



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

21/4-71

dato

Bjørn Bergstrøm

underskrift

DEGLASIASJONSFORLØPET I AURLANDSDALEN OG OMRÅDENE OMKRING

av

Bjørn Bergstrøm

Del I - Tekstbind

Vedlagt: Del II - Illustrasjons-  
bind m/tabeller

Del III - 2 plansjer

Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi  
ved Universitetet i Bergen vårsemesteret 1971.

## FORORD

Våren 1967 begynte jeg som hovedfagsstudent ved Geologisk Institutt, Avd. B, Universitetet i Bergen, og fikk da av professor dr. philos. Hans Høltedahl foreslått Aurlandsdalen og områdene omkring som hovedfagsfelt.

Feltarbeidet er utført somrene 1967, 1968 og 1969. Sommeren 1970 gjorde jeg to korte turer inn til feltet for å følge med i de masseuttak som ble gjort i forbindelse med kraftutbyggingen. Bearbeidelsen av det innsamlete materialet er foretatt ved Geologisk Institutt, Avd. B, mens pollenanalysene er foretatt ved Botanisk Museum, Universitetet i Bergen.

Stor takk skylder jeg min veileder, førsteamanuensis Jan Mangerud, som hele tiden har fulgt mitt arbeide med stor interesse, og kommet med gode råd både under feltarbeidet og ved bearbeidelse av oppgaven. Særlig inspirerende har de dagene vært som han har kunnet være med i felten.

Jeg vil også takke professor dr. philos. Hans Høltedahl, de øvrige ansatte og medstudenter ved Geologisk Institutt, Avd. B for gode arbeidsforhold og stimulerende miljø. Samtidig vil jeg takke personalet ved Botanisk Museum for den veiledning jeg har fått i forbindelse med pollenanalysene.

Videre vil jeg rette en takk til forskn. stip. Tore O. Vorren som har gitt meg mange gode råd i forbindelse med utarbeidelsen av oppgaven, cand.mag. Inge Aarseth for assistanse under pollenprøvetakingen, tegnerne Ellen Irgens og Berit Slogvig som har tegnet pollendiagrammene, Oslo Lysverker både for å ha gitt økonomisk støtte til feltarbeide og for å ha stilt hytter, flybilder, kart og rapporter gratis til disposisjon, Norges geologiske undersøkelse som har gitt økonomisk støtte og Norges almenvitenskapelige forskningsråd som har bekostet C<sup>14</sup> dateringene. Til slutt vil jeg takke min kone, Kirsti Bergstrøm, for maskinskrivning av tekstbindet.

Bergen, 15. april 1971.

*Kjell Bergstrøm*

## INNHold

INNLEDNING . . . . .	1
BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT . . . . .	3
GEOMORFOLOGISK OVERSIKT . . . . .	7
INNLEDNING . . . . .	7
TOPOGRAFIENS AVHENGIGHET AV BERGARTSTYPENE OG BERGGRUNNSSTRUKTURENE . . . . .	7
SUBKAMBRISKE PENEPLAN . . . . .	8
DEN PALEISKE OVERFLATE . . . . .	9
Fjellplatåene . . . . .	9
De paleiske dalene . . . . .	11
YNGRE LANDFORMER . . . . .	12
Fjord- og dalmorfologi . . . . .	12
Botner . . . . .	15
Plastiske former . . . . .	16
 K V A R T Æ R G E O L O G I :	
HISTORIKK . . . . .	19
ISENS BEVEGELSESRETNINGER . . . . .	20
OVERSIKT OVER LØSAVSETNINGENE . . . . .	23
SEDIMENTPETROGRAFISKE ANALYSEMETODER . . . . .	23
JORDARTENE . . . . .	27
BRESTADIENE OG DERES RANDAVSETNINGER . . . . .	33
INNLEDNING . . . . .	33
FJORDBRESTADIET . . . . .	33
Regional beskrivelse . . . . .	33
Fjordbrestadiet, en oversikt . . . . .	38

DALBRESTADIENE I AURLANDSDALEN . . . . .	39
Vangenstadiet . . . . .	39
Regional beskrivelse . . . . .	39
Diskusjon . . . . .	43
Vangenstadiet, en oversikt . . . . .	44
Tæro-Lovenstadiet . . . . .	47
Regional beskrivelse . . . . .	47
Tæro-Lovenstadiet, en oversikt . . . . .	55
Steinestadiet . . . . .	57
Regional beskrivelse . . . . .	57
Steinestadiet, en oversikt . . . . .	61
Dalbrestdiene, konklusjon . . . . .	61
AVSMELTNINGEN ETTER STEINESTADIET . . . . .	63
DEGLASIASJONSFORLØPET I FLÅMSDALEN . . . . .	67
DEGLASIASJONSFORLØPET I LÅVIDALEN . . . . .	72
LIKEVEKTSLINJER . . . . .	75
MARINE NIVÅER . . . . .	78
POLLENANALYTISKE OG C <sup>14</sup> DATERINGER . . . . .	81
INNLEDNING . . . . .	81
LITHOSTRATIGRAFI . . . . .	82
BIOSTRATIGRAFI . . . . .	87
GENERELL DISKUSJON OVER DEGLASIASJONSFORLØPET . . . . .	96
HOVEDKONKLUSJON . . . . .	99
LITTERATUR . . . . .	100

## INNLEDNING

Det undersøkte området fremgår av nøkkelkartet, fig. 1, og er begrenset av breddeparallelene  $60^{\circ} 40' N - 61^{\circ} 00' 15'' N$  og meridianene  $2^{\circ} 55' V - 3^{\circ} 38' V$  Oslo. Den største del av feltet ligger i Aurland kommune i Sogn og Fjordane. Et mindre område i SV tilhører Ulvik kommune i Hordaland, mens de østligste og nordøstligste deler av feltet ligger i henholdsvis Hol kommune, Buskerud og Lærdal kommune i Sogn og Fjordane.

Kartgrunnet for plansjene har vært følgende gradteigskart med målestokk 1 : 100 000 : D 34 (Aurlandsdalen), D 32 (Djup), C 32 (Flåmsdalen), D 31 (Lærdal), D 31 (Fillefjell) og C 31 (Sogndal). Disse kartene har en ekvidistanse på 30 m og er av god kvalitet. Skrivemåten på stedsnavnene er basert på disse kartene. Kartserien M-711 med målestokk 1 : 50 000 er bare i mindre grad benyttet under feltarbeidet. Oslo Lysverker har en del kartblad over Aurlandsdalen og enkelte av sidedalene i målestokk 1 : 10 000 og ekvidistanse 10 m, som har vært grunnlag for enkelte kartutsknitt i illustrasjonsbindet. For Aurlandsfjorden er det i illustrasjonsbindet laget et kart med målestokk 1 : 100 000 på grunnlag av Norges Sjøkartverks kart nr. 124 med målestokk 1 : 50 000.

Flybildene som har vært benyttet over området er Widerø's serie 2013 og 2015 med en målestokk på henholdsvis 1 : 17 000 og 1 : 14 000, og Nor-Fly A/S serie 265 med en målestokk på 1 : 30 000. Disse seriene gir ikke fullstendig dekning over området, spesielt de vestlige og de nordvestlige områdene. En del av Forsvarets flybilder med målestokk 1 : 50 000 har her vært benyttet. Forsvarets bilder er imidlertid tatt sommeren 1955 da det var usedvanlig mye snø i fjellet, og bildene er derfor ubrukelige i fjellstrøkene. I enkelte områder har jeg derfor måttet arbeide i felten uten flybilder, noe som selvfølgelig har medført at disse områder ikke er blitt så nøye undersøkt som resten av feltet. I februar/mars 1971 ble bildene i Widerø's nye serie 2534 i målestokk 1 : 15 000 som dekker hele feltet tilgjengelig for

meg, men dessverre for sent til at jeg har kunnet gjøre meg noe særlig bruk av disse.

Til høydemålinger er to typer barometer benyttet. Ved målinger som har krevd stor nøyaktighet (som f.eks. terrassemålinger, er Paulin type Paluk (1 m delstrek) brukt. Målingene er korrigert for lufttrykkforandringer. I fjellområdene er det brukt et lommebarometer av type Luft D 60/2000 (10 m delstrek).

Til retningsbestemmelser og målinger av fallvinkler er Silva kompass med klinometer og 360° inndeling benyttet. Alle målingene er korrigerter for misvisning.

Hovedformålet med oppgaven har vært å rekonstruere deglasiasjonsforløpet i området så godt som mulig. Oppgaven er inndelt i 11 hovedkapitler, foruten innledningen. De to første kapitlene gir en kort oversikt over berggrunnsgeologien og geomorfologien. De neste 9 kapitlene er samlet under fellesbetegnelsen kvartærgeologi, som innledes med en historisk oversikt, hvoretter kapitlene om isens bevegelsesretninger og løsavsetninger kommer. Det største kapitlet omhandler brestadiene og deres randavsetninger, hvor de forskjellige randstadiene behandles i kronologisk rekkefølge. Etter kapitlene om likevektslinjene og de marine nivåer, kommer kapitlet om pollenanalytiske og  $C^{14}$  dateringer som jeg har valgt å behandle ganske grundig, på grunn av de mange interessante resultater, både av geologisk og av pollenanalytisk interesse, som herav er fremkommet. Det nest siste kapitlet gir en generell oversikt over deglasiasjonsforløpet, der de forskjellige brerandstadiene i Aurlandsområdet er forsøkt korrelert med randstadier i andre områder. Det siste kapitlet er en kort hovedkonklusjon.

For å lette lesningen er det på slutten av de større kapitlene under deglasiasjonsforløpet gitt en kort oversikt over de resultater som her er fremkommet.

## BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT

### Innledning

Rekstad (1903 og 1905) var den første som kartla området berggrunnsgeologisk, men han undersøkte ikke den sørvestlige delen av feltet. Reusch (1908) har i sitt oversiktskart dekket hele feltet uten at han har gjort noen nye observasjoner. Etter Rekstad er det gjort svært lite i området. Kvale (1960) beskriver noen få lokaliteter ved Aurland, Flåm og Hallingskeid i sin ekskursjonsguide. Klovning (1963) har gjort forsøk på å kartlegge fyllittgrensen i Flåmsdalen og Fretheimsdalen. Den eneste systematiske kartlegging som er foretatt i feltet er gjort av E.Fareth (1969) i et område sør for Aurlandsdalen (fig.2). Askvik (unpubl.) har kartlagt øst og nord for Aurlandsdalen.

Mitt hovedfagsfelt ligger ved SØ-kanten av den kaledonske foldningsgrøft. Et profil trukket på tvers av foldningsgrøften gjennom Aurlandsområdet fra Leikanger til Finse gir en god oversikt over den geologiske oppbygning, fig.4. På oversiktskartet av berggrunnen i Aurlandsområdet, fig.3, er bergartsgrensene unntatt i E.Fareths (1969) kartlagte område, tegnet inn omtrentlig etter kart av Rekstad (1903 og 1905), Reusch (1908) og noen få egne observasjoner.

### Petrografisk inndeling og aldersforhold

Fareth (1969) har delt bergartene i Aurlandsområdet inn i 5 lithologiske grupper. Den tektoniske oppbygning av disse fremstilles slik:

Øverst	:GGruppe	V - Klova fjellgruppen	Jotundekket
	Gruppe	IV - Jotungruppen	
	Gruppe	III - Vargevatngruppen	Undre tektoniske enhet
	Gruppe	II - Fyllittgruppen	
Underst	: Gruppe	I- Grunnfjell	Basal grunnfjellsblokk

Grunnfjellet utgjør den basale blokken i oppbygningen. Bergartene domineres av biotittiske granitter og granodioritter, massive eller med svak planstruktur. Kvale (1946) parallelliserer grunnfjellsbergartene med Telemarksuitens bergarter.

Fyllittgruppen følger over grunnfjellet, de fleste steder med en tektonisk grense. Fyllitter av noe vekslende sammensetning dominerer gruppen helt. Tykkelsen kan variere fra 20 til flere hundre meter. Alderen er trolig den samme som for Hardangerviddasfyllitter.

Vargevatngruppen omfatter bergarter av suprakrustal karakter, med hovedforekomst i en tynn sone mellom fyllittgruppen og den overliggende Jotungruppe. Grensen er tildels tektonisk, og muligens tildels sedimentær. Meta-arkose og meta-gråvakke, samt noen finkornete kvartssedimenter og fyllitt/glimmerskifer er de viktigste bergartstypene. Tykkelsen de fleste steder er under 30m. Fareth (1969) mener at denne gruppen mest sannsynlig kan korreleres med Skjerlies (1957) Valdressparagmitt.

Jotungruppen ligger over Vargevatngruppen og fyllittgruppen med en tektonisk grense. Gruppen er meget inhomogen og omfatter sure og intermediære gneiser, amfibolittiske og gabbroide bergarter, anortositter og små spredte forekomster av peridotitt. Tektonisk posisjon og lithologi tyder på at denne gruppen kan korreleres med Goldschmidts (1916) Bergen-Jotunstamme. Det er mulig at denne meget heterogene gruppen kan inneholde både prekambriske og kaledonske bergarter.

Klovafjellgruppen utgjør sammen med Jotungruppen den øverste lithologiske enhet i oppbygningen. Disse to grupper bergarter finnes sammen og er i enkelte områder intimt sammenblandet. Det innbyrdes grenseforhold mellom gruppene varierer, men grensene er overveiende konkordante og ikke-tektoniske. Klovafjellgruppen danner flere av de høyeste fjellpartiene i feltet. De viktigste bergartstypene er kvartsitt, paragneiser, amfibolitt og gabbro. Assosiasjonen kvartsitt-amfibolitt indikerer slektskap med Telemarksuiten. Gruppen vil da være prekambrisk. Aldersforholdet mellom Jotun- og Klovafjellgruppen har Fareth (1969) ikke kunnet fastslå. Felles deformasjonsprosesser har trolig visket ut sporene av de opprinnelige aldersforhold.



## Utbredelse

Grunnfjellet forekommer i 6 områder, 5 av disse er helt adskilt fra hverandre, fig.3. Hallingskeid ligger i nordkanten av det største sørnorske grunnfjellsområde. Grunnfjellet danner her en svak undulerende overflate (det subkambriske peneplan, se side 8). Lenger nord forsvinner grunnfjellsoverflaten i dypet, nedfoldet i den kaledonske foldningsgrøft. Tre mindre vinduer stikker opp i Vestredalen, Stemberdalen og Vierbotn. Grunnfjellsvinduet mellom Aurland og Lærdal representerer en langstrakt kulminasjon SØ for foldningsgrøftens sentrale deler.

Fyllitten ligger ofte i lange utstrakte soner mellom grunnfjellet og jotundekket. Bortsett fra mindre isolerte områder, er det sammenheng mellom fyllittgruppens utbredelsesområder.

Vargevatngruppen er meget vanskelig å kartlegge og er derfor bare å finne innen Fareths (1969) detaljundersøkte hovedfagsområde. Forekomstene er små.

Jotunggruppen og Klova fjellgruppen er på kartet, fig.3, ikke skilt fra hverandre, men kartlagt under fellesnavnet jotundekket. Jotundekket har meget stor utbredelse og er delt i to hovedområder, et vestlig og et østlig, som like øst for Myrdal kun er skilt av en tynn fyllittsone.

## Strukturgeologi

Planstrukturer. De fleste strukturetningene utenfor Fareths (1969) felt er tatt ut fra flybilder og tegnet inn på fig.3.

Grunnfjellet består vesentlig av massive bergarter eller bergarter med planstrukturer i N-NNV-lig retning.

I fyllitt- og Vargevatngruppen er den dominerende strøkretning av planstrukturer NØ til Ø, det vil si at den følger noenlunde den NØ-lige kaledonske hovedretning.

Det synes å være et klart skille mellom strukturetningene i den undre tektoniske enhet og jotundekket over. I jotundekket er den dominerende strøkretning NV til VNV, altså på tvers av den

underliggende gruppe II/III. Den markerte forskjell i hovedretningen av planstrukturen mellom gruppe II/III og gruppe IV/V mener Fareth (Op.cit.) skyldes aldersforskjellen mellom strukturene i de tō gruppene.

Sprekker. Ved observasjoner i felten og flybildestudier har jeg funnet en god del sprekker i feltets bergarter. De mest markerte er tegnet inn på fig.2 og 3. Noen sprekker er orienterte noenlunde normalt på strøkretningen, men ofte har de en helt vilkårlig orientering. Det største sprekkesystem jeg har observert er ved seteren Teigen i Aurlandsdalen. Her er fyllitten voldsomt oppsprukket i flere retninger, og store blokker er avdelte. Sprekkene er trolig flere titall meter dype, og skapte tidligere store vansker for stølsdriften.

Forkastninger. Noen større forkastninger er ikke med sikkerhet observert i området.

#### Bergartenes dannelseshistorie

I undre kambrium er det sedimentert et marint transgresjonskonglomerat på det subkambriske peneplan som av Fareth (1969) er funnet på flere lokaliteter i Hallingskeidområdet og i Vestredalsvinduet, fig.2. I løpet av kambrium og ordovicium (?) ble så fyllittgruppens leir-, silt- og kalksedimenter avsatt.

Vargevatngruppens grovere klastiske bergarter mener Fareth (op.cit.) vitner om en periode med sterkere sedimentasjonshastighet. Han kan ikke avgjøre om gruppens bergarter er primært avsatt over fyllittgruppen i ordovicium eller silur(?) - eller om de er brakt på plass ved tektoniske prosesser. I siste tilfelle er det sannsynlig at bergartene er eokambriske.

Jotundekket er skjøvet over de underliggende grupper mot SØ/ØSØ, trolig i silurisk tid. (Kvale 1960). Senere og mindre bevegelser synes å ha vært rettet motsatt vei.

## GEOMORFOLOGISK OVERSIKT

### INNLEDNING

I det følgende vil jeg gi en kort deskriptiv oversikt over de geomorfologiske forholdene i feltet. Jeg vil begrense meg til de mest iøynefallende trekk i landskapet og bare i liten grad diskutere de genetiske problemer. Feltet byr imidlertid på en rekke interessante fenomener og problemer som jeg dessverre ikke kan komme nærmere inn på i denne oversikten.

Eldre arbeider. I størstedelen av feltet har det tidligere bare blitt foretatt sporadiske geomorfologiske undersøkelser. Det er kun Flåmsdalen og Aurlandsfjorden som i særlig grad er blitt viet oppmerksomhet. Reusch (1901) har i sitt oversiktskart over den paleiske overflates utbredelse med feltets høyfjellsområder og nevner et par eksempler herfra. Han diskuterer også genesis til noen av de små sidedaler til Aurlandsfjorden. Rekstad (1905) streifer så vidt inn på problemene omkring dalutvikling og nevner et par eksempler fra Aurlandsdalen i den forbindelse. Ahlmann (1919) har gjort iakttagelser fra Flåmsdalen og Aurlandsfjorden. H. Holtedahl (1960, 1967) beskriver geomorfologien i området omkring Flåmsdalen og Aurlandsfjorden, og tar opp til diskusjon de subglasiale erosjonsfenomenene. Klovning (1963) gir i sin hovedoppgave en kort geomorfologisk oversikt over Flåmsdalen. E. Fareth (1969) gir en kort omtale av karakteristiske overflateformer i de forskjellige bergartsgrupper.

### TOPOGRAFIENS AVHENGIGHET AV BERGARTSTYPENE OG BERGGRUNNSSTRUKTURENE

Bergartsgrensene skiller seg mange steder tydelig ut i terrenget. Grensen mellom jotundekket og fyllitten er ofte den mest markerte. Skyvedekket står da frem som brattkanter over den underliggende fyllitten som danner et mer flattliggende parti. Gode eksempler

på dette er Torskardnuten og Knutseggji fig.5. Jotundekket danner de høyeste fjellområdene i feltet, hvorav de mest resistente bergartstypene dominerer de høyeste toppene. Det er imidlertid også eksempler på hvordan grensen jotundekket/fyllitt representerer en svakhetssone hvor erosjonen har fått virke relativt lett, som f.eks. mellom Aurland og Flåm, der bergartsgrensen langs fjorden har virket som en ledelinje for erosjonen.

Bergartsgrensene kan ofte være lite markert i topografien. I de flate områdene Ø og SØ for Norddalsvatn er bergartsgrensene stedvis temmelig vanskelig å skille ut, topografisk sett. Dalmorfologien er i særlig høy grad betinget av bergartstypene. I Aurlandsdalen kommer dette tydelig fram, der de mange forskjellige bergartene er en av de viktigste årsakene til de stadige skiftningene i dalens morfologi.

Berggrunnsstrukturen er i vesentlig grad med å bestemme fjord- og dalretningene. Aurlandsdalens slyngete forløp skyldes trolig at dalen er anlagt i så mange forskjellige bergartstyper med varierende strukturetninger.

#### SUBKAMBRISKE PENEPLAN

Fareth (1969) har konstruert et struktur-kontur-kart over grunnfjelllets øvre grenseflate, fig.6. Konturene er trukket etter de foreliggende geologiske og topografiske data, og er sikrest i de nordlige, østlige og sørlige deler av feltet. I de sentrale deler finnes færre data og konturene er her mer usikre.

Det subkambriske peneplan er i dette området kraftig deformert, unntatt i de sørlige deler hvor det går over i Hardangerviddas lite deformerte subkambriske peneplan. Mot nord foldes grunnfjellsoverflaten ned i en mindre synklinal med akse omtrent parallell med den kaledonske foldningsgrøft. Grunnfjellsvinduene i Stembergdalen og Vestredalen viser at grunnfjellsoverflaten kan ha lokale uregelmessigheter. I Aurland-Lærdal-kulminasjonen stikker grunnfjellet opp i dagen i foldningsgrøften. Forvitring og erosjon har imidlertid fjernet mye av den gamle grunnfjells-

overflaten her, slik at det trolig bare er i grenseområdene grunnfjell/fyllitt at dagens grunnfjellsoverflate noenlunde faller sammen med det subkambriske peneplan.

### DEN PALEISKE OVERFLATE

Reusch (1901) lanserte begrepet "den paleiske overflate" på det høye og svakt undulerende fjellplatå i Norge. Inspirert av W.M. Davis mente han at dette fjellplatået var rester av et gammelt peneplan som var blitt hevet i tertiærtiden og senere "gjennomfured og utmeisled". I det sentrale Sør-Norge mente Reusch å ha to peneplan av forskjellig alder. Det laveste, Vidda, dekker de største områdene og omfatter bl.a. mesteparten av Hardangervidda, mens det høyeste rager over viddennivået som platåformete fjell (f.eks. Hardangerjøkulen, Hallingskarvet, Bleien, Blåskavlen og Storskavlen).

De fleste senere forskere har støttet opp om Reusch's hovedideer i sin peneplanteori, med unntak av bl.a. Gjessing (1967) som mener den paleiske overflate er utviklet i et varmere pre-kvartært klima og av prosesser som idag virker i aride- og semiaride strøk, uavhengig av havnivå.

Jeg skal ikke her komme nærmere inn på de kompliserte genetiske problemer, men forsøke å gi en oversikt over hovedtrekkene i det paleiske landskap. Uttrykket "paleisk" vil jeg bruke i samme betydning som Reusch (1901, s.133) nemlig "hovedsakelig eldre enn kvartær".

### F j e l l p l a t å e n e

I den østlige halvdel av feltet er landblokken minst oppstykket og oppskåret av erosjonen. Det er derfor naturlig at i disse best bevarte høyfjellsområdene har fjellplatåene den største utbredelse, fig.7. I landskapet arter disse seg som en høytliggende, småkupert og jevn undulerende overflate med store og små bassenger og forsenkninger, markert avgrenset fra de omkringliggende

lave og avrundete toppene. Depresjonene er ofte fylt av vann og bindes sammen i et nettverk av bekker og småelver som følger passene mellom høydedragene. Plataområdene danner vanligvis en skarp grense mot de bratte sidene i de glasiøle dalene. Over dette dominerende platånivå rager det opp noen betydelig høyere platåformete fjell, bl.a. St Hånosi (1836), Blåskavlen (1809) og Storskavlen (1730), fig.7, som Reusch mente var rester etter et høyere platånivå. De få rester av dette topplatået gjør det vanskelig å behandle dette problemet nærmere.

Den hypsografiske kurve, fig.8, dekker hele kartbladet på fig.7, og gir et bilde av arealfordelingen i feltet. Ca. 65% av arealet ligger mellom 1200-1600 m o.h. og viser et høytliggende platå. Særlig markert er dette platånivået på den hypsografiske kurven som er konstruert for den østlige halvdel av feltet, fig.9, hvor hele 80% av arealet ligger i dette høydeintervallet, mens 62-63% ligger i 1400-1600 m o. h. Den vestlige halvdel av feltet er mer oppskåret og mindre partier av høyfjellsplatået ligger her bevart, fig.9.

Noen systematisk analyse av hellingsretningen for platånivået er ikke mulig innen et så lite område, og med de få undersøkelsene jeg har gjort. Men det synes ut fra topografiske kart som om nivået på halvøya mellom Aurland og Lærdal senker seg i NNW-NW-lig retning mot Sognefjorden. De hypsografiske kurvene og kartet på fig.7, gir også en indikasjon på dette.

Dersom dette fjellplatået er et gammelt peneplan, burde nivået være uavhengig av bergartstypene. I de best utviklede områdene NØ for Aurlandsdalen er det mange eksempler på hvordan platået krysser bergartsgrensene noenlunde uforstyrret. Spesielt Ø og NØ for Norddalsvatn er grensen grunnfjell/fyllitt vanskelig å oppspore ut fra topografien, fig.3 og 7. Også i sør og østlige deler av feltet er det eksempler på det samme.

Det er farlig å trekke for store konklusjoner av undersøkelser i et relativt lite område. Men det viser iallfall <sup>at dette</sup> ikke-strukturelt betingete platånivå er utplanert av prosesser som har virket uavhengig av bergartstypene. Dersom jeg grovt avgrensar høyfjellsplatået mellom 1200 og 1600 m o. h., og sammenligner med de

sentrale deler av Hardangervidda hvor det laveste peneplan ifølge Reusch (1901) ligger 1100-1300 m o.h., betyr dette at feltets platånivå ligger gjennomsnittlig flere hundre meter høyere. Dersom en godtar Reusch's (op. cit.) peneplanteori og antar at Hardangervidda ikke er strukturelt betinget, kan de to sammenlignete nivåer representere to peneplan som muligens er av forskjellig alder.

### D e \_ p a l e i s k e \_ d a l e n e

Noen rekonstruksjon av det paleiske dalsystem skal jeg ikke forsøke meg på, men bare henlede oppmerksomheten på enkelte spor og rester med gammel karakter.

Aurlandsfjorden danner en av de lengre fjordarmer til Sognefjorden. Ahlmann (1919) mente at det dendrittiske mønster på Sognefjorden og dens tilstøtende daler og fjorder tyder på en fluvial opprinnelse. Fra det antatte basenivå i de ytre deler av Sognefjorden har så høyde av de gamle dalene økt innover i landet. Rester av dette paleiske dalsystem mente Ahlmann å finne som dalterrasser (ca 400-600 m o.h.) ytterst i Aurlandsfjorden og videre østover langs begge sider av Sognefjorden. De indre deler av Aurlandsfjorden mangler rester etter dalterrasser. Det er imidlertid nærliggende å tro at fjorden er anlagt i en gammel paleisk dal. Ser en på overflaten som på hver side heller svakt mot fjorden før den blir brått avkuttet av de bratte fjordsidene, aner en liksom konturene av en moden paleisk dal som fjorden er anlagt i, fig. 10 og 12.

Moldadalen er en vid, åpen dal som med sine tydelige trinn og dalender viser at den er omformet av glasialerosjon. I vest blir dalen skåret tvers over av Flåmsdalens dalende.

Flåmsdalens dype nedskjæring har fjernet de fleste eventuelle rester av en gammel dal. Iøynefallende er de få og dårlig utviklede sidedalene som alle munner ut kraftig hengende.

I Aurlandsdalen skaper de heterogene bergartene ekstra vanskeligheter for en rekonstruksjon av det paleiske dalsystem. Bergartsgrensene følger for en stor del kanten av dalen og forårsaker topografiske variasjoner som lett kan feiltolkes som dalhyller.

Enkelte av sidedalene, som f.eks. Furedalen og Langedalen, har i sine høystliggende deler opp mot høyfjellsplatået paleisk karakter selv om de tydelig er remodellert av isen.

### YNGRE LANDFORMER

#### F j o r d - o g \_ d a l m o r f o l o g i

##### Aurlandsfjorden

De bratte fjordsidene som stuper over 1000 m ned i sjøen danner en sterk kontrast til den jevne og flate fjordbunnen, fig. 10,15. Fjordsidene er oppskåret av en rekke trange gjel og ravinelignende former som i forskjellige høyder munner hengende ut mot fjorden. Det karakteristiske ved de fleste er deres traktform og den stupbratte botnformete innervegg, fig.10.

Disse særegne fenomenene har fanget flere forskeres interesse. Reusch (1901 s. 137-140) bruker disse "smådaler" som middel til å finne ut hvor meget av relieffets utforming som kan tilskrives den glasiiale erosjon. Han konkluderer med at "smådalene" er hengende fordi de er blitt kuttet av iserosjonen i fjorden, og mener samtidig at en ikke kan påstå at hele Aurlandsfjorden er skuret ut av den isbreen som sist fylte fjorden. "Smådalene" må være eldre former som ikke er utslettet av isen.

Ahlmann (1919, s. 123-125) mener disse "ravinene" er dannet i svakhetssoner hvor fjellet brekker løs og raser ned. Utrasningene begynner som regel i den markerte overgangen mellom fjellplatå og fjordsidé og arbeider seg etterhvert nedover den bratte fjellsiden. Resultatet blir en ravine, rasskar, dannet uten innvirkning av fluvial erosjon og uforstyrret av den glasiiale erosjon. Ahlmann mener dannelsen har skjedd i den senere del av istiden, mens fjorden bare delvis er fylt av is og områdene omkring var isfrie. Forvitringen har under disse forhold vært ekstra kraftig.

H.Holtedahl (1960, s. 10) mener at frostforvitring med



resulterende steinskred og steinsprang er viktig for deres dannelse, men nevner også det rennende vanns erosive effekt i de stupbratte fjordsidene.

Selv tror jeg at både Reusch (1901) og Ahlmann (1919) kan ha rett, til tross for sitt ulike syn på dannelsen og tidspunktet for dannelsen. De mindre ravinene, (fig. 10) er trolig dannet slik Ahlmann mener. Men de større ravinene eller "smådalene" som f.eks. Høydøla vest for Aurland ( fig. 11 ) må ha hatt en mer kompleks dannelsesmåte. Disse er sannsynligvis først anlagt som et rasskar i en svakhetszone, som da senere er blitt utsatt for nivasjon og fluvial erosjon. De relativt store dimensjonene på "smådalene" tilsier at dannelsen må ha skjedd over et lengre tidsrom enn sen- og postglasial tid.

### Aurlandsdalen

Den nedre del av dalen karakteriserer seg ved sin utpregete glasi-ale form, fig. 13,16. Kvammadalen og Låvidalen munner hengende ut til hoveddalen (500-600 m o.h.) mens Stonndalen og Midjedalen i sine nedre deler har klart å skjære seg ned til Aurlandsdalens nivå.

Vassbygdvatnet demmes opp av Tæro-Loven terrassen. Det er imidlertid sannsynlig at det under terrassen ligger en fjellterskel nedenfor vatnet, og at dalen ovenfor ved Vassbygdvatnet og Vassbygda er glasialt overfordypet. Periodevis under nedisningene må det her ha vært dannet et konfluensbasseng av brestrømmer som har kommet ned de fire dalførene som her møtes.

Store mengder løsavsetninger dekker i dag dalbunnen. Et dybdekart av Vassbygdvatn, fig.17, viser en relativt jevn bunn-topografi som tyder på store sedimentmengder avsatt også her. Et seismisk profil som er utført like utenfor og øst for munningen av Låviselva gir maksimumstykkelser på 40-45 m. Selv om dette er nært viften til Låviselva gir målingen en viss peiling på hvilke mektigheter en har med å gjøre.

Den midtre del av Aurlandsdalen fra munningen av Stonndalen

og til Nesbø skiller seg klart ut fra resten av dalføret. Allerede ved Stonndalselva forandrer dalen karakter. Den smalner til og begynner å stige bratt. Det runde U-profil nedenfor blir brått forvandlet til et steilt V-profil, fig.14. Ved Sinjarheim har elva skåret seg en dyp canyon gjennom et trinn i dalen, fig. 18. Grensen grunnfjell/fyllitt går like nedenfor gårdene på Sinjarheim og har nok vært en medvirkende årsak til dannelsen av trinnet. Dalens videre forløp i fyllitten merkes på morfologien. Dalen smalner enda mer sammen og elva renner flere steder i en trang canyon i dalbunnen. Rester av terskler stikker opp i dalbunnen bl.a. ved Vetlehelvet, og er blitt særlig utsatt for subglasial erosjon

Ved Nesbø vider dalen seg ut og får igjen et glasialt preg. Bergartsgrensen fyllitt/jotundekke går over Nesbøvatn og viser igjen bergartenes store betydning for dalmorfologien.

### Låvidalen

Geomorfologisk sett er Låvidalen en av de mest interessante dalene i området. Den nedre del er pent glasialt utformet, men smalner sammen i en uregelmessig dalende mot Vidalen. Videre fortsetter dalen mot SSV uten noen stigning av dalbunnen se fig. 19. Fra Fretheimsdalsvatnet stiger dalen svakt til Ryggvellevatn og til vannskillet like sør, som ligger nesten umerkelig i den relativt brede, flate dalbunnen. Like umerkelig begynner dalbunnen så å helle mot sør til den munnar hengende ut mot Møldadalen-Flåmsdalen.

Låvidalen danner altså en dalforbindelse mellom de to store hoveddalførene Aurlandsdalen og Flåmsdalen. Dens noe underlige forløp med en NNØ-NØ-lig retning og et passpunkt som ligger bare 1 km fra dalmunningen i sør, får en uvilkårlig til å spekulere på hvordan dalen kan være dannet.

Det vil imidlertid i denne oversikten føre for langt å komme nærmere inn på genesen og de kompliserte problem som dermed

følger. Jeg vil bare nevne at Låvidalen kan være en såkalt "gjennombruddsdal" dannet ved tilbakeskridende erosjon fra to sider eller at Låvidalen som sidedal til Aurlandsdalen ensidig er erodert bakover mot Moldadalen og som til slutt er brutt gjennom. Denne utvikling og utforming av Låvidalen må i så tilfelle hovedsaklig tilskrives den glasiøse erosjon, fordi dalen med sitt lille nedslagsfelt må ha vært utsatt for minimal fluvial erosjon. En annen mulighet som slår en når en betrakter det topografiske kartet (pl 2) er at Moldavassdraget tidligere kan ha drenert gjennom Låvidalen til Aurlandsdalen, men at Molda senere er blitt utsatt for en elveinnfangning av Flåmsdalen. Moldadalens retning ovenfor Seltuft passer ganske godt inn med Låvidalens N-NNØ-lige retning.

### B o t n e r

Det eneste område i feltet hvor det er utviklet skikkelig botner er Blåskavlområdet, pl 2. Fra plataet sprer det seg radiært ut en del daler. Dalenes øvre deler ender flere steder i mer eller mindre markerte botner. Dette er særlig tilfelle på N og NV-siden, hvor det er et par botnbreer også idag. I S og SV er dalendene mindre markert og går mer jevnt over i plataet uten tydelig knekk i lengdeprofilen.

Dalendene på nordsiden av plataet viser at det i dette området tidligere har vært flere aktive botnbreer enn i dag. På sørsiden synes relieffets utvikling i stor utstrekning å ha blitt bestemt av dalbreer fra plataet. Innlandsisen har trolig også i noen grad satt sitt preg på formene.

Den mangelfulle botnutvikling i feltet skyldes trolig hovedsaklig den relativt kontinentale beliggenhet med forholdsvis høy glasiøse grense og det jevne, moderate relieff i høyfjellsstrøkene. Bare i det perifere, høytliggende Blåskavlområdet hvor glasiøse grensen, ihvertfall i nåtiden ligger lavere enn lenger SØ, har lokale breer hatt tilstrekkelig tid til rådighet i de innledende faser av hver nedsmelting for utvikling av botnformer

Derimot er det rimelig å anta at de øvrige fjellstrøk relativt raskt ble dekket av større platåbreer som hurtig bredte seg ut-  
over hele feltet og umuliggjorde videre botnvirksomhet.

### P l a s t i s k e \_ f o r m e r

Plastiske skulpturerte detaljformer som R.Dahl (1965) for kort-  
hets skyld kaller p-former, har jeg observert på flere lokalitet-  
er i området, men noen systematisk kartlegging eller undersøkelse  
av disse former er ikke gjort.

Dannelsen av p-former har vært livlig diskutert i litteraturen  
og en mengde teorier har vært fremsatt. Uten å diskutere disse  
i detalj, vil jeg bare nevne at de fleste har vært enige om at  
dannelsen må ha foregått subglasialt. Det store problem er av  
hvilket medium de er utformet. G. Johnsen (1956) og Gjessing  
(1965) er av den oppfatning at p-formene må være dannet av et  
plastisk medium, mens de fleste andre som i den senere tid har  
arbeidet med problemene hevder at dannelsen har skjedd ved sub-  
glasialt smeltevann, bl.a. Dahl (1965) og Høltedahl (1967).

### Jettegryter

Ved siden av de mange jettegryter som er dannet i forbindelse med  
dagens elveløp, er det observert en rekke jettegryter langt  
utenfor nåværende dreneringsveier. Kyrkjebø (1953), Klovning  
(1964) og H. Høltedahl (1960, 1967) beskriver en mengde jette-  
gryter og canyons i Flåmsdalen.

I Aurlandsdalen ligger de fleste lokalitetene innen fyllitt-  
området mellom Sinjarheim og Nesbø. Flertallet av jettegrytene  
er halve og ligger på lesidene av større eller mindre terskler  
på tvers av dalretningen. På enkelte lokaliteter er jette-  
grytene dannet i canyons som stuper ned den bratte dalsiden  
mot bunnen av dalen, fig.20.

I dalbunnen mellom Nesbøvatn og Holmen er det et par steder rester etter gamle elveløp. Like ovenfor Holmen, fig.21, danner det gamle elveløp en 20-30 m dyp canyon hvor det i den bratte SØ-lige siden er rester etter halve jettegryter som enkelte steder er isskurte. Skuringsstripene viser at formene etter dannelsen har blitt utsatt for glasial erosjon som har virket modifierende på de opprinnelige formene.

De største og best utviklete jettegryter jeg har observert i Aurlandsdalen er det såkalte "Vetlehelvete" som er lokalisert på en terskel i dalen like nedenfor Berekvam, fig.22. "Vetlehelvete" består av to store og dype jettegryter som er skåret ned i brattkanten av en 20-25 m høy nordvendt fjellvegg og som sammen danner et 40-50 m langt og meget trangt gjel inn i veggen, fig.23. Den jettegryten som ligger nærmest ut mot kanten, fig.24, er smalest oppe (ca 3m) men vider seg ut nedover mot bunnen som er vannfylt. Bredden ved vannflaten er ca. 10 m. Høyden fra toppen til vannoverflaten er 20 m, mens dybden av tjernet er 3 m. Den innerste jettegryten har en mer sylindrisk form som i overkanten har en diameter på 10-15 m, men som smalner av mot bunnen.

Øst for "Vetlehelvete", nærmere inn mot dalsiden, er det en canyon hvor det i sidene er dannet flere halve jettegryter. Canyonen slutter gradvis av mot nord ved at den ene siden forsvinner, mens den andre svinger av mot vest og danner den leliggende brattkant hvori "Vetlehelvete" er skåret inn, fig.25. Skuringsstriper er ikke med sikkerhet observert.

Dannelsen av "Vetlehelvete" og canyonen synes å ha skjedd i et subglasialt dreneringssystem, trolig i senglacial tid, da det var stor tilførsel av vann. Den vannstrøm som har erodert ut canyonen har ved nordenden trolig dreiet av mot vest og fulgt lesiden ut mot stupet, fig.26. "Vetlehelvete" kan ikke ha blitt uterodert lateralt av denne vannstrøm. Utformingen tyder på at vannet her må ha kommet ovenfra og med stor kraft har erodert seg ned i kanten av berget og kommet ut ved foten av lesiden hvor det har sluttet seg til den andre vannstrømmen. Enkelte mindre jettegryter på toppen av berget sør for "Vetlehelvete"

støtter opp under denne forklaring.

#### Andre p-former

I forhold til jettegrytene er andre p-former sjeldne i området. En spesiell type av plastiske former har imidlertid vakt min oppmerksomhet på grunn av at de flere steder opptrer i de bratte dalsidene i grunnfjellet, spesielt i granittiske/gneisige bergarter. De er utformet som små skål- eller bollelågninge forsenkninger med en diameter vanligvis mellom 20-50 cm og 10-20 cm dype, fig.27.

Lignende fenomener er bl.a. beskrevet av R.Dahl (1965, s. 128) og som han kaller "bowls". Han finner også disse lokalisert særlig på granittiske bergarter på mer eller mindre bratte hellende overflater. Så tydelige overgangsformer til små sigdgroper som Dahl (1965, fig.37) finner, har ikke jeg observert. Derimot har jeg funnet enkelte "bowls" som er så godt utviklet at de begynner å ligne på en liten jettegryte. At dette betyr at "bowls" representerer et tidlig stadium av en jettegryte er lite sannsynlig, da jeg ikke har funnet en eneste jettegryte i grunnfjellsområdene eller på de samme lokaliteter som "bowls".

## K V A R T Æ R G E O L O G I

### HISTORIKK

A. Helland (1876 og 1901) og Th. Kjerulf (1879) var de første som drev systematiske kvartærgeologiske undersøkelser i feltet. Det var særlig terrassene og de høyere marine nivåer de var interessert i. Rekstad (1905) gir en kort beskrivelse av frontavsetningen foran Vassbygdvatnet.

Kaldhol (1941) har gjort terrasse-og strandlinjemålinger i Aurland og Flåm, mens E. Mundal (1953) har målt terrassehøyder i Undredal. Kyrkjebø (1953) har utført grundige terrassemålinger i Aurland, Flåm og Undredal som er satt inn i et ekvidistant strandlinjediagram for Sognefjorden. Han gir ellers en ganske kort beskrivelse av de mest iøynefallende kvartærgeologiske fenomenene. H. Holtedahl (1960 og 1967) og Klovning (1963) har viet de subglasiale erosjonsfenomenene i Flåmsdalen stor oppmerksomhet. Klovning (op. cit.) har også forsøkt å rekapitulere forholdene under avsmeltningstiden i Flåmsdalen og har foretatt en pollenanalyse i en jettegryte herfra. Klovning & Hafsten (1965) har fått utført en  $C^{14}$  datering fra bunnen av dette pollenprofilet. Anundsen & Simonsen (1968) har forsøkt å følge Eidfjord-Osastadiets randmorener over til indre Sogn og har ved hjelp av flybilder observert en del nye randmorener i Aurlandsområdet. E. Fareth (1969) har et kvartærgeologisk kart over sitt hovedfagsfelt på sørsiden av Aurlandsdalen hvor hvor skuringsstriper og noen randmorener er tegnet inn.

## ISENS BEVEGELSESRETNINGER

### Metodiske synspunkter

Observasjoner av skuringsstriper og andre retningsbestemmende elementer er inntegnet på et kart, pl. 1 og ført opp i tabell 1. Gode skuringslokaliteter har i enkelte av høyfjellsstrøkene vært vanskelig å finne, spesielt i områder med oppsprukket skyvedekkebergarter hvor forvitringen har vært ekstra kraftig. Her har glasiale småformer som rundsva og "crag and tail" vært til hjelp i bestemmelsen av isretningene. Støtmerker som sigdbrudd og parabelriss er relativt sjeldne og er bare observert på få skuringslokaliteter.

Fluted surface er ganske vanlig å observere i de østlige og nordlige fjellområdene. Termen fluted surface er anvendt som en felles betegnelse på lave parallelle rygger med mellomliggende furer dannet i bunmorene (fluted moraine) og lignende fenomener i fast fjell (fluted rock). Fluted rock er mindre utbredt, men finnes enkelte steder i fyllittbergartene. Fluted surface er ikke alltid like lett å oppdage i felten, men fremtrer tydelig på flybilder. Kartleggingen av disse (pl.1) er derfor hovedsakelig foretatt ut fra flybildene, og viser at retningsbestemmelsene som er gjort ut fra fluted surface passer godt overens med de yngste skuringsretningene.

### Den eldste observerte isbevegelse

På flere av de høyeste og frittliggende fjelltoppene er det funnet skuringsstriper som viser en isbevegelse noenlunde uavhengig av den lokale topografi, og som representerer den eldste observerte bevegelsesretning i området. I den sørlige del av feltet varierer retningen hovedsaklig mellom NV og NNV, bortsett fra et par skuringslokaliteter sør for Storskavlen som markert skiller seg ut ved sin VSV-lige retning. Trolig tilhører disse en senere periode i avsmeltingen da isdekket var blitt så tynt at isstrømmene dreiet av for Storskavlplataet.



N og NØ for Aurlandsdalen synes den eldste brebevegelsen å bøye mer av mot VNV - NV. Her kompliseres imidlertid skuringsbildet ved at yngre aktive bevegelser har fulgt noenlunde samme retning, noe som medfører at de eldste skuringsretninger vanskelig lar seg skille ut.

På et kart, fig. 28, har jeg på grunnlag av retningsselementene forsøkt å rekonstruere den eldste brebevegelsen i de sentrale deler av området. I de nordlige fjellstrøk mot Lærdal er de eldste retningsselementene fjernet av yngre isbevegelser, og den eldste retningen lar seg derfor her ikke bestemme. Resultatet av rekonstruksjonen viser at den eldste observerbare isbevegelse i området har konvergert mot Aurlandsfjorden. Spørsmålet er om isen under maksimum av siste istid har beveget seg noenlunde i samme retning. Da det ikke på noen lokaliteter i området er funnet retningsselementer som indikerer eldre isbevegelsesretninger enn den som ovenfor er antydnet på fig. 28, synes det mest sannsynlig at innlandsisen selv under sitt maksimum har hatt en konvergerende drenering mot Aurlandsfjorden.

Isskillets beliggenhet på denne tid vet en enda ganske lite om. N. Rye (pers.med.) mener ut fra skuringsanalyser på Hardangervidda at det eldste isskillet i områdene sør for Ustevann har ligget et stykke øst for dagens vannskille. Observasjoner omkring Hallingskarvet tyder imidlertid på at dette massivet har vært et eget glasiasjonscenter, noe som skuringsmønsteret i de sørlige deler av feltet (pl. 1) også tyder på. Det er derfor rimelig å anta at Aurlandsområdet, iallfall de sørlige og sentrale deler, har fått sin hovedtilførsel av is fra dette kulminasjonsområdet i Hallingskarvet.

T. Vorren (1970, s. 42-47) har på nordsiden av Sognefjorden, i området omkring indre del av Lusterfjorden, funnet et lignende konvergerende forløp av den eldste isbevegelse mot fjordbassenget. Han konkluderer med at innlandsisen under siste istid trolig har drenert på denne måte. Det synes altså som om Sognefjorden og sidefjordene med sine dype nedskjæringer i landblokken har influert innlandsisens bevegelsesretninger og har ført til en konvergerende drenering mot fjordforsenkningene.

### Yngre isbevegelser

De yngre isbevegelsene vil bli omtalt nærmere under beskrivelsene av de forskjellige brerandstadier. Jeg vil her bare gi en kort oversikt over disse.

Etterhvert som isdekket minket i tykkelse, har isretningen blitt mer og mer påvirket av de topografiske forhold. Det yngre skuringsmønster er mer variert og komplisert, men viser i hovedtrekkene hvordan isstrømmene nå konvergerer mot de større dalførene.

I fjellområdene øst for Blåskavlen, ved Hornsvatnet og Norddalsvatnet, viser observasjoner at det her ganske tidlig under deglasiasjonen er blitt dannet et lokalt isskille som omtrent er blitt liggende på dagens vannskille mellom Lærdal og Aurlandsdalen, fig. 45.

I de NØ- og Ø-lige fjellområdene dominerer en vestlig til nordvestlig isretning som delvis faller sammen med den eldste isbevegelsen. Da fluted surface ofte er godt utviklet, hjelper dette til med å klarlegge den yngste bevegelsesretning, fig. 73. Isskillets beliggenhet på dette sene stadium i deglasiasjonsforløpet må i stor grad ha vært betinget av topografien og reliefforholdene. Det er derfor rimelig å anta at isskillet har ligget omtrent på dagens vannskille mot Østlandet, spesielt fordi dette vannskillet her særlig markeres med en brattkant på flere hundre meter mot SØ. Nærmere studier av retningselementer på SØ-siden av vannskillet er nødvendig for å få isskillets nøyaktige beliggenhet bestemt.

På østsiden av Stemberdalen og Vestredalen krysses de dominerende NV- og NNV-lige skuringsretninger av en retning mot N og NNØ, som også kan påvises i området V og NV for Geiteryggen, se pl.1. Dette indikerer at Hallingskarvet trolig også på dette relativt sene stadium i avsmeltingen har vært et eget glasiassenter, hvorfra de sørligste deler av feltet har fått tilførsel av is.

## OVERSIKT OVER LØSAVSETNINGENE

Jeg skal i dette kapitel kort omtale de sedimentpetrografiske analysemetoder som er anvendt, og deretter gi en kort oversikt over de jordarter som finns i området. Som nevnt innledningsvis har en fullstendig jordartskartlegging av feltet ikke vært mulig på grunn av dårlig flybildedekning. På kartet (pl. 1<sup>o</sup>) har jeg hovedsaklig tatt med større avsetninger og akkumulasjoner, hvorav de fleste er glasigene sedimenter dannet under de forskjellige brerandstadier. Inndelingen av løsavsetningene og fargeutvalget ved kartleggingen følger stort sett det nye forslag fra NGU (1970).

### SEDIMENTPETROGRAFISKE ANALYSEMETODER

#### Kornfordelingsanalyser

Selmer-Olsens (1954) generelle retningslinjer for prøvetaking og analyse- og bearbeidelsesmetoder har i hovedtrekkene blitt fulgt. Jeg skal derfor ikke gå i detalj under beskrivelsen av disse.

De fleste innsamlete prøvene er forsøkt tatt slik at de er mest mulig representativ for det løsmateriale som ligger i området. Materiale  $< 20$  mm av (80) prøver er analysert ved tørr- eller våtsikting. De anvendte sikter har maskestørrelse etter Wentworth's skala (DIN 4188). (19) av prøvene hadde så stort finstoffinnhold (måt.  $< 0,063$  mm) at disse også ble slemmet etter pipette metoden (Krumbein & Pettijohn 1938, s. 166-172).

Resultatene av kornfordelingsanalysene er framstilt samlet i tabell 2, mens kumulative kurver for en del av analysene er tegnet på fig. 29-36. Inndelingen av kornfraksjonene bygger på Atterbergs (1903) skala. Parametrene for sortering (So) (og symmetri (Sk)) er utregnet etter Selmer-Olsens (1954) definisjoner. På fig. 37 er de fleste prøvene plottet inn i et

Md-So diagram. (Selmer-Olsen 1954).

De feilkilder som er knyttet til kornfordelingsanalysene (Selmer-Olsen 1954, s. 13-19) synes å være ubetydelige for mine undersøkelser.

#### Korntellinger i grusfraksjonen

Den kompliserte berggrunnsgeologien i feltet med få karakteristiske bergartstyper, gjør det vanskelig å utføre skikkelig blokk- og steintellinger. Jotundekket med sine mange varianter av bergarter er ofte vanskelig å skille ut fra grunnfjellsbergartene. En av de få bergartene som med letthet kan skilles ut er fyllitt.

Da fyllitten er lett nedbrytbar, er det relativt få fyllittblokker å finne i løsmateriale, selv innen fyllittområdene. Jeg har derfor valgt å foreta korntellinger av fyllitt i fingrusfraksjonen, 2-4 mm, og anvendt omtrent samme metodikk som J. Lundqvist (1952, s. 4-13). Den valgte kornfraksjon er praktisk gunstig å undersøke da den i de fleste usorterte prøver inneholder et tilstrekkelig antall korn, samtidig som fyllittkornene er så store at de ganske lett lar seg skille ut fra de andre kornene uten lupe. Bare i tvilstilfeller er et binokular med 10 X forstørrelse blitt brukt. Antall telte korn i hver prøve varierer mellom 250 og 500. Frekvensen av fyllittkornene er regnet ut i prosent av det samlede antall telte korn. Resultatet er fremstilt i tabell 2 og anskueliggjort på fig. 38 hvor sirklenes flateinnhold er proporsjonal med prosentverdiene.

Fyllittellingene er hovedsaklig foretatt i morene i forbindelse med spesielle problemer knyttet til deglasiasjonsforløpet i de sentrale deler av feltet. På grunn av fyllittens store utbredelse her, har ikke metoden på alle lokaliteter gitt like gode resultater.

#### Tungmineralanalyser

Formålet med tungmineralanalysene var å få et generelt inn-

trykk av jordartenes, spesielt morenematerialets, mineralogiske sammensetning, samt å få supplerende data til korntellingene.

Tungmineralinnholdet i 36 prøver, hovedsaklig moreneprøver, er bestemt for fraksjonene 0,063-0,125 mm og 0,125-0,250 mm. Disse fraksjonene er valgt ut av følgende grunner:

- 1) Praktisk lett å analysere
- 2) De fleste tungmineraler synes å falle i fraksjonen 0,088-0,177 mm (Sitler 1963, s. 366).
- 3) Mulig å identifisere mineralene i mikroskop.
- 4) Innhold av bergartsfragmenter er relativt lite.

Metodikken som er benyttet for tungmineralseparasjonen er i hovedtrekkene den samme som er beskrevet av H. Holtedahl (1956, s. 99). Det er imidlertid ikke anvendt sentrifuge fordi korkene i bunnen av rørene ikke tåler det press de da blir utsatt for. Tungmineralprosentene er regnet ut og satt i tabell 2.

I de fyllittrike moreneprøvene er glimmer (biotitt og muskovitt) og tildels også kloritt dominerende blant de tunge mineraler. Da egenvekten til glimmer og kloritt ligger i intervaller omkring bromoformens egenvekt på 2,82, vil disse mineralkornene ved separasjonen havne både i lett- og tungfraksjonen. Dette betyr at tungmineralseparasjon med bromoform er dårlig egnet som metode til å finne tungmineralinnholdet i fyllittrike prøver.

For prøver med relativt lite fyllittinnhold synes metoden å være brukbar. For å teste separasjonsteknikken valgte jeg ut en prøve med et fyllittinnhold på 11,4% som det ble tatt 8 analyser av i hver av de to fraksjonene. Standardavviket ( $S_X$ ) ble så utregnet (tab. 3):

$$0,063-0,125 \text{ mm: } S_X = 1,6 \quad 0,125-0,250 \text{ mm: } S_X = 0,3$$

Disse lave standardavvikene viser at separasjonsteknikken er god for prøver med relativt lite fyllittinnhold. Årsaken til at standardavviket er størst for den minste fraksjonen er trolig at kornene her lettere fnokker og klumper seg sammen, og dermed hindrer en fullstendig separasjon.

### Steinorienteringsanalyser

Jeg har under feltarbeidet kun utført 2 steinorienteringsanalyser. Disse er gjort i Låvidalen i to vertikale snitt i morenemateriale (se side 73). Det ble målt lengderetningen av 50 stein i hvert snitt, noe som er i færreste laget. Årsaken til dette var praktiske vanskeligheter med å finne stein med utpreget lengdeakse som samtidig lå uforstyrret i materialet. I følge G. Lundqvist (1948, s. 5) kommer det imidlertid som regel tydelig fram allerede etter 50 stein hvilken retning som er dominerende. Resultatene er fremstilt i rosedigram fig. 96 og 97.

## JORDARTENE

### Morenemateriale

Generelt kan en si at morenematerialet ligger samlet i dalene, mens fjellområdene omkring er mer eller mindre renskurte. De høyereliggende områdene ble relativt tidlig isfrie, mens breene enda var meget dynamisk aktive. Dette førte til at det aller meste av morenematerialet ble transportert ned til de lavere områdene hvor det i enkelte dalfører ble avsatt tildels store mektigheter. Dalenes lengderetninger i forhold til isens bevegelsesretning synes å ha spilt en viktig rolle for avsetningen. I daler som ligger mer eller mindre på tvers av isretningen er det ofte samlet betydelige mengder av morene. Eksempel på dette er den nedre del av Låvidalen, hvor det ved seismiske undersøkelser er målt tykkelser på over 30 m av morenedekket, se side 72.

Morenens blokkinnhold og kornstørrelser. Morenematerialet innen grunnfjells- og jotundekkeområdene er vanligvis ganske rikblokkig og tildels storblokkig, mens morenen innen fyllittområdene skiller seg klart ut ved sitt relativt lave blokkinnhold. Størrelsen på blokkene er også gjennomsnittlig mindre. Ofte er blokker av fremmede hardere bergarter dominerende i fyllittmorenen. Fyllittblokkene er på grunn av sin flisighet blitt hurtig nedknust under istransporten til fragment av stein- og grusstørrelse.

Blokkinnholdet er størst i overflaten i de fleste typer morenemateriale. I de tynne morenedekkene i høyfjellet er dette særlig tydelig, og skyldes hovedsaklig frosthevning. Men også i dalene er dette et karakteristisk trekk. Ofte ligger det her svære blokker i overflaten som er meget sjeldne å observere i den underliggende morenen. Forklaringen på dette tror jeg er å finne i de spesielle daltopografiske forhold. I de seneste faser i avsmeltingen da isen lå igjen som tynne dalbreer, var frostsprengningen ekstra stor i de stupbratte dalsidene over isdekket, og en mengde blokker løsnet og raste ned på breoverflaten.

Ved bortsmeltingen ble en god del av disse blokkene liggende igjen på toppen av morenedekket. Også i postglasial tid har frostsprengningen fortsatt, og blokker har falt ned og lagt seg på overflaten av det primære morenedekket. Bevis for dette finner en i flere daler hvor bunnen og de nedre deler av sidene ligger i grunnfjellet, men hvor den bratteste del av dalsiden er dannet i fyllitt. Her inneholder morenen i dalbunnen normalt blokker hovedsaklig av grunnfjellsbergarter, mens overflaten domineres av fyllittblokker som bare kan forklares ved nedrasninger fra dalsidene. Ofte kan spor etter blokker som har rast ned observeres i løsmassene.

Den mekaniske sammensetningen av morener fra forskjellige deler av feltet fremgår av kornfordelingskurvene på figurene 29-34. Moreneprøvene inneholder stort sett lite finmateriale ( $< 63\mu$ ), vanligvis mindre enn 30%. Leireinnholdet er minimalt og ingen av prøvene kommer opp i verdier over 5%. De fleste prøvene kan klassifiseres som grusig-sandig, sandig eller sandig-moig etter J. Lundqvists (1958, s. 53-55) inndeling. Enkelte prøver skiller seg imidlertid klart ut, f. eks. prøve 29, (fig. 32) som indikerer en mer kompleks dannelsesmåte. Disse vil bli diskutert senere under lokalitetsbeskrivelsene.

Morenens petrografiske og mineralogiske sammensetning. Det er ikke foretatt detaljundersøkelser av morenens kvalitative sammensetning, foruten de korntellinger og tungmineralseparasjoner som allerede så vidt er nevnt.

Korntellingene av fyllitt i fingrusfraksjonen 2-4 mm viser at alle de innsamlete moreneprøvene (unntatt nr. 41) inneholder mer eller mindre fyllitt, fig. 38. Dette er ganske naturlig når en på kartet (fig. 38) ser fyllittbergartenes utbredelse i forhold til prøvelokalitetene.

For å se om det er noen relasjon mellom fyllittinnhold og finstoffinnhold i morenematerialet, har jeg i et spredningsdiagram (relasjonsdiagram) plottet fyllittprosent og prosent av materiale  $< 63\mu$  inn som variable størrelser for hver prøve, fig. 39.



Diagrammet viser en tendens for de plottete verdiene å gruppere seg innenfor en smal lineær sone (antydnet med prikkete linjer), selv om tendensen ikke er så tydelig som en kanskje skulle vente. Enkelte av prøvene (nr. 3, 8 og 10) har et bemerkelsesverdig lite innhold av finmateriale i forhold til de høye fyllittverdiene. Disse tre prøvene er tatt ganske nær hverandre i den nedre del av Kvamadalene, hvor morenen trolig har vært utsatt for utvaskning. Av prøver med relativt stort innhold av finmateriale i forhold til fyllittprosenten, er det bare prøve 29 som skiller seg ut. Den polymodale kornfordelingskurve (fig. 32) tyder på helt spesielle avsetningsforhold. Trolig er det i morenen her blitt inkorporert tidligere avsatte moige-mjelige sedimenter. Det lave fyllittinnhold i fingrusfraksjonen kan skyldes at fyllittkornene er knust ned til mindre fragmenter. Konklusjonen en kan trekke ut av dette diagram er at det er en viss relasjon mellom finstoffinnhold og fyllittinnhold i en morene som ikke har vært utsatt for sorterende prosesser.

For å få et visst inntrykk av morenens mineralogiske sammensetning har jeg bestemt tungmineralprosenten av en del prøver i fraksjonen 63-125 my og 125-250 my. I fyllittmorenene varierer tungmineralprosenten ganske mye, fra 7-8% og helt opp i over 30%. For å se om det er noen sammenheng mellom tungmineralinnhold og fyllittinnhold, har jeg plottet inn tungmineralprosent i fraksjonen 63-125 my og fyllittprosent i et spredningsdiagram, fig. 40. Noen korrelasjon mellom de to variable viser ikke diagrammet. Årsaken til dette skyldes trolig det store innhold av glimmer og kloritt i de fleste møreneprøvene, se side 25.

#### Glasifluviale avsetninger

De største glasifluviale avsetningene er dannet i nær kontakt med brefronten og er hovedsaklig lokalisert i de nedre deler av Aurlandsdalen og Flåmsdalen, pl. 1 . Den mektigste avsetningen er Tæro-Loventerrassen som demmer opp Vassbygdvatn, fig. 57 og som er bygget opp av vekslende grus- og sandlag med enkelte få grovere lag i mellom. Andre glasifluviale avsetninger som er undersøkt

viser en lignende oppbygning, men er gjerne mer utvasket i overflaten. Det finns få subglasiale fluviale avsetninger i området.

Fyllittellinger som er gjort i det glasifluviale materiale i den nedre del av Aurlandsdalen, viser et fyllittinnhold som varierer mellom 19 og 6%, fig. 38. De høyeste prosentene er naturlig nok øverst ved Bedle og Steine, og minker svakt nedover dalen. Noen stor nedknusing av fyllittkornene under den glasi-fluviale transporten synes ikke å ha foregått.

De få tungmineralanalyser som er gjort i disse glasifluviale sedimentene viser et tungmineralinnhold med prosentverdier som ligger mellom 25 og 50%, tab. 2, noe som er bemerkelsesverdig høyt i forhold til de moreneprøver som er tatt i nærheten, hvor innholdet ligger under 25%. En viss anrikning av tungmineraler synes altså å ha funnet sted under de glasifluviale sorteringsprosesser. Det kan imidlertid være ganske store variasjoner i tungmineralinnholdet i prøver som er tatt i et og samme snitt, men fra forskjellige lag. I et snitt i Tæroterrassens distale del er tre prøver (nr. 54, 55 og 56) tatt i forskjellige lag. Resultatene av analysen viser at de grusige sandlagene inneholder adskillig mer tunge mineraler enn det rene sandlaget, tab. 2.

#### Fluviale avsetninger

Ned de bratte dal- og fjordsidene renner det mange bekker og småelver som i flomperiodene får en voldsom transportkapasitet og spyler med seg det løsmateriale de når fatt i. Ved munningen avsettes det groveste materialet, og store vifter bygges etterhvert opp. Det meste av finstoffene er vasket bort, og kornfordelingsanalyser som er gjort i et par slike vifter viser grusig materiale, fig. 36, nr. 76, 78. Stein- og blokkinnholdet er som regel meget stort og materialet kan til forveksling ligne på en blokkrik grusig morene. Ved munningen av Tverradalselva, V for Loventerrassen, er en slik mektig blokkrik vifte avsatt, fig. 57 .

En ganske annen type fluviale avsetninger finns i bunnen av dalene

i form av elvesletter. Disse slettene dannes i flate, slakke partier der elvene har et rolig forløp, og sedimentene består derfor som oftest av sortert grus og sand.

#### Glasilakustrine avsetninger

Rester etter sedimentene fra en bredemt sjø er funnet på Kvaolen i Midjedalen hvor godt sortert mo-lag ligger under vekslende lag av finsand, fig. 34,C og fig. 70. I en kortere tid har det trolig her vært en issjø, oppdemt lateralt for en bre i Aurlandsdalen, se side 52. Også i proksimalkanten på Tæroterrassen er det funnet glasilakustrine mo- og mjelelag, fig. 30, nr. 60, 61, men disse er trolig skjøvet på plass av breen (se side 48).

#### Marine avsetninger

Ved brønnboring er som er foretatt flere steder i den nederste del av Aurlandsdalen, er det funnet leire under fluviale sand- og grusavsetninger. Selv har jeg på elvesletten ved Lunde, 15-20 m o.h., funnet leire i en grøft under et 0,7 m tykt grusig sandlag. Kornfordelingskurven på fig. 36, nr. 79, viser et innhold på 40% leire og vel 50% mjele.

#### Forvittringsmateriale

Forvittringsmateriale i form av blokkmark finns flere steder i høyfjellet i områder over 1500 m o.h. Det er særlig i skifrige eller sterkt oppsprukkete jotunbergarter at frostforvittringen er stor og hvor blokkmark utvikles. Det ligger ofte flyttblokker sammen med forvittringsblokkene, men disse skiller seg som regel tydelig ut ved at de er mindre skarpkantete, eller ved at de tilhører en fremmed bergart. De løse fyllittbergartene forvittrer lett til mindre kornfraksjoner, og fyllittområdene skiller seg derfor ut ved sitt dekke av relativt finkornet forvittringsmateriale.

### Skredmateriale

I de dype nedskårne dalene er det flere steder store ansamlinger av talus ved foten av de bratte dalsidene. Talusmaterialet består for det meste av blokker og stein, men inneholder også finere fraksjoner som sand og grus. Det synes å være en viss sortering i talusviftene. Det fineste materiale ligger samlet ved rotpunktet av viftene, mens de største blokkene som regel raser helt ned i dalbunnen.

### Organisk materiale

Større myrlendte områder finns ikke i området. Mindre myrer av topogen eller soligen type er lokalisert i bunnen av de flate, høyereliggende deler av dalene eller oppe på fjellplatåene nær kanten av dalene. Tuemark er observert enkelte steder i ca. 1100 - 1200 m o.h.

Pollenanalyser er foretatt i to myrer på Loven, se side 81-95. Andre undersøkelser av organogent materiale er ikke gjort.

## BRESTADIENE OG DERES RANDAVSETNINGER

### INNLEDNING

I Aurlandsområdet er det funnet en mengde spor og rester etter brerandavsetninger som viser at det under deglasiasjonen må ha vært flere perioder med stillstand eller fremstøt av breene. I de følgende kapitler vil disse brerandstadiene bli behandlet ganske inngående.

Den terminologi som her blir benyttet er hovedsaklig den samme som O. W. Fareth (1970, s. 42-43) og T. O. Vorren (1970, s. 58) bruker. Med et randstadium eller stadium menes en periode av en viss varighet hvor breranden har ligget tilnærmet på samme sted. Mindre oscillasjoner av breranden kan imidlertid foregå under et stadium. Randfase eller fase er betegnelsen for slike kortvarige perioder som en oscillasjon representerer. Randavsetningene som dannes i løpet av en randfase kalles brerandlinjer. Ofte ligger to eller flere randlinjer i et relativt smalt belte, randbelte, som altså begrenses til området mellom den ytterste og innerste randlinje. Samlet utgjør alle randbeltene som tilhører samme stadium en randzone.

For de forskjellige typer brerandavsetninger vil Andersens (1960, s. 15-17) terminologi bli benyttet.

### FJORDBRESTADIET

De eldste spor etter brerandavsetninger i området er representert ved noen få spredte, høytliggende lateralmorener sør for den nedre del av Aurlandsdalen. Dette eldste randstadium har jeg kalt fjordbrestadiet.

### R e g i o n a l \_ b e s k r i v e l s e

#### Sørsiden av Aurlandsdalens nedre del

Tverradalen. Øverst i denne bratte hengende sidedalen som munner ut like nedenfor Vassbygdatnet, ligger det en 600-700 m

lang og relativt mektig lateralmorene som i NV ligger 1260 m o.h., men som heller mot SØ til ca. 1230 m o.h., fig. 41. Avsetningen har en ganske markert proximalkant med en høyde på opptil 10-12 m, mens distalsiden er adskillig slakkere og er i de nordligste daler helt utplanert, fig. 42. Avsetningen får her et terrasse-lignende utseende. Overflaten i de sørlige deler er særlig blokkrik. Både ovenfor og nedenfor denne brede hovedrandlinje er det andre mindre morenerygger som vitner om oscillasjoner av bre-randen. Randbeltets bredde varierer mellom 100-150 m.

Tvindane. 1,5 - 2 km sør for Tverradalen, ved Tvindane, ligger det ansamlet ganske store mengder morene som har en markert øvre grense i 1250-1260 m o.h. mot det nesten bare fjellet ovenfor, fig. 43. Morenematerialet er rikt på grunnfjellsblokker og skiller seg tydelig ut fra det relativt tynne forvitningsdekket som ligger på fyllittbergartene ovenfor. Til tross for at grensen grunnfjell/fyllitt går noenlunde parallelt med morenens øvre begrensning, er fyllittblokker ikke funnet i det blokkrike morenemateriale. Dette tyder på at morenen er avsatt lateralt for en bre i Aurlandsdalen og at den øvre grensen markerer fjordbre-stadiets øverste randlinje.

I lia ned mot Tvindanebotn slynger to rygger seg bratt mot hverandre, den ene fra NV og den andre fra S-SSV, fig. 44. Materialet i overflaten på ryggene skiller seg ut fra morenematerialet omkring ved at det inneholder mindre blokker. Kornfordelingsanalyser av prøver tatt i overflaten (0,3-0,4 m dyp) viser så dårlig sortering at materialet må sies å ha typisk morenekarakter, fig. 34, nr. 45 og 46.

Til tross for disse indikasjonene på at dette er randmorener, tolker jeg ryggene som slukåser. Dette antar jeg ut fra det forløp og den form som ryggene har. Det er meget vanskelig å tenke seg at kanten av breen i Aurlandsdalen først skulle ha sunket bratt ned mot Tvindanebotn fra 1250-1150 m o.h., så bøyd brått av nesten 90° mot vest og så steget rett opp lia til ca. 1250 m o.h. igjen, fig. 44. Det er like vanskelig å tenke seg at ryggene representerer frontmorener fra en lokalbre som har kommet ned Tvindane fra vest. Fyllittblokkene som totalt mangler i morenen taler

også mot en slik forklaring.

Den mest sannsynlige forklaring er at dette er slukåser, og at det glasifluviale materialet på ryggen har fått avsatt et morenelag på toppen. T. Vorren (1970, s. 104) beskriver slukåser på Sognefjell hvor ryggene består av godt sortert mo med et 0,3-0,5 m tykt morenedekke over. Lignende slukåser har jeg selv funnet i Kvammadalen (se side 37), men her er det usorterte laget på toppen meget tynt. Noen sikker tolkning av ryggene ved Tvindane kan imidlertid ikke trekkes før en får gravd et dypt snitt i materialet.

Storebotn, Låvidalen. På østsiden av Låvidalen ligger det like sør for Storebotn en liten morenerygg som heller svakt nordover fra 1330-1310 m o.h. Inne i selve Storebotn ligger der samlet flere mindre rygger og hauger av morenemateriale, men på nordsiden av botnen kan moreneryggen følges videre 300-400 m før den forsvinner i 1310 m o.h.

Dette randbelte ved Storebotn tilhører muligens samme randsone som randbeltene ved Tvindane og Tverradalen. Korrelasjonen er imidlertid langt fra sikker fordi randavsetningene er så få og ligger så spredt. Et annet alternativ er at lateralmorenene i Storebotn tilhører det yngre Vangenstadiet. Dette anser jeg for mindre sannsynlig ut fra de undersøkelser jeg har gjort i Låvidalen, se side 72-74.

#### Nordsiden av Aurlandsdalen.

Nord for Aurlandsdalen er ingen lateralavsetninger funnet som kan korreleres med fjordbrestadiet. På fig. 45 har jeg på grunnlag av de retningsselementer som jeg antar er noenlunde synkrone med fjordbrestadiet, forsøkt å rekonstruere et kart som viser isbevegelsen i området omkring og nord for den nedre del av Aurlandsdalen.

I fjellområdene mellom Blåskavlen og Norddalsvatn har det under og muligens også like før fjordbrestadiet ligget et isskille omtrent på dagens vannskille mellom Aurlandsdalen og Lærdalen,

hvorfra ismasser har strømmet ut i nord- og sørlig retning. I området omkring Norddalsvatn har det trolig vært en iskulminasjon som har forårsaket den vestlige komponent i brebevegelsen herfra. Hvordan forholdene har vært i Blåskavlmassivet er uklart. Trolig har Blåskavlen dannet en annen iskulminasjon hvorfra radiære breer har strømmet ut som antydnet på fig. 45. På sørsiden av isskillet har isstrømmene gradvis dreiet av mot V og NV og forenet seg med breen i Aurlandsdalen til en felles isstrøm ut Aurlandsfjorden. De N-S gående dalene som Furedalen og den nedre del av Kvammadalen har ligget mer eller mindre på tvers av isbevegelsen, noe som sannsynligvis er den direkte årsak til at det her er avsatt relativt store mektigheter av morene.

Kvammadal. Morenematerialet i Kvammadal har et ganske høyt innhold av fyllitt i fingrusfraksjonen, gjennomsnittlig 60-70%. Av tab. 2 Og fig. 38 ser en at den øverste prøven i dalen ( nr. 1) inneholder relativt lite fyllitt (43%) i forhold til prøvene som er tatt lenger ned hvor fyllittinnholdet ligger ganske konstant på 60-70% (unntatt prøve nr. 3 med 83%). Disse konstante høye verdiene er typiske for morenematerialet i Kvammadalen. Ved munningen av dalen synker fyllittprosenten brått, og prøvene 11 Og 12 (fig. 38) som er tatt helt ute på kanten mot Aurlandsdalen, inneholder henholdsvis 35,2% og 13,4%. Dette indikerer at morenematerialet ytterst ved munningen av Kvammadalen er avsatt av breen i Aurlandsdalen, og at brestrømmen fra N og NØ ikke har vært mektig nok til å presse seg så langt mot sør, men er blitt bøyd av mot VNV- NV slik som vist på fig. 45. Det relativt lave innhold av fyllitt i den øverste prøven i Kvammadal (nr. 1) kan muligens skyldes en materialtransport nordfra Blåskavlen av en brestrøm som har kommet ned den øvre del av Kvammadal.

Konklusjonen en kan trekke ut av disse fyllittundersøkelsene bekrefter det som ble antydnet ovenfor, at det relativt mektige morenedekket i Kvammadalen er avsatt av yngre isstrømmer (sannsynligvis noenlunde samtidig med fjordbrestadiet) som har passert de nedre deler av dalen mer eller mindre på tvers.

Kornfordelingsanalyser som er foretatt av morenematerialet (fig.29)



viser et finstoffinnhold ( $< 63\text{my}$ ) som varierer mellom 10-30%. Som tidligere nevnt (side 29) er det bemerkelsesverdig at flere av moreneprøvene som har et fylltinnhold på 60-80%, kun inneholder 10-12% av materiale mindre enn 63 my, se fig. 39. Dette indikerer at det har foregått en viss utvasking av morenematerialet, og/eller at nedknusningen av fylltinnkornene under transporten har vært meget liten. Enkelte steder i morenen finns det godt sorterte grus- og sandlinser, fig. 29, nr. 9.

Ovenfor Kvammadalsstølene ligger det nær dalbunnen like nord for elva flere mindre hauger og rygger. Enkelte av ryggene har en retning nedover dalsiden noenlunde normalt på kotene og ligner slukåser, fig. 46. Et snitt gjennom en av disse (fig. 47) viser øverst et 10-20 cm grovt gruslag som inneholder en del stein og mindre blokker. Under ligger det ca. 80-90 cm med grus, så 1 m godt sortert sand, og underst 50-60 cm med silt som ligger direkte over en blokkrik morene.

Ut fra form, beliggenhet og materialtype tolker jeg haugene og ryggene som subglasiale fluviale avsetninger. Dette vitner om en lite aktiv bre i avsmeltningsperioden etter fjordbrestadiet.

### Aurlandsfjorden

Av de flybilder jeg har hatt til rådighet har jeg ikke kunnet finne noen randavsetninger utover langs Aurlandsfjorden. Dette er ganske naturlig på grunn av de stupbratte fjordsidene som gir randmorenene få muligheter til å bli liggende.

Det er imidlertid sannsynlig at breen i Aurlandsfjorden under fjordbrestadiet har vært så mektig at den har nådd helt ut til munningen mot Sognefjorden. Hvordan isforholdene har vært her ute på denne tid er umulig å si noe sikkert om på grunn av det dårlige kjennskap en foreløpig har om Sognefjordens deglasiasjonsforløp. To alternativer synes å peke seg ut. Det første alternativ er at breen i Aurlandsfjorden har vært en sidebre til en brestrøm ut Sognefjorden. Det andre alternativ er at de indre deler av Sognefjorden på denne tiden var blitt isfrie. Den mest naturlige beliggenhet for fronten på Aurlandsbreen synes da å være på terskelen ved Simlenes nær munningen, fig. 15.

En markert dybdeøkning skjer her fra den jevne, flate fjordbunnen innenfor på 400-450 m dyp til den dype Sognefjorden utenfor på 900-950 m. Gjennomsnittsgradienten på breen fra lateralmorenene i Tverradalen til en eventuell front ved Simlenes har i så tilfelle vært ca. 43 m/km.

### F j o r d b r e s t a d i e t , \_ e n \_ o v e r s i k t

De spredte lateraldannelsene som er observert i Tverradalen, Tvindane og muligens også ved Storebotn i Låvidalen tyder på at det har vært en stillstand eller muligens et mindre fremstøt av Aurlandsbreen i en relativt tidlig periode, mens Aurlandsdalen og sannsynligvis også hele Aurlandsfjorden var isfylt. I fjellområdet mellom Blåskavlen og Norddalsvatn har det under fjordbrestadiet ligget et lokalt isskille, hvorfra ismasser har beveget seg i nord- og sørlig retning, fig. 45. De sørgående isstrømmene har gradvis dreiet av mot V og NV og forenet seg med breen i Aurlandsdalen til en felles isstrøm ut Aurlandsfjorden.

Avsmeltningsperioden like etter fjordbrestadiet synes å ha vært preget av inaktive forhold noe som de subglasiale dødisavsetningene i Kvammadal og muligens også i Tvindane indikerer.

## DALBRESTADIENE I AURLANDSDALEN

I Aurlandsdalen har to frontavsetninger vært kjent fra tidligere, Vangenavsetningen ved munningen av dalen og Tæro-Loventerrassen foran Vassbygdvatn. I tillegg til disse to kommer Steineavsetningen som jeg mener også er en frontdannelse. Disse tre frontavsetninger med korresponderende lateralavsetninger tilhører tre stadier som jeg har kalt henholdsvis Vangenstadiet, Tæro-Lovenstadiet og Steinestadiet. Tilsammen utgjør de dalbrestadiene. Jeg vil omtale disse stadiene i kronologisk rekkefølge.

### V a n g e n s t a d i e t

#### R e g i o n a l \_ b e s k r i v e l s e

##### Frontavsetningen ved Aurlandsvangen - Onstad

Ved munningen av Aurlandsdalen ligger det to utstikkende rygger, en på hver side av dalen, som er bygget opp av løsmateriale, fig. 16. Den nordlige ryggen ved Vangen er høyest og mektigst inne ved fjellsiden, fig. 48. Toppen av ryggen er markert ved en liten flate som jeg har målt til 110 m o.h., indre kant. Denne er tidligere målt av Helland (1876, s. 57) til 108 m o.h., Kaldhol (1941, s. 51) 112 - 114,2 m o.h. og Kyrkjebø (1953, s. 67) 110 m o.h. Kaldhol (1941) mener å finne en strandlinje i fast fjell med noe grus oppå som ligger enda høyere, øvre grense 121-122 m o.h. Denne påståtte strandlinjen har ikke jeg kunnet finne.

Ned mot dalbunnen blir ryggen smalere og avtar i mektighet. Ved tuftene av den gamle Ryggjakyrkja er dannet en markert erosjonsflate, fig. 48. Kyrkjebø (1953) målte øvre kant her til 72,8 m o.h. Videre nedover ryggen er det noen mindre markerte innhakk som av Kaldhol og Kyrkjebø er blitt tolket som strandlinjer. Kaldhol målte tre lavere nivåer: 43 m o.h. (ø.k.),

29,8-32 m o.h. og 19,6-21,6 m o.h. Kyrkjebø (1953) målte øvre kant på to nivåer: 48 m o.h. og 33 m o.h.

Et snitt ca. 40 m o.h. (rett bak Ryggjatun pensjonat,) viser grovt, relativt usortert glasifluvialt materiale hovedsaklig bestående av stein, grus og sand med enkelte få blokker, fig. 49. Av kornfordelingskurvene, fig. 35, A, ser en at 90% av materialet mindre enn 20 mm består av grus og sand. Mellom disse grovere partiene ligger det enkelte tynne sorterte sand- og gruslag som har en svak helning mot nord. Rundingsgraden er jevnt over god, men kan variere en del i det groveste materialet. Like ovenfor Ryggjatun (ca. 50 m o.h.) observerte jeg et siltlag på flere meters tykkelse. I en hustomt på distalsiden, 60-70 m o.h. var det øverst 1,5-2 m med grovt glasifluvialt materiale med antydning til lag som helte svakt mot vest. Under lå det konsolidert morene med et innhold på vel 20% finmateriale (<63 $\mu$ ), fig. 33 nr. 13.

Ut fra de snitt som er studert synes oppbygningen av ryggen å være ganske kompleks. I de proksimale deler består den hovedsaklig av grovt glasifluvialt materiale med enkelte få partier med moige-mjelige lag, mens det distalt trolig ligger et basalt morenelag under glasifluvialt materiale.

Ved Onstad, ved sørsiden av elven, er den utstikkende rygg av langt mindre dimensjoner og når bare opp i en høyde på ca. 60 m o.h. fig. 16 og 48. Det er ingen markert flate på toppen. Kyrkjebø (1953, s. 67) har distalt for ryggen målt to terrassenivå 13,8 og 26,6 m o.h. (ø.k.) I et snitt i distalskråningen 20-25 m o.h. besto materialet av bra sortert grus og grovsand, fig. 35, nr. 51. Oppbygningen av Onstad avsetningen er trolig ikke så kompleks som ryggen ved Vangen.

#### Lateralavsetninger på sydsiden av Aurlandsdalen

I den bratte dalsiden i den nedre del av Aurlandsdalen er det få oppbevart laterale avsetninger. Ved stølen Mjå, som ligger på

en liten hylle i dalsiden, er det helt ute på kanten rester etter en morenerygg. Ryggen er ca. 2-3 m høy på distalsiden og knapt 50 m lang, fig. 56. Spørsmålet her er om dette virkelig er en sidemorene fra dette stadiet eller om det bare er tilfeldig morenemateriale som er blitt liggende i ryggform, se side 44.

Grindsfjellet. På NØ-siden av Grindsfjellet, på kanten ned mot munningen av Stonndalen, ligger det en blokkrik morenerygg som i sør har en høyde på 1070-80 m o.h. Andre mindre rygger ligger både distalt og proksimalt fra hovedryggen, og vitner om oscillasjoner av breen. Hovedryggen kan følges 800-900 m mot N før den forsvinner ut på stupet under Nonsnipa, 1000 m o.h. På vestsiden av Stonndalen er det ellers ikke noen lateralmorener å finne.

Hovdunga - Hovdunga fjell. Ved Hovdunga støl (1100 m o.h.) ligger det en meget markert morenerygg, som på folkemunne blir kalt "Randen", fig. 50. "Randen" har øverst retning mot SV inn mot Stonndalen, men svinger så av mot V og NV og stuper bratt ned mot kanten av Stonndalen hvor den forsvinner ut på stupet ca. 1040 m o.h. En mindre rygg løper noenlunde parallelt like sør for "Randen". Retning og beliggenhet av moreneryggene viser at de er avsatt av en bre fra Aurlandsdalen. Distalsiden på selve "Randen" kan stedvis være 5-6 m høy, mens proksimalsiden er adskillig høyere på grunn av dalsidens helning, fig. 51. Materialet i ryggen består av normalblokkig, grusig-sandig morene. Ryggen kan følges videre oppover mot Hovdunga fjell. Ovenfor stølene er det tre parallelle rygger som danner et 200-300 m bredt randbelte. Randbeltet smalner av østover langs den nordlige brattkant av Hovdunga fjellet og moreneryggene forsvinner i 1280-1300 m o.h.

På NØ-siden av Hovdunga fjell dukker imidlertid randbeltet opp igjen. Det har nå nådd opp på kanten av fjellet, ca. 1340 m o.h. og strekker seg mot SSØ-S. Randbeltet har en tydelig øvre grense mot det bare fjellet ovenfor. Moreneryggene innen randbeltet er ikke så sammenhengende og markerte som tidligere og blir mer og mer diffuse dess høyere de når. I ca. 1380-1400 m o.h. forsvinner randbeltet gradvis for til slutt å bli helt borte.

Gjennomsnittsgradienten for det nesten kontinuerlige randbeltet fra Hovdunga til Hovdungafjell er ca. 110-120 m/km. Grunnen til denne høye gradient er at Aurlandsdalen her gjør en 90° sving og utvider seg, samtidig som dalbunnen faller kraftig (90-100 m/km).

I en Ø-V gående dalslukt på østsiden av Klovafjell, ca. 3 km SØ for Hovdungafjell, ligger det en ca. 100 m lang rygg av rikblokkig morene i 1480-1490 m o.h. Det er ikke helt klart om denne ryggen virkelig representerer en sidemorene. Høyde og beliggenhet i forhold til morenene på Hovdungafjell gjør det imidlertid rimelig å anta at dette er en lateralmorene som tilhører samme randsone.

Østsiden av Stonndal. Langs kanten av Stonndalen er det få skikkelige lateralmorener. På østsiden er det noen få mindre, usammenhengende rygger. Av disse kan en danne seg et visst bilde av den sidebre som kom ut Stonndalen og møtte hovedbreen i Aurlandsdalen. Like sør for Hovdunga støl er det et randbelte av mindre rygger som faller mot N fra Mjelkebergnosi 1150 m o.h. til Hovdungagrovi ca. 1100 m o.h. Her svinger hovedryggen brått mot vest og forsvinner ut på stupet ca. 1090 m o.h., fig. 50. Det er all grunn til å tro at dette randbeltet er dannet omtrent samtidig som "Randen" med tilhørende randlinjer. Det er tydelig hvordan de to brestrømmene i Stonndalen og Aurlandsdalen har påvirket hverandre og bøyet av for hverandre.

Videre sørover fra Mjelkebergnosi ligger det en del morene-materiale langs kanten av Stonndalen, men det er få steder hvor tydelige laterallinjer forekommer. Ø for Vetledalen er randlinjene ganske tydelig med blokkrike morenerygger som stiger sørover fra ca. 1300 til 1350 m o.h.

#### Nordsiden av Aurlandsdalen.

Totland støl. På en liten dalhylle ved Totlandstølene ligger to parallelle morenerygger, 600-610 m o.h., fig. 52. Lengden er 75-100 m. Moreneryggene ligger omtrent vis a vis moreneryggen

ved Mjå.

Eisingane. I dalsiden østover fra Totland er det ingen spor etter laterale morener før ved Eisingane. Like ovenfor stølene ligger det en kort, men ganske mektig morenerygg, 1140-1150 m o.h., med 8-10 m høy proksimalside, fig. 53. Distalsiden er nesten jevnet ut ved at et oppdemt tjern er grodd igjen. Flere mindre rygger ligger distalt. Ryggene korresponderer godt med sidemorenene på Hovdunga på motsatt side av dalen, og tilhører sannsynligvis samme randsone. Videre mot øst er det ingen tydelige randlinjer.

### D i s k u s j o n

Hvordan formen på den opprinnelige frontavsetningen ved Vangen-Onstad har vært, er vanskelig å rekonstruere ut fra dagens morfologi. Ryggene kan være mindre erosjonsrester etter en sammenhengende rygg som har strukket seg på tvers over dalen, eller ryggene kan representere de opprinnelige former, bare lett modifisert av senere erosjon.

R. Dahl (1968, s. 103-106) beskriver lignende utstikkende rygger i Narvik-Skjomen området og som han kaller "latero-frontal moraine spur". Han mener at sammenhengen mellom lokalisering og topografi indikerer at de generelt dannes ved en temporær stans av de laterale deler av fronten til en tilbakerykkende fjordbre, mens den sentrale del fortsetter å trekke seg tilbake ved hjelp av kalving på dypere vann. Dette betyr at "latero-frontal moraine spur" ikke behøver å være dannet i et stadium eller en fase med øket aktivitet i breen, men kan skyldes topografiske forhold som plutselig innsnevring av fjord eller dal, og/eller ved markerte terskler hvor dybden av fjorden blir betydelig redusert.

Formen og den innbyrdes store forskjell i mektighet på de to ryggene ved Vangen og Onstad tyder på at ryggene har vært dannet lateralt ved fronten av breen på lignende måte som Dahl (1968)

forklarer. De korresponderende lateralmorenene indikerer imidlertid at dannelsen har skjedd i forbindelse med et aktivt stadium.

I den nedre del av Aurlandsdalen har breranden under Vangenstadiet blitt liggende midt i den bratteste del av dalsidene, slik at nesten ingen lateralmorener her er blitt oppbevart. Det er bare moreneryggene ved Totland og Mjå, som ligger på hver sin hulle i dalsiden, som har unngått ødeleggelse. Disse to lateralmorenene korresponderer imidlertid dårlig med hverandre da de ligger henholdsvis 600 og 300 m o.h. Dette betyr at breen ved dannelsen av Totlandmorenen var nesten 300 m tykkere enn da Mjåmorenen ble dannet, noe som er ganske meget dersom begge morenene skal tilhøre Vangenstadiet (se breprofilen fig. 54). Nå er Mjåmorenen så liten og usikker/som randdannelse at det er farlig å trekke for store konklusjoner ut av den. Men det synes mest sannsynlig at Mjåmorenen er dannet i en sen fase av Vangenstadiet.

## V a n g e n s t a d i e t , \_ e n \_ o v e r s i k t

### Vangenstadiets utvikling

I den innledende fase av Vangenstadiet har brefronten trolig ligget ytterst på terskelen ved munningen av Aurlandsdalen og kalvet ut i fjorden. Ut fra lateralmorenen på Totland (600 m o.h.) kan en beregne at tykkelsen på breen ute ved munningen maksimum kan ha vært 400-500 m. Dette viser at bretungen ikke har vært mektig nok til å kunne nå særlig langt ut i Aurlandsfjorden hvor dybden på den tid var 400-500 m like utenfor Aurlandsdalens munning, fig. 15. Bretungen ville da flyte opp og brekkes løs. Noe istilførsel ut fjorden fra Flåmsdalen har Aurlandsbreen ikke fått, da brefronten her sannsynligvis lå helt inne ved Heimdal (se side 71 ).

Den store ablasjonen på grunn av kalvingen, medførte at breen i de nedre deler av dalen minket hurtig i tykkelse, mens brefronten lå tilnærmelsesvis i ro på grunn av sin gunstige beliggenhet. På slutten av stadiet trakk fronten seg trolig litt tilbake og lenger opp på terskelen. Vangen - Onstad avsetningen er



sannsynligvis dannet i en senere fase da brefronten lå stasjonær ved Vangen - Onstad. Det er imidlertid ingen umulighet for at dannelsen kan ha foregått på samme måte som R. Dahls (1968) "latero-frontal moraine spurs" (se side 43). I så tilfelle må Vangen - Onstadavsetningen være dannet helt på slutten av Vangenstadiet, da brefronten begynte å trekke seg tilbake fra den posisjon den tidligere hadde inntatt ytterst på terskelen.

### Breprofil

Ved å projisere de observerte randlinjer inn på et vertikalplan parallelt med dalens lengderetning, kan et tilnærmet lengdeprofil av breene konstrueres, fig. 54. Da det i de nedre deler av dalen finns få randlinjer å konstruere ut fra, har jeg her måttet foreta store interpoleringer. Følgelig er mulighetene for feil i profilene størst her.

Av breprofil, fig. 54, er følgende gjennomsnittsgradienter (m/km) beregnet for breen under Vangenstadiet:

Km fra bre- fronten. (lok.)	4 (Totland)	12 (Nonsnipa)	16 (Hovdunga- fjell)
0	115-120 (7)	70-75 (10)	75-80 (40)
4 (Totland)		50 (11)	65 (50)
12 (Nonsnipa)			95 (125)

(Tallene i parentes er gradienten på dalbunnen).

Det største fallet på breen er mellom Totland og fronten, hvor gjennomsnittsgradienten er 115-120 m/km. Dette er imidlertid ingen urimelig høy gradient så nær fronten. T. Vorren (1970, s. 73 og 95) finner gradienter på over 100 m/km for brøer i Jostedalen og Mørkrisdalen nær fronten. Gradienten beregnet fra Mjå til munningen av Aurlandsdalen blir ca. 50 m/km.

Gradienten på breoverflaten lenger fra fronten varierer en del. Den kraftige helningen av dalbunnen mellom Nonsnipa og Hovdunga-fjell har tydelig vært årsaken til breens store fall her.

#### Rekonstruksjon av Vangenstadiet

På et kart, fig. 55, har jeg forsøkt å rekonstruere utbredelsen av Vangenstadiets bre i de nedre og midtre deler av Aurlandsdalen. Ved breranden i Kleådalen og Furedalen er det satt et spørsmålstegn, da det er uklart om det her er kommet ned sidebreer til Aurlandsbreen eller om forholdene har vært slik som antydnet på figuren. Mangelen på sidemorener i Furedalen og Kleådalen gir en svak indikasjon på at det ikke har kommet noen breutløpere ned disse to sidedalene.

T æ r o - L o v e n s t a d i e t

R e g i o n a l \_ b e s k r i v e l s e

Frontavsetningen ved Tæro-Loven

4-5,5 km innenfor Vangen-Onstadavsetningen ligger det en mektig fronterrasse som demmer opp Vassbygdvatnet, fig. 56. Elva deler fronterrasen i to, Tæroterrasen og Loventerrasen, fig. 57. Disse terrassene utgjør et markert morfologisk trekk i dalbunnen og har tidligere fanget mange geologers oppmerksomhet. Helland (1876, 1901), Kjerulf (1879) og Rekstad (1905) gir en kort omtale av denne og måler overflaten til henholdsvis 108, 107 og 109 m o.h., uten å presisere nærmere hvor på terrassen de har målt. Kyrkjebø (1953, s. 67-69) har nivellert det høyeste nivået til 114,8 m o.h., som han finner inne ved fjellsiden på Loventerrasen, fig. 57.

Da det er det høyeste marine nivå som har vært av størst interesse for meg, har jeg på flere steder målt høyden av toppflaten på Tæro- og Loventerrasen så nøyaktig som mulig med Paulin barometer for å få en skikkelig MG-bestemmelse, fig. 57. Målingene kompliseres ved at den primære toppflate ofte ikke kan bestemmes nøyaktig ved at ras- eller bekkevifter er avsatt på terrassene. Raviner og erosjonsskar har, særlig i Tæroterrasen, også virket forstyrrende fordi løsmassene omkring har rast eller seget ut og dermed endret den opprinnelige overflaten. Resultatet av målingene ble at det høyeste nivå ble funnet på Loventerrasen helt inne ved fjellveggen hvor indre kant ble målt til 114 m o.h., som stemmer godt med Kyrkjebøs (Op.cit.) nivellement. Jeg har derfor fastsatt MG her til 114 m o.h.

Av de snitt og skjæringer som finns i terrassene kan en se at avsetningen hovedsaklig er bygd opp av vekslende sand- og gruslag med enkelte steinrike lag imellom. Foreset-lagene heller vanligvis mellom 5-20° mot V-NNV, fig. 58. Fylltinnholdet i kornfraksjonen 2-4 mm viser et ganske konstant innhold på 10-12,5%, fig. 38

I de proksimale deler av terrassene gjelder ikke dette generelle bildet. I et massetak som er åpnet i proksimalsiden på Tæro-terrassen (Vassbrekka) i forbindelse med kraftutbyggingen, åpenbarer det seg et adskillig mer komplisert bilde av oppbygningen.

Ved foten av proksimalsiden har sedimentasjonen tydelig vært preget av kraftige forstyrrelser. Diskordante sand- og gruslag som heller i mange forskjellige retninger, indikerer skiftende strømretninger og strømforhold. Enkelte av lagene heller mot SØ, altså mot dalens lengderetning, fig. 59. Nærmere inn mot dal-siden finns det i snittet partier med usortert, morenelignende materiale med enkelte inneslutninger med godt sortert mo-mjele, fig. 60. Mo-mjele lagene er forstyrret og inneholder enkelte få steiner. Kornfordelingskurven (fig. 30, nr. 59) er bimodal. Denne komplekse sammensetning og oppbygging av terrassen her skyldes trolig den nære kontakten med brefronten, hvor mindre oscillasjoner har medført at sedimentene er blitt skjøvet og rotet sammen. Det synes mindre sannsynlig at det usorterte materialet skal være nedrast fra proksimalsiden ovenfor.

Høyere opp i proksimalsiden, 65-70 m o.h. ligger det en flere meter tykk, godt sortert lagpakke av mjele, fig. 30, nr. 60 og 61. Mjelen inneholder enkelte stein og blokker som er anriket med enkelte soner eller lag, fig. 62. Det er dannet tydelige varv med en tykkelse på 1,5-2 cm. Trolig på grunn av mindre kohesjon i den grovere del av hvert varv, har det her foregått en oppsprek-ning som gir lagpakken en skifrig struktur. Foldninger og mindre forkastninger har forstyrret de primære strukturene. Det er en tydelig erosjonsgrense mellom mjelen og det underliggende grusige materialet.

Det synes å være to alternative dannelsesmåter for den varvige mjelen:

1. Dannelsen er skjedd in situ
2. Mjelen er skjøvet opp fra Vassbygdvatn av brefronten.

Det første alternativ betyr at brefronten før terrassen ble helt oppbygget må ha trukket seg et godt stykke innover i Vassbygdvatnet, for at en skulle ha fått så rolige avsetningsforhold som den varvige mjelen vitner om. Steinene og blokkene ble droppet av

isfjell. Deretter har breen rykket fram og avsatt de overliggende sand- og gruslag. Muligens kan breen da direkte ha forårsaket de forstyrrelser som mjelen er blitt utsatt for eller de kan skyldes trykkpåvirkninger av det overliggende materiale. Det andre alternativ betyr at mjelen primært er avsatt i Vassbygdvatnet. Selve forskyvningen kan ha skjedd under en mindre oscillasjon og behøver ikke å bety noen virkelig fremrykking av breen. På den annen side er det litt vanskelig å skjønne hvordan fine mjelelamina har kunnet dannes foran en aktiv bre. Det er derfor mest sannsynlig at brefronten har trukket seg et stykke tilbake i Vassbygdvatnet og så rykket fram og skjøvet materialet på plass. Forstyrrelsene i lagpakken og den markerte erosjonsgrensen under kan derved lettest forklares ut fra denne forflytningen og replasseringen.

Uansett hvilke av dannelsesmåtene som er riktig, indikerer de altså begge et fremstøt av brefronten før dannelsen av Tæro-Loventerrassen.

I den øverste del av skjæringen i proksimalsiden er det interessant å legge merke til at enkelte sand- og gruslag heller opptil 20-25° innover mot Vassbygdvatn (SØ), fig. 63. Lignende lag er tidligere observert i proksimalsiden på andre frontterrasser av bl.a. Anundsen (1964, s. 35, 38), i Simadalen og i Eidfjord og T. Vorren (1970, s. 89) i Mørkrisdalen. Den mest nærliggende forklaring på disse lagene som heller "motsatt vei", er marin tilbakevasking av materiale fra toppen av avsetningen. En skulle da vente en relativt liten mektighet på de sand- og gruslag som er skyllet ned på proksimalsiden, på grunn av den forholdsvis korte tiden de marine prossesser har kunnet virke før terrassens toppflate var hevet over havet. En annen mulig forklaring er at lagene er avsatt i en oppadgående smeltevannsstrøm foran brefronten. Hvis en tenker seg smeltevannet komme subglasialt fram ved brefronten, kanskje under høyt trykk, og så møter terrassen som ligger foran og hindrer et fritt avløp, vil smeltevannstrømmen bli tvunget oppover mot overflaten langs proksimalsiden av terrassen og avsette mesteparten av sitt materiale her. En detaljundersøkelse av orientering og særlig

imbrikeringen vil muligens gi svar på hvilken dannelsesmåte som her er den riktige.

#### Lateralavsetninger på sydsiden av Aurlandsdalen

De lateralmorener som er nærmest Tæro-Loventerrassen på denne siden av dalen, ligger like ovenfor Frivodlstølene. Ut fra den bratte vestlige fjellsiden av Frivodlnosi går det to parallelle morenerygger i NV-NNV-lig retning, som kan følges 400-500 m nedover inntil de stuper ut over dalkanten i ca. 850 m o.h., fig. 64. Den høyeste randlinjen er den mest markerte. Øverst er ryggen høyest med en proksimalside på ca. 15-20 m og en distalside på 5-10 m. Toppen av ryggen ligger ca. 920 m o.h. Etterhvert som den faller mot NV avtar mektigheten. Den laveste randlinjen ligger ca. 30-40 m nedenfor. Andre mindre rester av rygger ligger enda lavere nede ved stølene.

Frivodlnosi. Helt ute på Frivodlnosi ligger det en 150-200 m lang og markert morenerygg i N-S-lig retning i en høyde av 1050-1060 m o.h., fig. 65. Denne randmorenen tilhører samme randsone som Frivodlmorenene til tross for at det er en innbyrdes høydeforskjell på minst 140 m, mens avstanden målt langs den antatte breranden, bare er 300-350 m. Dette skulle gi en gradient på breranden på ca. 400-450 m/km.

Forklaringen til denne meget høye gradient ligger i Aurlandsdalens kraftige avbøyning mot vest (ca.  $90^{\circ}$ ) og at breranden ved Frivodlnosi har dannet innersvingen av breen rundt kanten av Frivodlnosi og til Frivodl. En medvirkende årsak er også dalbunnen som her faller fra 500-til 275 m o.h.

Østsiden av Hovdunga- og Klova fjell. Ute på kanten like øst for Bridlegrovi, ca. 1 km ø for Frivodlnosi, dukker sidemorenen opp igjen i ca. 1140 m o.h. Den stiger først meget svakt sørøstover helt ute på dalkanten, men svinger brått mot SSV og stiger helt opp på dalhyllen til 1210 m o.h. Videre kan en markert rygg følges nesten kontinuerlig sørover på dalhyllen ved Høgeli til

Moldedalsgrovi, fig. 66. Til å begynne med er det bare en tydelig randlinje, men den deler seg så først i to og senere i tre parallelle morenerygger som danner et randbelte hvor høydeforskjellen mellom høyeste og laveste rygg kan komme opp i 20-30 m. Randbeltet stiger jevnt til slukten ved Moldedalsgrovi hvor dets distale deler når opp i 1330-1340 m o.h. Dette gir en gjennomsnittsgradient på ca. 100m/km av breranden fra Bridlegrovi til Moldedalsgrovi.

I slukten ved Moldedalsgrovi forsvinner de tydelige ryggformene, men et bredt morenebelte kan følges videre sørover. Etterhvert begynner ryggene å vise seg igjen og er enkelte steder skarpe og markerte i sin form, fig. 67. Randbeltet kan følges innover Brennevinshaugadn i omtrent konstant høyde 1310-1340 m o.h. Vest for Berdalsbotn begynner randbeltet å bli vanskelig å avgrense. Det øvre nivå har steget svakt til ca. 1360-70 m o.h. På flybilder kan en ane dette nivå et lite stykke videre mot sør før det forsvinner i den bratte siden av Klovafjell.

#### Laterallavsetninger på nordsiden av Aurlandsdalen

Kvaolen, Midjedalen. Knappt 1 km fra munningen av Midjedalen, ved Kvaolen, er det et markert trinn i dalens lengdeprofil, med en trinn høyde på 60-70 m. Elva har her skåret seg en dyp canyon. Øst for canyonen er fjellterskelen dekket med store mektigheter av løsmateriale som gjør terskelhøyden ekstra stor, fig. 68. Tykkelsen av dekket er vanskelig å vurdere, men er trolig flere titall meter mektig inne ved fjellsiden. Høyden av terskelen inne ved den østlige dalsiden er ca. 340-350 m o.h. Siden som heller mot N heller svakt innover i dalen og har ingen markert brattkant. Skråningen mot S står i rasvinkel og har en høyde på over 100 m.

I den bratte sørskråningen er det i et bekkefar langs den østlige dalsiden erodert ut fine snitt i avsetningen, fig. 69. Materialet er her en grusig, sandig morene, fig. 31, nr. 22, 23, 24. Fylltinnholdet i fraksjonen 2-4 mm er 5-6%.

I et annet mindre snitt nærmere elva ca. 210-220 m o.h. består materialet av vekslende horisontale, tildels forstyrrete mo- og sandlag, fig. 70 og og fig. 34,C. Mindre forkastninger kan også observeres. I lagene opptrer det en del interessante strukturer, bl.a. flammestrukturer i overgangen mellom mo og det overliggende sandlag, fig. 70. Slike flammestrukturer mener de fleste forskere skyldes "load cast", og at de dannes ved avsetning av sand over vannmettet hydroplastisk materiale, (Potter og Pettijohn, 1963, s. 147). Mo-lagene må ifølge denne teori ha vært vannmettet ved dannelsen av flammestrukturane.

Kvaolen er tidligere nevnt av Kyrkjebø (1953, s. 70) som mener dette må være en endemorene dannet av en breutløper ned Midjedalen. Den lite markerte proksimalside og de sorterte mo- og sandlagene i distalsiden taler sterkt mot en slik tolkning.

Jeg mener Kvaolens avsetningen er dannet lateralt for breen i Aurlandsdalen. Under Tæro-Lovenstadiet har Aurlandsbreen sendt en istunge inn Midjedalen som så har støtt på det markerte daltrinnet ved Kvaolen. Den har ikke vært mektig nok til å forsere denne hindring og fronten har her blitt liggende og avlastet materiale. Det lave innhold av fyllitt i morenen er også en indikasjon på at materialet er fraktet denne vei, fig. 38. Da brefronten begynte å trekke seg tilbake, har det blitt demt opp en liten sjø mellom Kvaolen og breen. Mo- og sandlagene ble da avsatt. Trolig har også de observerte flammestrukturane blitt dannet under eller like etter oppdemningen, mens molagene enda var vannmettet. Bresjøen har trolig bare vært oppdemt en kortere stund før dreneringen fikk fritt utløp fra Aurlandsdalen.

Orrasete. I den bratte dalsiden ovenfor stølene på Orrasete ligger det store mengder av grusig morenemateriale med en meget tydelig øvre kant, fig. 71 (se også fig. 65). Ras og ravinering har modellert denne lateralmorenen slik at den idag minner om en serie vifter hvor rotpunktene eller de øvre nivåene ligger omtrent i den samme høyde, 960-970 m o.h. På toppen av den østligste av disse "viftene" (ca. 975 m o.h.) har en del talus samlet seg, noe som faktisk framhever nivået ekstra godt. Vest for Grosvselvi kan randlinjen følges videre som morenerygger til



de stuper utfor kanten mot Ilegjelet, 930 m o.h.

Aushovden - Kluftafjell. Videre østover fra Orrasete ligger det ganske mye morenemateriale samlet, men lia er her for bratt til at randbeltets markerte øvre nivå er blitt oppbevart. I Veiverdalen kan en ane en grense i vel 1000 m o.h. NV for Aushovden, ute på kanten mot Veiverdalen, dukker det opp en klar morenerygg 1040-1060 m o.h. som kan følges et kort stykke før den forsvinner, Den dukker imidlertid snart opp igjen i 1120 m o.h. og stiger hurtig oppover mot Aushovden i SØ-lig retning. Under Aushovden deler den seg opp i to parallelle rygger som demmer opp et lite vann 1150 m o.h. Syd for Aushovden fortsetter de to parallelle ryggene og demmer opp ytterligere tre små vann 1190-1200 m o.h. Klovning (1963, s. 5) har tidligere nevnt denne lokalitet. Mot SØ kan randlinjen følges videre over Bakkegrovi og oppover fjellsiden vest for Klufta til den forsvinner ca. 1260 m o.h., fig. 72. En liten blokkrik rest av en rygg ligger litt høyere oppe i ca. 1300 m. I den bratte fjellsiden SSV for Klufti ligger det en 100 m lang blokkrygg, 1350-1380 m o.h. som må tilhøre samme randsone.

Dette randbeltet korresponderer godt med randbeltene ved Frivodl og Høgeli på andre siden av dalen. Gjennomsnittsgradienten for randlinjene mellom Orrasete-Klufti er 90-95 m/km.

Gravadalen. I Gravadalen er det samlet en del morenemateriale i form av hauger og små rygger. I den vestre dalsiden danner dette haugete morenelandskap en klar kontrast til det bare høyfjellet ovenfor. I de SV-lige deler er skillet ganske skarpt i ca. 1450-60 m, men blir mer og mer diffust og vanskelig å følge etterhvert som en beveger seg nordøstover i retning av Vasselvotni. Trolig fortsetter brerandlinjen vest for Vasselvotni og dreier så mot NNØ langs kanten av Langedalens vestside, fig. 73.

tid ikke foretatt noen undersøkelser av retningsselementene på Ø-siden av vannskillet. En detaljert retningsanalyse må her derfor gjøres før en kan fastsette isskilletts beliggenhet med sikkerhet.

De NV-lige isstrømmene i de sørlige deler av Aurlandsområdet indikerer at det også må ha vært et issentrum eller isskille lenger sør. Det mest nærliggende er her å tenke seg et isskille i Hallingskarvet som vist på fig. 73, hvor de vestlige deler av isskillet har vært næringsområde for isstrømmene til de sørlige deler av feltet. Hvordan forholdene har vært i området omkring Strandavatn, mellom det østlige og det sørlige isskillet, er foreløpig umulig å si noe om, på grunn av manglende observasjoner herfra.

#### Tæ r o - L o v e n s t a d i e t , \_ e n \_ o v e r s i k t

Etter Vangenstadiet har brefronten trukket seg tilbake til utløpet av Vassbygdvatn hvor frontterrassen ved Tæro-Loven ble avsatt opp til det daværende havnivå på 114 m o.h. Snitt i proksimalsiden på terrassen tyder på at brefronten i begynnelsen av stadiet har gjort et fremstøt, men så har blitt liggende tilnærmelsesvis i ro.

De markerte og vel definerte randlinjene som korresponderer med Tæro-Loventerrassen indikerer en klimatisk aktiv bre. I de dalsider hvor både randlinjer fra Vangenstadiet og Tæro-Lovenstadiet er representert, er høydeforskjellen vel 200 m. Dette viser her en vertikal avsmeltning av breen på minst 200 m etter Vangenstadiet, før breen igjen ble reaktivisert. Mindre fluktuasjoner av breranden under Tæro-Lovenstadiet har foregått. Det viser de ofte to og tre paralleltløpende moreneryggene. Som regel er avstanden mellom ryggene ikke mer enn 20-30 m.

På fig. 73 er isens utbredelse og bevegelsesretning under Tæro-Lovenstadiet forsøkt rekonstruert. Da randmorener normalt ikke dannes i akkumulasjonsområdene, har brerandens forløp her for

det meste måttet konstrueres ut fra ekstrapolasjoner og sannsynlighetsbetraktninger, På enkelte lokaliteter har imidlertid tydelige grenser i morenematerialet gitt gode indikasjoner på brerandens beliggenhet.

Isskillenes antatte beliggenhet er antydnet på fig. 74.

### Breprofilen

Fig. 54 viser lengdeprofilen av breen under Tæro-Lovenstadiet, hvorav følgende gjennomsnittsgradienter (m/km) av breoverflaten er beregnet:

km fra fronten (lok.)	7,5(Frivodl)	10(Aushovden)	12,5(Klufti)	15(Gravadalen)
0	95 (23)	98-100 (48)	90-95 (50)	85-90 (49)
7,5(Frivodl)		112 (122)	92 (90)	81 (75)
10(Aushovden)			72 (60)	66 (52)
12,5(Klufti)				60 (44)

(Tallene i parentes er gradienter på dalbunnen.)

Av oversikten ser en at den gjennomsnittlige gradient fra fronten til ulike steder på breoverflaten er ganske konstant. I likhet med Vangenstadiets bre har dalbunnens gradient hatt stor innflytelse på breoverflatens helning. Mellom Frivodl og Aushovden er dalbunnens gradient større enn den beregnede gradient for breen. Dalens forløp og bredde har også virket inn på lengdeprofilen av breen. Ved Sinjarheim, hvor Aurlandsdalen gjør en kraftig sving og så vider seg ut mot Stonndalen og Vassbygda, har det trolig vært en knekk i breens lengdeprofil som ikke kommer frem på fig. 54. Lateralmorenene ved Frivodl og Orrasete stuper nemlig her bratt nedover, og forsvinner så ut over kanten av dalen.

S t e i n e s t a d i e t

R e g i o n a l \_ b e s k r i v e l s e

Frontavsetningen ved Steine

Like ovenfor Vassbygdvatnet ligger det inne ved dalsiden ved Steine en 200-250 m lang blokkrik rygg. Den dukker fram av talusmassene ca. 112 m o.h. og fortsetter parallelt med dalsiden i retning mot SV, og ender ute på en liten bergutstikker mot veien i ca. 108 m o.h., fig. 75 og 76. Høyden av ryggen inne ved dalsiden er 2 - 3 m, mens siden ut mot dalen faller sammen med lia nedenfor som mot dalbunnen danner en bratt skråning dekket av morenemateriale, fig. 76.

Kyrkjebø (1953, s. 69) beskriver lokaliteten og sier: "Massene synes å være akkumulert i en subglasial tunnel, og kan være en ås av samme slag som Mannerfelt (26, s. 25) fører opp under pkt. 2. Enn videre går jeg ut fra at åsen kan betraktes som dødisfenomen."

Denne tolkning mener jeg er ytterst tvilsom. Selv om det ikke er noe snitt i ryggen, gir den stein og blokkrike overflaten inntrykk av at ryggen er bygd opp av morenemateriale. Beliggenheten i den bratte lia inne ved fjellsiden virker heller ikke naturlig for eskerdannelse. Jeg tolker ryggen som en endemorene avsatt under et mindre fremstøt av breen.

Like distalt for moreneryggen er det inne ved fjellsiden bygd opp en terrasse, frontterrasse, hvis øvre kant er målt til 107-108 m o.h. Kyrkjebø har nivellert øvre og indre kant til 105 m o.h. Toppflaten heller svakt ut mot dalbunnen. En liten forsenkning uten avløp ligger like distalt for ryggen inne ved dalsiden, og er trolig en dødisgrop. Et snitt i terrassen ved veien viser en normal oppbygning av vekslende sand- og gruslag som heller 10-20° mot SV, fig. 35, nr. 62, 63. Fylltinnholdet i fingrusfraksjonen (2-4 mm) er litt større enn i Tærotterrassen, 13% i et gruslag og 18% i et sandlag, fig. 38.

Noen spor etter denne frontavsetning i dalbunnen eller i motsatt dalside finns ikke. Ved munningen av Låviselva i Vassbygdvatn ligger det en terrassert vifte som er bygget opp av meget grovt materiale. På grunn av det voldsomme fallet elva har ned mot vatnet er stein- og blokkinnholdet meget stort og kan stedvis minne om en blokkrik morene i sin sammensetning. Høyden av terrassen, 107-108 m o.h., stemmer godt overens med frontterrassen på Steine, og viser at de er dannet noenlunde samtidig. Det gir også en bekreftelse på at MG under Steinestadiet var 107-108 m o.h.

#### Lateralavsetninger på nordsiden av Aurlandsdalen

Vassbygda. Like vest for munningen av Midjedalen ligger det inne ved den nordlige dalsiden i Vassbygda samlet en del morenemateriale som har en tydelig øvre grense 130-140 m o.h. Morenen kan følges ca. 200 m før den forsvinner og er muligens en rest etter en lateralavsetning fra Steinestadiet.

Skori. Ca. 200 m lavere enn moreneryggene ved Aushovden, ligger det på en hylle i den bratte dalsiden ovenfor stølene på Skori ansamlet en god del morenemateriale som i SØ har tydelig ryggform. Ryggen kan følges et par hundre meter mot SØ i 930-940 m o.h. til det er slutt på dalhyllen, og den stupbratte dalsiden utelukker igjen enhver form for oppbevaring av randmorener, fig. 77.

Børrefjell. I en liten slukt på vestsiden av Børrefjell ligger det en liten rest av en morenerygg i 1270-1280 m o.h. Oppe på selve Børrefjell, vest for munningen av Langedalen, kan en lateralmorene følges 700-800 m mot NØ, før den plutselig dreier av mot nord og forsvinner. Moreneryggen ligger noenlunde horisontalt i SV i ca. 1340-1350 m o.h., men stuper i NØ brått ned fra 1340-1320 m o.h. før den forsvinner, fig. 78. Dette viser at breens overflate i den ytterste del av Langedalen har hellet innover mot N-NØ, noe som må bety at tilførselen av is ned Langedalen fra NØ må ha vært relativt liten under Steinestadiet.

Områdene omkring den øvre del av Langedalen. Fig.79 viser et kvartærgeologisk kart over områdene omkring de øvre deler av Langedalen. I selve dalen er det samlet ganske mye ablasjonsmorene som er karakterisert ved sin småkuperte og blokkrike overflate, fig. 80. Øverst i Langedalen ligger det en del spredte morenerygger. Spesielt markert er en buetformet morenerygg som ligger foran utløpet av Hellenutvatn med den konkave siden mot ø, fig. 81. Nedenfor er det spylt ut en god del glasifluvialt materiale. Vest for Hellenuten ligger det en terrassert avsetning som består av godt sortert sand- og molag, fig. 82. Også SV for Hellenuten ligger det ganske mye glasifluvialt materiale. I Liahovddalen er det dannet meget tydelig fluted surface i en blokkrik bunmorene.

Ut fra dette kvartærgeologiske kart tolker jeg at følgende utvikling har foregått:

Etter Tæro-Lovenstadiet har breen i Langedalen tynnet ut og etterhvert stagnert på grunn av minkende istilførsel fra næringsområdene i øst. Ved avsmeltingen har en fått dannet et dødislandskap med relativt store mektigheter av ablasjonsmorene. Da Langedalen var blitt omtrent helt isfri, har det foregått en reaktivisering av breen. I Liahovddalen har en bre fulgt dalen mot NV som ved Hellenuten har delt seg i to. Den ene brefronten har fortsatt på nordsiden av Hellenuten og dannet flere sett randmorener. Den andre breutløperen har bøyd av mot V på sørsiden av Hellenuten, og har avsatt relativt store mektigheter av glasifluvialt materiale. Den terrasserte avsetningen vest for Hellenuten tyder på at denne breen i en kortere periode har demmet opp en liten sjø.

Randavsetningene ved Hellenuten kan på grunn av sin perifere beliggenhet ikke korreleres direkte med andre randavsetninger. Men ut fra brerandens forløp i disse strøkene under Tæro-Lovenstadiet (se fig. 73) synes det imidlertid mest sannsynlig at randavsetningene her er korrelate med Steinestadiet.

Skaimsdalsnuten. På østsiden av Langedalen ved Skaimsdalsnuten er det et relativt jevnt dekke av morene. På tvers av

Skaimsdalen ligger det et par mindre morenerygger i 1330-1350 m o.h. Videre østover er det ingen tydelig randlinje, men en kan stykkevis ane et nivå forbi Storavatn og langs den nordlige kanten av Sauavaddalen mot Grønebotnvatn. I ca. 1400 m o.h. krysser en kort, men ganske mektig morenerygg Veslegrøna. Også ovenfor er det en del mindre rygger og hauger.

Østsiden av Stemberdalen. Tvers over Øyestølsgrovi går det en rygg ca. 1340-1360 m o.h. som muligens kan være en randmorene tilhørende Steinestadiet, fig. 83. Videre langs kanten mot SSØ kan ikke noen tydelig randlinje følges. Overgangen mellom det tynne morenedekket i dalsiden og det bare Nosefjell gir en viss indikasjon på brerandens videre forløp. Øst for Stemberdalens turisthytte er morenedekket mer jevnt utbredt uten markerte grenser eller rygger.

#### Lateralavsetninger på sørsiden av Aurlandsdalen

På denne siden er det i de nedre deler av Aurlandsdalen ikke funnet lateralmorener som kan korreleres med frontavsetningen ved Steine. Først ved Kringladalen er det observert en del morenerygger som muligens kan tilhøre dette stadiet. Inne i Kringlabotn ligger det samlet en del morenehauger og rygger i ca. 1230-1280 m o.h. Også nærmere munningen av Kringladalen, like ovenfor stølen Kringla, ligger det en rygg som går på tvers over den trange dalen i en høyde av 1130-1160 m o.h.

Videre østover fra Kringladalen ligger det langs kanten av Aurlandsdalen en god del blokkrik morene som stedvis er samlet i mindre rygger og hauger. Over Nonsgrovi krysser det noen rygger i 1280-1290 m o.h., fig. 84, og lenger øst krysses Botnagrovi av en rygg i ca. 1320-1330 m o.h. Videre mot øst er lateralavsetninger ikke funnet.

### S t e i n e s t a d i e t , \_ e n \_ o v e r s i k t

Det er dannet få tydelige og sikre lateralmorener som korre-  
sponderer med frontavsetningen på Steine. I den nedre del av  
Aurlandsdalen skyldes dette den uheldige beliggenhet breranden  
har hatt midt i den bratteste del av dalsiden, hvor lateralmoren-  
er ikke har hatt muligheter til å bli oppbevart. I den øvre del  
av dalen er det observert en del spredte lateralmorener som er  
yngre enn Tæro-Lovenstadiets morener. Det er nærliggende å anta  
at disse er dannet omtrent samtidig med frontavsetningen på  
Steine, men på grunn av at lateralmorenene er så få og ligger  
så spredt er det umulig å foreta en sikker korrelasjon.

På fig. 54 har jeg ved interpolasjoner av de få randavsetningene  
forsøkt å konstruere breoverflatens lengdeprofil under Steine-  
stadiet. Gjennomsnittsgradienten på breoverflaten fra Steine  
til Skori og Børrefjell blir ut fra dette profil henholdsvis  
110 m/km og 85-90 m/km. Dalbunnens gjennomsnittsgradient mellom  
Skori og Steine er 70 m/km og er nok en vesentlig årsak til  
breens høye gradient her.

### D a l b r e s t a d i e n e , \_ k o n k l u s j o n

Dalbrestdiene i Aurlandsdalen består av de tre aktive brerand-  
stadiene - Vangenstadiet, Tæro-Lovenstadiet og Steinestadiet -  
som er betinget av klimadepresjoner. Under hvert stadium er det  
blitt avsatt opptil 3-4 brerandlinjer som viser at det har vært  
flere faser med oscillasjoner av breranden. Mange av de lateral-  
morener som er dannet indikerer ved sin spisse og markerte form  
at de er fremstøtsmorener. Frontavsetningene ved Tæro-Loven og  
Steine gir visse indikasjoner på at fremstøt av brefronten også  
kan ha skjedd under disse stadiene. Tæro-Lovenstadiet er det stadium  
som er best representert ved randlinjer, og breens utbredelse og



bevegelsesretning under dette stadiet er på fig. 73 forsøkt rekonstruert. Isskillenes antatte beliggenhet er vist på fig. 74.

Gradienten på breen i Aurlandsdalen under de forskjellige dalbrestadiene har vært tydelig påvirket av dalbunnens bratte helning, se side 45 og 56. Normalt har breens gradient vært noe mindre enn dalbunnens gradient, men i enkelte av de bratteste deler av Aurlandsdalen har det motsatte vært tilfelle. Eksempel på dette finner en mellom Frivodl og Aushovden hvor den beregnete gradient på breoverflaten under Tæro-Lovenstadiet har vært 112 m/km, mens dalbunnens gradient her er 122 m/km. Nær fronten har breningen vært meget bratt, med gradienter på over 100 m/km. Sammenligner en Aurlandsdalsbreen med andre lignende bratte dalbreutløpere, som f. eks. Viglesdalsbreen (Andersen, 1954, s. 322) og Mørkrisdalsbreen (Vorren, 1970, s. 95) viser disse stort sett gradienter av samme størrelsesorden.

Det nøyaktige havnivå under Vangenstadiet er ukjent fordi frontavsetningen ved Vangen-Onstad trolig ikke er bygget opp til havnivå. Toppflaten på 110 m o.h. er sannsynligvis dannet på et senere stadium. Under Tæro-Lovenstadiet har havnivået ved Tæro-Loven vært 114 m o.h., og under Steinestadiet har havnivået ved Steine vært 107-108 m o.h.

## AVSMELTNINGEN ETTER STEINESTADIET

I dette kapitlet vil jeg omtale avsmeltningsperioden etter det siste klimatiske aktive Steinestadiet og frem til det tidspunkt da isen helt og holdent var forsvunnet fra feltet, når en unntar eventuelle lokale breer, f. eks. på Blåskavl- og Storskavlplatået, som muligens aldri har vært helt bortsmeltet.

### Aurlandsdalen

Vassbygda. I Vassbygda ligger det store mengder løsmateriale i dalbunnen. Foran munningen av Midjedalen er det avsatt en anseelig fluvial vifte med rotpunkt ovenfor Veum ca. 110-115 m o.h. Store rundete blokker ligger her tett bestrødd i overflaten. Brønnboringer er gjort på Veum helt ned til 25 m dyp, og viser ifølge de meddelelser jeg har fått, at det øverst er et lag av stein og grus med et sandigere materiale under. Så kommer et nytt parti med stein/gruslag som ligger over relativt godt sorterte sandlag. Viften er trolig hovedsaklig bygget opp av utspylt materiale fra lateralmorenen ved Kvaolen.

Ved Bedle, på nordsiden av elva, ligger det en relativt stor terrasse nedstrøms for en liten bergutstikker. Toppflaten er ganske jevn og heller svakt mot vest fra 102 til 100 m o.h. Innved bergsiden mot øst er det i terrasseflaten erodert en 1-2 m dyp renne som nordover blir dypere og samtidig bredere. Bunnen av rennen danner inne ved fjellet et lavere nivå ca. 98-99 m o.h. Terrassenivået stiger svakt langs dalsiden østover og kan bare følges et kort stykke før det blir utydelig og forsvinner. I et 10 m høyt snitt i terrassen ved veien, er det øverst 1,5 m med utvasket materiale som utelukkende består av godt rundete blokker og stein. Under ligger det vekslende foresetlag av sand og grus som heller ca. 20° mot VNV-NV. Terrassens jevne overflate, samt deltastrukturene og det utvaskete laget på toppen tyder på at terrassen er bygget opp til havnivå og at toppflaten på ca. 102 m o.h. (ø.k.) representerer den omtrentlige marine grense under avsetningsperioden.

Ved øvre Bedle ligger det på sørsiden mindre terrasser som danner

en hylle i dalsiden, fig. 85. Lengst øst er høyden 121 m o.h. (ø.k. og synker jevnt ca. 300-400 m mot vest til 115 m o.h. Et sted forsvinner hyllen på grunn av store mengder talus som er rast ned. Materialet i disse terrasserestene er dårligere sortert enn i Bedleterrassen og gjennomsnittlig mer grusig og steinrikt, fig. 35, nr. 64, 65.

Dannelsen av terrassene ved Bedle og øvre Bedle mener jeg har skjedd på følgende vis:

Etter Steinestadiet har brefronten rykket hurtig tilbake til øvre Bedle hvor Aurlandsdalen smalner av. Ablasjonen nær fronten avtok da sterkt på grunn av den mindre overflaten av breen og fordi kalvingen nesten opphørte. Resultatet var at brefronten her tilnærmelsesvis ble liggende i ro en stund eller bare meget svakt retirerte videre. Store smeltevatnsmengder strømmet frem ved brefronten og avlastet sitt materiale distalt. Et sandurdelta ble dannet hvor den nedre delen av avsetningen ved Bedle bygget seg opp til havnivå, mens de proksimale deler ble bygget opp over havnivå. Den fluviale erosjon har senere fjernet størstedelen av dalfylningen slik at det idag bare er mindre rester igjen.

Dannelsen av terrassen ved Bedle skyldes trolig ikke et stadium eller en fase med øket aktivitet i breen, men er kun betinget av de topografiske forholdene.

Bedle - Aurdalsvatn. I den bratte og trange del av Aurlandsdalen mellom øvre Bedle og Nesbøvatn er det, bortsett fra talusmasser, lite løsmateriale. Bare i enkelte få flatere partier av dalbunnen ligger det recente fluviale avsetninger. Det subglasi-ale smeltevatn har vært meget aktivt under avsmeltingstiden. De mange jettegryter og canyons som er erodert i de fyllittiske bergartene vitner om dette, se side 17, og det meste av løsmaterialet er blitt spylt med og ført bort. På nordsiden av Aurdalsvatn, i Langedølas vifte og inne i Vikji, er det en del mindre terrasserte flater og nivåer opp til 8-10 m over dagens vannflate som tyder på et tidligere høyere vannnivå. Aurdalsvatnets utløp ligger i dag i fast fjell, men danner ingen canyon som kan indikere stor postglasial erosjon. Det er mulig at det

har ligget noe morenemateriale som for en kortere tid kan ha demmet opp vannet noen meter.

Ovenfor Aurdalsvatn, der Aurlandselva flyter rolig, er det i dalbunnen rester etter gamle elvesletter 4-5 m over dagens elvenivå som må være betinget av den tidligere høyere erosjonsbasis. Ellers er det relativt lite løsmateriale å finne også i denne del av dalen.

### Stemberdalen

I den østlige dalsiden, 500-600 m sør for turisthytten, ligger det en del akkumulasjoner av løsmateriale 1130-1140 m o.h. som må være dannet lateralt for breen. Sør for Storagrovi er det formet en tydelig rygg hvor det på distalsiden (5-6 m høy) er en renneformet forsenkning, fig. 86. Ryggen skiller seg ut fra normale sidemorener ved sin avrundete form og lite markerte proksimalside. Det er ganske få blokker i overflaten, i motsetning til det blokkrike morenematerialet omkring. Et dårlig snitt i en terrassert akkumulasjon like nord for Storagrovi, viser stein og grusrikt materiale som i en viss grad har vært utsatt for sortering. Alle disse ting tyder på at avsetningen er dannet lateralt for en nærmest stagnerende bre hvor laterale smeltvannstrømmer har vært medvirkende ved dannelsen.

Ca. 1 km sør for turisthytten, på østsiden av Stemberdøla og bare 10 m over dalbunnen, ligger det inne ved dalsiden en smal terrasse som strekker seg 300-400 m innover mot bunnen av Stemberdalen, fig. 87. Noe skikkelig snitt i terrassen finns ikke, men ut fra gravinger i overflaten består materialet her av grovere sand og grus med noen få stein i. I dalbunnen nedenfor terrassene ligger det en del hauger og mindre rygger av blokkrik morene som er orientert i N-S-lig retning og stedvis danner fluted moraine, fig. 88. Dette indikerer at formene er primære. Dermed kan en utelukke at terrassene er en erosjonsrest etter en gammel dalfylling. Det er også meget tvilsomt at det kan være gamle strandlinjer etter en oppdemmet sjø, fordi en da skulle vente avsatt finere lakustrine sedimenter. Mangelen på andre strandlinjer peker også mot en slik tolkning. Det tredje og mest sannsynlige alternativ er at dette er en terrasse som er dannet lateralt for en tynn islobe som så vidt har nådd ned i Stemberdalen. Denne

tolkning støttes ved at det like sør i Storebotn ligger en 300-400 m lang lateralmorene 1070-1080 m o.h. som synes å kunne korreleres med den laterale avsetning i Stemberdalen.

En kort reaktivisering av en ellers inaktiv bre har altså forekommet. Hvorvidt dette skyldes en oscillasjon forårsaket av en tilfeldig dynamisk aktivisering eller om den også er klimatisk betinget, er vanskelig å si med sikkerhet. En eventuell klimadepresjon kan i såfall ikke ha vært særlig alvorlig eller av lang varighet, da den bare har fått lokale følger.

### De østligste fjellområdene

Avsmeltingen i de østlige fjellstrøk forandret etterhvert karakter ved at isdekket ble så tynt at det ikke lenger trakk seg tilbake med sammenhengende isfronter, men oppløste seg i flere stagnerende partier. I enkelte depresjoner og forsenkninger som f. eks. ved Volanuttjønnvatnene, Vettle Øljevatn og Nyhellevatn har dødisrester blitt liggende, noe som den blokkrike og haugete dødismorenen og en del subglasiale fenomener som kames og eskere vitner om, fig. 89. Dødisbassengene skiller seg også ofte ut fra de omkringliggende områder ved at fluted surface her ikke er så tydelig utviklet på grunn av at senere dødisavsetninger delvis eller helt har dekket over disse retningsselementene.

### Konklusjon

Etter Steinestadiet har det foregått en hurtig avsmeltning av ismassene. En klimatisk inaktiv bre i Aurlandsdalen har under tilbaketrekningen satt få spor etter seg. Glasiale erosjonsformer som canyons og jettegryter, vitner imidlertid om en aktiv subglasial fluvial erosjon på denne tiden. Da brefronten hadde trukket seg helt tilbake til Stemberdalen, skjedde det en reaktivisering av breen som muligens skyldtes en kortere klimaforverring. I de østlige fjellstrøkene har de siste ismassene vært stagnerende, og som en følge av dette er de glasigene avsetningene her av dødiskarakter.

## DEGLASIASJONSFORLØPET I FLÅMSDALEN

I dette kapitel vil jeg gi en kort oversikt over deglasiasjonen i Flåmsdalen basert på Kyrkjebø (1953), Klovning 1963) og en del egne observasjoner.

### Frontavsetninger

I den inderste del av Aurlandsfjorden, er det ingen spor eller rester etter frontavsetninger. En mulig unntakelse er Fronneset, på østsiden av fjorden, hvor det like nord for Fronnelva stikker ut en rygg fra den steile fjordsiden, fig. 90. På toppen av ryggen inne ved den bratte fjellveggen, ligger to små hauger som når opp i 55-56 m o.h. Mot sør er avsetningen begrenset av Fronnelva. Materialet er i overflaten meget blokk- og steinrikt og ligner morenemateriale. To prøver som er analysert viser at materialet  $< 20$  mm består av sandig grus og nesten intet materiale  $< 63$  my, fig. 36, nr. 76 og 77.

Det synes å være to alternative dannelsesmåter. Enten er ryggen en frontavsetning eller så er den en erosjonsrest av en elvevifte avsatt foran munningen av Fronndalen. For om mulig å få dette avgjort har jeg foretatt fyllittellinger i grusfraksjonen på de to analyserte prøvene, fig. 38. Grensen mellom fyllitt og skyvedekket går ut fra de observasjoner jeg har gjort, langs den vestlige fjordsiden. Hvis ryggen er en frontavsetning dannet foran en bre ut fjorden, skulle en vente et anseelig innhold av fyllitt. Da det på Fronnes ikke var mulig å finne et eneste fyllittkorn, anser jeg det som temmelig sikkert at hele avsetningen består av materiale som er spylt ut fra Fronndalen. At materialet kan bli så blokkrikt og morenelignende i slike vifter er ikke noe enestående. Foran flere av de bratte sidedalene til Aurlandsdalen, f.eks. Tverradalen ved Loven, er også slike morenelignende vifter dannet, se side 30.

Heimdalavsetningen. Mellom Brække og Heimdal ligger det en frontavsetning som tidligere er beskrevet i detalj av Kyrkjebø (1953, s. 73) og Klovning (1963, s. 10). Avsetningen er ryggformet og stikker ca. 250 m ut fra den vestre dalsiden. Den er høyest inne

ved fjellsiden ca. 60 m o.h., men er ikke terrassert. Ryggen er hovedsaklig bygget opp av vekslende lag av sand og grus som heller ca. 15-20° mot nord, fig. 91. En interessant detalj i snittet er den store blokken som ligger midt inne i avsetningen. Den relativt gode rundingen på blokken, tyder på at den er is-droppet og ikke rast ned fra dalsiden.

Avsetningen ved Furberget. Ca. 4 km fra munningen av Flåmsdalen danner Furberget en markert dalterskel med en terskelhøyde på 100-125 m mot nord. Elva har her skåret seg en trang canyon. På nordsiden av Furberget ligger noen terrasserester. Kyrkjebø (1953, s. 71) beskriver denne slik: "På hver side av elvegjelet nord for Furberget ligger to mektige terrasseflater. Terrasseflata på vestsida har brattskrent mot sørøst, nordøst og sørvest, og synes å være en randterrasse, avsatt foran en brefront. Midt på flaten stikker det opp en fjellknaus med tydelig støt- og leside. Løsmassene er grus og sand inneholdene en del mindre rullestein". Terrassen på vestsida av gjelet måler han til 134,2 m o.h. (øvre kant) og på østsiden til 135,1 m o.h. (ø.k.) Innenfor denne østlige terrassen mener han å finne en skarpt markert strandlinje i fast fjell, ca. 50 m lang, i en høyde på 135,2 m o.h. og setter stedets MG til 135 m o.h.

Den totale mektighet av terrassene er ikke så stor som det ved første øyekast kan synes. Begge terrassene hviler på en hylle i fjellet og løsmaterialet på toppen danner et relativt tynt dekke. På østsiden av gjelet har imidlertid en del av løsmaterialet avsatt seg utover kanten av fjellhyllen mot nordøst. Et snitt i denne NØ-vendte skråningen av terrassen viser en normal oppbygning av vekslende sand- og gruslag som heller 25-30° mot NØ.

Etter min mening er det lite som tyder på at disse terrasserestene representerer en frontavsetning avsatt i et aktivt stadium. Den høye og markerte terskel som Furberget danner, samtidig som Flåmsdalen her gjør en knapp sving, må ha virket inn på brefrontens tilbaketrekning. Nord for Furberget har kalving ført til en hurtig tilbakerykking av fronten helt til den nådde terskelen og ble "hengende" her. Kalvingen opphørte da plutselig og brefronten har her for en kortere tid blitt liggende tilnærmet i ro, mens

terrassene foran Furberget ble dannet.

Det er selvfølgelig en mulighet for at en klimatisk depresjon kan ha inntruffet omtrent på den tid da fronten lå ved Furberget, og at dannelsen av terrassene også kan ha klimatiske årsaker. De relativt små materialmengder som i dag ligger samlet i terrassene, tyder imidlertid på at dette ikke har vært tilfelle.

### Lateralavsetninger

Klovning (1963) har ikke observert noen lateralavsetninger i Flåmsdalen. I Fretheimsdalen beskriver Klovning (1963, s. 5) en endemorene (950 m o.h.) som demmer opp Ryggvellevatn, fig. 92. Moreneryggens buete forløp med den konkave side mot sør viser at den er avsatt foran en bretunge fra Flåmsdalsbreen. Jeg har også funnet en liten morenerygg i lia like NV for Ryggvellevatn, ca. 1020-1050 m o.h., som må være en rest av en litt eldre endemorene som tilhører samme stadium, fig. 92. Fronten har da trolig ligget omtrent ved Fretheimsdalsstølene hvor dalen smalner noe.

På vestsiden av dalen, ved Eitro, er det akkumulert relativt store mengder morenemateriale med en tildels ganske markert øvre grense, 1160-1170 m o.h., fig. 92. Like ovenfor ca. 1200 m o.h. har jeg på flybilde observert en liten morenerygg på nordsiden av Eitro som muligens kan være en lateral avsetning. Klovning (1963, s. 5) har observert to små morenerygger, 1300 m o.h., ved Presto som han mener er front- eller sidemorener.

E. Fareth (1969) har på sitt kvartærgeologiske kart merket av to lateralmorener på nordsiden av Vindedalen, og som jeg senere har befaret i felten. Den laveste demmer delvis opp et lite vann (1256 m o.h.) og kan følges 100-150 m mot SØ hvor den stiger til 1270 m o.h. I lia ovenfor er det samlet en god del morenemateriale opp til 1350-60 m o.h. hvor en bredere morenerygg med 3-4 m distalside danner en øvre grense for dette randbeltet. Også denne rygg kan bare følges knappe 200 m, før den gradvis viskes ut.

I kikkert har jeg observert en morenerygg på nordsiden av Reinungavatn, like ovenfor Reinungastølene (ca. 1000 m o.h.). Ryggen gjør en bue inn i dette sidedalføret for så gradvis å forsvinne



i vestlig retning ut mot Flåmsdalen.

Ovenfor Seltuftstølene ligger det en terrasselignende avsetning ca. 905 m o.h., fig. 93, som er bygd opp av sandig grus, uten innslag av blokker og større stein, fig. 36, nr. 73. Jeg tolker avsetningen som en lateralterrasse dannet enten i direkte kontakt med breranden eller i en liten bresjø lateralt for en stagnerende bre i Moldadalen. Brefronten lå da sannsynligvis på terskelen mellom Seltuftvatn og Reinungavatn. De relativt store mengder løsmateriale som her er blitt spylt ut i Reinungavatn, tyder på en slik beliggenhet. Noe aktivt stadium representerer neppe disse yngste avsetningene.

### Diskusjon

Det synes helt klart at de mange aktive brerandstadier som tidligere er beskrevet fra Aurlandsdalen har satt færre spor etter seg i Flåmsdalen. Dette behøver ikke bare være forårsaket av de topografiske forholdene i Flåmsdalen. De klimadepresjoner som førte til de aktive brerandstadier i Aurlandsdalen har trolig virket mindre aktiviserende på breen i Flåmsdalen. De to dalbreene har hatt forskjellige næringsområder under de senere stadier. Mens Aurlandsbreen hovedsaklig er blitt "matet" fra en aktiv og ganske mektig iskulminasjon i øst, nær vannskillet til Østlandet (fig. 74), synes Flåmsdalen på denne tid å ha fått sin hovedtilførsel fra et akkumulasjonsområde i fjellområdene mellom Aurlandsfjorden og indre del av Hardangerfjorden. (Klovning 1963, s. 22-24, Simonsen 1963 og Anundsen & Simonsen 1968).

De få sikre brerandlinjene som er observert i Vindedalen, Ryggvellevatn og ved Reinungastølene tilhører muligens samme randsoner. Gradienten på breranden beregnet mellom den laveste moreneryggen i Vindedalen og Reinunga blir ca. 50 m/km. Ut fra denne gradient skulle breoverflaten ved utløpet av Fretheimsdalen ha ligget i ca. 1150 m o.h. Breutløperen til Ryggvellevatn har i så tilfelle hatt en gradient på ca. 100 m/km, en gradient som ikke er uvanlig stor for slike korte utstikkere. Gradienten fra lateralmorenen ved Reinunga til avsetningene ved Heimdal og Furberget blir henholdsvis 60 m/km og 70-72 m/km, mens gradienten

av dalbunnen her er henholdsvis 51 m/km og 52 m/km.

Sammenlignet med gradienten for breen i Aurlandsdalen under Tæro-Lovenstadiet (s. 56), er gradienten for Flåmsdalsbreen adskillig lavere selv om gradienten av dalbunnen er den samme for de to dalførene. Dette kan skyldes ulike glasiøle og/eller topografiske forhold, men kan også være et svakt indisium på at de omtalte lateralmorener er yngre enn avsetningene ved Heimdal og Furberget. I så tilfelle må den tilhørende front ha ligget lenger oppe i dalen hvor det idag ikke finns spor etter frontavsetninger. Da Flåmsdalen i sine midtre og øvre deler er bratt og trang er det ikke så usannsynlig at en eventuell frontdannelse her er blitt spylt bort. Den høye MG på 135 m o.h. ved Furberget i forhold til MG på 114 m o.h. ved Tæro-Loven i Aurlandsdalen, (se side 79) indikerer også at brefronten relativt tidlig trakk seg tilbake fra de nedre deler av Flåmsdalen.

### Konklusjon

Flåmsdalens randavsetninger kan ikke direkte korreleres med Aurlandsdalens avsetninger. Den høye MG ved Furberget indikerer imidlertid at de nedre deler av Flåmsdalen ble relativt tidlig isfrie. Det virker ganske sannsynlig at Heimdalavsetningen er dannet under en tidlig fase av Vangenstadiet, men at brefronten i Flåmsdalen så trakk seg hurtig tilbake, slik at den under Tæro-Lovenstadiet lå et godt stykke ovenfor Furberget. Terrassene ved Furberget er trolig ikke dannet under et aktivt brerandstadium, men er kun betinget av de topografiske forholdene.

Når det gjelder problemet med å få korrelert Flåmsdalens og Aurlandsdalens lateralmorener, peker Låvidalføret seg ut som et nøkkelområde, siden det er et av de få stedene hvor breene i de to hoveddalførene har kunnet være direkte forbundet med hverandre under de seneste stadiene.

## DEGLASIASJONSFORLØPET I LÅVIDALEN

De tidligere beskrevne randmorener ved Storebotn (s. 35), Eitra og Ryggvellevatn (s. 69) er de eneste som er observert i Låvidalføret. Disse få og spredte observasjonene gir altfor mangelfulle opplysninger til at en derved kan danne seg noe bilde over avsmeltningsforløpet. Jeg har derfor foretatt enkelte detaljanalyser av morenematerialet, spesielt i den nedre del av dalen, i håp om å bringe litt mer klarhet i problemene.

### Moreneundersøkelser

Dalbunn og dalsider i den nedre del av Låvidalen er stedvis dekket av forbausende tykk morene, særlig den SØ- like dalsiden like sør for Grimsete. Iflg. rapport 2004.13 fra A/S Kjølseth til Oslo Lysverker har seismiske målinger vist dybder på 20-30 m ned til fast fjell, maksimum dyp 33,5 m. Prøvesjakter som er gravet viser konsolidert bunnmorene med enkelte sand- og siltlinser. Spesielt hyppige er linsene i de øverste par meterne hvor morenen vanligvis ikke er så tett sammenpakket, fig. 94. Boringer som er gjort helt ned til fast fjell har imidlertid avslørt at slike linser på opptil 0,7 m tykkelse også kan forekomme i dypere lag.

Kornfordelingsanalyser som er gjort av moreneprøver herfra, fig. 32, viser jevnt over dårlig sortering med et finstoffinnhold (< 63 µ) vanligvis på mellom 15 og 30%. Morenen er av utseende tydelig preget av et høyt fyllittinnhold ved sin blågrå farge. Fyllittellinger i fraksjonen 2-4 mm viser ganske store variasjoner i fyllittinnholdet i morenen bare innen små begrensede områder. Høyest oppe i lia sør for Grimsete er innholdet størst med over 80% (pr. nr. 32), mens det knappe 200 m nedenfor nær dalbunnen bare er 15-20%, fig. 38. De lokale grunnfjellsbergartene er sterkest representert i de større fraksjonene, mens fyllitt fortsatt dominerer de finere. Kornfordelingen er imidlertid omtrent den samme som i lia ovenfor. Dette indikerer en større nedknusing av fyllitten i morenen nær dalbunnen, samtidig som innblandingen av de lokale bergarter har vært større.

Oppe i dalsiden har jeg foretatt to orienteringsanalyser av steinene i morenen. Den ene analysen ble gjort i bunnen av en 5 m dyp sjakt, fig. 95, mens den andre ble gjort 1,5-2 m under overflaten i en annen sjakt like ved. Morenematerialet var ganske forskjellig på de to analysestedene. Den dypeste morenen var hardpakket med over 80% fyllitt (pr. nr. 32), mens den øverste var langt mindre konsolidert med et fyllittinnhold på bare det halve. En tynn sand/siltlinse lå uforstyrret i den øvre morenen, og viser at dette morenematerialet <sup>trolig</sup> ikke er kommet på plass ved nedrasning eller solifluksjon.

Orienteringsanalysene ga ganske forskjellige resultater, fig. 96 og 97. Steinene i det dypeste snittet har en tydelig NV-SØ-lig orientering, som er litt på skrå i forhold til dalsidens helningsretning mot NNV. Dette tyder på at orienteringen er primær og ikke skyldes solifluksjon. Orienteringen indikerer at morenen er avsatt av en bre med bevegelse mot NV, noe som stemmer godt overens med den VNV-NV-lige skuringsretningen på Grindsfjellet (pl. 1). Isen har altså passert denne del av Låvidalen noenlunde på tvers av lengderetningen. Dette gir en plausibel forklaring på de store morenemektigheter som her er å finne i bunnen og dalsidene, spesielt i den SØ-lige dalsiden som har ligget i le for isbevegelsen. Det høye fyllittinnhold i morenen får dermed også sin rimelige forklaring, fordi isen under denne bevegelsesretning har passert fyllittområdene på Grindsfjellet, fig. 38.

Steinene i det øverste snitt i morenen viser bare en svak orientering mot ØNØ-VSV og NNV-SSØ, fig. 97. Den store forskjell i orientering, konsolidering og fyllittinnhold av morenen på de to analyselokalitetene tyder på at de tilhører forskjellige morenedekker. Den øverste morenen er trolig avsatt av en bre som i siste stadium eller fase har fulgt Låvidalen nordover, men som ikke kan ha vært særlig mektig eller aktiv. Bare de par øverste meterne av morenedekket synes å være påvirket av denne siste bevegelsesretning.

Det er også gjort noen undersøkelser av morenemateriale ved Ådnastøl og Viddalsfoss. Fyllittinnholdet minker her sørover i

dalen og er bare 0-5% inne ved fossen, fig. 38. Dette tyder på at isen her har fulgt dalens retning, og at breen dermed hovedsaklig har plukket opp lokale grunnfjellsbergarter i dalbunnen.

#### Deglasiasjonsforløpet i Låvidalen, en oversikt

Isskuringsobservasjonene på Grindsfjellet og moreneundersøkelsene i Låvidalen viser at en eldre isbevegelse har beveget seg mot NV, altså omtrent på tvers av den nedre del av dalen. Etterhvert som isdekket ble tynnere minket istilførselen fra SØ over Grindsfjellet for til slutt å bli helt brutt.

Like etterpå har så en klimaforverring som førte til det aktive Vangenstadiet, satt inn. Breen i Låvidalen har sannsynligvis på denne tid ligget som en tynn og lite aktiv ispølse, "klemt inne" mellom de to store hovedbreene i Aurlandsdalen og Flåmsdalen. I nord har breen fra Aurlandsdalen presset seg et stykke inn i Låvidalen, trolig inn til Grimsete. En svak indikasjon på dette gir det lave fylltinnhold i morenen nedenfor Grimsete (2-4%) hvorpå det plutselig stiger til 15-20% ved selve stølene, fig. 38. Skuringslok. nr. 251 ved munningen av Låvidalen viser to retninger, en mot NNV, mens den andre trolig har retning sør-øst og inn i Låvidalen. Denne siste retningen støtter i så fall min tolkning.

Etter Vangenstadiet har avsmeltingen i Låvidalen trolig gått meget hurtig, på grunn av stor ablasjon i denne gunstige klimaperioden og den stadig minkende istilførsel fra sør. Da Tæro-Lovenstadiet inntraff, har sannsynligvis hele Låvidalføret vært isfritt, unntatt i sør. Endemorenene ved Ryggvellevatn tilhører trolig dette stadiet, og lateralmorenene i Vindedalen og ved Reinunga kan i så tilfelle korreleres med Tæro-Loven stadiets randmorener, fig. 73.

### LIKEVEKTSLINJER

Forskyvningen av tidligere tiders likevektslinjer i forhold til dagens likevektslinjer har vært alminnelig benyttet til å beregne de daværende klimaforhold, og har samtidig kunnet gi visse indikasjoner på alderen.

I årenes løp har det vært fremsatt en rekke definisjoner av snøgrenser, firngrenser og likevektslinjer som har ført til et inkonsekvent bruk av disse termer. I den nye terminologien (Pytte 1969, s. 4-6, og Journ. of Glaciology 1969, s. 3-7) blir det anbefalt å benytte termen likevektslinje. Likevektslinjen defineres som den linje som forbinder de punkter på breen hvor nettobalansen er null ved slutten av et balanseår, (Journ. of Glaciology 1969, s. 6). Den årlige likevektslinjen er den samme linjen ved slutten av et bestemt år. Den midlere likevektslinjen defineres av T. Vorren (1970, s. 74) som den midlere høyde av den årlige likevektslinje i et gitt antall år, mens den sanne likevektslinje representerer den høyde likevektslinjen har når breens samlede ablasjon er lik den samlede akkumulasjon, d.v.s. at breen er i likevekt.

Den sanne likevektslinje som Liestøl (1967, s. 42-48) benevner som "steady-state equilibrium line", er for Storbreen i dag beregnet til å ligge ca. 95 m lavere enn den midlere likevektslinje. Det er derfor viktig ved beregninger av likevektslinjeforskyvninger i et område å være klar over hvilke av disse to likevektslinjer en har som utgangspunkt. For mine bestemmelser av dagens likevektslinje danner Østrem & Liestøls (1964, s. 326) kart over Sør-Norge grunnlaget, <sup>fig. 98</sup> Da isohypsene på kartet er konstruert på grunnlag av de beregninger som er foretatt på 34 recente breer av høyden på likevektslinjene som gir balanse på hver enkelt bre, betyr dette at det er den sanne likevektslinje som er angitt. For Aurlandsområdet kan en se at den ligger ca. 1600 m o.h.

Beregningene av høyden på avsmeltingstidens likevektslinjer gjøres vanligvis ut fra høydebestemmelser av lateralmorenene. Normalt dannes ikke lateralformer høyere enn likevektslinjen.

Fjordbrestadiets få og usikre lateralmorener gjør en beregning av høyden på likevektslinjen på denne tid ekstra vanskelig. Dersom moreneryggene i Storebotn tilhører dette stadium, blir minimumshøyden for likevektslinjen når datidens havnivå (antatt til ca. 150 m o.h.) trekkes fra:  $1330 \div 150 = 1180$  m o.h. Regnes lateralformene i Tvindane som de høyeste blir minimumshøyden:  $1260 \div 150 = 1110$  m o.h. Senkningen av likevektslinjen under fjordbrestadiet skulle da maksimalt være 420-490 m o.h.

For dalbrestadiene er det vanskelig å bestemme lateralmorenenes øvre begrensning eksakt på grunn av de topografiske forholdene. De høyeste sikre randmorener som tilhører Vangenstadiet ligger 1400 m o.h. Minimumshøyden på likevektslinjen blir da når havnivået taes i betraktning:  $(1400 \div 120)$  m o.h. = 1280 m o.h. For Tæro-Lovenstadiet blir minimumshøyden:  $(1450 \div 115)$  m o.h. = 1335 m o.h. og for Steinestadiet:  $(1360 \div 110)$  m o.h. = 1250 m o.h. I forhold til dagens likevektslinje på 1600 m o.h. skulle det bli en senkning av likevektslinjen under randstadiene i daltiden på 265-350 m. De store avvikene i likevektslinjeforskyvningene for de forskjellige dalstadier må nok hovedsaklig tilskrives vanskelighetene med å bestemme lateralmorenenes øvre begrensning. Spesielt for Steinestadiet er usikkerheten stor, og høyden på likevektslinjen (1250 m o.h.) er trolig noe for lav. Sannsynligvis har den maksimale senkningen av likevektslinjen under dalbrestadiene vært  $300 \pm 25$  m.

Senkningen av likevektslinjene under brerandstadiene kan skyldes lavere temperatur i ablasjonssesongen, større nedbør i akkumulasjonssesongen eller en kombinasjon av begge deler. Hvis nedbøren har vært den samme som i dag skulle dette bety at gjennomsnittstemperaturen om sommeren under fjordbrestadiet har vært  $2,7 - 3,1^{\circ}$  lavere enn i dag, og for dalbrestadiene ca.  $2^{\circ}$ , når en regner med en vertikal temperaturgradient på  $0,65^{\circ}$  pr. 100 m (Andersen 1968, s.131).

Andersen (1968, s. 127) angir i Yngre Dryas en likevektslinjesenkning på  $475 \pm 50$  m for Tromsø-Lyngen-trinnet og  $525 \pm 50$  m

for Lysefjordtrinet, mens Fareth (1970, s. 172) i Nordfjord finner en senkning på 400-450 m.

For preboreale brefremstøt har Anundsen & Simonsen (1968, s. 27) funnet at likevektslinjen lå 350 m lavere under Eidfjord-Osastadiet enn i dag, mens Liestøl (1963, s. 138) for samme stadium har angitt 200 m. Andersen (1968, s. 130) finner for de preboreale Stordalstrinnene en senkning på  $200 \pm 50$  m av likevektslinjene. T. Vorren (1970, s. 130) konkluderer at likevektslinjeforskyvningen var  $\pm 300 \pm 50$  under Gaupnestadiet som han mener muligens kan være fra midten av boreal tid. Her er det viktig å være klar over at Vorren, Anundsen & Simonsen og Liestøl (Op.cit.) regner med en midlere likevektslinje som dagens referanseverdi.

Sammenlignet med de overfor nevnte arbeider, synes størrelsen av likevektslinjesenkningene under brerandstadiene i Aurlandsdalen å indikere at fjordbrestadiet tilhører Yngre Dryas, mens dalbrestadiene er av preboreal eller tidlig boreal alder.



### MARINE NIVÅER

Aurlandsfjorden er med sine jevne, stupbratte sider uten inn-skjæringer av fjordarmer et lite gunstig område å drive strandlinjeundersøkelser. De aller fleste dalene som munner ut i fjorden er kraftig hengende, noe som har ført til at terrasser som normalt bygges opp ved dal- eller elvemunninger nesten ikke er å finne langs Aurlandsfjorden. Det er faktisk bare i Aurlandsdalen og Flåmsdalen at MG kan bestemmes med noenlunde sikkerhet. De høyeste marine nivåene her er tidligere omtalt under beskrivelsene av frontavsetningene.

I Undredal har Kyrkjebø (1953, s. 65-66) og Mundal (1953, s. 85-89) foretatt nøye målinger av terrassene uten at de med sikkerhet har kunnet fastsette MG, (pl.1 ). Kyrkjebø (1953, s. 65) mener at flaten nord for Tverrelvi (V-siden av dalen) er god, og at en trolig kommer MG nærmest ved å betrakte flatens ø.k. på 135 m o.h. som stedets MG. Mundal (1953, s. 87) er enda forsiktigere i sin uttalelse og sier at det er svært usannsynlig at 123 m-nivået ( det høyeste sikre marine nivå han finner) representerer marin grense på stedet, da det har gått lang tid fra isen trakk seg tilbake fra munningen av dalen til havet kom under 123 m-nivået. Den store deltaflaten tyder på det.

Ved munningen av Skjerdal like nord for Vangen er det dannet en bratt elvevifte med en liten flate på toppen som skråner ned mot sjøen, øk. 135 m o.h. og n.k. ca. 130 m o.h. Flaten er for dårlig til å gi noen sikker MG bestemmelse, men indikerer et havnivå på minst 135 m o.h. i indre del av Aurlandsfjorden under brefrontens tilbaketrekking.

På neste side er det gitt en oversikt over de høyeste marine nivåer i indre del av Aurlandsfjorden.

Lokalitet	Målested	Høyeste marine nivå (m o.h.)	Antatt MG	Beskrev. side
Vangenavs.	Indre kant	110 (110, K)	?	39-40
Tære-Lovenavs.	Loventerr.i.k.	114 (114,8K)	114	47-50
Steineavs.	Indre kant	107-108(105,K)	107-108	57-58
Bedleavs.	V/grustak	102(99,1K)	102	63-64
Furberget, Flåmsdalen	Ø for canyon	135 (K)	135	68-69
Undredal	Tverrelvi(Ø.k.) V-side av dalen	135 (K) 123 (M)	135 ? ? ?	79
Skjerdal	Ø for elva	130-135	≥135 ?	79

(K) = Kyrkjebø (1953) (M) = Mundal (1953)

I Aurlandsdalen er det verdt å merke seg den senkning av havnivået på 12 m som har skjedd fra brefronten lå ved Tære-Loven til den hadde trukket seg tilbake til Bedle. Landhevingen er ikke tatt med i beregningene, så den reelle senkning av det marine nivå i denne tiden har nok vært en del større. Den relativt lave toppflaten på Vangenavsetningen (110 m o.h.) må bety at avsetningen ikke er bygget helt opp til havnivå. Flatene er trolig dannet senere under et lavere havnivå, muligens samtidig med Tære-Loventerrassen.

Det mest interessante problem i forbindelse med de marine nivåene er den store forskjell på MG i Aurlandsdalen (114 m o.h.) og i Flåmsdalen (135 m o.h.). I Kyrkjebøs (1953) strandlinjediagram fra Sogn faller MG i Flåmsdalen pent inn på den høyeste strandlinjen, mens MG i Aurlandsdalen faller mellom 2. og 3. strandlinje (nummerert ovenfra). Årsaken til denne store høydeforskjell mener Klovning (1963, s. 12) er at terrassene ikke er dannet samtidig. Tære-Loven terrassen må være yngre enn terrassene ved Furberget. Anundsen & Simonsen (1968, s. 29) mener at siden avsetningen ved Furberget bare består av en tynn hud glasifluvialt materiale over fast fjell, er denne bygget opp mye hurtigere til havnivå enn avsetningen i Aurland som har en betydelig mektighet.

Derfor mener de at det er mest sannsynlig at randavsetningene i Flåm er samtidig med randavsetningen i Aurlandsdalen.

Før en kan ta fatt på å løse et slikt problem, er det nødvendig å vite litt om isobaseretningen. Kyrkjebø (1953, s. 78) mener at det er ingen grunn til å forandre Carlssons (1950) N-S gående isobaseretning i ytre Sogn videre østover innover mot indre Sogn. Han nevner imidlertid at det later til at isobaseretningen for Aurlandsfjordens indre del går noe nær  $N 5^{\circ}V$ . Noen begrunnelse for denne påstanden gir han ikke, men retningen er sannsynligvis bestemt ved å trekke en isobaselinje mellom Furberget i Flåmsdalen (135 m o.h.) og MG lokalitet i Undredal (135 m o.h.) Denne isobaseretningen er etter min mening meget tvilsom, fordi MG bestemmelsen i Undredal er så usikker, samtidig som det er meget usikkert om de målte terrasser i Undredal og Flåm er dannet akkurat samtidig.

T. Vorren (1970, s. 134) mener at isobaseretningen i den indre del av Lusterfjorden under den periode han kaller daltiden er nærmere NØ-SV enn N-S, mens han ved å ekstrapolere Fareths (1970) isobaser i Nordfjord for rartid får en isobaseretning på  $N 30^{\circ}Ø$ . Det synes lite fruktbart å ekstrapolere videre Vorrens (1970) isobaser til Aurlandsområdet, fordi den store avstanden vil føre for mange usikkerhetsmomenter med seg.

En kan derfor ikke si noe nærmere om isobaseretningen i Aurlandsområdet, enn at de danner en eller annen mindre vinkel Ø eller V for nord, mest sannsynlig øst for nord. Dette betyr at forskjellen i MG på 21 m mellom Flåmsdalen og Aurlandsdalen i realiteten må være minst 3-4 m større når en regner med landhevningen, da avstanden i Ø-V retning er 7-8 km mellom Furberget og Tæro-Loventerrassen.

For å løse dette problem med den store forskjellen i MG, må aldersforholdet mellom disse to avsetningene klarlegges. Det er ikke mulig ut fra de strandlinjediagrammer/som hittil er konstruert for indre Sogn eller ut fra de usikre målinger som er gjort av marine nivåer på andre lokaliteter langs Aurlandsfjorden. Problemet må løses ved hjelp av andre daterings og/eller korrelasjonsmetoder.

## POLLENANALYTISKE- OG C-14 DATERINGER

### INNLEDNING

#### Formålet med dateringene

Mitt hovedformål med pollenanalysene som er utført i Aurlandsdalen, var å få en sikrere aldersbestemmelse av brerandstadiene. Samtidig håpet jeg ved sammenligninger med resultatene av pollenanalysen i Flåmsdalen (Klovning & Hafsten, 1965) å kunne få en sikrere korrelasjon av deglasiasjonsforløpet i de to dalførene, noe som kunne gjøre det lettere å løse problemet med den store forskjellen i de marine grensene. De pollenanalytiske undersøkelsene brakte imidlertid med seg mange andre interessante resultater, bl.a. om vegetasjonsinnvandringen i Aurlandsdalen, som jeg har funnet det riktig å behandle litt nærmere i dette kapittel.

#### Beliggenhet

De topografiske forhold i den nedre del av Aurlandsdalen gjør at det er meget få steder hvor myrer har muligheter for å utvikle seg. Jeg var imidlertid heldig og fant først en gunstig beliggende myr ute på en utstikkende fjellknaus i dalen, like distalt for Løventerrassen, se fig. 57. Denne myra har jeg kalt for Lovenmyra og den er dannet i en liten forsenkning i det faste fjell. Fjellterskelen er synlig i dagen og ble gjentatte ganger målt med Paulin barometer, type Paluk, (1 m delstrek) til 138 m o.h. Størrelsen av selve myra er 20 x 50 m, med et nedslagsfelt på bare noen få m<sup>2</sup>. Det renner ingen bekk inn i myra.

Den andre myra, Tverrmyra, ligger ca. 600 m SØ for Lovenmyra inne ved den stupbratte fjellsiden S for bebyggelsen på Loven, fig. 57. Denne myra, ca. 20 x 30 m, er ikke så klart avgrenset og er ikke omgitt av fast fjell i dagen på alle sider som Lovenmyra. Terskelen, ca. 150 m o.h., er dekket av blokker. Heller ikke her renner noen bekk gjennom myra.

### Feltarbeidet

Prøvesonderingene ble i begge myrene foretatt med Hillerbor. Selve prøvetakingen i Lovenmyra ble foretatt høsten 1968 med Livingstone bor og prøverør med diameter 36 og 54 mm. Rørdiameteren på 36 mm viste seg å være den praktisk mest gunstige da den aller underste del av hver borekjerne ikke hadde så lett for å glippe ut. Fire grunnprøver ble tatt med Livingstoneboret som ikke ble åpnet i felten, men plombert og fraktet uåpnet til laboratoriet. På grunn av enkelte praktiske vanskeligheter med dette boret, ble det fullstendige pollenprofil tatt med Hillerbor.

Prøvetakingen i Tverramyra ble gjort i oktober 1969 med et 54 mm stempelbor. Noe fullstendig pollenprofil ble her ikke tatt. Bare fra de nederste 1,4 m, fordelt på to prøverør, ble det innsamlet materiale både til pollenanalyse og C-14 dateringer. På grunn av tykke sandlag i bunnen som skapte praktiske vanskeligheter under prøvetakingen, kan det ikke med sikkerhet sies om fast fjell her ble nådd.

### Laboratoriearbeidet

Av de relativt få prøver som ble tatt av det minerogene materiale er kornfordelingsanalyser, ved sikte- pipette-metoden, og glødetapsundersøkelser utført. Ved undersøkelsene av glødetapet ble sedimentene først tørket ved 105-110°C og veiet, så glødet i en ovn ved 750°C og avkjølt i eksikator og veiet på nytt. Glødetapet er beregnet i prosent av vekten til den uttatte tørre prøve. Pollenprepareringen av det gytjeholdige materiale er foretatt etter Erdtman's acetolyse metode, mens prøvene fra det minerogene laget også er behandlet etter HF-metoden (Fægri og Iversen, 1964, p. 69-71). Selve pollenanalysen har jeg gjort selv under hovedveiledning av amanuensis Jan Mangerud.

### LITHOSTRATIGRAFI

Lagene er i pollendiagrammet tegnet i en egen kolonne hvor symbolene som er brukt hovedsaklig er hentet fra Fægri & Iversen (1964, fig. 3 og 4).

### Kornfordeling

Kornfordelingen er fremstilt ved histogrammer i fig. 99 og 100, og ved kornfordelingskurver i fig. 104 og 105. Av praktiske hensyn til fremstillingen i diagrammene er Wentworth's system benyttet, men grensen til leir er her satt til 0,002 my.

I Lovenmyra ligger det et 2 cm tykt siltig gytjelag helt i bunnen, med et 5 cm tykt minerogent lag (2,33-2,38 cm) over, fig. 101. Prøven L 1 er tatt underst i det minerogene laget, og inneholder et ganske usortert materiale med hele 20% grus, fig. 104. Innplottet i Selmer-Olsens Md-So diagram (fig. 103) faller prøven innenfor grensen til moreneleir. Den midtre del (L 2) består av sortert silt som i Md-So diagrammet kommer inn blant de bedre sorterte lakustrine sedimentene, mens materialet aller øverst (L 3) blir mer usortert ligjen og bare så vidt faller inn blant de dårligere sorterte lakustrine sedimentene. Denne lagoppbygningen tyder på at de første rene minerogene sedimentene må ha blitt transportert i en suspensjon. Deretter har det fulgt en rolig periode i bassenget hvor det har foregått en normal lakustrin sedimentasjon av silt. I slutten av den minerogene fasen har det kommet mindre forstyrrelser inn i det lakustrine sedimentasjonsmiljø.

I Tverramyra er den minerogene del av pollenprofilet langt større, fig. 102. Helt i bunnen er det dårlig sortert materiale (T 1) som i Md-So diagrammet, fig. 103, klassifiseres som moreneleire, og som har en gradvis overgang til et 3 cm tykt siltig gytjelag. Over gytjen er det vel en meter med vekslende sandlag. Innplottet i Md-So diagrammet faller sanden innenfor lakustrine sedimenter eller elvesortert materiale. De uttatte prøvene er fra bunnen og og oppover fortløpende nummerert fra T 1- T 5.

### Glødetap

Glødetap gir et godt bilde av innholdet av organisk materiale, selv om en liten del av tapet, spesielt i leirholdige sedimenter, skyldes fordunstet vann som ikke er fordampet ved 110°C. I diagrammene, fig. 99 og 100, er glødetapet fremstilt, og viser hvordan innholdet av organisk materiale varierer i de forskjellige

sedimenttypene. Glødetapet skiller tydelig ut de nesten rene minerogene lag hvor sedimentasjonen har foregått så hurtig at tilførselen av organisk materiale er blitt liten i forhold til det minerogene.

### Genesis

Lovenmyra. Det synes å være flere mulige årsaker for dannelsen av det 5 cm tykke minerogene laget like over bunnen av Lovenmyra og som både under og over er begrenset av siltig gytje :

- a) Bassengets terskel ligger under marin grense
- b) Skred
- c) Tilførsel fra bekker
- d) Eolisk virksomhet
- e) Utvasking fra kantene (sheet-wash)

a) Regner en med en isobaseretning omkring N-S og en landhevninggradient på min. 0,6m/km (se side 80 ) skulle MG ved Furuberget i Flåmsdalen på 135 m o.h. tilsvare et samtidig havnivå på Loven i Aurlandsdalen på min. 139-140 m o.h. Dette skulle bety at hvis denne del av Aurlandsdalen var isfri på den tid terrassene ved Furuberget ble dannet, skulle Lovenmyra med terskel 138 m o.h. såvidt ligge under havnivået.

Pollendiagrammet, fig. 99, viser at de nederste spektra inneholder store mengder Pediastrum, spesielt det underste gytjelaget hvor verdien kommer opp i nesten 100%. En del Botryococcus ble også funnet. Dette er typiske ferskvannsindikatorer. Da ingen saltvannsindikatorer som f.eks. Hystrix ble observert, er det ytterst tvilsomt om havet kan ha stått høyere enn dette bassenget. Selv om havvannet nok har vært ganske ferskt inne i denne trange fjordarmen hvor store smeltevannsmengder rant ut, skulle en likevel ha ventet å finne noen marine indikatorer i bassenget. T. Vorren (pers. med.) finner i et basseng like under MG innerst inne i Lusterfjorden, ganske mye Hystrix i marine sedimenter i bunnen. Da forholdene her har vært ganske like, med en trang fjordarm hvor store smeltevannsmengder er blitt tilført fra avsmeltende breer like innenfor, viser dette at havvannet tross alt ikke har vært så ferskt at ikke marine

indikatorer som f.eks. Hystrix har kunnet leve.

- b) I den bratte dalsiden er det gode muligheter for både stein- og snøskred. Særlig snøskred er i dag ganske hyppige. Det virker imidlertid lite sannsynlig at det ved et større skred skulle dannes så finkornete og tildels godt sorterte sedimenter. Pollenkurvenes forløp tyder også på at det minerogene laget representerer et lengre tidsrom enn hva et skred skulle tilsi.
- c) Den topografiske beliggenhet av Lovenmyra gjør det vanskelig å tenke seg at noen bekk kan ha rent inn her. Sedimentene skulle en i så tilfelle vente seg å være mer vekslende og sandholdig.
- d) Den store åpne Loven-Tærotterrassen må ha blitt utsatt for en del eolisk virksomhet med det samme den ble liggende tørr, før vegetasjonene fikk tid til å etablere seg skikkelig. Muligens kan noe minerogent materiale være transportert til Lovenbassenget herfra med vinden, men det kan ut fra kornfordelingen umulig utgjøre noen stor andel av sedimentene.
- e) Det som synes mest sannsynlig er at det minerogene materiale er vasket ut fra kantene (sheet-wash). Dette forklarer da best den mer eller mindre jevne tilgangen på minerogent materiale fra da sedimentasjonen av det underste siltige gytjelaget begynte, og oppover til det nesten minerogenfrie gytjelaget på ca. 2,28 m dyp. Grunnen til at det i denne perioden har vært et tidsrom med nesten ren minerogen sedimentasjon kan indirekte være forårsaket av en klimaforverring, noe som førte til et tynnere vegetasjonsdekke som igjen førte til større utvasking. Et svakt indisium på klimaforverring er nedgangen i AP i de spektra som ligger i det minerogene laget. En liten økning av Salix er også tilstede, men skyldes trolig rent lokale årsaker. En slik klimaforverring kan være den samme som forårsaket Tæro-Lovenstadiet, men den kan også skyldes rent lokalklimatiske forhold på grunn av isfrontens nære beliggenhet like innenfor Tæro-Loventerrassen.

Tverramyra. Den over en meter tykke lagpakken av vekslende godt sortert sandlag i Tverramyra tyder på et ganske jevnt og stabilt



sedimentasjonsmiljø. Oppbygningen må ha foregått relativt hurtig, noe som også de små forandringer i pollendiagrammet viser. Ut fra sedimenttypen er den mest nærliggende forklaring at dette er fluviale sedimenter dannet ved at en bekk har rent inn i bassenget for en kortere tid. Selv om bekken idag renner et stykke utenom Tverramyra, er det mulig at den før bassenget grodde igjen har funnet sin vei gjennom her. Det er vanskelig å rekonstruere hvordan fjelloverflaten ligger under myra på grunn av vanskelighetene med å sonderbore de tykke sedimentlagene i bunnen, samtidig som fjellterskelen også er dekket av løsavsetninger.

Sammenligner en kun lagoppbygningen i de to myrene kunne det være fristende å anta at sandlagene i Tverramyra og det minerogene laget i Lovenmyra er synkrone dannelser, og at de derved kunne ha en felles årsak i en klimaforverring. Ved å sammenligne pollendiagrammene med hverandre, er sandlagene i Tverramyra avgjort noe yngre.  $C^{14}$  dateringene bekrefter dette. Dette skulle imidlertid ikke utelukke muligheten for at det minerogene laget i Lovenmyra kan være klimatisk betinget. Mindre sannsynlig synes sandlagene i Tverramyra å ha noe med klimaet å gjøre. Derimot er det ikke umulig at det her helt i bunnen kan ligge materiale som jeg ikke har fått med i min borekjerne.

### Konklusjon

Sedimentene i begge myrene er rent lakustrine, noe som betyr at havnivået her ikke kan ha stått høyere enn 138 m o.h. som er terskelhøyden for den laveste myra, Lovenmyra. Dette indikerer at da havet sto 135 m o.h. ved Furberget i Flåmsdalen ved dannelsen av terrassene der, har Aurlandsdalen ved Loven enda ikke vært isfri. Ut fra beregningene for landhevningen må havnivået ellers her ha vært høyere enn 138 m o.h. og dermed nådd over Lovenmyra.

Lovenmyras minerogene lag skyldes trolig utvasking fra sidene (sheet-wash) og kan muligens skyldes en klimaforverring i forbindelse med Tæro-Lovenstadiet. Noe sikkert bevis for denne påstanden har jeg ikke. Sandlagene i Tverramyra er yngre enn det minerogene laget Lovenmyra og er trolig avsatt av en bekk som i et kortere tidsrom har rent inn i dette bassenget.

## BIOSTRATIGRAFI

### Pollendiagrammene

Som det fremgår av pollendiagrammene, fig.99 og 100, er det tegnet egne diagrammer for treslagspollen (AP), eikeblandingsskog (QM), forholdet AP og NAP (totaldiagram), urtepollen (NAP), vannplanter (AqP), Sphagnum og Pediastrum.

Treslagskomponentene (AP) er angitt i to kolonner som prosentverdier av sum AP og av sum AP+NAP (total). I AP diagrammene inngår furu (Pinus), bjørk (Betula), or (Alnus), selje/vier (Salix) og hassel (Corylus). Einer (Juniperus) og osp (Populus) er ikke identifisert. I QM diagrammet inngår bare alm (Ulmus) og lind (Tilia). Sikre eikepollen har jeg ikke funnet. I NAP er tatt med alle urter, både vindbestøvere og insektbestøvere. Diagrammet inneholder Gramineae, Cyperaceae, og Ericales, mens Rumex, Caryophyllaceae, Rosaceae, Artemisia, Chenopodiaceae, Compositae, Crucifereae, Onagraceae, Polygonum bistorta type og Ranunculaceae er tegnet i oppløste diagrammer.

Potamogeton og Sparganium er regnet som vannplanter og ført opp i AqP diagrammet, regnet i prosent av total + AqP. Sphagnum er regnet av total + AqP + Sph, mens Pediastrum er regnet ut av det totale antall mikrofossiler medregnet i hele pollendiagrammet.

Av andre mikrofossiler har jeg identifisert flere sporetyper som Lycopodium, Dryopteris type, Polypodium og Isoetes, samt Rhizopoder som Amphitrema og Assulina og grønnalgen, Botryococcus, men disse er ikke tatt med i diagrammene.

### Sonering av diagrammene

Jessens klassiske pollensonesystem har vært og er fremdeles i stor grad benyttet over hele N-Europa. For Vestlandet har Fægri (1940, 1944) modifisert dette system og tilpasset det for Vestlandets vegetasjonsutvikling. Da Fægri hovedsaklig har arbeidet i ytre strøk, hvor vegetasjonsutviklingen er markert forskjellig fra de indre strøk, må nye modifikasjoner til for

at Jessens system også skal kunne anvendes her. Definisjonene av sonegrensene vil da etterhvert bli så forskjellige fra de opprinnelige, at det er lite fruktbart å tviholde på dette konvensjonelle system.

For å ta et eksempel på hvor lite anvendelig Jessens system er for mine diagram, kan nevnes Corylus- og Alnusoppgangen som er definert som grensene for henholdsvis Preboreal/Boreal og Boreal/Atlanticum. Da disse to oppgangene i mine diagram kommer nesten samtidig, betyr dette at den boreale sone omtrent forsvinner. Jeg har derfor valgt å sonere diagrammene etter et eget system og la sonene få navn etter sitt fossilinnhold.

### Pollensonen

Det første pollenprofilet ble tatt i Lovenmyra og er det som er analysert mest i detalj. Jeg har derfor valgt å bruke dette som grunndiagram i min diskusjon av de forskjellige pollen-soner.

Pollensone S 1. NAP-sone. I Lovenmyra er de dypeste spektra karakterisert ved det høye NAP-innhold, hvorav Gramineae er dominerende. Etter Gramineae-toppen er det tydelig at bjørkeskogen vandrer inn for fullt og presser NAP-verdiene ned.

De 4 nederste spektra viser minkende Betula innhold og økende NAP. Dette kan tyde på en tilbakegang i bjørkeskogen som førte til at den heliophile vegetasjonen, da særlig gress, fikk en kortvarig oppgangstid. Den lille økningen av Salix i siltlaget kan være en svak indikasjon på en klimaforverring som forårsaker nedgangen i AP. Andre årsaker til denne nedgangen kan være en relativ økning av fjernttransportert pollen, fordi den lokale pollenproduksjon har minket. Pollenkornene i siltlaget er en del mer korrodert enn vanlig, slik at denne fluktuasjonen muligens kan skyldes ulik korrosjon av kornene. Denne siste forklaringen er imidlertid meget lite sannsynlig

på grunn av at en da skulle vente en økning av Pinus-korn som er ekstra resistente, samtidig som de er lett å bestemme i mikroskopet selv i sterkt korrodert tilstand.

Noen utskillelse av de forskjellige Betula-artene i de underste lagene har jeg ikke forsøkt meg på, blant annet fordi størrelsesstatistikk ikke kan utføres på prøver som er behandlet med flussyre. De mange forskjellige arter av urtepollen i den underste sonen gir en god indikasjon på lysåpne forhold som har vært gunstige for en rik heliophil flora. Av Ericales synes Empetrum å dominere i bunnen av profilet. Konklusjonene må være at sone S 1 viser pionervegetasjonen i området like etter at isen hadde forsvunnet, men at isfronten trolig enda lå i nærheten og direkte påvirket de lokalklimatiske forhold.

Vannplantene er godt representert i den underste pollensonen. Sparganium dominerer i de underste spektra, men like under grensen til sone S 2 får Potamogeton en voldsom oppgang for så å forsvinne like brått. Dette tyder på et næringsrikt, åpent tjern til å begynne med hvor vannplantene har kunnet trives. Etterhvert har så bassenget begynt å gro igjen og livsbetingelsene for vannplantene forsvant. Det store innhold av Pediastrum viser et eutroft, lakustrint miljø.

I diagrammet fra Tverramyra er de generelle trekk i den underste sonen ganske like, med høy NAP prosent og Betula som den absolutt dominerende i AP diagrammet. Den mektige lagpakken av sand gjør at sonen blir uforholdsmessig lang i dette diagrammet. At denne fasen ikke representerer noe lengre tidsrom er helt klart når en ser hvor lite vegetasjonen forandrer seg her. Sammenligner en bunnspektrene i de to diagrammene, merker en seg at i Tverramyra er Gramineae dominerende bare i det aller underste spekter. I spekteret ovenfor går Gramineae brått ned og Ericales kommer opp og er dominerende gjennom hele sandlaget. I Lovenmyra dominerer Gramineae i de 5 nederste spektra og har her en markert topp før Ericales går opp. Samtidig har disse spektra en mye mer variert urteflora enn bunnspektrene i Tverramyra. Dette indikerer at jeg i Tverramyra ikke har fått med den aller første pionervegetasjon, noe som trolig

skyldes at jeg ved de vanskelige prøvetakingsforhold ikke har kommet helt til bunns i myra. C<sup>14</sup> dateringene nær bunnen i de to myrene bekrefter dette.

Pollensone S 2. Betula sone. Overgangen fra sone S 1 til S 2 defineres ved den brå nedgang av NAP og den sterke økning av Betula. Bjørkeskogen gjør her for alvor sitt inntog og er fullstendig dominerende i denne perioden. Den lave prosentverdi av Pinus indikerer fjernttransport og at furuskogen enda ikke har etablert seg i området. Den svake økningen i de øvre spektra tyder på at innvandringen er i ferd med å skje. De lave verdier for Corylus viser at heller ikke hassel har innvandret enda og bare er representert av få fjernttransporterte pollenkorn. En kort oppgang av Salix er særlig påfallende i Tverramyra ved grensen S 1/S 2, men må trolig ha en lokal årsak da den tilsvarende økning i Lovenmyra er minimal. NAP diagrammene viser en oppgang av Cyperaceae, mens Gramineae og Ericales synker til et minimum. I begge myrene forsvinner vannplantene helt. Det samme gjør Pediastrum og Botryococcus. Dette må skyldes en oligotrofiering av bassengene, samtidig som disse gror igjen og fjerner livsvilkårene for vannplantene.

Pollensone S 3. Pinus - Betula sone. Sone S 3 karakteriserer seg ved den kraftige økningen av Pinus som viser furuskogens innvandring og etablering i området. Pinus kulminasjonen finner sted omtrent midt i sonen og presser Betula verdiene ned. Det er her verdt å merke seg at Pinus kulminasjonen kommer før Corylus oppgangen, i motsetning til de fleste andre steder på Vestlandet som er pollenanalytisk undersøkt. I den øvre del øker imidlertid Betula igjen og Pinus synker. NAP verdiene er lave, unntatt det store spranget av Ericales i det ene spekter nr. 15 i Lovenmyra som skyldes lokal overrepresentasjon.

Pollensone S 4. Corylus - Alnus sone. Overgangen til denne sone er satt til den markerte økningen av Corylus og Alnus. Det bemerkelsesverdige her er at Corylus og Alnus oppgangen kommer omtrent samtidig, mens en ellers på Vestlandet og i sørlige del av Norge forøvrig er vant med en Corylus oppgang som kommer mye tidligere enn Alnus. Her må det skytes inn at

da en ikke kan skille mellom pollen-korn fra Alnus glutinosa og Alnus incana, vet en ikke med sikkerhet hvilke av disse artene som innvandrer. Dette skaper selvfølgelig mange problemer omkring Alnus innvandringen som jeg ikke skal komme nærmere inn på her. Jeg vil imidlertid bare nevne at siden en har med innvandringen av to arter som stiller så forskjellige krav til jordbunn og temperatur, er det sannsynlig at Alnus oppgangen i forskjellige deler av landet også kan bli asykrone på grunn av store variasjoner i klimatiske og edafiske forhold. Aurlandsdalen med sitt halvveis kontinentale klima og beliggenhet gjør Alnus innvandringen spesielt vanskelig å tolke.

Pollensone S 5. QM sone. Denne sone karakteriserer seg ved relativt høye QM verdier, hvor Ulmus først vandrer inn og kulminerer. I Lovenmyra viser det øverste spekter en markert nedgang av Ulmus, mens Tilia går opp til vel 2%. Hvorvidt denne Ulmus nedgangen skyldes menneskelige inngrep, skal ikke jeg ha noen formening om. De relativt høye Corylus og Alnus verdiene holder seg uten at noen av dem har noe markert maksimum. For Corylus stemmer dette med tidligere iakttagelser og antagelser om at Corylus maksimum forsvinner mer eller mindre i de kontinentale strøk (bl.a. Fægri 1950, s. 17). Den varmekjære vegetasjon som er representert i denne sonen viser at en nå er kommet inn i den postglasiale varmetid.

#### C<sup>14</sup> dateringer

Det ble fra bunnen av Lovenmyra tatt ut gytje og sendt inn til Laboratoriet for Radiologisk Datering for C<sup>14</sup> datering. Av praktiske grunner fikk jeg ikke nok materiale av gytjelaget helt i bunnen og måtte istedet datere 2 cm av den siltige gytjen rett over det minerogene laget, dybde 2,33-2,34 m. Resultatet av dateringen viste følgende alder: T-901: 9790 ± 160 B.P. (1950).

Fra Tverramyra har jeg fått datert det 3 cm tykke gytjelaget som ligger nær bunnen av profilet under sandlagene, 2,52-2,55 m dyp. Resultatet ble: T-986: 9590 ± 140 B.P. Fra samme myr ble

det tatt ut en prøve av gytje i 1,25-1,28 m dybde, altså øvre del av Pinus-Betula sonen like før Pinus kulminasjonen og Corylus-Alnus oppgangen. Dateringen ga som resultat:  
T-985:  $7180 \pm 100$  B.P. Alle disse  $C^{14}$  dateringene er merket av og ført opp i egen kolonne i pollendiagrammene, fig.99 og 100.

### Diskusjon

Pollendiagrammene fra de to myrene ved Loven er i hovedtrekkene like og skulle, selv om de bare ligger 600 m fra hverandre, gi et bilde av den regionale vegetasjonsutvikling. Mindre uoverensstemmelser, særlig i NAP kurvene, skyldes lokale forhold. Som tidligere antydnet har jeg i Tverramyra ikke fått med den aller tidligste organiske sedimentasjon som i diagrammet fra Lovenmyra er representert ved de 4-5 nederste spektrene, se side 89.  $C^{14}$  dateringene tyder på at dette er riktig, fordi det siltige gytjelaget nær bunnen av profilet i Tverramyra ser ut til å være dannet samtidig med det siltige gytjelaget over det minerogene laget i Lovenmyra.

Dateringene  $9790 \pm 160$  B.P. og  $9590 \pm 140$  B.P. i henholdsvis Loven- og Tverramyra gir en minimumsalder for når isen forsvant fra Aurlandsdalen ved Loven, og dermed også en minimumsalder for Vangenstadiet da brefronten lå ved munningen av dalen. Da det i Lovenmyra ligger et 5 cm minerogent lag og 2 cm med siltig gytje i bunnen som er sedimentert før det daterte gytjelag, må dette bety at breen forsvant fra Loven enda tidligere enn det dateringen viser. Vangenstadiet er dermed også eldre enn den daterte gytje. I tillegg må brefronten, til tross for den hurtige avsmeltingen, ha brukt noen år på å retirere fra Vangen og inn forbi Loven. Dette betyr at Vangenstadiets alder muligens kan ligge like opp under 10000 år B.P., noe som åpner interessante perspektiver for Sognefjordens deglasiasjonsforløp.

Undås (1963, s. 22-24) mener at Ra-linjen krysser ytre del av Sognefjorden i Sognesjøen, og som Mangerud (pers. med.) mener kan være riktig ut fra de flyfotostudier han har gjort av

Ra-morenenes videre forløp nordover fra Herdla. Hvis Ra-fremstøtet i Sognefjorden har nådd helt ut til Sognesjøen, og at dette har skjedd like sent i Yngre Dryas som i Bergensområdet, (10050 - 10150 B.P., (H. Holtedahl 1964, s. 320-321, Mangerud 1970, s. 132-135), må isfronten ha trukket seg tilbake fra Sognesjøen til Aurlandsvangen i løpet av maksimum 200-300 år.

Det er vanskelig å finne den nøyaktige alderen på Tæro-Lovenstadiet så lenge jeg ikke med sikkerhet kan oppspore denne klimaforverringen i diagrammene, og dermed få satt den i direkte sammenheng med dateringene. Hvis det minerogene laget i Lovenmyra, som jeg diskuterer under lithostratigrafien ((side 85) skyldes en klimaforverring, som forårsaket brefrontens fremstøt eller stillstand ved den nedre ende av Vassbygdvatn, skulle dette stadium ha en alder på omkring  $9790 \pm 160$  B.P. eller muligens litt eldre.

Klovning & Hafstens (1965)  $C^{14}$  dateringer på  $9300 \pm 300$  B.P. fra bunnen av en jettegryte på Furberget i Flåmsdalen er mye yngre enn mine dateringer. Dette synes i første omgang litt rart, da en ut fra de marine grensene skulle tro at Flåmsdalen var blitt tidligere isfri og at en datering av gytje i bunnen av et pollenprofil her skulle gi en høyere alder. Ser en imidlertid nærmere på pollendiagrammet, fig.106, er det opplagt at han i sitt profil ikke har fått med den aller første organiske produksjon og/eller sedimentasjon. Mens jeg nederst i mine totaldiagram har en NAP prosent på opp til 70, er det i diagrammet fra Furberget bare 10-20%. Dette tyder ikke på lysåpne forhold og pionervegetasjon, noe en skulle vente det har vært også i Flåmsdalen like etter at isen forsvant. Dateringen av gytjen herfra gir derfor en altfor ung alder på breens tilbaketrekking fra Furberget.

Dermed er det ikke mulig å komme noe særlig videre i forsøkene på å korrelere Flåms- og Aurlandsdalens deglasiasjonsforløp, før en får fullstendige pollenprofil også fra Flåmsdalen med  $C^{14}$  dateringer som kan gi en nøyere aldersbestemmelse på når isen smeltet bort fra dalen.



Den yngste dateringen fra Tverramyra på 7180  $\pm$  100 B.P. gir interessante opplysninger om vegetasjonsutviklingen i Aurland og muligheter for korrelasjoner med andre pollenanalytiske områder. Dateringen er foretatt i en dybde av 1,25-1,28 m i den øvre del av Pinus-Betula sonen og gir en maksimumsalder på Pinus kulminasjonen. Da Corylus- og Alnus oppgangen kommer omtrent samtidig eller litt senere, vil denne dateringen også være en maksimumsalder for disse to treslagenes innvandring. Dette betyr at Alnus-og spesielt Corylus oppgangen er mye forsinket her i forhold til de ytre deler av Vestlandet. Corylus maksimum er av Mangerud (pers.med.) datert fra Lepsøyvann på Os til 8380  $\pm$  180 B.P. og av Kaland (1970) på Fonnes til 8510  $\pm$  140 B.P. Hvis min datering er riktig, noe det ikke er noen grunn til å tvile på, er altså innvandringen av Corylus i Aurlandsområdet minimum 1200 år forsinket i forhold til Bergensområdet. Alnus oppgangen er av Kaland (1970) datert i Raudtjønn på Fonnes til 7720  $\pm$  160 B.P. og viser at Alnus innvandringen er ca. 500 år forsinket i Aurland. Nå kompliseres innvandringshistorien ved at en ikke kan skille Alnus glutinosa fra Alnus incana pollenanalytisk.

Fra Ulvik i indre Hardanger har Simonsen (pers.med.) to dateringer av Pinus oppgangen på 9040  $\pm$  140 B.P. og 8680  $\pm$  130 B.P. som viser en adskillig tidligere innvandring av furuskogen her enn i indre Sogn. Rent lokalt i indre Sogn ser det ut til å ha vært en noenlunde lik og trolig også noenlunde synkron vegetasjonsutvikling. T. Vorren (1970, fig.119) har et pollendiagram fra Skjolden som i hovedtrekkene er like til mine diagram, bortsett fra bunnspektrene som ikke viser noen typisk pionervegetasjon med blant annet den klare dominans av NAP. C<sup>14</sup> datering fra bunnen av profilet gir en relativt ung alder, 8140  $\pm$  310 B.P. Da Pinus oppgangen i diagrammet kommer noe senere enn den daterte del, viser dette at også i indre Lusterfjord skjer innvandringen av furu meget sent. Dette samme gjelder da også Corylus og Alnus som i Vorrens (op.cit.) diagram i likhet med mine, har sin oppgang betydelig senere enn Pinus.

### Konklusjon

De store ulikheter i vegetasjonsutviklingen fra sted til sted, gjør det helt klart at soner og sonegrenser definert ut fra biostratigrafiske metoder bare kan ha gyldighet innenfor et lite og vegetasjonsmessig enhetlig område. Ved synkronisering av pollendiagram fra forskjellige områder må kronostratigrafiske dateringsmetoder som  $C^{14}$  benyttes.

Pollenanalysene og  $C^{14}$  dateringene indikerer at dalbrestadiene er av preboreal alder. Noen sikrere korrelasjon av deglasiationsforløpet i Aurlandsdalen og Flåmsdalen gir ikke dateringene, da pollenanalysene viser at  $C^{14}$  dateringen fra Furberget (Klovning & Hafsten 1965) gir en for ung alder av Flåmsdalens deglasiation.

GENERELL DISKUSJON OVER DEGLASIASJONSFORLØPET

Både  $C^{14}$  dateringene fra Loven og likevektslinjeforskyvningen indikerer at det eldste brerandstadium, fjordbrestadiet, er eldre enn preboreal tid og sannsynligvis tilhører Yngre Dryas. Breen ut Aurlandsfjorden har trolig på denne tid dannet en sidebre til en isstrøm ut Sognefjorden. Et annet alternativ som ikke kan utelukkes er at de ytre og midtre deler av Sognefjorden på denne tid var isfri. I så tilfelle har breen i Aurlandsfjorden trolig hatt sin front liggende på terskelen ved munningen av Aurlandsfjorden, se side 37-38.

Det første alternativ synes mest sannsynlig. I Stølsheimen har det på denne tid trolig ligget et ganske mektig glasiasjonscenter. Indikasjoner på dette finner Mæland (1963), Simonsen (1963) og Skreden (1967, s. 40-48). I områdene omkring Voss-Granvin-Osa, er den eldste vestlige isbevegelsen blitt avløst av en yngre bevegelse mot S og SØ. Denne sørlige bevegelseskomponent mener de skyldes et lokalt akkumulasjonsområde NV for Voss, i Stølsheimområdet. Skreden (1967, s. 46-47) finner at denne sørlige brestrøm må ha vært mektig, da den har passert Vossebassenget og de høye fjellstrøkene i sør ganske uavhengig av topografien. Brestrømmen har fortsatt mot Hardangerfjorden hvor den sannsynligvis har gitt tilskudd til selve Hardangerfjordbreen, hvis front under Yngre Dryas lå over Halsnøy-Huglo. (H. Holtedahl 1967, s. 194, Follestad 1970)

På nordsiden av Stølsheimen har det trolig vært en analog situasjon, med ismasser som har drenert mot Sognefjorden, hvor isstrømmene har dreiet av mot vest og forenet seg med en brestrøm ut Sognefjorden. Ismassene fra Stølsheimen må ha vært et betydelig tilskudd til Sognefjordbreen, og kan være forklaringen på Ralinjens mulige beliggenhet helt ute i Sognesjøen, se side 92-93 (Undås 1963, s. 22-24, Mangerud pers.med.) En  $C^{14}$  datering av skjell (20 m o.h.) i Instevik i ytre Sogn ga en alder på 10250±440 B.P. (Nydal 1964, s. 284), og har vært fremsatt som bevis for at den ytre del av Sognefjorden var isfri under Ra-tid. (Anundsen & Simonsen 1968, s. 37).

Den usikre stratigrafiske beliggenhet av skjellene og det store standardavviket gjør at dateringen i realiteten ikke sier noe om Raets beliggenhet i Sognefjorden. De daterte skjellene kan like gjerne være fra en isfri periode før Ra-fremstøtet, eller fra en periode like etter fremstøtet, da breen hadde trukket seg tilbake fra de ytre deler av Sognefjorden.

Dersom det er riktig at Sognefjordbreens front under Yngre Dryas lå i Sognesjøen, må det ha foregått en hurtig avsmeltning av isen. Særlig hurtig må denne avsmeltningen ha vært, hvis Ra-fremstøtet har skjedd like sent i Yngre Dryas som i Bergensområdet (10050-10150 B.P.). (H. Holtedahl 1964, s. 320-321, Mangerud 1970, s. 132-135). Brefronten har i så tilfelle trukket seg tilbake fra Sognesjøen og helt inn til munningen av Aurlandsdalen i løpet av maksimum 200-300 år, se side 93.

Dateringene T-901 og T-986 gir en minimumsalder på Vangenstadiet på  $9790 \pm 160$  B.P. Den nøyaktige alder på Tæro-Lovenstadiet kan ikke fastsettes med sikkerhet ut fra pollendiagrammene eller  $C^{14}$  dateringene. Lithostratigrafien i pollenprofilet indikerer en alder på omkring 9800 B.P. (side 93). Muligheten for at stadiet er yngre er imidlertid til stede.

T. Vorren (1970) har antydnet en alder på brefremstøtene i området mellom Jostedalen og Jotunheimen på 8500-9000 B.P. Det er imidlertid lite sannsynlig at Tæro-Lovenstadiet er av en slik ung alder. For det første er det ingen ting i pollendiagrammene fra Loven som direkte tyder på en slik sen klimaforverring. For det andre har arkeologiske undersøkelser i fjellområdene like øst og sørøst for Aurlandsområdet gitt bemerkelsesverdige gamle dateringer av steinalderboplasser. A. Hagen (1961, s. 117) har en  $C^{14}$  datering fra Gyrinosvatn, V for Hemsedal, på  $8200 \pm 200$  B.P. Ved Eldrevatn i Mørkedalen, ca. 2 mil NNV for Gyrinosvatn, (se nøkkelkart fig. 1), har to dateringer av trekull fra steinalderboplasser gitt henholdsvis  $8510 \pm 110$  B.P. og  $8290 \pm 120$  B.P. (T. Vorren 1970, s. 140). Disse arkeologiske dateringene viser at størstedelen av fjellstrøkene mellom Lærdal, Hemsedal og Aurlandsdalen må ha vært isfrie senest 8500 B.P. En vesentlig

del av akkumulasjonsområdet til Tæro-Lovenstadiets dalbre har ligget i disse områdene. Selv om avsmeltingen etter dalbrestadiene har gått hurtig, må det ha gått noen hundre år fra Tæro-Lovenstadiets breer smeltet bort til menneskenes okkupasjon av området. Tæro-Lovenstadiet må således være adskillig eldre enn 8500 B.P., og dermed også eldre enn Vorrens (1970) stadier.

Den mest sannsynlige alder på Tæro-Lovenstadiet synes ut fra de foreliggende data å ligge et sted mellom 9600 og 9800 B.P. Steinestadiet er trolig bare litt yngre enn Tæro-Lovenstadiet, muligens fra overgangen preboreal/boreal (ca. 9500 B.P.) eller tidlig boreal tid.

Anundsen & Simonsen (1968, s. 27-33, pl. 3) har gjort et forsøk på å rekonstruere brerandens forløp under Eidfjord-Osastadiet nordover til indre Sogn, hovedsaklig ut fra flyfoto-observasjoner. Rekonstruksjonen gir en god regional oversikt over isdekkets utbredelse under Eidfjord-Osastadiet, men brerandens forløp må nødvendigvis bli omtrentlig. Dette viser seg i Aurlandsområdet hvor alle de observerte lateralavsetningene er slått sammen til en randsone, men som ved nærmere undersøkelser viser seg å tilhøre tre forskjellige randsoner. Videre er frontavsetningene ved Vangen i Aurlandsdalen og ved Heimdal i Flåmsdalen, som begge tilhører Vangenstadiet, korrelert av Anundsen & Simonsen (op.cit.) med Eidfjordterrassen.

De siste  $C^{14}$  dateringene som er utført tyder imidlertid på at denne korrelasjonen ikke stemmer. En einergrein som er funnet i et sandtak i Eidfjordterrassen er datert til  $9680 \pm 90$  B.P. og angir maksimumsalderen på avsetningen. (Rye 1970, s. 33-36). Da Vangenavsetningen i følge  $C^{14}$  dateringene på Loven har en minimumsalder på  $9790 \pm 160$  B.P., betyr dette at Vangenstadiet er eldre enn Eidfjord-Osastadiet. Derimot tyder  $C^{14}$  dateringene på en korrelasjon mellom Tæro-Loventerrassen og Eidfjordterrassen.

HOVEDKONKLUSJON

Det er i Aurlandsområdet funnet 4 brerandstadier. Det eldste stadiet, fjordbrestadiet, er eldre enn preboreal tid og tilhører trolig Yngre Dryas. Fjordbrestadiet kan ikke med sikkerhet korreleres med Ra-fremstøtet, men det synes mest sannsynlig at dette stadiet er fra den senere del av Yngre Dryas på Vestlandet (ca. 10000-10200 B.P.).

$C^{14}$  dateringer og likevektslinjeforskyvninger indikerer en preboreal alder på dalbrestadiene. Det eldste dalbrestadiet, Vangestadiet, må ifølge  $C^{14}$  dateringene fra Loven i Aurlandsdalen ha en minimumsalder på  $9790 \pm 160$  B.P. Tæro-Lovenstadiets alder kan ikke så nøyaktig fastsettes ut fra de dateringsmetoder som er anvendt, men ligger etter all sannsynlighet et sted mellom 9600 og 9800 B.P. Tæro-Lovenstadiet er muligens samtidig med Eidfjord-Osastadiet i Hardangerfjorden (Anundsen & Simonsen 1968). Det yngste dalbrestadiet, Steinestadiet, er trolig bare litt yngre enn Tæro-Lovenstadiet, muligens fra overgangen preboreal/boreal tid (ca. 9500 B.P.) eller begynnelsen av boreal tid.

Etter dalbrestadiene har det foregått en hurtig avsmeltning av breene.  $C^{14}$  dateringer av steinalderboplasser i fjellområdene mellom Lærdal, Hemsedal og Aurlandsdalen viser at bortimot hele Aurlandsområdet har vært isfritt senest 8500 B.P.

LITTERATUR

- Ahlmann, H. W:son., 1919. Geomorphological studies in Norway. Geogr. Annaler 1. s. 1-148 og 193-252.
- Andersen, B. G., 1954. Randmorener i Sørvest-Norge. - N. Geogr. T., 14, s. 273-342.
- 1960. Sørlandet i sen- og postglacial tid. Norges Geol. Unders. 210. 162 s.
- 1968. Glacial geology of western Troms, North Norway. Norges. Geol. Unders. 256. 162 s.
- Anundsen, K., 1964. Kwartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser i Simadalen, Eidfjord, Måbødalen, Hjølmodalen og tilstøtende fjellområder. - Hovedoppgave, Universitetet i Bergen, s. 1-81 + ill.bind.
- Anundsen, K., & A. Simonsen, 1968. Et pre-borealt breframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. Årbok for Univ. i Bergen. Mat.-Naturv. Serie, 1967 (7). 42 s.
- Carlsson, A. O., 1950. Noen kvartærgeologiske undersøkelser i Ytre Sogn med særlig vekt på isavsmeltingen. Hovedfagsoppgave i fysisk geografi ved Univ. i Oslo. (Ikke sett)
- Dahl, R., 1965. Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Norland, Norway. Geogr. Annaler Ser. A, 47. s. 83-140.
- 1968. Late-glacial accumulations, drainage and ice recession in the Narvik-Skjomen district, Norway. Norsk Geogr. Tidsskr. 22. s. 101-165.
- Fareth, E., 1969. Geologiske undersøkelser på kartblad Aurlandsdalen. Hovedfagsoppgave i mineralogi og petrografi ved Univ. i Bergen. 178 s.
- Fareth, O. W., 1970. Brerandstadier i midtre og indre Nordfjord. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. i Bergen. 178 s. + ill.bind.

- Follestad, B. A., 1970. Deglasiasjonsforløpet på den sydvestlige del av Folgefonnhalvøya. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. i Bergen. 104 s. + ill.bind.
- Fægri, K., 1940. Quartergeologischen Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spatquartaren Geschichte Jærens. Bergens. Mus. Årbok 1939-40, Naturvit. Rekke 7, 201 s.
- 1944. Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlo. Bergens Mus. Årbok 1943, Naturvit. Rekke No. 8, 100 s.
- 1950. Studies on the Pleistocene of Western Norway. IV. On the immigration of *Picea Abies* (L.) Karst. Univ. i Bergen. Årbok. Naturvit. rekke 1949, no. 1, 53 s.
- Fægri, K. & Iversen, Johs. 1964. Textbook of Pollen Analyses. 237 s. Munksgaard, Copenhagen.
- Gjessing, J. 1965. On "plastic scouring" and "subglacial erosion". Norsk Geogr. Tidsskr. 20 s. 1-37
- 1967. Norways paleic surface. Norsk Geogr. Tidsskr. 21. s. 69-132.
- Goldschmidt, V. M. 1916. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid. Selsk. skr., mat.naturv. 2.
- Hagen, A., 1961. Mesolittiske jegergrupper i norske høyfjell. Univ. Olsaksamlings Årbok 1960-1961. s. 109-142.
- Helland, A., 1876. Om beliggenheden af moræner og terrasser foran mange indsøer. Ofvers. Kgl. Vet. Akad. Förhandl. 32 (1). s. 53-82.
- 1901. Norges land og folk XIV. Topografisk - statistisk beskrivelse over Nordre Bergenhus Amt. 1.- og 2. del Kristiania. 862- og 715 s.
- Holtedahl, H., 1956. On the Norwegian continental terrace, primarily outside Møre-Romsdal: its geomorphology and sediments. Årbok for Univ. i Bergen, Naturv. Rekke 1955 (14). 209 s.
- 1960. Mountain, fjord, strandflat, geomorphology and general geology of parts of western Norway. Int. Geol. Congr. 21, Guide to excursion A<sub>6</sub>, C<sub>3</sub>, Oslo. 29 s.



- Holtedahl, H., 1964. An allerød fauna at Os, near Bergen, Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 44, s. 315-322.
- 1967. Notes on the formation of fjords and fjord-valleys. Geogr. Ann Ser. A 49, s. 188-203
- Johnson, G., 1956. Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avhandl. 30. 407 s.
- Journal of Glaciology, 1968, 52 s. 3-7.
- Kaland, P. E., 1970. Pollenanalytiske undersøkelser på Fonnes, Austrheim hd. Hordaland. Hovedfagsoppgave i botanikk ved Univ. i Bergen. 155 s.
- Kaldhol, H., 1941. Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. Hellesylt. 206 s.
- Kjerulf, Th., 1879. Udsigt over det sydlige Norges geologi. Kristiania. 262 s. + atlas.
- Klovning, I., 1963. Kvartærgeologiske studier i Flåmsdalen og omkringliggende fjellområder. Hovedoppgave, Univ. i Bergen. 57 s. + ill.bind.
- Klovning, I. & Hafsten, U., 1965. An Early Post-glacial pollen profile from Flåmsdalen, a tributary valley to the Sognefjord, Western Norway. Norsk. Geol. Tidsskr. 45, s. 333-338.
- Krumbein, W. C. & F. J. Pettijohn, 1938. Manual of sedimentary petrography. Appleton - Century - Crofts, Inc. New York. 514 s.
- Kvale, A., 1946. Noen bemerkninger om Telemarksformasjonen på Vestlandet. Bergen Mus. Årb. 1945, No. 5.
- 1960. The nappe area of the Caledonides in Western Norway. Int. Geol. Congr., 21, Guide to excursions no. 177, C<sub>4</sub>.
- Kyrkjebø, A., 1953. Geomorfologi fra Høyangerområdet og strandlinje og isavsmeltningstudier fra Sogn. Hovedfagsoppgave i fysisk geografi ved Univ. i Bergen. 90 s. + ill.bind.

- Liestøl, O., 1963. Et senglacialt brefframstøt ved Hardangerjøkulen. Norsk Polarinst. Årbok 1962. s. 132-139.
- 1967. Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. Norsk Polarinst. Skr. 141. 63 s.
- Lundqvist, G., 1948. Blockens orientering i olika jordarter. Sveriges Geol. Unders. Ser. C 497, s. 1-29.
- Lundqvist, J., 1952. Bergarterna i Dalamöränernas block- och grusmaterial. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, 525, s. 1-48
- 1958. Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca, 38, s. 1-229.
- Mangerud, J., 1963. Isavsmeltningen i og omkring midtre Gudbrandsdal. Norges Geol. Unders. 223, s. 223-274.
- 1970. Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. Norsk Geogr. Tidsskr. 24, s. 121-148.
- Mundal, E., 1953. Kvartære akkumulasjoner og strandlinjer ved Fjærlandsfjorden og nokre andre lokaliteter i Sogn. Hovedfagsoppgave i fysisk geografi ved Univ. i Oslo. 129 s.
- Mæland, P. J., 1963. Kvartærgeologiske studier i området mellom Granvin og Voss. Hovedfagsoppgave, Univ. i Bergen.
- Nydal, R. 1964. Trondheim natural radiocarbon measurements IV: Radiocarbon 6, s. 280-290.
- Potter, P. E. & Pettijohn, F. J., 1963. Paleocurrents and Basin analysis. Berlin - Göttingen - Heidelberg, 296 s.
- Pytte, R., 1969. Glaciologiske undersøkelser i Norge 1968. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. Rapport 5/69. 149 s.
- Rekstad, J., 1903. Fra høifjeldsstrøget mellem Haukeli og Hemse-dalsfjeldene. Norges Geol. Unders. 36.
- 1905. Fra Indre Sogn. Norges Geol. Unders. 43.
- Reusch, H., 1901. Nogle bidrag til forståelsen af, hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. Norges Geol. Unders. 32. s. 124-214.

- Reusch, H., 1908. Tekst til geologisk kart over fjeldstrøkene mellom Jostedalsbræen og Ringerike. Norges Geol. Unders. 47.
- Rye, N., 1971. Einergrein av preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. N.G.U. Årb. 1969, s.33-36.
- Selmer-Olsen, R., 1954. Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. Norges Geol. Unders. 186. s. 1-102.
- Simonsen, A., 1963. Kwartærgeologiske undersøkelser i indre Hardanger. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. i Bergen.
- Sitler, R. F., 1963. Petrography of till from northeastern Ohio and northwestern Pennsylvania. Jour. Sed. Petrology 33. s. 365-379.
- Skjerlie, F. J. 1957. Geological investigations between Fjærlandsfjorden and Sogndalsdalen, Sogn, Western Norway. Bergen Mus. Årb. 1957, No. 10.
- Skreden, S. A. 1967. Kwartærgeologiske undersøkelser i området Voss-Bolstadøyri samt Bordalen. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. i Bergen.
- Vorren, T. O. 1970. Deglaciasjonsforløpet i strøket mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. i Bergen. 150 s. + ill.bind.
- Undås, I., 1963. Ra- morenen i Vest-Norge. J. W. Eides forlag A/S, Bergen, s. 1-40.
- Østrem, G. & Liestøl, O., 1964. Glaciologiske undersøkelser i Norge 1963. Norsk Geogr. Tidsskr. 14, s. 281-340