreftes av skuringsobservasjonene i nærheten. I bassenget ved Botnavatnet ligger det på den tiden en iskulminasjon som drenerer ut av bassenget i passene mellom fjelltoppene.

Ved bedringen i klimaet ble overflaten av fjordbreene senket, dreneringshastigheten ut fra bassenget øket p.g.a. endret "erosjonsbasis". Firngrensen antas også å ha steget i denne perioden, slik at større områder kom under likevektslinjen. Dette resulterte igjen i øket ablasjon. Det må etterhvert ha oppstått en situasjon hvor den synkende fjordbreoverflaten og den skrumpende platåbreen vil miste forbindelsen med hverandre. Det er ingen avsetninger som viser hvor dette kan ha vært. En randavsetning øverst i Haugsdalen i ca 630 m høyde er avsatt fra nord. Dette skulle tilsi at adskillelsen begynte før breoverflaten sank til dette nivået. I denne forbindelse må nevnes at Aarseth (1971:55) betrakter avsetningene ved Skjeldbreid, Gåsaki- len og Eide (lok. 31, 32, 34, fig. 94) til å være avsatt av en bre som har fått sin næring fra fjellområdene i NØ, etter at forbindelsen med breen i Hardangerfjorden var brutt. Denne antagelsen blir støttet av isrecesjonsforløpet som strandlinjediagrammet indikerer i fig. 94.

Dersom tolkningen med en "piedmontbre" ved Skjeldbreid og Gjønavannet er riktig, vil dette medføre et ablasjonsareale fra en eneste breutløper som ikke synes å stå i forhold til det tidligere beregnede omfang av platåbrefasen. De proglasiale avsetningene ved Skogasel i Strandebarm (lok. 36) og den antatt noe yngre terrassen ved Øvre Bolstad (lok. 35) (Aarseth 1971), viser at det har vært flere dalbreutløpere fra fjellmassivet, og altså store arealer under likevektslinjen. Jeg er imidlertid tilbøyelig til å tro at "piedmontbreen" er rester av innlandsisen som ble avsnørt fra Hardangerbreen av de høye åsryggene i øst. Den avsnørte isresten har blitt liggende i landskapets lavere

partier og har i en kortere periode fått tilførsel av dalbreutløpere fra fjellområdet i nord. En skulle også vente sydlige skuringsmerker langs Gjønavatnet dersom bretilførselen fra nord var av betydning. Aarseth (1971) har ikke funnet skuringsmerker i den sydlige del av Gjønavatnet som kan indikere en aktiv brebevegelse sydover fra fjellene. De manglende sydlige skuringsmerker kan tyde på at breen var meget lite aktiv og peker i retning av at "piedmontbreen" delvis var et resultat av en avsnørt isrest. Det er ingen avsetninger på nordsiden av fjellene som kan forbindes med denne episoden. Dette kan skyldes at isen fremdeles er mektig på denne siden, og at eventuelle breutløpere drenerer til innlandsisen. Det er imidlertid ingen detaljer i skuringsbildet som antyder at det har vært breutløpere denne veien i en sen fase av isavsmeltingen.

På grunnlag av de til dels haugete løsmassene i Botnavatnetområdet er det antatt at bassenget har vært fylt av en stagnerende ismasse som har smeltet ned mens breen ellers trakk seg tilbake til høyere liggende områder via frontene NV for Botnavatnet og SV i Spongatjernet. Under denne prosessen ble det tynne morenedekket avsatt, og enkelte dødisområder som det haugete morenelandskapet vest for Botnavatnet ble avsatt. Omtrent på denne tiden ble forbindelsen med breen i Spongatjern brutt og endemorenene i vannets Sv-lige ende dannet. Blokkansamlingen i skråningen ned mot Botnavatnet gjør det sannsynlig at breen kalvet en stund denne veien. Samtidig må det ifølge skuringsmerkene ha vært en brearm ned Kikedalen. Hvor langt ned i Kikedalen bretingen gikk er ukjent. Isen i Spongatjernet trakk seg videre tilbake og avsatte to mindre morenerygger på begge sider av vannet (fig. 73). Samtidig, eller nesten samtidig med disse ryggene, ble morenestrøket ned mot Skaratjern i Kikedalen og ryggene syd for tjernet avsatt.

Nord-vest for Botnavatnet kan en lignende utvikling spores. Isen trakk seg tilbake til det ytre morenestrøket vest for Botnavatnet, og en eventuell ismasse i Botnavatnet ble avsnørt fra denne tilførselen. En videre tilbaketrekning fulgte til det indre morenestrøket. I dette tidsrommet eller noe senere ble ryggen nord for Skaravatn avsatt. Morene-

rygger på høyere nivå er ikke observert.

Yngre dannelser: Morene/protalusrampart-avsetningene under Tindafjell er antatt avsatt med endemorenen i den lille botnen mellom Ottanosi og Kjerringafjell. Begge disse avsetningene er ryggformet og ligger slik til at en firnmasse her kan ha oppnådd en tykkelse på 30 m som gir det nødvendige trykk for å danne breis (Embleton & King 1975:143). Pattersen (1969:16) oppgir en lignende størrelse, 35 - 75 m.

Alderen på moreneryggene er ikke bestemt, men de må være yngre enn 10050 år BP da brefronten lå ved Os, og isen drenerte radiært ut fra området. Det ytre og indre morenestrøket er sannsynligvis dannet under isavsmeltingen i tidlig Preboreal. Det antas imidlertid at småryggene under Tindafjell og i botnen mellom Ottanosi og Kjerringafjell er yngre enn selve isavsmeltingen, men trolig ikke yngre enn Preboreal. En kunne tenke seg at disse avsetningene var fra "den lille istid" som kulminerte i 1750 årene. Vegetasjonen av lav på ryggene var så stor, enten grunnet fordelaktige bergarter eller langt voksetidsrom, at lichenometriske målinger ikke ga noen mening. Jeg anser det som sannsynlig at ryggene er dannet i en av kald-fasene i Preboreal.

8.3.2. Holmane - Tysse - Eikjedalen.

Det er få spor etter tilbakesmeltingen fra Herdlamorenen i østre dalside mot Samnangerfjorden. Det er bare øverst i Haugsdalen i ca 630 m høyde at innlandsisen har satt spor etter seg i form av en randmorene. Isen har smeltet videre ned forbi Holmane til lateralavsetningene i Frølandsdalen, samtidig med dannelsen av dødislandskapet NØ for Holmane. I den samme perioden ble bunnmorenen erodert i grensen mot dødislandskapet.

I indre Samnangerfjord antyder skuringsanalysen (lok. 234 og 5) at brebevegelsen i siste fase har dreiet mot fjorden. Dybden i den indre fjorden er 245 m (Norges Sjøkartverk nr. 22, 1974). Dette medfører igjen at dybden av fjorden da fjordbreen brakk opp var ca 320 m. Forutsetningene for en kalvingsbukt har vært til stede, og det er mulig at breen har kalvet i fjorden en kortere periode. Lateralavsetningene

i Frølandsdal er blant de siste sporene breen etterlot seg før den forsvinner fra disse traktene. Det har ikke vært grunnlag for å korrelere lateralavsetningene med noen trinn i avsmeltingen. Men det er foreslått at den mest betydelige av disse avsetningene, "hytteterrassen" i Jarlandsdalen, kan være samtidig med at breen fylte Frølandsvannet fra øst. "Solåsterrassen" og terrassen nord for Tysseleland ble bygget opp under denne fasen. Breen trakk seg videre tilbake, og terrassen ved Ulland og Frøland skole ble bygget opp samtidig med at Apal-luren og Jarlandsterrassen ble dannet lateralt til breen. Breen kom på dette tidspunktet ned dalføret fra Børdal og Eikjedalen. Strukturer i sedimenter i Ulland terrassen antyder at brefronten har beveget seg noe frem og tilbake. Submorene-sedimenter nord for Jarland gård viser at det har vært et brefremstøt i dalen, men det har ikke vært mulig å tidfeste dette fremstøtet. Det er to løsninger som synes mulige: 1) morenen kan skyldes et mindre brefremstøt under avsmeltingen i Preboreal. 2) Sedimentet er av Allerød alder, og morenen er fra fremstøtet i Yngre Dryas.

Breen smeltet videre tilbake til morenene ved Børdal og Eikjedalen. Disse indikerer at breen har stagnert eller hatt et mindre fremstøt. Morenene er eldre enn fase C. Det er ingen direkte forbindelse mellom moreneryggene i Børdal og Eikjedal. I begge dalførene har brefronten hatt ekstremt høye gradienter målt langs moreneryggene (tabell 8). Grunnen til de høye gradientene kan for Eikjedalen sin del delvis forklares av en fjellrygg som stikker frem i den ene dalsiden, og at breen har beveget seg over hindringen som et brefall. Denne forklaringen kan ikke benyttes i Børdalen der dalbunnen har et jevnt fall mot syd, og det er ingen spesielle topografiske forhold som kan forklare den bratte fronten. Jeg er derfor tilbøyelig til å mene at de bratte moreneryggene i begge dalførene kan skyldes at breen var i en tilstand av å bygge seg opp på grunn av en positiv massebalanse, slik at den fikk en meget bratt brefront. Dette er karakteristisk for dalbreer som er under fremrykning (f.eks. Sólheimajökull, Syd-Island). De eneste indisier på at breen er i en fremrykningsfase og ikke bare i en stillstand i tilbakesmeltingen, er de veldefinerte

ryggene og de meget bratte sidemorenene. Det foreligger imidlertid ingen sikre opplysninger om det har vært et fremstøt, og eventuelt størrelsen på fremstøtet.

Ut fra beliggenhet og morfologi antas det at disse avsetningene er samtidige, eller nesten samtidige. I det undersøkte området er det ingen avsetninger som disse ryggene kan korreleres med. I tilliggende trakter er det ved Rysholmen i Fykkesund og Øystesefunnet endemorener av henholdsvis Rekstad (1911) og Holtedahl (1975). Holtedahl forbinder endemorenene med en glasifluvial delta-terrasse på 84 m. Denne skal ifølge strandlinjediagrammet (Holtedahll 1975) være bygget opp til samme havnivå som terrassen ved Odda. Høydebestemmelsen av terrassen vest for elven er noe usikker. Dreneringssporene på overflaten slutter i ca 75 m høyde. Terrassen skråner imidlertid slakt oppover til 84 m. Her i rotpunktet på deltaet er overflaten hauget og blokkrik, men et snitt i massene viser at formene er utformet i et meget grovt topplag. Dersom det haugete grove sedimentet skyldes en brefront som har skjøvet sammen grovt glasifluvialt materiale, og videre at man aksepterer Holtedahls (1975) strandlinjediagram, medfører dette at "morenen" er samtidig med eller yngre enn Eidfjord - Osa/Loven/Gaupnetrinnene (Bergstrøm 1975, fig. 14). En konsekvens av dette er at det må ha vært en lokal brekappe, adskilt fra innlandsisen i fjellene nord for Øystese. På østsiden av elven ligger det en morene på overflaten av en terrasse i 65 - 70 m nivå (Andersen pers. med.). Altså på en lavere strandlinje enn linje A, som Odda-terrassen ligger på. Dette fører på samme måte til at morenen må være avsatt av en bre fra et lokalt glasiasjonssenter i fjellene nord for Øystese som er yngre enn Eidfjord - Osa/Loven/Gaupnetrinnene.

Arbeider som er gjort nord for det aktuelle fjellområdet har ikke registrert et slikt glasiasjonssenter hverken i skuringsanalysen eller som proglasiale avsetninger (Skreden 1967).

Ifølge strandlinjediagrammet er moreneryggene i Øystese yngre enn avsetningene i Børdal og Eikjedalen. De sist-

nevnte er som før nevnt antatt å være dannet av innlandsisen.

Avstanden fra Rysholmen til terrassene innerst i Fykse-sundfjorden, ca 10 km, gjør det sannsynlig at breen har brukt en viss tid på å trekke seg tilbake. Rysholmen skulle ifølge strandlinjediagrammet kunne være samtidig med eller eldre enn fase B og yngre enn fase C, fordi Hardangerbreen under denne fasen sannsynligvis lå ved Vikingneset. Dette medfører at frontavsetningen ved Rysholmen er av omtrent samme alder som moreneryggene ved Børdal og Eikjedal. Moreneryggens beliggenhet utenfor Eidfjord - Osa/Loven/Gaupnetrinnene betyr, dersom de er avsatt av innlandsisen, at de er yngre enn 10050 BP år og eldre enn 9680 år BP.

8.3.3. Norheimsund - Eikjedalen.

I dette området foreligger det svært få opplysninger om hvordan isavsmeltingen har foregått, og bakgrunns materialet for den skisserte avsmelting er beskjedent.

Skuringsanalysen viser imidlertid at breen fra å drenere mot vest fra øst, i en periode som er antatt å være av Yngre Dryas alder, blir reversert til å drenere mot øst. På Hel-lafjell, ut mot Hardangerfjorden, er sporene etter den SØ-lige dreneringen kraftig, mens de på Kvamskogen er meget svake. Det har altså vært en drenering langs Steinsdalen mot Hardangerfjorden. Isen smeltet tilbake langs Steinsdalen uten å danne randavsetninger, videre forbi Byrkjeland til Neteland hvor de høyestliggende glasifluviale terrassene ligger. Neteland massetak er avsatt foran fronten til en bre som kom ned Tokagjelet. Terrassen ved Neteland har nesten identisk bergartsammensetning med massetaket og er sannsynligvis avsatt samtidig med dette i forlengelsen av viften fra Tokagjelet. Toppflaten på avsetningen med massetaket er siden erodert til 78,5 m.

Avsetningene ved Neteland og Bøen hører ifølge strandlinjediagrammet til fase B i avsmeltingen. Fra disse avsetningene har breen trukket seg tilbake mot Kvamskogen. De uregelmessige moreneavsetningene i dette området tyder på at breen under tilbakesmeltingen fra Neteland var svært lite aktiv. Dette

kan forklares med at de høye fjellområdene i nord har demmet for innlandsisen slik at det bare har vært den lokale istilførsel som har næret den siste østlige bevegelsen. Og dette har medført at isen i den vide dalen ved Kvamskogen har stagnert. I denne perioden har det vært en midre isdrenering gjennom passet mellom Heii og Byrkjefjell. Fronten til denne breen har muligens blitt liggende mellom Røyrlid og Steinsaugen. Denne breutløperen er så blitt avsnørt fra innlandsisen før, eller samtig med at morenen på Heii ble dannet. Breen har deretter trukket seg tilbake fra disse avsetningene, og det er ikke funnet spor etter den videre avsmelting mot nord i det undersøkte området.

9. "LILLE ISTID". LOKALGLASIASJON PÅ TVEITAKVITINGEN ETTER ISAVSMELTINGEN ?

9.1. Krokvatnryggen.

Tveitakvitingen og de høyeste toppene omkring ligger som tidligere nevnt, like under den ekstrapolerte snøgrensen for området. Dette bekreftes ved at store snødekkede områder blir liggende fra sommer til sommer, fig. 97. Det skal ventelig ikke inntreffe en større senkning av glasi- asjongs grensen før dette har betydning for snøakkumulasjonen. En lokal aktivitet som innledes med klimaforverring på 1300 tallet og når sitt maksimum i 1750 årene, er derfor mulig.

For den endelige tolkning av isbevegelse og isavsmeltings- historie var det av interesse å fastslå hvorvidt denne ryggen, som er den eneste registrerte ryggform avsatt nord- over fra Kviting-massivet, er dannet i Preboreal eller er en Neo-glasial dannelselse.

9.1.1. Beskrivelse.

Ryggen ligger NØ for høyeste punkt på Tveitakvitingen i ca 1050 m høyde (kart fig. 98). Den er totalt 50 m lang, usammenhengende, fig. 99. Høyden varierer mellom 1,5 og 3 m. Bredden er noe større. Mektigheten er vanskelig å beregne p.g.a. enkelte fjellkjerner. Formen på ryggen beskrives som en halv U og gir inntrykk av å være best utviklet der bakveggen er brattest. Fjellet har en utpreget foliasjon (fig. 100) og sprekker meget lett opp. Ryggen er bygget opp av løst pakket stein og blokk. I den delen av ryggen som går ut fra bakveggen, er materialet jevnt over noe grovere. Blokkene er også kantede og av samme bergartsmateriale som bakveggen. Vegetasjonen er her mer sparsom enn i øvre del av frontryggen. Området straks innenfor ryggen har de samme kjennetegn. Her ligger en mindre, diffus ryggform (fig.99) uten vegetasjon.

Som det fremgår av fig. 99 er vegetasjonsforskjellen fra toppen til den lavere proksimale delen fremtredende. Enkelte av blokkene synes her å ha vært utsatt for små bevegelser etter at lavdannelsen er blitt betydelig. Ingen av blokkene eller steinene på den bevokste delen har unormalt lite vegetasjon i forhold til de andre steinene. Dette tyder på at oppbyggingen av det høyeste partiet av ryggen hverken er aktiv i dag, eller at den er ustabil (se senere). Den bakenforliggende snømengde har sannsynligvis hatt en noe større utbredelse under oppbyggingen enn den nåværende. Bildet, fig. 100, som viser snøforholdene, er tatt på ettersommeren, 31/8-77. Den første nysnøen falt dette året 1/9.

9.1.2. Genetisk tolkning.

Det er minst tre mulige tolkningsmuligheter for dannelsen av Krokvangsryggen: 1) morene, 2) protalus rampart, 3) protalus løbe.

Ryggen kan ut fra sin form, tenkes dannet av en bre, og altså være en morene. Men p.g.a. dens totale mangel på finmateriale sammenlignet med andre morener i området, synes ikke dette sannsynlig.

"Protalus rampart er rygger av grove steiner og blokker akkumulert foran snøfonner eller temporære firnområder. Materialet rullet, gled eller spratt over snø eller firn." ((Blagbrough & Breed 1967:768) oversatt fra engelsk av forfatteren). "Intet finmateriale beveget seg sammen med det grove talus, da det fine ikke kan rulle, gli eller sprette over snø eller firn" ((Sidney E. White i Blagbrough & Breed 1967:768), oversatt fra engelsk av forfatteren). Karakteristisk for materialet er at det er dominerende kantet, grovt, ikke orientert (Washburn 1973:199), og dannet ved frostaktivitet i bakveggen (Flint 1971:272).

Protalus ramparts kan ofte forveksles med protalus løber. Disse er definert av Richmond (1962:20) som "... a tongue-like or lobate mass of rubble or debris that is the product of creep or solifluction of the debris toe of a talus."

Karakteristika for slike dannelser er at de kan bestå av en eller flere rygger hvor blokkene synes å være orientert imbrikert til skråningen (Richmond 1962:61). Disse tungene har dessuten det opprinnelige finmateriale som en talus består av.

Krokvannsryggen ligger imidlertid i en svak motbakke i forhold til bakveggenes skråning. Ryggen er vel-definert. Andre karaktersitika ved ryggen er som nevnt det manglende finmateriale, de lokale, kantede blokkene og materialets manglende pakning. Materialets orientering ble ikke målt, men en vurdering av overflatematerialet ga ingen iøynefallende retning eller imbrikering. Dette sett i forbindelse med dagens snøforhold, gjør det sannsynlig at ryggen er dannet som en protalus rampart i en periode da tykkelsen på snøfonnen var større.

9.1.3. Aldersbestemmelse ved lichenometri.

Den rikholdige lavveksten på ryggens høyereliggende deler gjorde det mulig å benytte lichenometri som dateringsmetode, med de feilkilder som er nevnt under. Det var dessverre ikke mulig å etablere en kjent vekstkurve for området. Størrelsen på laven er derfor sammenlignet med vekstkurver fra andre områder.

Metode. Målingene er utført på Rhizokarpon sp. Disse artene er spesielt egnet på grunn av sin hardførhet, jevne veksthastighet og sin tilnærmet sirkelrunde form (Beschel 1961).

De største eksemplarene, som var sirkelrunde eller tilnærmet hadde denne form (Matthews 1974), ble målt over største diameter med 1 mm nøyaktighet. Eksemplarer som viste tegn til sammenvoksning, er ikke benyttet (Benedict 1968).

Det er vanskelig å skille de ulike Rh. species i felt. Muligheten er derfor til stede for å måle andre sp. Undersøkelser som er gjort på de forskjellige artene, viser at Rh. geographicum vokser like fort (Benedict 1967) eller raskere (Karlén 1975) enn andre species. På grunn av utvelgesmetoden vil det være sannsynlig å få en preferanse av

Rh. geographicum. Største målte eksemplar hadde lengste akse 98 mm. Flere eksemplarer hadde tilnærmet denne størrelsen, 93 - 97 mm.

Kommentar til metode og resultat. Den benyttede måle-metode er, i motsetning til de sammenlignede undersøkelser ved Jostedalsbreen, Storbreen og Hardangerjøkulen, bare basert på største målte eksemplar. De andre arbeidene bygger på gjennomsnittsdiameteren av de fem største eksemplarer (Andersen & Sollid 1971, Bornfeldt & Østerborg 1958, Mottershead & White 1972, Matthews 1974).

Når en skal sammenligne den kjente verdien med eksisterende vekstkurver fra omkringliggende områder, viser det seg at formen på vekstkurvene er meget omdiskutert. Dette gjelder mer vekstutviklingen enn veksthastigheten. I prinsippet er det to vekstkurver det strides om: 1) Den ene sigmoidale (Beschel 1961), som i prinsippet kan sammenlignes med de resultater som Mottershead & White (1972, 1973) finner for Tunsbergdalsbreen, Matthews (1974) fra Storbreen og Bornfeldt og Østerberg (1958) fra Bersetbreen, Nigardsbreen og Lodalsbreen. 2) Lineære vekstkurver. En kurve av denne typen er laget av Andersen & Sollid (1971) for Nigardsbreen. Dette lineære forhold har de overført til Midtdalsbreen på Hardangerjøkulen. Andersen & Sollid (1971) mener at man med forsiktighet kan sammenligne måleresultater fra Sydvest-Norge med kurven fra Nigardsbreen uavhengig av høyde over havet. Forutsetningen er imidlertid at veksthastigheten er lineær opp til en viss størrelse. Matthews (1974) har sammenfattet resultatene fra Vest-Norge (1-4 i fig. 101) og plottet dem inn på et lav-størrelse/alder diagram, fig. 102. På dette diagrammet er markert en linje for en lavstørrelse på 98 mm, og denne antyder at overflaten av Krokvannsryggen har vært uforandret siden 1750- til 1800-årene.

Det er påvist at veksten av Rh. sp. spesielt påvirkes av fuktighet. Nedbørsforholdene ved Tunsbergdalen, Midtdalsbreen og Krokvatnet er sammenlignbare med 2000 - 2500 mm i året for de to førstnevnte og 2500 mm eller mer i året for Krokvatnet (Østrem & Ziegler 1968). Innstråling er en annen viktig vekstfaktor, og Karlén (1975) mener å påvise at inn-

stråling og nedbør har omvendt innflytelse på veksten så lenge det er tilstrekkelig fuktighet til stede. Dette er imidlertid en faktor det ikke foreligger tilstrekkelige opplysninger om. Lokaliteten ved Krokvatnet ligger imidlertid lenger vest og har mildere klima enn de sammenlignede lokaliteter.

Det er flere faktorer som kan ha påvirket resultatet i begge retninger på tidsskalaen: Fordi det ikke er foretatt en frekvensanalyse på lavstørrelsen (Benedict 1967), er det mulig at jeg har målt eksemplarer med "abnorm" størrelse. Dette skyldes enten at de er eldre enn ryggen p.g.a. nedrasing av blokker fra bakveggen som allerede har vært be- vokst med lav (Benedict 1968), eller at de har hatt "ab- norme" vekstbetingelser (Stork 1963) og på den måten gitt ryggen en for gammel alder.

Et moment som i uheldigste fall vil gi for ung alder, er at ryggens begrensede utstrekning sammen med arealet av ugun- stige voksesteder førte til at den undersøkte flaten er betenkelig liten.

Det ovenstående kan ha medført at den første innvandring av lav ikke har blitt registrert. Beschel (1961: 1056) mener at noen hundrede kvadratmeter bør undersøkes. Ved forsøk foran Storglacieren i Norra Lappland viser Karlén (1975:22) at innenfor 30 ruter á 25 m² varierte maksimumsverdien for de målte lavene mellom 39 og 70 mm. Dette bekrefter bare Beschels mening om størrelsesorden på flaten. For å minske denne effekten for ung alder har jeg bare registrert det største eksemplaret.

Forsøk viser at Rhizocarpon sp. ikke kan overleve i ustabile områder. De kan overleve mer enn 5 år uten sollys, men i fuktig jord forsvinner den på samme tid (Benedict 1967). Den kan heller ikke overleve under en temperert bre eller et flerårig snødekke (Karlén 1975). Dette medfører at en aktiv bre ikke har gått over ryggen etter at den ble dannet (ryggen ville også høyst sannsynlig blitt ødelagt). Det har heller ikke ligget et flerårig snødekke over ryggen etter at den registrerte lavveksten begynte.

9.1.4. Firngrense.

Firngrensen i 1750 årene er beregnet til å ha vært 200 - 250 m lavere enn dagens (Liestøl 1960 s 485). Det er derfor meget sannsynlig at snøfonnen hadde en større utbredelse på denne tid. Senkningen av firngrensen har enten vært for kortvarig, eller ikke lav nok til at en fikk regenerert breer her på dette tidspunkt.

9.1.5. Orografisk snølinje.

Protalus ramparts blir ofte satt i forbindelse med den orografiske snøgrense. Gregory (1917:82) mener at de dannes over den orografiske snøgrensen, mens Blaghbrough & Breed (1967:769) finner at disse dannes nær den orografiske snølinje, og at den mer ekstreme klimatiske betingelse foreslått av Gregory, ikke var nødvendig for deres utvikling. Under den antagelse at ryggen ble dannet ca 1750, kan det se ut til at den orografiske snølinjen ved Krokvatnet ikke har vært så ulik dagens orografiske snølinje.

9.1.6. Konklusjon.

Jeg finner det sannsynlig at overflaten på ryggen ble dannet som protalus rampart da snøfonnen hadde større utstrekning enn dagens. Oppbyggingsprosessen ser ut til å ha vært avsluttet med de feilkilder som er nevnt i 1750 eller senere. Overflaten kan trolig ikke forbindes med avsmeltingen eller kalde perioder innen Preboreal. Muligheten for at kjernen er eldre holdes åpen, men ansees ikke som sannsynlig. Den indre ryggen er et resultat av aktiv protalus-dannelse.

9.2. Botnene, en indikasjon på manglende lokalglasiasjon etter isavsmeltingen.

Det er ikke funnet botnbre-avsetninger foran noen av botnene innen området, med unntak av avsetningen foran vann 611 NV for Botnavatnet. Randavsetningen ligger imidlertid slik til at breen ikke bare kan ha vært begrenset til botnen, men også til fjell-landskapet omkring, som indikert

i fig. 73. De aller fleste og best utviklede botnene finnes omkring fjellmassivet Gjønakvitingen (1239) - Gavlen (1245) - Rauaberg (1241) og det V-formede fjellpartiet med Tveitakvitingen (1299) i samløpspunktet mellom Storagrønovi (1082) og Høganovi (1102).

De største og best utviklede botnene er avmerket på fig. 103 og i tabell 9. Høyeste og laveste botn ligger med terskelen på henholdsvis 600 m og 1090 m. Begge vender mot vest. Mangelen på frontavsetninger foran alle botner i det undersøkte område viser at det ikke har vært noen botnbreaktivitet her etter at de høyeste toppene ble isfrie, og breene i hoveddallene kom under botnenes nivå. Botnene må derfor være dannet i en , eller sannsynligvis flere perioder, da klimaet favoriserte botnbredannelse med en påfølgende nedising eller fremrykning av dalbreer som botnbreene kunne drenere ut i, og på den måten fjerne løsmateriale. Ifølge de undersøkelserne som er gjort i området, er den yngste perioden botnene kan ha vært aktive i, Yngre Dryas. Eldre perioder er Allerød og kanskje Eldre Dryas og Bølling.

TABELLER.

Nr.	Innhold
1	Skuringsobservasjoner.
2	Marine terrasser.
3	Glasilakustrine-, glasilaterale- terrasser.
4	Kornfordelingsparametre.
5	Rundingsanalyser.
6	Steintellinger.
7	Skuringsstripenes fordeling i høyde og 20°sektorer.
8	Bregradienter.
9	Botner.

Tabell 1. Skuringsobservasjoner.

y = yngst k = kvartsgang eller kvartslinse m/meget fine
 e = eldre striper. Deles i grove-, fine- og meget fine str.
 ae = aller eldst ± = bevegelses retning ikke bestemt.

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
1	Kraanipa			198	J.Mangerud (dagb. 1966)
2	"			188	" "
3	V.Raudfjell			172	" "
4	Ø.Raudfjell			185	" "
5	Årland, Samnanger			174y 200e	" "
6	V.Norvikvann	197017	90	102± 199y 223	k, svake striper " " " "
7	S.Fitjavann	216024	300	141± 215	k, fine str., utydelige grove str.
8	Svendsdal	236023	160	224	k, fine str.
9	Dyrhovden	252044	390	231	k, "
10	Vassenden	258032	180	239	k, "
11	NV.Tysseland	228997	110	157± 193e 213y	k, meget svake str. k, fine, meget tydelige st k, " "
12	" "	233990	75	287	k, " "
13	" "			252ae 278e 334y	J.Mangerud (dagb.1966)
14	S.Langeland	236990	110	195	k, meget svak
15	N.Totland			184y 214e	J.Mangerud (dagb. 1966)
16	Ø.Frølandsdal	244983	90	297	k, tydelig, få flater viser striper
17	" "		90	275e 285 297	k, fine str. k, fine str. k, meget fine str.
19	N.Mørkhølen	255954	300	218e 243y	grove str. i bratt skrån- ning " " "
20	N.Mørkhølen	262000	180	175y 205 263ae	k, grov til fine str. k " " " k " " "

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
20	N.Mørkhølen	262000	180	315e	k, grove til fine str.
21	NØ.Høysæter	256025	400	147y 219e	k, meget fine str. k, fine str.
22	Høysæter	259021	360	130 147	k, fine, utydelige str. " " " "
23	SV. Tøfjell	265024	550	245	k, meget tydelige,
24	" "	275028	690	245	k, " "
25	Børdalsfjell	282994	780	288	k, grove str.
26	"	290998	650	263 271	k, grove str. utydelige k, grove str. tydelige
27	"	294003	550	260	grove str.
28	"	288005	760	274e 285y	meget grove str., rund- sva former meget grove str.
29	N.Børdalsfjell	297016	610	259y 275e	grove str. " "
30	Skeiskvanndalen	301009	460	227	k, fine str.
31	V.Rindarane	307001	580	191	grove str. i bratt skrån- ning
32	Flæfjell	304025	940	242- 245	k, meget fine str. " " " "
33	"	310020	780	227y 239e	k, få og grove str. k, meget fine, dominerer
34	SØ Flæfjell	314017	700	230	k, meget fine str.
35	Skeiskvanndalen	317011	620	221- 224	k, fine str. " "
36	"	315009	550	231- 235	grove str.
37	"	321015	550	237	k, meget fine str.
38	Rindarane	319005	800	180y 235- 253ae 275e	k, meget fine str. " " " " " " " " " " " "
39	"	323006	800	175	grove str.
40	Røyro	324000	610	127- 129	k, meget fine str., ufri posisjon
41	SØ Rindarane	232000	600	248e 289y	k, grove str " " "

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
42	Sandvensæter	309994	450	292	k, fine str.
43	NV Måvotno	320995	440	158	korte tydelige
				179y	" "
				277e	grove str.
44	N Måvotno	326992	440	288	k, grove str.
45	Kvamskogen	337984	430	129y	korte, kraftige str.
				322e	fine str. dominerende
46	S Botnanut	365971	380	105±	grove str.
47	" "	364981	790	255y	k, meget fine str.
				289e	" " " "
48	"	367992	970	221y	k, fine str.
				250e	grove str.
49	"	368996	1020	243	k, fine str.
50	N "	370006	1030	205y	k, fine str.
				229e	" " "
				235ae	grov skuring, rundsva
51	V Myklavatn	378016	990	149y	korte kraftige str.
				219e	fine str.
				220ae	rundsv, furer.
52	" "	383005	980	169	grove str.
53	S "	380000	990	197y	grove str.
				225e	" "
54	" "	380995	870	197	grove str.
55	Torefjell	417008	980	193	grove str.
				207	" "
56	"	421008	1030	163y	grove str.
				207e	meget grove str.
57	N Torefjell	409011	920	207	k, fine str.
58	Gråtindane	407020	1017	181	grove str.
59	"	403027	1010	127	usikre str.
				185	grove str.
60	Ø Gråtindane	415032	680	67±	grove str.
				98±	" "
61	" "	415035	590	117	grove str.
				129	" "
62	" "	420039	450	55±	k, meget fine, svake
63	N Fitjadalsvann	433031	320	117	grove str.
64	NØ Fuglafjell			190	Villand(pers. med.)
65	" "			180	" "

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
66	Manfjell			185	Villand (pers.med)
67	"			185	" "
68	Geitafjell			240	H. Holtedahl(1967)
69	"			248	"
70	Hamlagrøvan			120	"
71	"			150	"
72	"			124	"
73	"			142	"
74	Botnen			170	S.A.Sexe(1866)
75	Torpeflyane sæter			193	J.Rekstad(1911)
76	Fykkesundfjord			180	S.A.Sexe(1866)
77	"			140	"
78	Steinstø			165	H.Holtedah1(1967)
79	Bjelkanes			138e 204y	"
80	Bergstø			236	"
81	Kvamsøy			132e 178 204	"
82	"			220	"
83	Eidesvaagen			184	"
84	Tangen lykt			226	"
85	Ljones			195	"
86	Norheimsund	429957	7	92 ay fine striper 104y 127 190e 256ae	" " " "
87	Krokavann	418939	600	113ay k, fine striper 123 k, fine str. 135y grove str., k, fine str. 145 mindre grove str. 193 k, grove str. 199e grove str. 207 k, grove str. 235ae grove str.	
88	S Krokavann	403916	630	170	grove str.
89	N Vesoldo	398901	910	195- 200	grove str. dominerende

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
90	Svinadalen	368944	180	60±	korte, svake str.
91	"	365941	200	34±	" " "
92	Holsæter	346914	410	170	grove str.
93	"	348912	420	185	k, fine str.
				191	k, fine str., dominerer
94	Strandadalen	339918	460	172	k, grove til fine str.
				196	" " " " "
95	"	326911	330	138	fine str.
96	"	333893	130	180	" "
97	"	341867	110	166	grove furer, rundsva.
98	Kvamskogen	352957	500	280	grove str. rundsva
99	"	334981	480	305	k, meget fine str., utydelige
100	Fossdalsheii	314981	580	283	k, fine str.
101a	NØ Heiavatn	329977	540	95±	fine str.
				115±	k, grove str.
101b	N "	323974	560	115±	k, meget fine str., bare på k høyeste partier.
102	"	326970	560	315	k, meget fine str.
103	Ø "	328969	510	303	k, meget fine str.
104	" "	333969	440	298	k, fine str.
				307	k, svake str.
105	Kvamskogen	335964	220	102	fine str.
				153±	" "
107	N Mødal	332946	560	33-	k, meget fine str., bare på k høyeste partier
				38y	
				139-	k, fine str., finnes i
				175e	1-2mm dype forsenkn.
108	S "	328937	610	150	fine str.
109	V "	327946	660	29±	k, meget fine str.
110	" "	325944	590	23±	k, meget fine str.
111	" "	327940	620	45±	k, meget fine str.
112	NV Såta	325932	740	177	k, meget fine str., bare på k høyeste partier
113	SV Eikjedalsvannet	294986	480	287	k, grov til fine str.
				303	k, " " " "
114	Rabalheii	292978	699	263	k, fine str. på noe
				267	ruglete flate
115	SØ Rabalheii	295969	840	267	k, grove til fine str. på blankpolert flate

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
116	Bjørnahiet	295967	900	275 295	meget grove til grove striper, rundsva
117	"	302952	1070	255e 275y	grove striper " "
118	Høganovi	308942	1100	272	k, fine str., blankpolert flate, meget frittliggende
119	V såta	322930	850	145- 155	k, meget fine str., bare k topper er polert
120	Ø Krokvatn	314927	950	138	k, meget fine str.
121	" "	311928	1026	105	k, fine str.
122	SØ Krokvatn	310924	1010	107	k, fine til grove str.
123	" "	307920	1020	127	grove striper, dominerer
124	Ø Tveitakvitingen	306915	1030	104	korte tydelige str.
125	Ø "	301914	1150	115	" " "
126	N Storagrøet	364984	330	265 275	k, fine str. " " "
127	" "	272979	200	295	k, grove str.
128	Loni	262987	230	277y 311e	grove str. " "
129	N Storagrøet	263984	340	259	k, fine str.
130a	" "	264981	350	255	k, fine str.
130b	" "	266976	450	269	k, grove str.
131	" "	271 72	520	281	grove str.
132	Ø "	278961	710	57y 341e	k, svak, bare på k's topp k, fine str.
133	Storagrønovi	283950	820	35y 317e	k, meget fine str. fine str.
134	Storagrønovi	281948	1040	27y 283ae 307e	k, fine str., bare på k's topper k, fine str. k, fine str.
135	Storagrønovi	282943	1080	35y 317e	k, utydelige str. bare på k's topper, ellers som grove korte str. k, fine str., dominerer
136	S Krokvatn	303923	1100	32	korte, svake str.
137	SØ tveitakvitingen	314895	810	229	k, fine str.
138	Øvre Hålandsdal	302886	120	149	grove str.

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
139	Øvre Hålandsdal	308865	100	170	grove str.
140	" "	300843	50	198	" "
141	S Røyndalsæter	330855	370	111y 238e	k, meget fine str. meget grove str., rund- sva
142	Strandebarm	339851	120	126	grove str.
143	"	338852	140	119±	k, fine str.
144	"			216	H.Holtedahll(1967)
145	Daurmaalseggi			268	" " "
146	"			268	" " "
147	Jarland	246973	140	33±	k, svake str.
149	N Jarlandsfjellet	251972	350	262	k, grove str.
150	" "	257960	660	275	grove str.
151	N "	257960	730	285 293 303	grove str " " " "
152	"	257940	1050	295	grove utydelige str.
153	"	270925	1110	235- 255	grove utydelige str. " " "
154	Rauaberg	273924	1120	213	meget grove str.
155	"	274919	1200	258	grove str.
156	V Rauaberg	264916	920	195	grove str.
157	" "	266910	1080	225y? 225ae 300e	grove str. " " " "
158	V Gavlen	271906	920	263- 285	grove str. " "
159	Ø "	277901	1200	89	fine str.
160	"	277900	1245	198y 238e	" " " "
161	S Gjønakvitingen	274875	780	155y 192- 197e	lange, kraftige str. Kortere, dominerende str.
162	" "	282883	850	226	grove str.
163	" "	285880	950	220	meget grove str.
164	Gjøn		110	250	I.Aarset(1971)
165	Berland		260	230y 250e	" " " " " "

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
166	N Holmane	232940	450	6	K, fine, svake str.
167	V Haugsfjellet	244954	680	350	k, fine, svake str.
168	V Tindafjell	226924	870	197y	grove str.
				250e	k, meget fine str.
169	" "	238 926		258	J.Mangerud(dagb.1966)
170	" "	224926		258	" " "
171	" "	232926		316 220e	" " "
				308-	
				334	
172	" "	237924		228-	" " "
				240y	
				250e	
173	SØ "	242920		178	" " "
				200	
174	NØ Gråfjell	233914		114	" " "
175	" "	233911		126	" " "
176	N Spongatjern	235915		114	" " "
177	" "	238911		130-	" " "
				150e	
				188y	
178	" "	238914		130	" " "
179	" "	237917		118e-	" " "
				144y	
180	" "	240914		138e-	" " "
				170y	
181	" "	244913		118	" " "
182	Ø "	246912		130	" " "
				158	
183	" "	243906		108y-	" " "
				174e	
184	" "	251909		160	" " "
				184	
185	" "	252909		174	" " "
186	" "	"		180e	" " "
				270y	
187	" "			160	" " "
189	" "			76	" " "

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
190.	Ø Spongatjern			64	J.Mangerud(dagb. 1966)
191	" "	243897		48	" " "
192	SØ Spongatjern	238896		22	" " "
				268	
193	" "	287893		348	" " "
194	" "	235894		308	" " "
				346	
195	V "	232897		240	" " "
196	" "			232	" " "
197	" "			250	" " "
198	S "	229893		242-	" " "
				258	
199	" "			258-	" " "
				286	
200	" "			194-	" " "
				228 _y	
201	Ottanosi	239884	890	146y-	grove str.
				166e	" "
202	"	235880	910	133y	fine str.
				235e	grove str.
203	"	235873	890	115y	korte, svake str.
				132	grove str.
				153	" "
				165e	" "
204	Ø Botnavatn	225889		174	J.Mangerud(dagb.1966)
205	S "	224877		150-	" " "
				178	
206	" "	224872	520	167	grove str.
207	" "	225860		154	J.Mangerud(dagb.1966)
208	Ø Engelifjell		540	140	I.Aarseth(1971)
209	" "		660	134y	" " "
				154e	
210	N "	207871	700	235	meget grove str.
211	Engelifjell	200870	700	235	meget grove str.
212	"	203873	700	211	grove str.
213	SV Botnavatn	201881	570	269	grove str.
				285	" " ,dominerer

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted.	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
214	SV Botnavatn	194882	570	247	meget grove str.
215	S "	219879	510	172	grove str.
216	" "	215883	520	169	grove str.
217	Trælafjell	200894	830	241	grove str.
218	"	210904	750	255	grove str. i bratt skråning
219	V Botnavatn	212897	560	187	grove str., utydelige
220	NV "	216905	620	185	grove str., utydelige
221	N Trælafjell	208910	740	255e	grove str.
				285	" "
				297	fine str.
222	" "	204913	710	221-	fine str.
				227	" "
223	Ø Skaarafjell	215918	710	215y	k, finestr.
				279e	" "
				327ae	k, fine str.
224	" "	217913	720	234e	grove str.
				250y	" "
225	Gråfjell	225912		224-	J.Mangerud(dagb.1966)
				234	
226	"			194-	" " "
				218	" " "
227	"	226913	830	203e	grove str.
				218	" "
				228	k, grove str.
				240y	grove str.
228	"	229914		134y	J.Mangerud(dagb.1966)
				230e	
229	N Gråfjell	226916		234	" " "
230	NV "	222916	750	242-	k, fine str.
				249	" " "
231	" "	221917		220	J.Mangerud(dagb.1966)
232	V Skaaravatn	224918	790	195	grove str.
233	N "	229924		204-	J.Mangerud(dagb.1966)
				214	
234	Barmen, Tysse	200971		258ae	J.Mangerud(dagb.1966)
				301e	
				320y	
235	" "	190969	50	265	meget grove str.

Tabell 1. Skuringsobservasjoner (forts.)

Nr.	Sted	U.T.M. koord.	Høyde m.o.h.	Retn. i	Merknader
236	Nygaard	175961		240	J.Mangerud(dagb.1966)
237	Altsæterdalen	190924	240	221y- 242e	Korte, fine str. grove str.
238	"	287913	260	208	k, grove str.
239	Aadland	160870		222	J.Mangerud(dagb.1966)
240	Aadlandsdalen			208e 229y	" " "
241	Kråkelihedda		210	190	I.Aarseth(1971)
242	Altatjørnhaug		250	190y 225e	" " "
243	Havskår		75	210e 255y	" " "
244	Hellandsfjell		450	262	" " "
245	Botnane, Havskår		110	200 220	" " "
246	Hellandsfjell		490	235	" " "
247	"		610	266	" " "
248	"		720	265	" " "
249	"		700	185 235 255	" " "
250	S Engeli vann		640	174	" " "
251	Hellandseter		600	178y 236e	" " "
252	"		520	174	" " "
253	"		430	224	" " "
254	Eikelandssosen		230	254	" " "
255	"		35	240y 254e	" " "
256	Skjeldbreid		150	240	" " "
257	"		270	246	" " "
258	S Botnavatnet		590	164	" " "
259	Holdhusstølen		350	148	" " "
260	V Heihillerhornet		370	204	" " "
261	N "		430	224	" " "
262	NØ "		480	232	" " "
263	S "		290	246	" " "
264	Ropeidet		120	248	" " "
265	Trengereid			185	J.Mangerud(dagb.1966)

Tabell 2. Marine terrasser

Lok nr.	Sted	Høyde m o.t.	Beskrevet av	
1	Rolvsvåg, Samnanger	70		
2	Nordbø, "	75		
3	Aldal, "	76		
4	Ytre Tysse, "	74	C.F.Kolderup (1908)	*
5	Indre Tysse, "	76	J.Mangerud (1966)	*
6	Gåsdal, Frølandsdal	76		
7	Tysseiland, "	74	J.Mangerud (dagb.1966)	*
10	Frøland skole, Frølandsdal	79	J.Mangerud (dagb.1966)	*
11	Ulland, "	73		
14	Neteland, Steinsdalen	85		
15	" "	79		
16	Nybø "	85		
17	Byrkjeland "	81		
18	Øystese	84	H.Holtedahl (1975)	
19	Øystese gård, Øystese	93		
20	Botnen, Fykkesundfjord	83		
21	Flatabø, "	90-94	J.Rekstad (1911)	*
22	Indre Ålvik	107		
23	Lussand	85	H.Holtedahl (1975)	*
24	Kinsarvik	110	H.Holtedahl (1975)	
25	Aadlandsdalen	76	J.Rekstad (1911)	**
26	Havskår, Eikelandsfjorden	76	I.Aarseth (1971)	
28	Dallan, Fusafjorden	72	C.F.Kolderup (1908)	**
29	For, Fusa	67	J.Rekstad (1911)	**
30	Hauge, Strandvik	77	I.Aarseth (1971)	
31	Skjeldbreid, Skjeldbreidvn.	78	C.F.Kolderup (1908)	**
32	Gåsakilen, Vengsvannet	79	I.Aarseth (1971)	
33	Eide, Gjønavannet	82	I.Undås (1964)	**
34	Gjøn, "	79	I.Aarseth (1971)	
35	Ø. Bolstad, Ø.Haalanddal	85	I.Aarseth (1971)	
36	Skogasel, Strandebarm	94	J.Mangerud (dagb.1966)	
	" "	91	H.Holtedahl (1975)	
37	Fosse, "	75	H.Holtedahl (1975)	
39	Skeie, Guddalen	88	H.Holtedahl (1975)	

Tabell 2. Marine terrasser (forts.)

Lok nr.	Sted	Høyde m o.t.	Beskrevet av
40	Ænes	102	J.Rekstad (1911)
41	Baldersheim	77	I.Undås (dagb.1951) **
42	Hjartåker, Nordtveitgrend	74	I.Aarseth (1971)
43	Trengereid, Sørfjorden	64	H.Kaldhol (1941)
44	Vaksdal, "	68	C.F.Kolderup(1908)
45	Odda, Hardanger	96	I.Undås (1964)

* kontrollmålt av M.Hamborg

** kontrollmålt av I.Aarseth.

Tabell 3. Glasilakustrine-, glasilaterale-terrasser.

Sted	Høyde m o.t.	Beskrevet av
Totland, Frølandsdal .	81	Mangerud (1966) *
Jarland, "	81	
Apal-luren' "	80-82	
"Solåsterrassen", Frølandsdal.	84	
"Hytteterrassen", "	128-130	
Dal S for Frølandsvannet.	143	
" " " "	110	

Tabell 4.

Kornfordelingsparametre etter Selmer-Olsen (1954) er Md og So,
 Otto (1939) & Inman (1952) er Sg,
 Folk & Ward (1957) er Mz, Si, Ski og Kg.
 Si-verdier er omregnet til So etter ligningen $So = Si/2,46$.

Prøve nr.	Sted	U.T.M. koord.	Md (mm)	So	Sg (Φ)	Mz (Φ)	Si (Φ)	Ski	Kg	$\frac{Si}{2,46}$	$So - \frac{Si}{2,46}$	Matr. type
1	"Hyttetr.", Frølandsdal	243972	0,1	0,33	0,85	3,2	1,3	-0,27	3,40	1,51	-0,16	GL
2	" "	"	2,05	1,46	3,4	-0,5	2,82	0,28	0,74	1,15	0,31	GF
3	" "	"	0,11	0,84	2,85	2,0	2,74	-0,56	1,19	0,90	-0,06	GF
4	Haug,	242975	2,1	0,88	2,1	-0,9	2,29	0,19	1,16	0,93	-0,05	GF
5	Jarland,	244977	1,9	1,24	2,8	-0,7	2,63	0,16	0,83	1,07	0,17	GF
6	" "	243976	0,14	1,78	4,1	2,1	3,96	-0,11	0,86	1,61	0,17	M
7	Frøland ,	242983	0,077	0,30	0,7	3,73	0,73	0,24	0,85	0,30	0	GM
8	Holmane, Haugsdalen	239962	0,33	1,66	3,80	1,0	3,36	-0,21	0,69	1,37	0,29	M
9	"Solåstr.", Frølandsdal	237999	1,4	1,78	3,65	0,0	3,27	0,23	0,64	1,32	0,46	GF
10	Holmane, Haugsdalen	245961	0,09	0,64	2,3	2,6	2,35	-0,65	1,20	0,96	-0,32	Am
11	Apal-luren, Frølandsdal	247981	2,8	1,00	3,1	-0,5	3,15	0,42	1,16	1,28	-0,28	S
12	" "	"	4,0	0,78	1,85	-1,8	1,87	0,24	0,66	0,76	0,02	GF
13	Tveiterås,	246977	0,08	0,28	0,65	3,7	0,67	-0,02	1,05	0,27	0,01	GL
14	" "	"	0,06	0,66	2,90	3,0	2,95	-0,59	1,84	1,20	-0,54	M
15	" "	247978	3,5	0,82	1,95	-1,57	1,87	0,23	0,86	0,76	0,06	GF
16	" "	b "	0,11	0,4	0,95	3,17	1,03	-0,11	1,14	0,42	-0,02	GF
17	" "	"	5,9	0,6	1,5	-2,40	1,54	0,29	1,12	0,63	-0,03	GF
19	" "	"	1,3	1,8	3,80	0,30	3,41	0,29	0,68	1,39	0,41	S
20	Mørkhølen, Børdal	256992	2,4	1,8	3,85	-0,33	3,40	0,38	0,61	1,38	0,42	M

Tabell 4. Kornfordelingsparametre.

Tabell 4 (forts.)

Prøve nr.	Sted	U.T.M. koord.	Md (mm)	So	Sg (Ø)	Mz (Ø)	Si (Ø)	Ski	Kg	$\frac{Si}{2,46}$	So- $\frac{Si}{2,46}$	Matr. type
21	Holmane, Haugsdalen	243963	0,31	1,8	4,0	1,2	3,85	-0,21	0,69	1,46	0,34	M
22	" "	"	1,2	1,56	3,4	0,1	2,97	0,15	0,73	1,21	0,35	M
23	" "	"	1,7	1,44	3,4	-0,23	3,05	0,34	0,77	1,24	0,20	M
35	Tysseiland, Frølandsdal	233980	2,8	1,62	3,35	-0,9						Ma
36	" "	"	1,1	1,10	2,40	-0,77	2,20	-0,11	0,62	0,89	0,21	GF
42	Ulland, Frølandsdal	241978	3,8	0,88	2,35	-1,17	2,24	0,44	0,99	0,91	-0,03	GF
43	" "	"	1,0	0,66	1,8	0	1,84	0,07	1,10	0,75	-0,09	GF
44	" "	"	0,053	0,24	0,55	4,23	0,64	0,07	1,08	0,26	-0,02	GL
45	" "	"	4,2	0,78	1,8	-1,83	1,95	0,29	1,08	0,79	-0,01	GF
46	" "	"	0,95	0,42	1,0	0,03	1,12	0,15	1,40	0,46	-0,04	GF
47	" "	"	5,0	0,68	1,6	-2,13	1,78	0,11	0,46	0,72	-0,04	GF
48	Tysseiland, Frølandsdal	233980	2,4	0,90	2,1	-1,17	1,97	0,12	0,81	0,80	0,1	GF
49	" "	"	0,075	0,18	0,60	3,76	0,60	0,18	1,18	0,24	-0,06	GL
50	Eikjålen	300996	0,55	1,66	3,5	0,50						M
51	"	301000	4,0	0,86	2,25	-0,97						
52	"	"	0,50	1,60	3,3	0,67						M
60	Ytre Tysse	214975	5,7	0,75	1,85	-2,43	2,08	0,38	1,19	0,85	-0,10	GF
62	" "	213975	3,8	0,75	2,05	-1,87	2,14	0,29	1,21	0,87	-0,12	GF
64	" "	"	0,075	0,36	0,75	3,83	0,78	0,05	1,11	0,31	0,05	GM
71	Massetak, Neteland	376951	1,6	1,38	3,25	0,0	3,03	0,15	0,81	1,23	0,15	M
72	S.Teigeelva, Neteland	379951	0,06		0,8	4,33	0,87	0,17	1,16	0,35	-0,3	GF
74	Neteland gård	376951	1,8	1,20	2,4	-1,06	2,45	-0,06	0,93	1,00	0,20	GF
75	V.Neteland gård	378949	0,13	2,04	4,55	1,83	4,02	-0,28	0,68	1,63	0,41	M

Tabell 4. Kornfordelingsparametre (forts.).

Tabell 4 (forts.).

Prøve nr.	Sted	U.T.M. koord.	Md (mm)	So	Sg (Ø)	Mz (Ø)	Si (Ø)	Ski	Kg	$\frac{Si}{2,46}$	$So - \frac{Si}{2,46}$	Matr. type
77	Neteland	379952	3,2	1,0	2,35	-0,77	2,46	0,34	1,18	1,0	0	F
78	Bøen, Stinsdalen	382953	2,1	0,88	2,0	-0,80	2,11	0,03	1,03	0,86	0,2	GF
84	Byrkjeland, Steinsdalen	389951	1,1	1,0	2,4	-0,60	2,22	-0,24	0,81	0,90	0,10	F
85	Symra, "	402958	0,009	0,7	1,75							Ma
87	Nybø, "	380954	3,8	1,36	3,05	-1,5	2,96	0,34	0,88	1,21	0,15	GF
88	" "	382956	0,096	0,74	2,1	2,53	2,29	-0,26	1,53	0,93	-0,19	M
90	Steine, "	392958	5,0	0,86	1,95	-2,07	1,90	0,15	0,82	0,77	0,09	F

M = morene, Ma = marin, GF = glasifluvial, GL = glasilakustrin, F = fluvial
 Am = ablasjonsmateriale, S = solifluksjonsmateriale, GM = glasimarin.

Tabell 5. Rundingsanalyser.

Klasseinndeling etter Pettijohn (1957).

M = morene, G = glasifluvialt, F = fluvialt.

Prøve nr.	Sted	Matr. type	i %					Tette stein
			Kantet	Kant-rundet	Sub-rundet	Rundet	Godt-rundet	
60	Øvre terrasse, Ytre Tysse	G	43	30	23	4	100	
62	Store " " "	G	62	31	7		100	
71	Neteland, Norheimsund	M	33	43	22	2	92	
73	" "	G	49	27	22	2	100	
77	Netelandshagen, "	F	3	13	43	33	8	100
78	Bøen, "	F	5	39	37	17	2	100
84	Byrkjeland, "	F		26	39	25	10	100
87	Nybø, "	G		40	42	16	2	100
90	Steine, "	F	3	13	43	33	8	63
101	Ulland, Frølandsdal	G	1	28	43	20	8	100
102	N. Frølandsdal	G		34	41	20	5	100
103	Tysseland, Frølandsdal	G		57	32	9	2	100
104	V. Holmane, Haugsdalen	M	5	48	30	16	1	100
105	Jarland, Haugsdalen	G		44	41	15		100
107	Byrkjeland, Norheimsund	G	2	34	46	18	2	100
108	" "	F	2	45	35	15	3	100
109	Apal-luren, Frølandsdal	G	9	38	30	20	3	100
110	V. Movatnet, Norheimsund	F		14	33	38	15	100

Tabell 6. Steintellinger.

Prøve nr.	Sted	Matr. type	Fraksjon i mm.	i %					Telte stein.
				Sure, krystallinske bergarter.	Gabbro, amfibolitt.	Kvartsittiske bergarter.	Anorthositt.	Fyllittiske bergarter.	
60	Øvre terrasse, Ytre Tysse	G	> 8	55	4	20	5	16	100
			8-4	45	12	20	4	19	100
			4-2	48	14	21	3	14	100
62	Store terrasse, " "	G	> 8	67	4	10	4	15	100
			8-4	61	6	17	2	14	100
			4-2	56	9	20	3	12	100
71	Neteland, Norheimsund	M	> 8	40	3	14		43	92
			8-4	25	15	12		48	100
			4-2	33	10	10		47	100
73	" "	G	> 8	41	4	9		46	100
			8-4	44	6	8		42	100
			4-2	37	10	16		37	100
75	" "	M	8-4	35	10	6	7	43	100
			4-2	26	10	20	7	37	100
77	Netelandshagen, "	F	> 8	15	8	5		71	100
			8-2	11	11	5		73	100
78	Bøen, "	F	> 8	33	13	12		42	100
			8-2	33	12	14		41	100
84	Byrkjeland, "	F	> 8	38	5	11		46	100
			4-2	40	8	13		39	100
87	Nybø, "	G	> 8	43		13		44	100
			8-4	36	10	14		40	100
88	Ø. Nybø, "	M	4-2	30	10	12		48	100
90	Steine, "	F	> 8	12	8	21		59	63
			4-2	18	16	20		46	100

Tabell 6. Steintellinger (forts.).

Prøve nr.	Sted	Matr. type	Fraksjon imm.	i %						Telte stein.
				Sure, krystallinske bergarter.	Gabbro, amfibolitt.	Kvartsittiske bergarter.	Anorthositt.	Fyllittiske bergarter.		
101	Ulland, Frølandsdal	G	>8	59	12	16	4	19	100	
102	N. (Sulstremmen) "	G	>8	54	5	10	5	19	100	
103	Tysseiland, "	G	>8	51	10	19	4	16	100	
104	V.Holmane, Haugsdalen	M	>8	59	5	14	6	16	100	
107	Byrkjeland, Norheimsund	G	>8	43	5	13		39	100	
108	" "	F	>8	32	5	19		44	100	
110	" "	F	>8	28	5	6		61	100	

Tabell 7.

De målte skuringstripers fordeling i høyde og 20° sektorer.

A= antall målte skuringstriper i hver sektor i høydeintervallet.

Sh.= sum av antall målte skuringsstriper i hvert høydeintervall.

$\% = \frac{A \cdot 100}{Sh.}$ Prosent av antall målte skuringstriper i hver sektor pr. høydeintervall.

Sektorene er benevnt som 1,2,3----,18..Hver sektor er på 20° slik at gradene fordeler seg: 1=1-20°, 2= 21-40°, 3= 41-60°,---, 18=341-360°.

Høyde \ Sektor intervall i m	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	Sh.
1001-1300 A		2				1	2	1	1	7	5	5	6	3	2	3			38
1001-1300 %		5				3	5	3	3	18	13	13	16	8	5	8			
801-1000 A		1				2	3	5	6	11	9	13	9	4	2	2	2		69
801-1000 %		1				3	4	7	9	16	13	19	13	6	3	3	3		
601- 800 A		1	2	4	3	10	15	10	11	15	9	14	19	15	9	2	1	4	144
601- 800 %		1	1	3	2	7	10	7	8	10	6	10	13	10	6	1	1	3	
0-600 A	1	2	1	2	3	10	9	12	14	18	15	21	19	15	19	9	5		175
0-600 %	1	1	1	1	2	6	5	7	8	10	9	12	11	9	11	5	3		
Sum antall striper i hver sektor.	1	6	3	6	6	23	29	28	32	51	38	53	53	37	32	16	8	4	426 Total
Prosent antall striper i hver sektor.	0	1	1	1	1	5	7	7	8	12	9	12	12	9	8	4	2	1	

Tabell 7. Skuringsstripenes fordeling i høyde og 20° sektorer.

Tabell 8. Bregradienter.

Sted	Gradienter	Beskrevet av	
Hardangerbreen	0 - 9km 40m/km	9 - 42km 17 (15)m/km	Follestad (1970)
Strandvik	0 - 4km 100m/km		Aarseth (1971)
Tysnes	170m/km i fronten		Aarseth (1971)
Fusafjord	0 - 5,5km 50m/km		Aarseth (1971)
Fanafjord	0 - 3km 83m/km		Årseth & Mangerud (1974)
Børdalsbreen	0 - 0,3km 330m/km		
Eikjedalsbreen	0 - 1,3km 250m/km	1,3 - 2,3km 100m/km (bratteste part: 290m/km)	

Tabell 9. Botner.

Lok. nr.	Sted	H.o.h. terskel	Orient.	Topp bakv.	Diff.
1	Kjelen	762m	60°NØ	960m	200m
2	Storavatnet	689m	90°Ø	960m	180m
3	V Høganovi	849m	300°NV	1020m	180m
4	SV Storagrønovi	780m	320°NV	840- 1020m	60- 240m
5	Kvanneviksvatnet	630m	270°V	780m	150m
6	Rauabergsvatnene	935m	180°S	1080m	120m
7	"	1000m	250°V	1110m	110m
8	"	940m	270°V	1240m	300m
9	Stolavatn	783m	250°V	1020m	240m
10	SV for Gavlen	1090m	260°V	1180m	90m
11	NV for Botnavatnet	780m	220°SV	700m	90m

LITTERATURLISTE

- Aa, A.R. 1974: Isavsmeltinga i Eksingedalen og områda omkring. Hovedoppgave. Univ. i Bergen (upubl.).
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. Boreas 3, 2 - 22.
- Andersen, B.G. 1954: Randmorener i Sørvest-Norge. Norsk geogr. Tidsskr. 14, 273 - 342.
- Andersen, B.G. 1960: Sørlandet i sen postglacial tid. Norges geol. Unders. 210, 3 - 142.
- Andersen, B.G. 1968: Glacial Geology of Western Troms, North Norway. Norges geol. Unders. 256, 1 - 160.
- Andersen, J.L. & Sollid, J.L. 1971: Glacial Chronology and Glacial Geomorphology in the Marginal Zones of the Glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 25, 1 - 38.
- Anderson, E.M. 1951: The Dynamics of Faulting. Olivier & Boyd, Edinburgh & London, 206 s.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1967: Et pre-borealt brefremstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. Univ. i Bergen Årb., ser.A 7, 5 - 42.
- Anundsen, K. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. Norges geol. Unders. 280, 1 - 24.
- Benedict, J.B. 1967: Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, U.S.A. I. Establishing a lichen growth curve. Jour. Glaciol. 6, 817 - 832.
- Benedict, J.B. 1968: Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, U.S.A. II. Dating the glacial deposits. Jour. Glaciol. 7, 77 - 89.
- Bennet, Jr., Lee, C. & Savin, S.M. 1963: The natural history of the Hardangerfjord. 6. Studies of the sediments of parts of the Ytre Samlafjord with the continuous seismic profiles. Sarsia 14, 79 - 93.
- Bergström, B. 1975: Deglaciasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest Norge. Norges geol. Unders. 317, 33 - 68.
- Beschel, R.E. 1961: Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). Geol. of the Arctic Proc., 1st Int. Sympos., Arct. Geol. II: 1044 - 1062.
- Blagbrough, J.W. & Breed, W.J. 1967: Protalus ramparts on Navajo Mountains, southern Utah. Am. Jour. Sci. 265, 759 - 772.

- Bornfeldt, F. & Østerborg, M. 1958: Lavarter som hjælpmedel i datering av ändmoräner vid norska glaciärer. Stockholm Högskola Geografiska Proseminariet, October, 1958. (microfilm).
- Buckley, J. 1969: Gradients of Past and Present Outlet Glaciers. Geol. Surv. Pap. Can. 69, 1 - 13.
- Dreimanis, A. 1953: Studies of friction cracks along shores of Cirrus Lake and Kasakokwog Lake, Ontario. Am. Jour. Sci. 251, 769 - 783.
- Embleton, C. & King, C.A.M. 1975: Periglacial Geomorphology. Edvard Arnold Ltd., London, 203 s.
- Fareth, O.W. 1970: Brerandstadier i midtre og indre Nordfjord. Hovedoppg. Univ. i Bergen (upubl.).
- Flint, R.F. 1971: Glacial and Quaternary Geology. John Wiley and Sons, Inc. N.Y., 891 s.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957: Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. Jour. Sed. Petrol. 27, 3 - 27.
- Follestad, B.A. 1970: Deglasiasjonsforløpet på den sydvestlige del av Folgefonnhalvøya. Hovedoppg. Univ. i Bergen (upubl.).
- Follestad, B.A. 1972: The Deglaciation of the South-Western Part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland. Norges geol. Unders. 280, 31 - 64.
- Genes, A.N. 1978: Glacial geology of the island Stord, west Norway. Norsk geol. Tidsskr. 58, 33 - 49.
- Gjessing, J. 1953: Skuringsanalyse til belysning av isresesjonen ved Oslofjorden. Norsk geogr. Tidsskr. 41, 77 - 99.
- Gjessing, J. 1965: On "plastic scouring" and "subglacial erosion". Norsk geogr. Tidsskr. 20, 1 - 37.
- Gregory, H.E. 1917: Geology of the Navajo country, a reconnaissance of parts of Arizona, New Mexico, and Utah. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 93, 161 s.
- Harris, S.A. 1969: The meaning of till fabrics, 143 - 164 i Nelson, J.G. & Chambers, M.J.(eds), Geomorphology, Methuen. Toronto, 399 s.
- Hillefors, Å. 1969: Västsveriges glaciala historia och morfologi. Lunds Univ. geogr. inst. avh. 60.
- Hiortdahl, Th. & Irgens, M. 1862: Geologiske Undersøkelser i Bergens omegn. Universitetsprogram. 2. halvår. Christiania.
- Holtedahl, H. 1967: Notes on the formation of fjord & fjordvalleys. Geogr. Ann. 49 Ser. A, 188 - 203.

- Holtedahl, H. 1975: The Geology of the Hardangerfjord, Vest Norway. Norges geol. Unders. 323, 1 - 87.
- Inman, D.L. 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. Jour. Sed. Petrol. 22, 125 - 145.
- Johannson, C.E. 1965: Structural studies of sedimentary deposits. Geol. Fören. Stockh. Förh. 87, 3 - 61.
- Kaldhol, H. 1941: Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. Hellesylt, 200 s.
- Karlén, W. 1975, Lichenometrisk datering i Norra Scandinavien - metodens tillförlitlighet och regionala tillämpning. Univ. Stockh., Naturgeogr. Institutionen, Forskningsrapport 22, 71 s.
- Kolderup, C.F. 1908: Bergensfeltet og tilstøtende trakter i sen glacial og postglacial tid. Univ. Bergen Årbok 1907, 1 - 266.
- Kolderup, C.F. 1915: Fjeldbygningen i strøket mellem Sørfjorden og Samnangerfjorden i Bergensfeltet. Univ. i Bergen Årbok 1914-1915, 1-257.
- Kolderup, C.F. & Kolderup, N.H. 1940: Geology of the Bergen arc system. Univ. Bergen Skr. 20, 137 s.
- Krumbein, W.C. & Pettijohn 1938: Manual of Sedimentary Petrography. Appleton - Century - Crofts, Inc. New York, 549 s.
- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1978: Senglasiale undersøkelser på Sotra. Arkeo 1, 27 - 31.
- Kvale, A. 1946: Petrologic and Structural Studies in the Bergsdalen Quadrangle, Western Norway. Part I. Petrography. Univ. Bergen Årbok 1945 Ser. A 1, 201 s.
- Kvale, A. 1948: Petrologic and Structural Studies in the Bergsdalen Quadrangle, Western Norway. Part II. Structural Geology. Univ. Bergen Årbok 1946 Ser. A 1, 252 s.
- Kvale, A. 1960: The nappe area of the Caledonides in western Norway. Intern. Geol. Congr. 21, 43 s.
- Liestøl, O. 1960: Glaciers of the present day. 482 - 490 i Holtedahl, O. (ed), Geology of Norway. Norges geol. Unders. 208, 540 s.
- Liestøl, O. 1963: Et sen glacialt brefremstøt ved Hardangerjøkulen. Norsk Polarinst. Årb. 1962, 132 - 139.
- Ljungner, E. 1930: Spaltentektonik und Morphologie der Schwedischen Skagerak-Küste. Teil III. Die erosionsformem. Bull. Geol. Inst. Upsala. 21, 255 - 478.
- Ljungner, E. 1943: Isdelarstudier vid polarcirkelen. Geol. Fören. Stockh. Förh. 65, 198 - 210.

- Lundquist, G. 1948: Blockens orienterin i olika jordarter. Sveriges Geol. Unders. Ser. C 42.
- Mangerud, J. 1966: Dagbok 4/8 - 30/9.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 24, 121 - 148.
- Mangerud, J. 1976: Fra istid til nåtid. 111 - 151 i Har-tvedt, G.H. (ed.): Hordaland og Bergen. Gylden-dal Norsk Forlag. Oslo, 573 s.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera, and pollen, at Ågotnes, western Norway. Norsk geol. Tidsskr. 57, 23 - 54.
- Mangerud, J. & Skreden, S.A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below the till at Voss, Western Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52, 73 - 96.
- Mangerud, J. Larsen, E., Longva, O. & Sønstegaard, E. 1979: Glacial history of western Norway, 15 000 - 10 1000 B.P. Boreas (i trykk).
- Mannerfelt, C.M. 1945: Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältning-mekanik i svensk och norsk fjällterreng. Geogr. Ann. 27, I-239.
- Matthews, J.A. 1974: Families of lichenometric dating curves from the Storbreen gletschervorfeld, Jotunheimen, Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 28: 215- 235.
- Mercer, J.H. 1961: The respons of fjord glaciers to changes in the firn limit. Jour. Glaciol. 3, 850 - 858.
- Monckton, H.W. 1899: Notes on Hardanger lakes. Geol. Magazine, N.S. Decade IV 3, 533 - 540.
- Mottershead, D.N. & White, I.D. 1972: The lichenometric dating of glacier recession - Tunsbergdal, southern Norway. Geogr. Ann. Ser. A 54, 47 - 52.
- Mottershead, D.N. & White, I.D. 1973: Lichen growth in Tunsbergdal a confirmation. Geogr. Ann. Ser. A 55, 143 - 145.
- Møller, J.J. & Sollid, J.L. 1972: Deglaciation of Lofoten - Vesterålen - Ofoten, North Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 26, 101 - 133.
- Müller, G. 1964: Methoden der Sediment-Untersuchung. Sediment - Petrologie Teil I. Stuttgart.
- Nye, J.F. 1952: A method of calculating thicknesses of the ice-sheets. Nature 169, 529 - 530.

- Nye, J.F. 1959: The motion of ice sheets and glaciers. Jour. Glaciol. 3, 91 - 93.
- Otto, G.H. 1939: A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. Jour. Sed. Petrol. 9, 62 - 76.
- Paterson, W.S.B. 1969: The Physics of Glaciers. Pergamon Press Ltd. G.B., 250 s.
- Pettijohn, F.J. 1957: Sedimentary Rocks. Harper, New York, N.Y. 718 s.
- Reite, A., Rye, N., Sørensen, R. & Østerås, T. 1972: Inndeling av løsmateriale, fargevalg og tegnbruk ved kvartærgeologisk kartlegging. Vedlegg 3 i Kvartærgeologisk kartlegging. Norges Offentlige Utredninger. 1974 10, 21 s.
- Rekstad, J. 1908: Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge. Univ. Bergen Årb. 1907 9, 1 - 32.
- Rekstad, J. 1911: Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord. Norges geol. Unders. 59 (2), 62 s.
- Richmond, G.M. 1962: Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains. Geol. Survey Prof. Paper. 324, 135 s.
- Richter, K. 1936: Gefüge und Zusammensetzung des Norddeutschen Jungmoränen. Abh. Geol. - Pal. Inst. Univ. Greifswald II, 1 - 63.
- Rye, N. 1969: Einergrein av preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. Norges geol. Unders. 266, 33 - 36.
- Rye, N. & Follestad, B.A. 1972: The ice movement and the ice divide in the Hardangervidda area. Norges geol. Unders. 280, 25-30.
- Schneiderhöhn, P. 1954: Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern. Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie 4, 172 - 191.
- Selmer-Olsen, R. 1954: Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. Norges geol. Unders. 186, 1 - 102.
- Sexe, S.A. 1866: Mærker efter en Istid i Omegnen af Hardangerfjorden. Universitetsprogram for første Halvaar 1866, 13 s.
- Simonsen, A. 1963: Kvartærgeologiske undersøkelser i indre Hardanger. Hovedoppg. Univ. i Bergen (unpubl.).
- Sindre, E. 1973: Kvartærgeologiske undersøkelser i området mellom Vossestrand og Nærøfjorden og tilgrensende fjellstrøk. Hovedoppg. Univ. i Bergen (unpubl.).

- Sindre, E. 1974: Ice movement in the Vossetran - Vikafjell area, Western Norway. Norges geol. Unders. 311, 25 - 34.
- Skreden, S.A. 1967: Kwartærgeologiske undersøkelser i området Voss - Bolstadøyri samt Bordalen. Hovedoppg. Univ. i Bergen (upubl.).
- Skår, K. 1975: Isavsmelting og postglaciale flaumskredvifter i Arna, Hordaland. Hovedoppg. Univ. i Bergen (upubl.).
- Statens Vegvesen 1966: Analyseforskrifter.
- Stork, A. 1963: Plant imigration in front of retreating glaciers with examples from the Kebnekajse area, northern Sweden. Geogr. Ann.Ser. A 45, 1 - 22.
- Svensson, H. 1959: Glaciation och morfologi. Univ. Lund Geogr. Inst. avh. 36, 283 s.
- Undås, I. 1951: Dagbok.
- Undås, I. 1964: When were the heads of the Hardangerfjord and the Sognefjord ice-free? Norsk geogr. Tidsskr. 19, 291 - 295.
- Vorren, T.O. 1973: Glacial geology of the area between Jostedalbreen and Jotunheimen, South Norway. Norges geol. Unders. 291, 1 - 46.
- Vorren, T.O. 1974: Hardangerviddas kvartærgeologi, 45-57 i Hardangervidda. Norges Offentlige Utredninger 1974 30 B.
- Vorren, T.O. 1977a: Weichselian ice movements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway, 238 s. i Late Pleistocene ice movements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. Institute of Biology and Geology, University of Tromsø. Tromsø.
- Vorren, T.O. 1977b: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. Boreas 6, 247 - 257.
- Washburn, A.L. 1973: Periglacial processes and environments. Edward Arnold (Publishers) Ltd, 320 s.
- Østrem, G. & Ziegler, T. 1969: Atlas over breer i Sør-Norge. Norges Vassdrags og Elektrisitetsvesen. Hydrologisk avd: 20, 207 s.