

# Strandlinjer og isavsmelting i midtre Hardanger, Vest-Norge

MARTIN HAMBORG

Hamborg, M. 1983: Shore-lines and deglaciation in the central part of Hardanger, western Norway. *Nor. geol. unders.* 387, 39–70.

In the Hardangerfjord area a shore-line diagram has been constructed on the basis of an earlier established shore-displacement diagram from Bømlo and <sup>14</sup>C-dated marine levels from Stamnes, Bu and Eidfjord. Data from Nordhordland have been included in the diagram. The deglaciation in Samnanger and Kvam has been described in detail by means of the shore-line diagram, marginal deposits and ice-scouring analyses. Interpretation of the diagram confirms that the glacialfluvial deposits connected with the Trollgarden-Eidsfjord-Osa stage are not contemporaneous. The ice-margin deposits at Fjora, Odda, Tyssedal, Kinsarvik, Rateig and Ulvik are penecontemporaneous (about 9800BP), while the deposits at Øystese, Botnen, Granvin, Eidfjord and Tveit are about 100 years younger. The previously reconstructed ice-margin from Ulvik via Voss to Sognefjord is a younger event in the deglaciation than earlier suggested.

*M. Hamborg, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim, Norway.*

## Innledning

Formålet med undersøkelsene var å klarlegge isavsmeltingen mellom Samnangerfjorden og Norheimsund (Fig. 1).

I tilgrensende områder er det de senere år utført større arbeider av Mæland (1963), Anundsen og Simonsen (1968), Holtedahl (1965, 1967, 1975), Aarseth (1971), Follestad (1972), Mangerud & Skreden (1972), Aarseth & Mangerud (1974), Skår (1975) og Aa & Mangerud (1981).

Det undersøkte området omfatter den sydligste delen av Sørfjorden i Arna, hele Samnangerfjorden og vestsiden av Hardangerfjorden fra Strandebarm til I. Ålvik.

Isbevegelsene i samme området er behandlet i Hamborg & Mangerud (1981).

Mellom Herdla-morenen og Eidfjord-Osa-Trollgarden trinnet (Anundsen & Simonsen 1968) er det ingen kontinuerlige randavsetninger som klart angir samtidige hendelser i tilbakesmeltings-forløpet. For å knytte isens tilbakesmelting i Samnanger og Kvam til kjente hendelser i isavsmeltingsforløpet, er forbindelsen mellom samtidige avsetninger forsøkt løst med et ekvidistant strandlinjediagram (Fig. 4).

I nyere tid er det laget fire strandlinjediagram fra disse fjordstrøkene. Undås (1964) fra Hardanger til Sognefjorden. Follestad (1972) har et fra sydlige del av Folgefonnhalvøya. Aarseth (1971) fra Bjornafjordområdet og Holtedahl (1975) fra Hardangerfjorden.

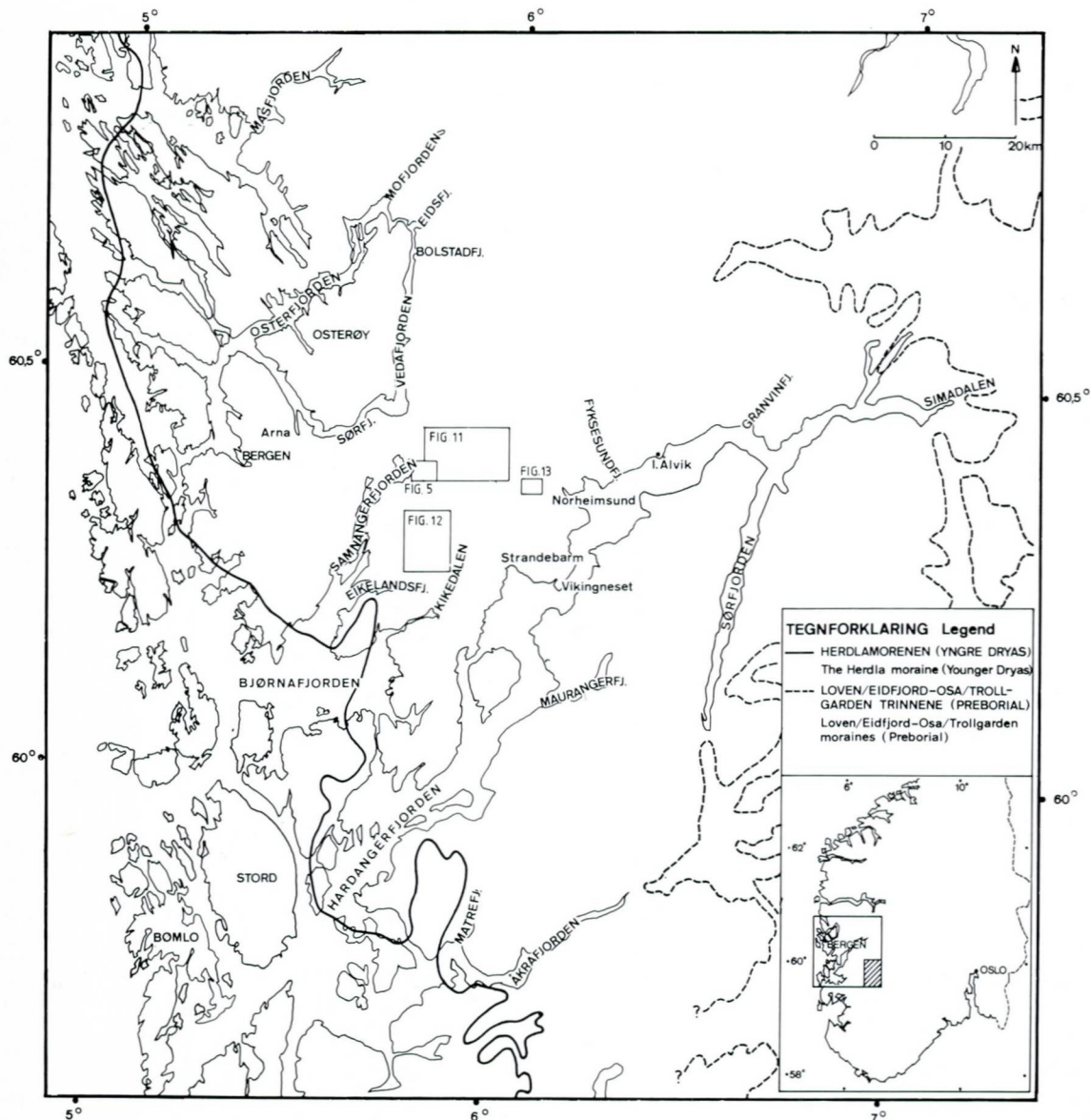


Fig. 1. Oversiktskart over området omkring Hardangerfjorden. Yngre Dryas morenen etter Follestad (1972), Anundsen (1972) og Aarseth & Mangerud (1974). Preboreale endemorener etter Anundsen (1972) og Bergstrøm (1975). Innfelt nøkkelkart over Sør-Norge.

Location map of the district between Sognefjord and Hardangerfjord. Younger Dryas end moraines according to Follestad (1972), Anundsen (1972) and Aarseth & Mangerud (1974), and Preboreal end moraines from Anundsen (1972) and Bergstrøm (1975). Innset: a key map of south Norway.

Med utgangspunkt i nyere  $^{14}\text{C}$  dateringer både av Bømlokurven (Fægri 1944; Kaland, in press) og fra fjordstrøkene innenfor, var det grunnlag for å lage en forbedret utgave av de eksisterende diagrammer.

De forskjellige forfatterne har benyttet ulike metoder ved måling av høydene

på strandnivå. Resultatene er her forsøkt justert i overensstemmelse med metoder benyttet i denne undersøkelsen.

For å beskrive sedimentenes sorteringsgrad er Folk & Ward's (1957) parametre, nomenklatur og klasseinndeling benyttet. Wentworth's (1922) kornstørrelsesskala og hans nomenklatur for å beskrive kornfordelingen i sorterte sedimenter er brukt, men med grensen leir/silt satt ved 0,002 mm.

## Marine nivåer

### MÅLEKRITERIER

Til bestemmelse av marine nivåer er følgende kriterier benyttet ved valg av målepunkt.

*Deltaflater* er fortrinnsvis målt i overgangen mellom en ujevn øvre del av deltaflaten, ofte med gamle dreneringsspor, og en slakere nedre del (Andersen 1960), eller i overgangen mellom topplag og skrålag. De aller fleste deltaflatene er imidlertid meget små, eller er erosjonsrester hvor disse kriteriene ikke er til stede. Her ble høyestliggende flate målt.

*Knekkpunkt på elvevifter.* For de aktuelle elvevifter er det styrende havnivå antatt å være representert med knekkpunktet fra et brattere til et slakere profil på viften.

*Strandhakk i løsmasser.* Høyden er målt i innerkant av strandhakk for fordi dette er best definert. Bølgeslagssonen i en trang og beskyttet fjordarm vil være meget liten. Målefeilen på de aktuelle lokalitetene skulle derfor være liten.

### NØYAKTIGHET AV MÅLINGENE

Det er benyttet aneroidbarometer med 1 m delestrek. Alle høyder er bestemt ved å ta gjennomsnitt av minimum tre målinger. Usikkerheten i målingene antas å ligge innen  $\pm 2$  m.

Som basis for målingene er benyttet øvre grense for blæretangen *Fucus vesiculosus*. Denne grensen ligger omkring 0,2–0,5 m over middelvannstanden på Vestlandet (Rekstad 1908), noe høyere i ytre enn i indre strøk (Rekstad 1908, Møller & Sollid 1972). Med en størrelsesorden på 1–2 dm ansees forskjellen som ubetydelig i denne sammenheng. Terrassehøyden er oppgitt i meter over tangranden. Tidligere utførte målinger er så langt det er mulig, kontrollmålt eller justert med hensyn til tangranden, og deretter avrundet til nærmeste hele meter.

En differanse på 1 meter fra tidligere målinger betraktes ikke som signifikant med den benyttede målemetode, men høydene er allikevel forandret for å få et så homogent materiale som mulig.

## BESTEMMELSER AV MARINE GRENSER (MG)

De fleste nymålingene er fra indre del av Samnangerfjorden og Norheimsundsområdet. Det er i tillegg foretatt enkelte målinger i ytre del av Samnangerfjorden og vestsiden av Hardangerfjorden fra Strandebarm til Indre Ålvik. Utfyllende beskrivelse av MG bestemmelsene finnes i Hamborg (1979). En oversikt over benyttede MG bestemmelser finnes i fig. 2 og Tabell 1.

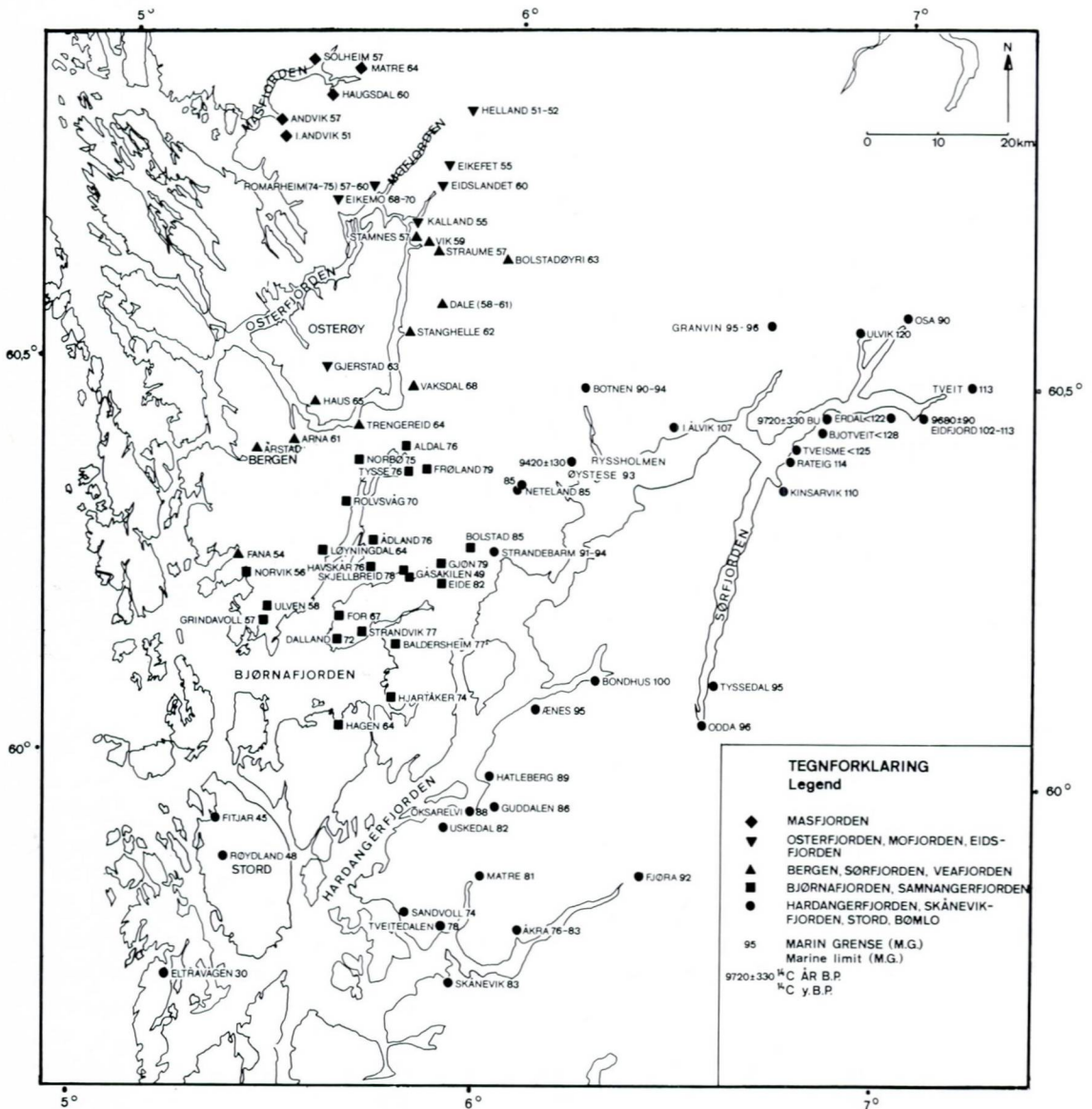


Fig. 2. Oversikt over lokaliteter som er benyttet i strandlinjediagrammet.

Localities used in the shore-line diagram.

### Strandlinjediagrammet

Fjeldskaars (1978) beregninger fra Hardangerfjorden viser at det ikke kan benyttes rette linjer i strandlinjediagrammet når man fjerner seg fra brefronten i Yngre Dryas. Effekten med krumme strandlinjer avtar imidlertid når mektigheten av isen i randsonen avtar i forhold til landmassen og gjør seg derfor mindre gjeldende ettersom isen trekker seg tilbake gjennom fjordene. Jeg har derfor valgt å se bort fra denne effekten for linjer som er 9800 BP og yngre.

Krummingen av linjene har ingen betydning for den primære bruken av diagrammet til å bestemme isavsmeltingsrekkefølgen i Samnanger og Kvam (Fig. 15). På grunn av den korte avstanden til isfronten og de små distansene mellom viktige punkter er det bare usannsynlig store forandringer i gradientene som vil kunne forandre på den antatte isavsmeltingsrekkefølgen. Men det er klart at korrelasjoner over større avstander er forbundet med stor usikkerhet.

Strandlinjediagrammet er konstruert på grunnlag av isobaser som er samtidige med Herdlatrinnet, den korresponderende strandlinjen med en gradient på 1,4 m/km (Aarseth & Mangerud 1974) (Fig. 3), strandforskyvningskurven fra Bømlo (Fægri 1944, Kaland in press) og 9750 B.P. strandlinjen.

Den videre inndeling av diagrammet er gjort likest mulig Aa & Mangerud (1981) for at det skal være mulig å korrelere mellom Nord- og Sunnhordland.

Til konstruksjonen er benyttet kart i M 1:250 000, serie 1501.

### ISOBASENE

På samme måte som Aa & Mangerud, benyttes isobaseretningene fra Yngre Dryas ekstrapolert innover i landet. Feilkilder dette medfører diskuteres av Aa & Mangerud (1981:56). Projeksjons-planet er lagt normalt på isobaseretningen (N 13° V) med utgangspunkt i Bømlo. Lokalitetene er projisert parallelt med isobasene inn på denne.

### STRANDFORSKYVNINGSKURVEN PÅ BØMLO

Mellom de daterte punktene (Fig. 3a) er kurven tilnærmet lineær og mellom daterte punkter benyttes en lineær tidsskala. Dette medfører at alle strandlinjer innenfor den tilnærmet lineære delen må passere strandforskyvningskurven i kronologisk rekkefølge og med jevnt avtagende gradient.

I Aurebetjønnen, Eidestjønnen og Vorlandstjønnen er isolasjonskontaktene <sup>14</sup>C datert (Kaland in press). I Longhamrane er isolasjonen av vannet bestemt til Betulaoppgangen, tilsvarende overgangen mellom Yngre Dryas og Preboreal, ca. 10 000 år BP. Kaland bestemmer ved ekstrapolasjon transgresjonsmaksimum til 10 600 år BP. Den delen av kurven som er eldre enn 9 800 er altså ikke bestemt ved absolutt datering.

Anundsen (1978), Anundsen & Fjeldskaar (1980) bestemmer et transgresjonsmaksimum ved Yrkje i N. Rogaland til ca. 10 200–10 300 BP med <sup>14</sup>C dateringer. Transgresjonen forbinder de med et bre-fremstøt som kulminerer før 10 700 BP. Transgresjonen ved Yrkje korrelerer de med Bømlo transgre-

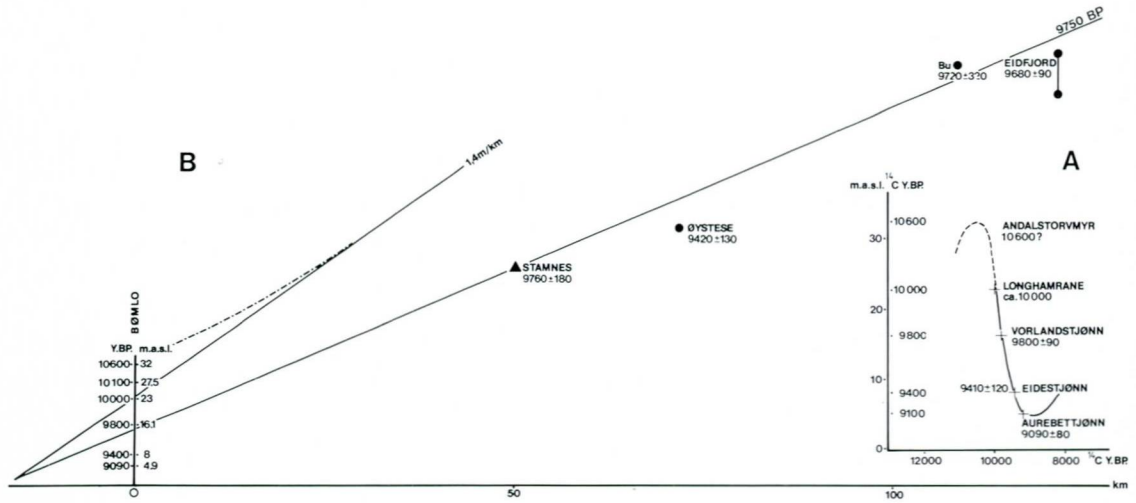


Fig. 3. A) Den eldste delen av strandforskyvningskurven fra Bømlo med aktuelle  $^{14}\text{C}$  dateringer (etter Kaland in press). Mellom dateringene regnes kurven som lineær. B) Figuren viser forutsetningene for strandlinjediagrammet. I tillegg til den daterte Bømlokurven (Kaland in press) som styringspunkt, brukes Yngre Dryas linjen med en gradient på 1,4 m/km (Aarseth & Mangerud 1974) og 9750 B.P. linjen. Denne styres av 9760 B.P. på Bømlokurven og  $^{14}\text{C}$  dateringen ved Stamnes. Den stiplede linjen viser Fjeldskaars (1978) beregnede Yngre Dryas strandlinje. Tegnforklaring som i Fig. 2.

A) The oldest part of the shore-displacement diagram from Bømlo with the  $^{14}\text{C}$  datings made use of in the reconstruction (after Kaland in press). Between the dated points the diagram is assumed to be straight.

B) The figure shows the basis on which the shore-line diagram has been constructed. In addition to the dated diagram from Bømlo (Kaland in press) the Younger Dryas line with a gradient of 1.4 m/km (Aarseth & Mangerud 1974) and the 9750 B.P. shoreline are used. The latter is governed by the 9760 B.P. point on the Bømlo diagram and the  $^{14}\text{C}$  dating from Stamnes. The dash-dot line shows Fjeldskaars (1978) calculated Younger Dryas shoreline. – For symbols, see Fig. 2.

sjonen. Det er således en differanse i tid på ca. 300 år. Det er derfor klart at aldersbestemmelsen av Bømlo-kurven som er eldre enn 9 800 BP, enda mangler endel før den kan benyttes til presis datering av strandlinjer.

#### STRANDLINJEN SOM KORRESPONDERER MED HERDLATRINNET

Yngre Dryas strandlinjen (Fig. 4, linje 1) vil med utgangspunkt i Skånøvik og en gradient på 1,4 m/km skjære Bømlokurven i 24 m nivået. Dersom en benytter tidsskalaen på diagrammet i Fig. 3b, medfører dette at linjen får en alder på drøyt 10 000 år BP. Mangerud (1980) finner at brefremstøtet i Bjørnafjorden, som strandnivået forbindes med, kulminerer nærmere 10 500 enn 10 000. Det synes derfor klart at Herdlatrinnet teoretiske krysning av Bømlokurven er for lav.

Fjeldskaar (1978, Fig. 3.5) beregnet landhevingen i forskjellige avstander fra iskanten tilsvarende Herdlatrinnet i Bjørnafjorden. Med en avstand på ca. 32 km fra iskanten til Hovland på Bømlo vil en slik teoretisk strandlinje krysse

Bømlokurven i ca. 33 m (Fig. 3b) og antyder med dette at transgresjonsmaksimum opptrer samtidig med, eller i forbindelse med, isfremstøtet til Herdla-morenen.

#### «9 750 ÅR BP STRANDLINJEN»

Dateringene som styrer linjen sees i Fig. 3b. Lokaliteten ved Bu i Hardanger (9 720 ± 320 BP) ligger i 110 m o.h., men under marin grense. Dateringene gir en alder for et havnivå som ligger under 110 m (Anundsen & Simonsen 1968).

Dateringen i Eidfjordterrassen på en einerkvist (9 680 ± 90 BP) gir en omtrentlig alder på terrassen og daterer et like høyt eller et noe høyere havnivå enn under avsetningsforholdene (ca. 100 m) (Rye 1969).

Lokaliteten ved Stamnes ligger over MG og reflekterer den første organiske produksjon i området (9 760 ± 180 år BP), og blir av Aa & Mangerud (1981) betegnet som en god datering av MG.

Jeg har i likhet med Aa & Mangerud valgt å trekke en strandlinje, 4, gjennom MG lokaliteten ved Stamnes og i tillegg gjennom 9 760 på Bømlotidskalaen. Denne linjen blir i rimelig overensstemmelse med Bu, som blir liggende ca. «50 år for høyt» (innenfor 1/6 standardavvik) og Eidfjordterrassen (100 m) som blir liggende ca. «20 år for lavt» (innenfor 1/4 standardavvik).

En skjelldatering ved Øystese, 68 m o.h. ga 9 420 ± 130 BP (B. G. Andersen, pers. medd.). Havnivået i Øystese for 9 420 år siden var (ifølge diagrammet) 40–45 m, altså ca. 25 m under stedet skjellene ble funnet. Dersom dateringene gis en feilgrense som strekker seg over to standardavvik (9 420 ± 260 BP), er imidlertid heller ikke denne i motsetning til konklusjonen.

#### STRANDLINJENE 1–6

Fra krysningspunktet mellom linjene 1 og 4 er det trukket linjer med jevnt avtagende gradient (Fig. 4). Linje 2 er trukket gjennom Y. Andvik og linje 3 svakt under I. Andvik for å kunne sammenligne direkte med Aa & Mangerud (1981). Linje 5 er av samme grunn trukket gjennom Helland.

En linje trukket gjennom 9 500 år BP nivået på Bømlø gir en gradient på 0,52 m/km. Dette er i overensstemmelse med Kalands undersøkelse på Fonnes som gir en gradient på ca. 0,53 m/km.

#### KORRELASJON OG ALDERSBESTEMMELSE AV STRANDLINJENE

Med hensyn til tidsbestemmelsene i strandlinjediagrammet regnes strandlinjene for ca. 9800 B.P. som relativt godt daterte.

Den eldste delen av diagrammet er mindre sikker på grunn av de motstridende aldersbestemmelsene av Herdlatrinnet i Ryfylke (Anundsen & Fjeldskaar 1981) og Hardanger (Mangerud 1980). Samtidighet og relativ alder av avsetninger på strandlinjer eldre enn ca. 9800 BP regnes som riktig selv om den absolutte tidsbestemmelsen i utgangspunktet ikke er korrekt.

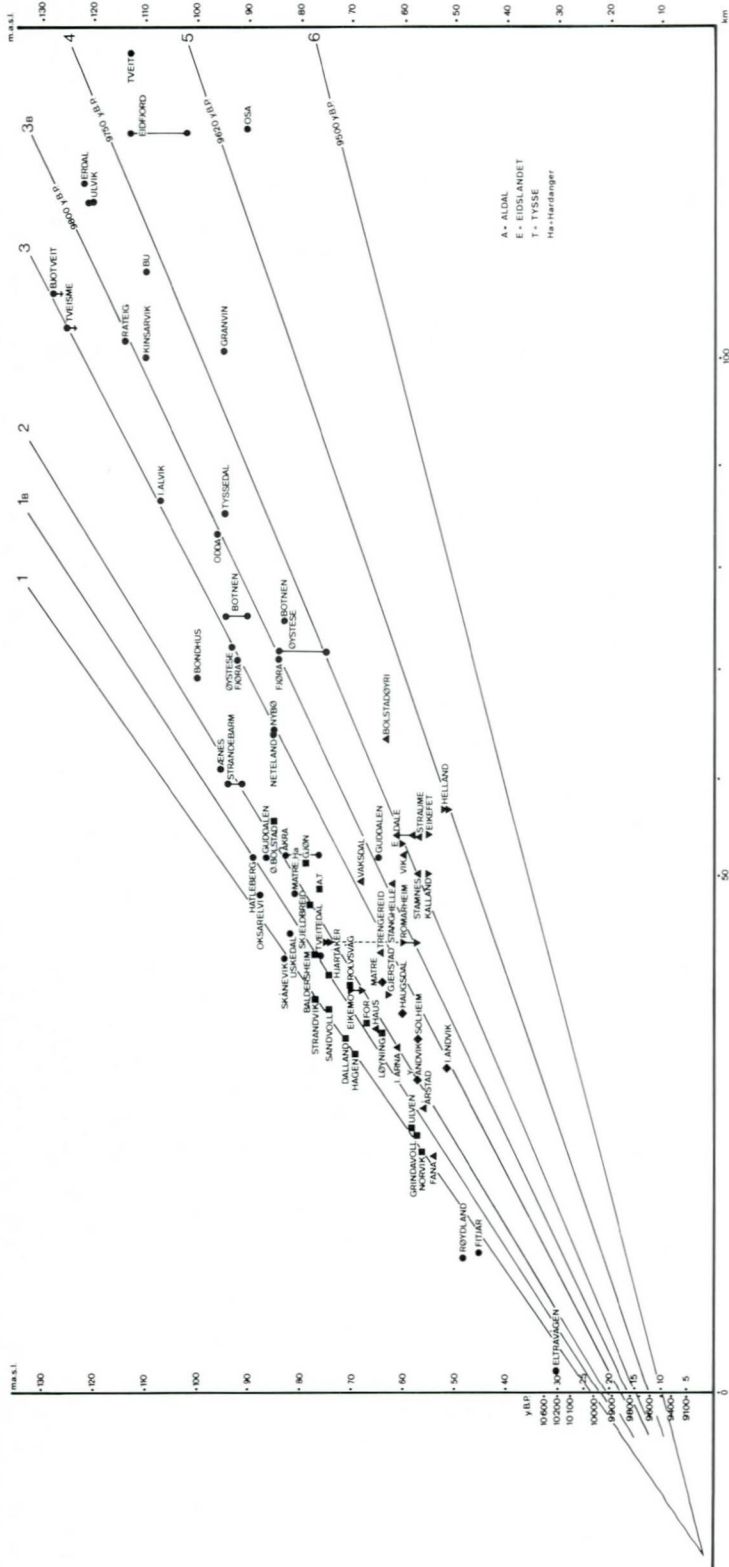


Fig. 4. Strandlinjedigram fra Hardangerfjorden. I tillegg er Aa & Mangeruds (1981) data fra Nordhordland plottet inn. Se tegnforklaring i Fig. 2. Shore-line diagram from Hardangerfjord. In addition are Aa & Mangeruds (1981) data from Nordhordland used. For symbols, see Fig. 2.



Sammenlignet med tidligere diagrammer viser det seg at enkelte linjer får tilnærmet felles forløp. Linje 2 korresponderer med Aarseth's (1971) linje gjennom de antatt samtidige avsetninger ved Eide og Skjelbreid, men gradienten er slakere, 1,21 m/km. Linje 3B med utgangspunkt i Odda får en gradient på 0,95 m/km. Tilsvarende linje hos Holtedahl (1975) er trukket med en gradient på om lag 1 m/km.

Strandlinjediagrammet har flest likhetspunkter med diagrammet til Aa & Mangerud (1981) fra Nordhordland til tross for at det er benyttet to helt uavhengige datasett til konstruksjonene. For å kunne sammenligne aldersforholdene mellom strandlinjene i de to diagrammene, må alderen på Yngre Dryas linjen i likhet med Aa & Mangerud settes til 10 200 år BP, uten å ta hensyn til at krysningpunktet med Bømløkurven etter konstruksjonen blir ca. 10 000 BP eller med Fjeldskaars krumme strandlinjer 10 600 BP. Krysningpunktet er derfor satt til 10 200 og deretter er det foretatt en lineær inndeling av tidskalaen ned til 9 800 år. Resultatet blir da: Linje 1b; 10 100, 2; 10 025, 3; 9 900, 3b; 9 825, 4; 9 750, 5; 9 620.

I de to diagrammene gir linjene 4 og 5 identiske aldre. Mellom linjene 2 og 3 blir det en differanse på henholdsvis 75 og 50 år. Hovedårsaken til differansen er at Aa & Mangerud benytter avsetninger ved Fana som 10 200 BP i stedet for avsetninger som korreleres med Herdlatrinnet. Dette utgjør i utgangspunktet ca. 50 år og er den vesentligste årsaken til differansen.

## Beskrivelse av avsetninger med betydning for tolkningen av isavsmeltingsforløpet

### SAMNANGERFJORDEN

*Rolsvåg* (Fig. 2). Utenfor munningen av Vesterdalen ligger en stor terrasse som har en utstrekning på ca. 450 m nord-sør. Flaten er ca. 150 m bred. Overflaten er noe hauget med spor etter tidligere dreneringsløp. På den nordlige del av avsetningen er det tydelige radiære dreneringsspor utifra løsmassenes rotpunkt (73 m o.h.). Overflaten er meget stein- og blokkrik. Der terrassen flater ut og dreneringssporene forsvinner, blir overflate-sedimentene mer finkornede. Nivået ble målt til 70 m og er tolket til å representere avsetningens høyeste marine nivå.

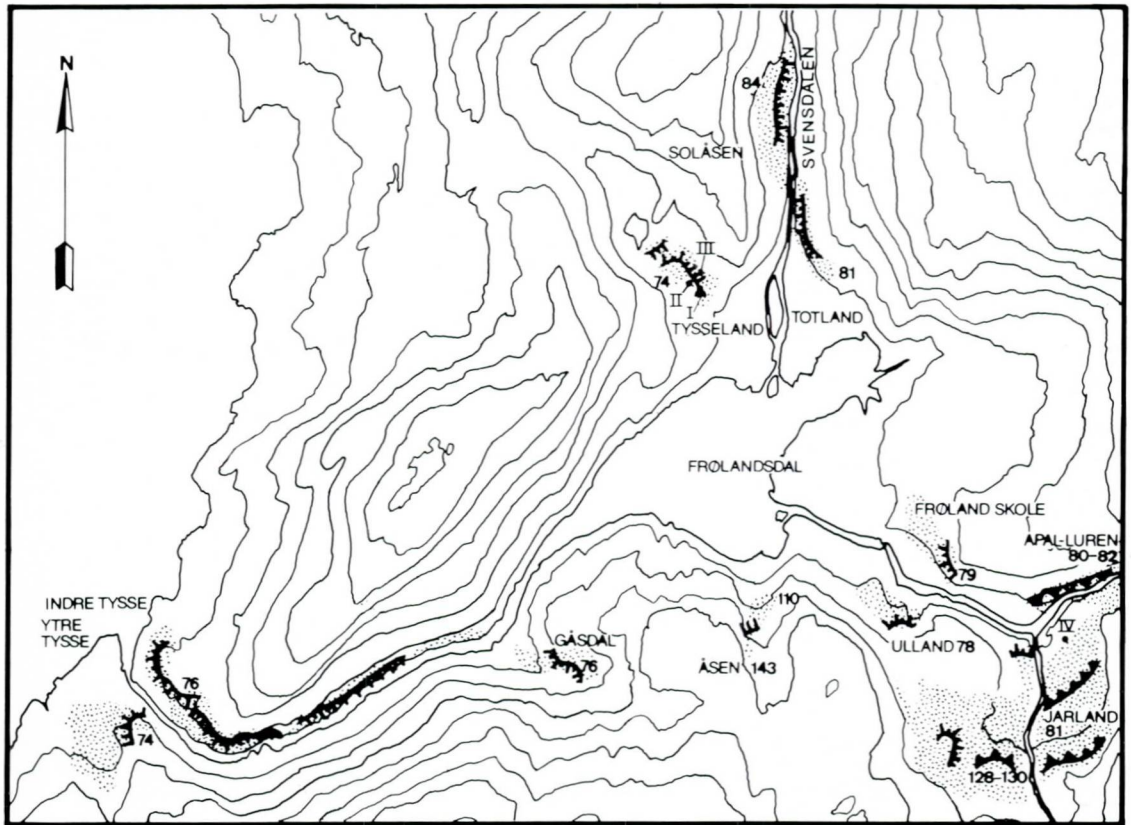
*Norbø* (Fig. 2). Omkring Norbøvannet er det en rekke terrasser. De høyeste ligger NV-over mot Norbøbotnen. Den høyeste flaten markeres av en smal brem i løsmassene på begge sider av dalen. Bremmens lengde er i hver dalside 300–400 m, og bredden varierer mellom 2 og 7 m. Overflaten er noe ujevn med en del blokker. En bekkeskjæring på tvers av dalen viser at materialet i «bremmen» er det samme som rasmaterialet i dalsidene. Materialsammensetning og morfologi gjør det sannsynlig at den er dannet i havnivå ved bølgeabrasjon og/eller soliflukasjon av rasmaterialet i dalsidene. Høyden ble målt til 74–75 m. Bremmen går innerst over i en terrasseflate ca. 75 m lang og 15–20 m bred. Overflaten på denne er horisontal og ligger 75 m o.h. Stedet betraktes å være en god MG lokalitet.

*Aldal* (Fig. 2). Nord-vest for Haukanes, nordenfor de innerste gårdene, er det en terrasseflate på vestsiden av dalen. Flaten er 10–30 m bred og 100 m lang med et svakt, men jevnt fall sørover mot Samnangerfjorden. Den laveste delen ble målt til 73 m, og den nordlige delen av flaten ble målt til 76 m o.h. Ned til terrasseflaten ligger en relativt sterkt hellende vifteformet avsetning som har rotpunkt ved dagens elveløp. Restene av denne viften er ca.





15 × 15 m. Overflaten er grovblokkig og rotpunktet måles til 80 m o.h. Ut fra viftens plassering, form og materialsammensetning er det sannsynlig at den er bygget over havnivå. Den nordlige del av terrasseflaten (76 m o.h.) er antatt å representere MG.

#### TYSSE – FRØLANDSDAL

*Tysse.* På begge sider av utløpet av Tysselv er det høytliggende glasifluviale terrasser (Fig. 5). Den høyeste flaten ligger på 76 m (Aa & Mangerud 1981). På N-siden av elven er terrassen flat med jevn overflate, ca. 100 m lang med buformet erosjonskant/raskant mot Tysselv. Bredden er ca. 25 m. Materialet er grovt glasifluvialt. Dette er det høyeste



#### TEGNFORKLARING Legend

- |   |                              |                                       |
|---|------------------------------|---------------------------------------|
|  | BREELVSAVSETNING             | Glacifluvial deposit                  |
|  | ISKONTAKTSKRÅNING            | Ice-contact slope                     |
|  | BREELV ELLER ELVENEDSKJÆRING | Glacifluvial or fluvial erosion brink |
|  | TERRASSE                     | Terrace                               |
| 76  | TERRASSEHØYDE                | Terrace, m.a.s.l.                     |

Ekvidistanse 50m  
Contour Interval 50m  
0 200 400 600 800m

Fig. 5. Oversiktskart over breelvsavsetninger og utvalgte glasigene formelementer i Tysse og Frølandsdal. Romertallene ved Tysseland og Jarland markerer lokaliteter omtalt i teksten. For lokalisering se Fig. 1.

Map showing glacifluvial deposits and selected glacial forms at Tysse and Frølandsdal. The Roman numerals marks the position of sites which are referred to in the text. The position of the map is shown in Fig. 1.

glasfluviale nivå ved utløpet av Tysselv og representerer trolig et topplag bygget opp til, eller noe over, marin grense. Terrassen i Tysse er dannet mens breen lå i dalføret og avsetningen er sannsynligvis dannet lateralt/frontalt til breen.

*Gåsdaal* (Fig. 5). I øvre delen av dalføret ligger det en vifte. Rotpunktet når opp i en høyde av 110–115 m. Viften heller bratt mot hoveddalen med blokker i overflaten. Gradienten avtar brått distalt pga. en liten terrassering. På flaten er det ingen blokker i overflaten, og knekkpunktet måles til 73 m o.h. Noe øst for viften, 76 m o.h., er det en mindre terrassering i morenematerialet.

76 m nivået er antatt å være noe yngre enn 76 m terrassen ved Tysse.

*Tysseland*. En svakt undulerende terrasseflate 74 m o.h. NV for Tysseland (Fig. 5) viser i tre snitt at terrassen har en kompleks oppbygging.

Snitt I: Avsetningen skråner her mot Frølandsvannet. Deler av denne er rester av en primær distalskråning. I den øvre delen veksler skrålåg mellom grov grus og sand (Fig. 6;1). Dette er overlagret av en 0,5 m tykk homogen, meget dårlig sortert, sandig grus som har en bimodal kornfordeling (Fig. 6;2). Sedimentet er tydelig imbrikert. De undre lagene er skrålåg avsatt av en vannstrøm ut mot Frølandsvannet. Den overliggende, bimodale sandige grus synes å være et strandsediment, vasket ut fra skrålågene.

Snitt II: I en 0,7 m høy veiskjæring ca 3 m under toppflaten i den distale delen av avsetningen, er det en lagdeling/laminering mellom lysegrå og mørkegrå finsand/grovsilt lag som varierer mellom 2 og 0,5 cm i tykkelse.

Sedimentet er middels godt sortert, siltig sand (Fig. 6;3). Det er ingen strømningsstrukturer innen lagene, men det finnes enkelte lommer med fingrus og grovsand. I de tykkere lagene er det en gradert lagning i sedimentet. Tilsvarende sediment er funnet andre steder i området i en slik posisjon at de må være avsatt i forbindelse med breen.

Snitt III: I bekkeskjæringen NV for Tysseland viser en 2 m høy skjæring, som ligger ca. 8 m under toppflaten, skrålåg som stryker ca. 50° og faller 30° NV, altså *inn* i dalen. Skrålågene består av dårlig sortert grusig sand (Fig. 6;5).

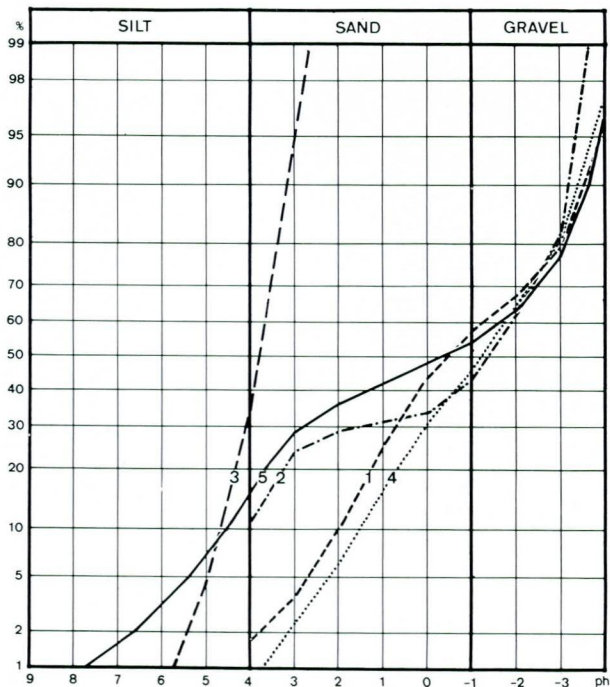


Fig. 6. Kornfordelingskurver fra Tysseland og Solåsterrassen. Fra Tysseland er prøvene 1 og 2 henholdsvis fra breelv- og strandmateriale i snitt I, prøve 3 er bresjøsediment fra snitt II, prøve 4 er breelvmateriale fra snitt III i Fig. 5. Prøve 5 er tatt av breelvmateriale i topplaget av Solåsterrassen.

*Size composition curves from Tysseland and the Solås terrace. From Tysseland samples I and II are glaci-fluvial- and shoredeposits respectively. From site I, sample 3 is a glaci-lacustrine sediment from site II, sample 4 a glaci-fluvial sediment from site III. The sampling sites are shown in Fig. 5. Sample 5 is a glaci-fluvial sediment from the topset of the Solås terrace.*

Konklusjonen blir at avsetningen er bygget opp av skrålag avsatt av en vannstrøm inn dalen. Dette må ha foregått mens det ennå lå en bre i Frølandsbassenget, og skrålagene ble da avsatt lateralt eller sublateralt til denne. Utstrekningen av skrålagene innover i dalen er ikke kjent. Da de imidlertid er funnet sentralt i avsetningen noen meter under toppflaten, ansees disse lagene å være eldre enn skrålagene ut dalen som er funnet i den primære deltaskråning (Snitt 1). Det lagdelte/laminerte sedimentet (Snitt II) antas å være avsatt mens isen lå i umiddelbar nærhet. Isen lå sannsynligvis i dalføret øst for Frøland, muligens også nord for Frølandsdal, og smeltevannselver drenerte ut i bassenget. Da finstoffavsetningene finnes delvis på overflaten av terrassen, er det sannsynlig at den ikke er bygget opp til marin grense.

*Solåsterrassen* (Fig. 5). I Svendsdalen ligger en langstrakt terrasse langs vestsiden av elven. I terrassens sydlige del hever flaten seg i en ca. 1 m høy haug. Sør for haugen forsvinner inntrykket av en terrasse. Overflaten blir blokkrik og heller både mot øst og sør. Nordover fra haugen er overflaten jevn, 84 m o.h. Materialet i overflaten ned til 0,6 m er grovt, meget dårlig sortert glasifluvialt materiale (fig. 6;5). Det er ikke klarlagt med sikkerhet hvordan terrassen er dannet. Den blokkrike SØ-skråningen kan være rester etter en iskontakt hvor haugen i sydlige del av avsetningen kan være skubbet opp av breen. Avsetningen er bygget opp over det som ansees som sannsynlig marin grense i området. Sammen indikerer dette at avsetningen er dannet mellom en bre i Frølandsdalen og en bre i Svendsdal. Skuringsanalysen støtter denne tolkningen. Skuringsstripene viser at den yngste bevegelsen i området, (Hamborg & Mangerud 1981, Fig. 5, pl. 1), samtidig eller nesten samtidig gikk ned Svendsdalen fra nord og Eikjedalen fra øst. Videre har brestrømmen fra Eikjedalen dominert over breen fra Svendsdalen (Hamborg & Mangerud 1981; 91) slik at denne ikke har gått inn i Frølandsbassenget. Bevegelsen må således være fra sluttfasen og bevegelsen i breen må komme av en avsmelting i fronten ved Frølandsområdet. Terrassen ved Tysseland er sannsynligvis en samtidig dannelselse.

*Frøland- og Ulland-terrassene.* Avsetningene ligger ved utløpet av Eikjedalselven i Frølandsvannet (Fig. 5). Toppflatene er bygget opp til henholdsvis 79 og 78 m o.h. En skjæring i Ulland-terrassen, fig. 7, viser at den undre delen er skrålagret, dårlig sortert, sandig grus

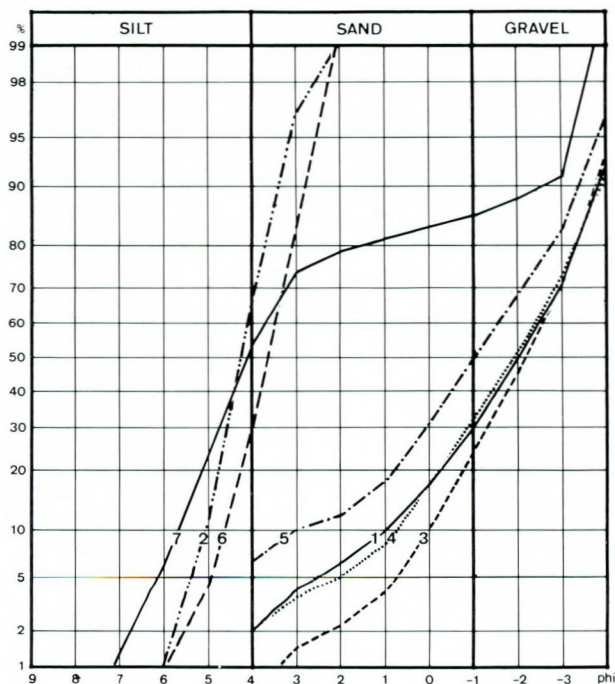


Fig. 7. Massetaket i Ulland terrassen. Underst (1) ligger grovt breelv materiale som overlagres (2) av et tektonisert finkornig sediment. Øverst (3) ligger en lagpakke med breelv materiale.

*The gravel pit in the terrace at Ulland. Lowermost (1) glaci-fluvial material can be seen. In the middle (2) is a tectonised fine-grained sediment. The sediment is covered by a younger glaci-fluvial sequence (3).*

Fig. 8. Kornfordelingskurver fra Frølandsdal. Fra Ulland avsetningen (Fig. 7) er prøve 1 fra undre breelvavsetning, prøve 2 fra midtre fin-kornige sediment, prøve 3 fra øvre breelvavsetning. Prøve 4 er breelvmateriale fra topp-laget i Apal-luren. Prøve 5 breelvmateriale fra skrålag i 128 m terrassen syd for Jarland. Prøve 6 og 7 er henholdsvis submorenesedi-ment og morene fra lok. IV ved Jarland.

*Size composition curves from Frølandsdal. Sample 1 is taken from the lowermost glaci-fluvial sediment in the terrace at Ulland, sample 2 from the fine-grained sediment in the middle, sample 3 from the upper glaci-fluvial deposit. Sample 4 is glaci-fluvium from the topset at Apal-luren. Sample 5 is glaci-fluvium from the foreset beds of the 128 m terrace south of Jarland. Sample 6 and 7 are sub-till-sediment and till respectively at site IV, Jarland (Fig. 5).*



(Fig. 8;1). Laget varierer i tykkelse fra større enn 1 m til mer enn 8 m, og har skarp øvre grense til den overliggende 0–4 m tykke, middels godt sorterte sandige silt (Fig. 8;2). Denne har parallell lagning/laminering mellom grovsilt og finsand. Lagene ligger i store åpne folder som faller sammen med den underliggende overflate. En rekke reverse forkastninger gjennomsetter den laminerte avsetningens sentrale deler (Fig. 9). Forkastningene avtar mot det underliggende grove laget. De er orientert i to plan som står tilnærmet normalt på hverandre. Forkastningsplanene til de to settene stryker samme vei, Ø-V. Det best utviklede planet stryker 96° og faller ca. 48° mot sør. Det overliggende laget er dårlig sortert sandig grus (Fig. 8;3). Dette laget er erodert mot elven, og tykkelsen av laget avtar fra 1,7 m ved flaten sentralt i snittet mot elven. I grensen mot grusen er de øverste 5–20 cm av silten deformert til soppformer og folder pga. erosjon og øket trykk. De omtalte forkastningene skjærer gjennom deformasjonssonen, men kan ikke følges gjennom det overliggende grove glasi-fluvium. Materialet er imidlertid så grovt at mindre forskyvninger, som det her er snakk om, ikke vil være registrerbare. Deformasjonen ved forkastning kan derfor være samtidig med, eller yngre enn, det overliggende grove materiale.

Forkastninger i sediment viser at avsetningen har vært utsatt for trykkpåkjenning som ikke skyldes setninger (Anderson 1951:14), men trykk fra siden, f.eks. trykkpåvirkning av en brefront.

Den underste delen av lagpakken er tolket til å være en del av en glasi-fluvial delta oppbygning. Den overliggende silt-finsand-avsetningen er avsatt under rolige forhold i det bølgeformede erosjonssporet. Sand og fingruslinsler tyder på brennere forhold. Det ble deretter avsatt grovt glasi-fluvialt materiale med erosjon og deformasjon av de øverste 5–20 cm av siltpakken.

Da siltlaget ble avsatt, må brefronten ha ligget et stykke innover i dalen mot Jarland. Den brå overgangen til sedimentasjon av grovt glasi-fluvialt materiale, eventuelt med en mellomliggende fase med erosjon av silt-laget, viser sammen med forkastningene at brefronten igjen kom i kontakt med avsetningen.

*Åsen (Fig. 5).* En liten terrassert flate innerst i den meget bratte dalen ble målt til 143 m o.h. Flaten er utformet i grovt glasi-fluvialt materiale. En liten flate på en lavereliggende vifte ble målt til 110 m o.h. Overflatens blokkinnhold avtar på utflatingen. På grunn av de høye beliggenheten er avsetningen antatt å være glasi-lateralt dannet.



Fig. 9. Forkastninger i det laminerte sedimentet i Ulland-terrassen viser at avsetningen har vært utsatt for et horisontalt trykk i retningen N-S. Deformasjonen skyldes sannsynligvis en breoscillasjon av ukjent størrelse.

*The laminated sediment in the Ulland-terrace is disturbed by faults. The faults indicate a horizontal stress in N-S direction, probably caused by a glacier oscillation of unknown magnitude.*

*Apal-luren.* En terrasseflate på nordsiden av Eikjedalselven (Fig. 5) er i østre del målt til 82 m o.h. med svakt helling mot vest der høyden er 80 m. I toppflaten viser en 2,5 m høy skjæring en dårlig sortert, sandig grus (Fig. 8;4) uten strukturer. I materialet er ca. 40 % større enn 20 mm. Avsetningens overflate er ujevn og meget blokkrik. Topplaget som er tykkere enn 2,5 m gjør det sannsynlig at flaten er bygget over marin grense. På grunn av formen av tilsvarende terrasser på den andre siden av dalen, ved Jarland (se senere), er det ikke sannsynlig at avsetningen har fylt hele dalen. En sannsynlig dannelselse for terrassen er at den er avsatt lateralt til en bre som har kommet ned det trange juvet til Eikjadalen, omtrent samtidig med dannelsen av Ulland-terrassen.

*Jarland-terrassen.* Flaten følger dalsiden med en svakt konkav distalside. Terrassen stiger fra øst, hvor høyden er 74 m, mot vest til 82 m. Denne terrassen er ifølge hellingen av overflaten avsatt av Jarlandselven. Distalstråningen er siden erodert. Terrassen er antatt å være dannet samtidig med Apal-luren.

*Terrasse S for Jarland.* Det høyest liggende nivået har også størst utbredelse. Den kan SØ for Jarland gård følges som en list av løsmateriale eller som et skille mellom løsmateriale og bart fjell. På vestsiden av Jarlandselven vider listen seg ut til en terrasseflate. Mellom fjellet og terrassen er det et glasifluvialt dreneringsspor som har fulgt dalsiden ca. 150 m, og deretter søkt nedover mot dalbunnen og delt terrassen i to. Terrassens høyde er ganske konstant 128–130 m. Høyden avtar noe fra sydlige Haug gård mot et passpunkt nord for nordlige Haug gård. Materialet i terrassen veksler mellom grov grus og meget dårlig sortert grus (Fig. 8;5). Terrassen må være avsatt lateralt til en bre som har kommet ned Eikjedalselven og har ligget i Jarlandsdalen.

*Submorenesedimenter ved Jarland.* I en erosjonsskråning distalt i Jarland-terrassen (Fig. 5;IV) er det under et 1 m tykt strukturløst meget dårlig sortert blokkholdig materiale (fig. 8;7), en kryss-sjiktet middels godt sortert, siltig sand (Fig. 8;6). Forkastningene i sedi-

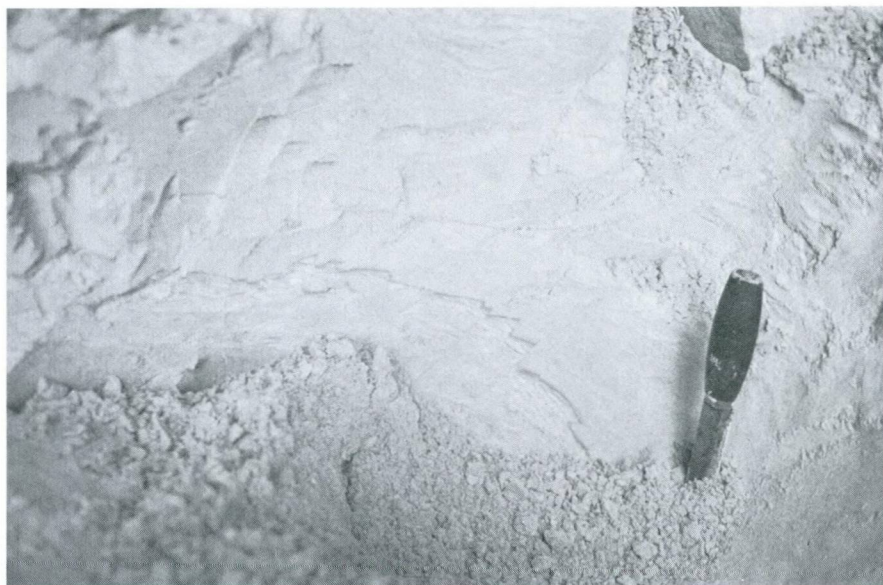


Fig. 10. Lokalitet IV i Fig. 5 ved Jarland. Reverserte forkastninger i submorenesedimentet viser en trykkpåvirkning fra venstre mot høyre i bildet.

*Site IV in Fig. 5 at Jarland. Reverse faults in a fine-grained substill sediment indicates a deformation from left to right.*

mentet er «reverse» til «over-thrust» (Fig. 10). Forkastningsplanene stryker NV-SØ og viser et deformerende trykk fra NØ. Skrålagene i kryss-sjiktningen er avsatt av en vannstrøm fra Eikjedalselven.

Det sorterte sedimentet har en erosjonsgrense til det overliggende materialet som er tolket til å være en morene. Store mengder av den underliggende siltige sand er plukket opp av breen og inkorporert som en vesentlig bestanddel av morenen.

Strukturene i sedimentet tyder ikke på at det er subglasialt dannet, og det er uvisst når breen kan ha gått over sedimentet. Sedimentet kan være samtidig med silten i Ullandterrassen og deretter deformert av en fremrykkende bre som avsatte den overliggende morenen. Denne breen kan også ha deformert silten i Ulland-avsetningen. Mektigheten av morenen (større enn 1 m) og en fremrykking av denne størrelsesorden, burde imidlertid ha avsatt spor, morenerygger o.l., som kunne gjenfinnes andre steder i terrenget. Det er derfor en mulighet for at denne silten er eldre enn avsmeltingsfasen og kan stamme fra en tidligere isfri periode, f.eks. i Allerød. Overliggende glasifluviale sedimenter fra avsmeltingen i Preboreal er i så tilfelle erodert bort.

#### BØRDAL – EIKJEDALEN

*Børdal.* Ved Børdal (Fig. 11) er det sidemorener i begge dalsider. I østre dalside er det to parallelle rygger som er ca. 150 m lange, og de ligger delvis på tvers av dalbunnen. Selvfølgelig dalsiden er for bratt til at løsmateriale kan bli liggende. I vestre dalside er det bare en morenerygg. Denne kan følges fra dalbunnen og 300 m oppover i dalsiden. På denne strekningen er høydeforskjellen 100 m, dvs. en gjennomsnittlig gradient langs sidemorenen på 330 m/km, de siste 100 m en gradient på 340 m/km.

*Heii, Rindarane, Eikjedalen.* I fjellområdet NØ for Eikjedalsvannet er det en lengre sammenhengende randavsetning (Fig. 11). Avsetningen er nevnt av Rekstad (1911). Han mente at den er en sidemorene til en bre som kom ned dalen fra nord. Plasseringen i terrenget tilsier dette og understøttes av skuringsobservasjoner (Hamborg & Mangerud 1981). Sidemorenen kan følges som et randmorenestrøk fra passet (760 m) SV for Byrkjefjell. Her lig-

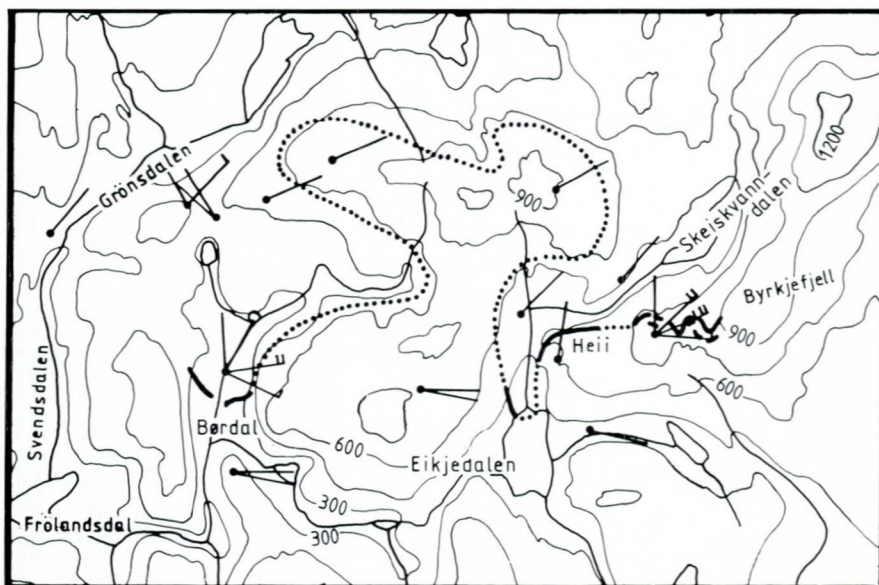


Fig. 11. Randmorenene i Børdal og Eikjedal. En antatt forbindelse mellom avsetningene er stiptet. For lokalisering se Fig. 1.

*The marginal moraines in Børdal and Eikjedal. An assumed glacier margin is dotted between the moraines. The position of the map is shown in Fig. 1.*

ger tre parallelle rygger. Den sydligste er størst. Ryggene fortsetter mot vest i veksling mellom hauget morenelandskap og veldefinerte rygger. Randmorenestroket samler seg etter hvert til en rygg. Denne fortsetter over Heii, men forsvinner ned mot Rindarane. Moreneryggen finnes igjen N for Rindarane. Mektigheten av ryggen øker jevnt til 8 m høyde, for den stuper bratt ned mot Eikjedalen med et gjennomsnittlig fall langs moreneryggen på 290 m/km. Ryggen forsvinner i ca. 575 m høyde, der fjellveggen blir for bratt til at eventuelle moreneavsetninger kan bli bevart. Fra Rindarane til toppen av Heii avtar gradienten sterkt. Målt langs sidemorenene er den gjennomsnittlige gradienten 100 m/km.

Nede i Eikjedalen, langs den østre dalsiden, er en 300 m lang ryggform. Stigningen er 5–10 på denne strekningen. Mellom dalsiden og ryggen er det et dreneringsspor i løsmassene. Det synes ikke sannsynlig at denne ryggen tilhører det samme morenesystemet som ryggene på Heii og Rindarane, men det er sannsynligvis en erosjonsform i bunnmorenen.

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

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

#### BOTNAVATN-OMRÅDET

I fjelltraktene sør for Frølandsdal ligger det flere vann i et bassengformet område ca. 500–600 m o.h., Fig. 12. Området skiller seg fra de andre fjellområdene ved at det her finnes løsmasser, hovedsakelig av morene, enten konsentrert i hauger og ryggformer eller som tynne diskontinuerlige morenedekker. De er løst pakket og lite finstoffholdige.



*Botnavatn.* Syd og vest for Botnavatnet finnes den største utstrekning av løsmassene, men vesentlig i form av tynne morenedekker. I strandkanten i syd-østlige del av vannet samt på halvøya langs østre strand ligger noen mindre morenerygger.

*Nord for Botnavatn, vann 612.* Ca. 800 m vest for Gråfjell er det to morenestrøk. Det sydligste settet med rygger er diskontinuerlig og vanskelig å rekonstruere med sikkerhet. Et forsøk på løsning er gjort i Fig. 12. Selv om avsetninger for en stor del mangler mot Botnavatnet, er det sannsynlig at isfronten danner en stor buform. Det innerste settet med rygger er tydelig. De er ofte dobbelte. Mellom de to morenestrøkene er morenen haug- og ryggformet.

*Skåravatn 707 m.* Nordenden av vannet er demmet av en liten morenerygg. Det er tydelig at vannet en gang har drenert nordover og ned Haugsdalen. Morenen er 1,5 m–4 m høy, og bredden varierer mellom 10 og 15 m. Materialet i overflaten er grovblokkig. Ryggen danner en klar buform inn i passet og er avsatt fra syd.

*Spongatjern 593 m.* I syd-vestre del av tjernet er det en morenerygg. Proksimalskråning strekker seg fra vannet og 10–15 m oppover. Distalsiden er betraktelig mindre, men allikevel stor nok til å demme et par mindre vann. 500 m lenger nord er det en rygg som kan følges fra passpunktet og opp i ca. 630 m høyde. Skuring (Hamborg & Mangerud 1981) og ryggenes morfologi viser at disse ble avsatt fra Ø-NØ. Ryggene finnes bare på vestbredden av vannet. Lenger nord på tjernet går to mindre rygger ut i vannet. Fjellsiden er her bratt. Like SØ for nord-enden av tjernet er det en tilsvarende rygg, som på flybilder kan følges 50–100 m ut i tjernet. NØ for vannet er et endemorene-strøk. Skuringsobservasjonene viser at de er avsatt fra Tindafjell.

Hauger og rygger av morenematerialet i botnen N for Ottanosi (976 m) begynner i laveste punkt i ca. 660 m og forsvinner ved fjellveggen i ca. 690 m. Ryggene er klare endemorener som er avsatt av en bre i botnen. Skuringsstriper syd for morenen viser en bevegelse nedover skråningen.

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

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

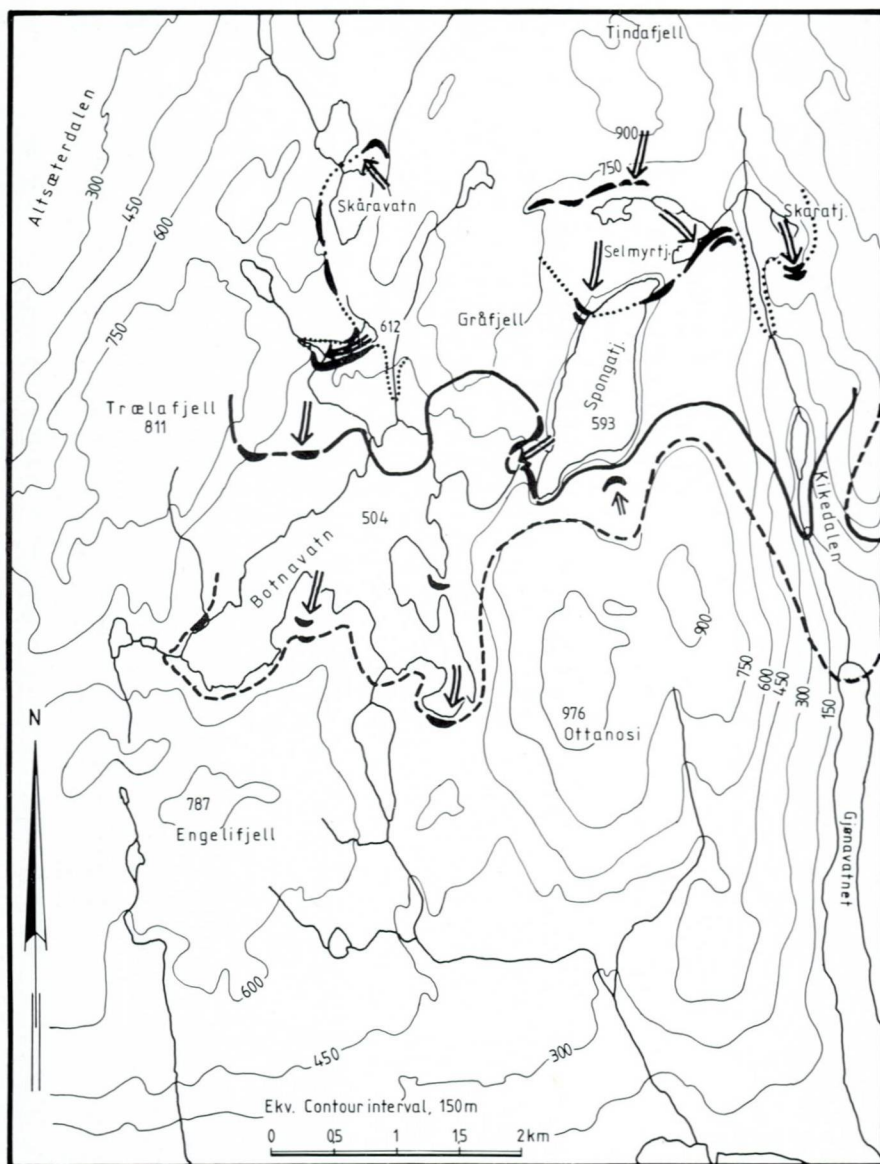
## STEINSDALEN

*Neteland.* Innerst i Steinsdalen er det en rekke glasifluviale terrasser (Fig. 13). Det høyeste nivået er representert med en flate der den vestligste og innerste gården ligger. Høyden ble her målt til 85 m o.h. Et 7 m langt og 1 m dypt snitt i topplaget i avsetningens NØ-lige del, eksponerer et materiale som er horisontalt sjiktet og består av meget dårlig sortert, sandig grus (Fig. 14;2). Ca. 40 % av massen er vurdert til å være større enn 20 mm, men det er ingen blokker i materialet. Fra toppflaten skråner avsetningen mot øst, dvs. mot Tokagjelets munning. Materialet er avsatt fra vest, saansynligvis fra bekken vest for gården.

*Neteland massetak.* Syd for Netelandsgårdene (Fig. 13) ligger en erosjonsrest med terrassert toppflate på 79 m. Materialet er meget dårlig sortert, sandig grus (Fig. 14;1) som har svakt utviklet skrålagning mot syd. Sentralt i snittet er en stor moreneklump. Materialet er avsatt fra N og avsetningen ligger i direkte fortsettelse av viften som ligger i utløpet av Tokagjelet. Avsetningen mangler et normalt topplag og er sannsynligvis ikke bygget opp til marin grense, eller den er erodert til dette nivået. Tekstur og strukturer viser at den er avsatt brenært.

*Nybø.* Den øverste flaten ligger ca. 90 m o.h. og er en plattform dannet i fast fjell. Den lavere flaten, 85 m o.h., består i distale deler av meget dårlig sortert, sandig grus. Fig. 14;3.

Lenger vest er det en tilsvarende terrassert flate. Lengst i vest der elven fra Tokagjelet



#### TEGNFORKLARING Legend

- |   |                     |                          |
|---|---------------------|--------------------------|
|  | RANDMORENE          | Terminal moraine         |
|  | YNGSTE ISBEVEGELSER | Youngest ice-movements   |
| REKONSTRUKSJON AV: Reconstruction of:   |                     |                          |
|  | YTRE RANDTRINN      | Outer glacier margin     |
|  | MIDTRE RANDTRINN    | Inner glacier margin     |
|  | INDRE RANDTRINN     | Innermost glacier margin |

Fig. 12. Tre brefaser under deglaciasjonen i Botnavatnområdet er forsøkt rekonstruert v.h.a. randmorener og isbevegelser (Hamborg & Mangerud 1981). For lokalisering se Fig. 1.

*A tentative reconstruction of three glacier phases during the icerecession in the Botnavatn area. The position of the map is shown in Fig. 1.*

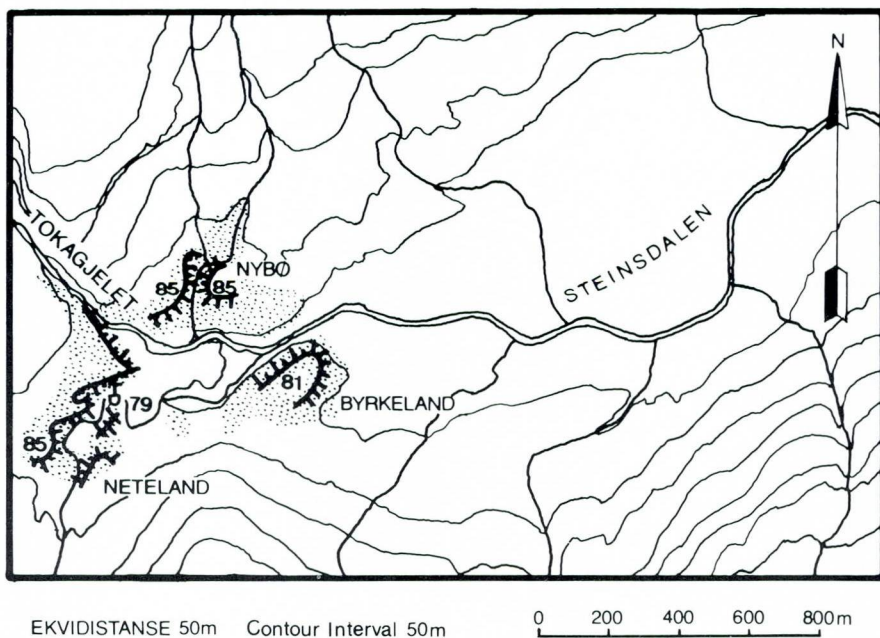


Fig. 13. Oversiktskart over breelavsetninger og utvalgte glasiogene formelementer innerst i Steinsdalen. Tegnforklaringen er den samme som i Fig. 5.

Map showing glacial deposits and selected glaciogenic forms at the head of Steinsdal. For symbols, see legend in Fig. 5.

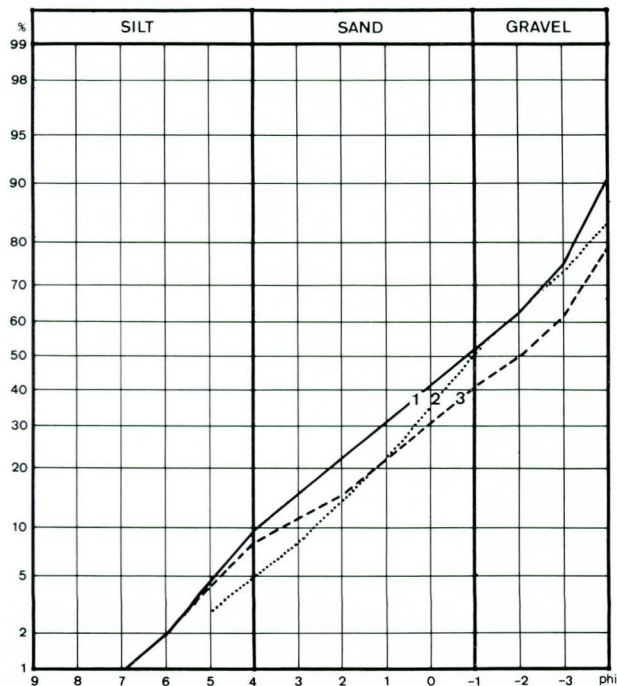


Fig. 14. Kornfordelingskurver fra Steinsdalen. Prøve 1 er av breelvmateriale fra 79 m terrassen ved Neteland. Prøve 2 er breelvmateriale fra topplaget i 85 m terrassen ved Neteland. Prøve 3 er breelvmateriale i 85 m terrassen ved Nybo.

Size composition curves from Steinsdal. Samples 1 and 2 are glaci-fluvium, respectively from the 79 m terrace and the top-set beds of the 85 m terrace at Neteland. Sample 3 is a glaci-fluvium from the 85 m terrace at Nybo.

munner ut i Steinsdalen, er avsetningens overflate hellende i vifteform. Overflaten består av grovt materiale og stort blokkinnhold. Også her er det dannet en høyere flate i fast fjell, 90 m o.h. Viften går relativt jevnt over i den lavere flaten. Utflatingen måles til 85 m o.h.

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

#### INDRE ÅLVIK – STRANDEBARM

*Indre Ålvik.* (Fig. 1 og 2). Marine grenser er her målt av Rekstad (1911) og Høltedahl (1975) til henholdsvis 97 og 92 m. Rekstad beskriver ikke beliggenheten av den målte flate. Høltedahl har målt en klar terrasseflate  $30 \times 50$  m. Denne er kontrollmålt til 102 m. Dette samsvarer med det økonomiske kartverk (Hamborg 1979, Fig. 86). Ovenfor denne flaten er det en horisontal ca. 30–40 m lang og 2–10 m bred list inntil den stupbratte fjellsiden. Materialet er her sandig grus. Flaten er svakt hellende mot fjorden. Høydeforskjellen mellom ytre og indre kant er ikke målbar og flaten fastsettes til 107 m o.h.

*Botnen – Ryssholmen.* I munningen av Fykkesundfjorden ligger Ryssholmen som kun består av løsmasser. Holmen er sannsynligvis en randavsetning avsatt av en bre i Fyksundfjorden (Rekstad, 1911). Ved Botnen (Fig. 2) har Rekstad (1911) målt høyeste terrasse til 90–94 m. Høltedahl (1975) målte øverste nivå til 85 m. Den store terrassen er i nordre kant 89 m o.h. En tydelig terrasseflate  $75 \times 25$  m, 200 m lenger nord har en svak helling mot syd og ligger 93 m o.h. En smal flate lenger inn i dalen ble målt til 100 m. Overflaten var her blokkig med noe sterkere helling enn foregående flate. MG ble her vurdert til å være 93 m. Det ble ikke foretatt kontroll-måling. Rekstads (1911) måleresultat på 90–94 m er derfor benyttet i diagrammet.

*Øystese* (Fig. 2). Terrassene i Øystese er tidligere målt av Rekstad (1911), Kaldhol (1941) og Høltedahl (1975). De finner den marine grense til henholdsvis 91 m, 91,3 m og 84 m.

84 m terrassen er stor i utstrekning og dreneringssporene på terrassens overflate slutter i ca. 75 m høyde. Flaten skråner imidlertid slakt oppover til 84 m. Her i rot punktet på deltaet er overflaten haug og blokkrik, men et snitt i massene viser at formene er dannet i et meget grovt topplag.

Høltedahl (1975) tolker denne delen av avsetningen til en randmorene. Det korresponderende havnivå er antagelig noe lavere enn 84 m og her bestemt til 75 m o.h.

Ved gården Løyning er det en vifteformet avsetning som går opp i 94 m (Høltedahl, 1975). En skjæring i viften viser en lagning mellom sortert finsand/silt og grov sand og grus. Finsand/silten har gradert lagning og ser ut til å være avsatt fra suspensjon. Det er mulig at viften er avsatt i havnivå. Høyden ble målt til 93 m o.h.

*Strandebarm (Skogasel)* (Fig. 2). I den øverste terrassen blir det drevet et massetak på grovt, dårlig sortert glasfluvialt materiale, som distalt raskt blir bedre sortert i sand/finsand fraksjonen. Topplaget er til dels usortert og tyder på meget brennere forhold. Toppflaten er av Mangerud (pers. medd.) målt til 94 m o.h. Høltedahl (1975) nevner en terrasse med høyde 91 m i samme området. Begge høydeangivelser er benyttet i diagrammet.

## Isavsmelting

#### SAMNANGER- OG MIDTRE HARDANGERFJORD

I denne delen av fjordene er det ikke korrelerbare randavsetninger. Hele isavsmeltingsforløpet er derfor basert på plasseringen i strandlinje-diagrammet (Fig. 15). Isavsmeltingen er vist på Fig. 16, mens lokalitetene er gitt i Fig. 2.

*Linje 1–1b:* Etter Herdlatrinnet blir Havskår i Eikelandsfjorden og munningen av Åldlandsdalen tidlig isfri (Aarseth 1971). I de ytre og sørlige strokene av

Hardangerfjorden dannes avsetningene i Uskedal og Oksarelvi, og noe senere terrassen ved Hatleberg.

*Linje 1b-2:* Avsetningene ved Løyningdal, Rolvsvåg og Nordbø viser at Samnangerfjorden er isfri på denne strekningen. Det samme er I. Arna i Sørfjorden. Breen ligger ennå sammenhengende ved Skjeldbreid, Gåsakilen og Eide i Eikelandsfjorden (Aarseth 1971). Munningene av Ænes, Guddalen, Matre (i Hardanger) og Tveitedal er isfri, mens breen ennå ligger i dalene (Foltestad 1972). Hardangerfjorden blir i dette tidsrommet isfri i hvert fall til Strandebarm. Det er sannsynlig at Hardangerbreen lå en stund ved Vikingneset, en av de store tersklene i Hardangerfjorden (Holtedahl 1975).

*Linje 2-2b:* Den indre delen av Samnangerfjorden blir isfri og breen danner terrasser ved Tysse. Ikke lenge etter må Frølandsdal være isfri. Samtidig trekker breen i Eikelandsdalen seg tilbake forbi Gjøen, og når etter hvert bunnen av Kikedalen. I nordenden av vannet er det flere terrasser, men høyden på disse er ikke bestemt. I Hardanger- og Skåneviksfjorden blir MG-terrassene henholdsvis ved Åkra og Bondhus dannet.

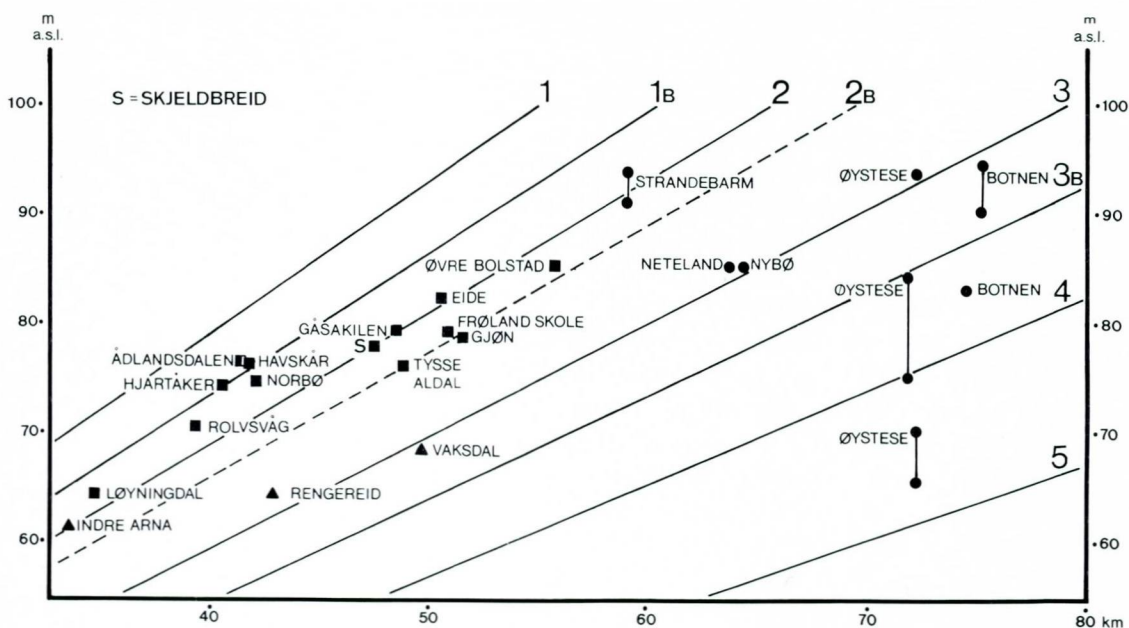


Fig. 15. Detalj av strandlinjediagrammet i Fig. 4. Utsnittet viser lokaliteter som er av betydning for avsmeltingen i områdene omkring Samnanger og Kvam. Tegnforklaringen er den samme som i Fig. 2.

*Detail of the shore-line diagram in Fig. 4, showing the deglaciation of Samnanger and Kvam. For symbols, see Fig. 2.*

*Linje 2b-3:* I Sørfjorden (Arna) trekker breen seg tilbake forbi Trengereid. I Hardangerfjorden blir Steinsdalen isfri inn til Nybø og Neteland. Det samme gjelder Øystese og Indre Ålvik, Tveisme og Bjotveit, Skåneviksfjorden inn til Fjøra.

*Linje 3-3b:* Vaksdal blir isfri. Det samme gjelder Fyksundfjorden inn til Botnen.

*Linje 3b-4:* Noe senere blir den store terrassen i Øystese og 83-terrassen i Botnen dannet. Dette er samtidige hendelser med at innlandsisen i Hardangerfjorden ligger ved Odda, Tyssedal, Kinsarvik og Rateig, noe senere ved Ulvik og Erdal. I Ytre Hardanger i Guddalen. I Veafjorden har breen trukket seg tilbake forbi Stanghelle.

*Linje 4-5:* I Samnanger-Norheimsundområde er det ingen marine avsetninger som entydig kan settes i forbindelse med en innlandsis. I tilgrensende områder finnes samtidige begivenheter ved Kalland/Eikefet og Bolstadøyri (ev. Straume) i Nordhordland. I Hardanger ligger tilsvarende avsetninger ved Granvin, Eidfjord og Tveit i Simadalen.

Yngre enn disse avsetningene er MG-terrassen i Osa.

#### TYSSE – EIKJEDALEN

I Indre Samnangerfjord antyder skuringsmålingene (Hamborg & Mangerud 1981:91) at brebevegelsen i den siste fasen har dreiet mot fjorden, og det er mulig at den har fungert som kalvingsbukt i en kortere periode, før brefronten lå ved munningen av Tysselv. Imellom Tysse og Børdal (Fig. 5) er det en rekke terrasser og lateralspor som viser isens tilbaketrekning uten at disse med sikkerhet kan trekkes sammen til en samtidig isoverflate og front. I Frølandsdal er lateralavsetningene ved Jarland blant de siste sporene breen etterlot seg før den forsvant fra disse traktene.

Det synes rimelig med hensyn på gradient at det øverste nivået ved Gåsdaal (Fig. 5) (103 m o.h.) korresponderer med en brefront ved Tysse. «Hytte-terrassen» ved Jarland kan på samme grunnlag være samtidig med at breen fylte Frølandsvannet. Hvor langt ned mot Tysse brefronten lå, er ukjent. Under den videre nedsmelting ble «Solåsterrassen» og terrassen nord for Tysse-land bygget opp. Breen trakk seg videre tilbake, og terrassen ved Ulland og Frøland skole ble bygget opp samtidig, eller nesten samtidig, med at Apal-luren og Jarlandsterrassen ble dannet lateralt til breen. Breen kom på dette tidspunktet ned dalføret fra Børdalen og Eikjedalen. Glasitektonikken i Ulland-terrassen antyder at brefronten har beveget seg noe frem og tilbake. De tektoniserte submorene-sedimentene nord for Jarland gård viser at det har vært et brefremstøt i dalen, men det har ikke vært mulig å tidfeste dette fremstøtet. To mulige løsninger peker seg frem: 1) Morenen kan skyldes et mindre brefremstøt i tidlig Preboreal. 2) Sedimentet er av Allerød alder, og morenen er fra fremstøtet i Yngre Dryas.

Det neste trinnet i isavsmeltingen markeres ved randmorenene i Børdalen og Eikjedalen. Disse indikerer at breen har stagnert eller hatt et mindre fremstøt. Morenene er yngre enn linje 2B. Det er ingen direkte forbindelse mellom moreneryggene i Børdalen og Eikjedalen. I begge dalførene har breen hatt ekstremt høye gradienter målt langs moreneryggene. Grunnen til de høye gradientene kan for Eikjedalen delvis forklares av en fjellrygg som stikker frem i den ene dalsiden, og at breen har beveget seg over hindringen som et brefall. Denne forklaringen kan ikke brukes i Børdalen der dalbunnen har et jevnt fall mot syd, og det er ingen spesielle topografiske forhold som kan forklare den bratte fronten. Det er derfor sannsynlig at de bratte moreneryggene i begge dalførene kan skyldes at breen var i en fremrykningsfase. De veldefinerte moreneryggene tyder også på dette.

Ut fra beliggenhet og morfologi antas det at avsetningen i Børdalen og Eikjedalen er tilnærmet tidssynkrone. I det undersøkte området er det ingen avsetninger som disse ryggene umiddelbart kan korreleres med. Mulig samtidig hendelse er randmorenen Ryssholmen i Fykkesund.

#### EIKELANDSFJORDEN – STRANDEBARM

Breen som dannet avsetningene ved Skjelbreid, Gåsakilen og Eide (Fig. 2) er antatt å ha fått sin næring fra fjellområdet i NØ (Aarseth 1971:55) etter at forbindelsen med Hardangerbreen var brutt. Dette støttes av avsmeltingsrekkefølgen som den fremkommer i strandlinjediagrammet. Proglasiale avsetninger ved Strandebarm og Øvre Bolstad (Fig. 2) viser at det har vært flere dalbreutløpere fra fjellmassivet (Aarseth 1971). Det relativt store arealet som på denne måten blir liggende under likevektslinjen er vanskelig å forklare. En kan imidlertid tenke seg at den relativt store piedmontbreen S for fjellmassivet er rester av innlandsisen som ble avskåret fra Hardangerbreen av de høye åsryggene i øst. Isresten har samtidig fått tilførsel av dalbreutløpere fra fjellområdet i nord. Denne tilførsel kan ikke ha vært særlig betydningsfull fordi det ikke er funnet skuringsmerker i den sydlige delen av Gjønavatnet som kan indikere en aktiv brebevegelse fra fjellene. Det finnes derimot striper på tvers av dalføret som korreleres med Hardangerbreen (Aarseth 1971, Hamborg & Mangerud 1981).

#### BOTNAVATNET

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

I den nordlige delen av området (Fig. 12) er moreneryggene tydeligere og mer sammenhengende. Moreneryggene er antatt å tilhøre et brefremstøt eller en lengre stillstand av brefronten. Beliggenheten av de fleste ryggene indikerer at de er dannet av en lokal breaktivitet.

En ytre israndlinje er forsøkt rekonstruert på bakgrunn av spredte rand-

avsetninger (Fig. 12) og skuringsstriper (Hamborg & Mangerud 1981). Hvor langt en samtidig bretunge har strukket seg ned Kikedalen og Kikedalsvannet er ukjent. Under den videre avsmeltingen i senkningen er breen splittet opp med en del liggende i Botnavatnet og en del i Spongatjernet.

Under tilbakesmeltingen i Spongatjernet ble først det midtre morenestrøket i vannets SV-ende dannet. Senere ble det indre morenestrøket avsatt, med mindre morenerygger på begge sider av vannet. Samtidig eller nesten samtidig ble morenestrøket ned mot, og syd for, Skaratjernet avsatt. En lignende utvikling kan følges i Botnavatnet. Breen smeltet tilbake til det midtre morenestrøket som forsøksvis korreleres med avsetningene SV i Spongatjernet. En videre tilbaketrekking fulgte til det indre morenestrøket, som i likhet med det indre morenestrøket i Spongatjernet er dobbelt. Den videre avsmelting har ikke medført dannelse av rand-avsetninger i området.

*Yngre dannelser:* Morene/protalus rampart-avsetningene under Tindafjell er antatt avsatt samtidig med endemorenen i den lille botnen N for Ottanosi. Begge disse avsetningene er ryggformet og ligger slik til at en firmasse her kan ha oppnådd en tykkelse på 30–35 m som gir det nødvendige trykk for å danne breis (Pattersen 1969:16; Embleton & King 1975:143).

Alderen på moreneryggen og isavsmeltingen er ikke bestemt, men de må være yngre enn Herdla-trinnet da brefronten lå ved Os, og isen drenerte radiært ut fra området (Hamborg & Mangerud 1981). Det ytre og indre morenestrøket er sannsynligvis dannet etter at bretungen lå ved Skjelbreid-Eide, og alle ryggene må derfor være noe yngre enn strandlinje 2. Det antas imidlertid at småryggene under Tindafjell og i botnen mellom Ottanosi og Kjerringafjell er yngre enn selve isavsmeltingen, men trolig ikke yngre enn Preboreal. En kunne tenke seg at disse avsetningene var fra «den lille istid» som kulminerte i 1750-årene, men vegetasjonen av lav på ryggene er for stor til dette.

#### FYKSESUNDFJORD, ØYSTESE, STEINSDALEN

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

Det er registrert endemorener ved Ryssholmen i Fykkesund (Rekstad 1911) og Øystese (Holtedah 1975). Holtedah forbinde morenen med en glasi-fluvial deltaterrase med rot punkt ca. 84 m o.h. Denne avsetningen er yngre enn linje 4.

Randavsetningen Ryssholmen må i denne sammenheng være eldst, fordi avstanden fra Ryssholmen til terrassene innerst i Fykkesundfjorden er ca. 10 km. Ryssholmen må ifølge strandlinjediagrammet derfor være samtidig med, eller eldre enn, linje 3 og yngre enn linje 2–2b, fordi Hardangerbreen under denne fasen sannsynligvis lå ved Vikingeset. Dette medfører at frontavsetningen ved Ryssholmen kan være av omtrent samme alder som moreneryggene ved Børdal og Eikjedal.



Skuringsanalysen viser at det har vært en yngste drenering langs Steinsdalen mot Hardangerfjorden (Hamborg & Mangerud 1981).

Seismiske undersøkelser av den grunne del av fjorden utenfor Norheimsund og Øystese (Bennet & Savin 1963) viser en oppfylling med tilnærmet horisontalliggende lagdelte sedimenter bak terskelen mot fjordrennen. Ingen morenerygger ble påvist. Det er derfor mest sannsynlig at isen trakk seg raskt tilbake gjennom Steinsdalen til Neteland, hvor de høyestliggende glasifluviale terrassene ligger. Materialet i massene er raskt utspylt i et brenært miljø.

Terrassene ved Neteland og Nybø kan være avsatt lateralt til en bre som har kommet ned Tokagjelet. Det er imidlertid mest sannsynlig at de er avsatt i åpent vann og siden erodert til sin nåværende form. Neteland og Nybø ligger på linje 3 i strandlinje-diagrammet.

Fra disse avsetningene har breen trukket seg tilbake mot Kvamskogen. De uregelmessige moreneavsetningene i dette området tyder på at breen under tilbakesmeltingen fra Neteland var svært lite aktiv. Dette kan forklares med at de høye fjellområdene i nord har demmet for innlandsisen slik at det bare har vært den lokale istilførsel som har næret den siste østlige bevegelsen.

### Korrelasjon og diskusjon

Strandlinjediagrammet gir en god indikasjon på hvordan innlandsisen trakk seg tilbake i fjordene. Utviklingen i Hordaland etter Herdla-morenen er forsøkt fremstilt i Fig. 16.

I framstillingen nedenfor er det lagt større vekt på å binde sammen forholdene i Hardangerfjorden enn å føre forbindelsen nordover. Aa & Mangerud (1981) har redegjort for avsmeltingen i det området. Linjenumrene i strandlinjediagrammet korresponderer med tilsvarende nr. i Aa & Mangerud (1981), og kan med små avvik korreleres direkte med disse. Unntak er Tysse som av Aa & Mangerud er plottet 3 m for høyt, Matre (Masfjorden) som er feilplassert, Dale og Straume hvor navnene på deres diagram har byttet plass, og Romarheim som i denne artikkel i tillegg er plottet med 74–75 nivå (Nordahl-Olsen pers. medd., 1982).

Strandlinjediagrammet (Fig. 4) viser, med de forbehold som er tatt, at tidligere antatt samtidige avsetninger i Eidfjord – Osa – Trollgarden trinnet (Anundsen & Simonsen 1968, Anundsen 1972) ikke er helt tidssynkrone. Dette sees også av Holtedahls (1975) diagram. Rye (1969) mener også at Eidfjord-trinnet er yngre enn Ulvik.

Aldersbestemmelser med nøyaktighet på 100–200 år og bedre, kan ikke gjøres uten med et stort antall  $^{14}\text{C}$ -dateringer. Dette er ikke gjort i forbindelse med israndavsetninger av denne alder på Vestlandet. Laterale korrelasjoner med  $^{14}\text{C}$ -datering kan derved heller ikke gjøres med så stor presisjon. Oppløsningen i strandforskyvningsdiagrammet er imidlertid langt større enn nøyaktigheten av  $^{14}\text{C}$ -metoden og gjenspeiler reelle tidsforskjeller selv om de med dagens metoder ikke er daterbare.

I systemet Trollgarden–Osa blir Fjora spesielt tidlig isfri ved bruk av 92 m i stedet for 83 m (Kaldhol 1941).

Det er imidlertid klart at den sene tilbakesmeltingen fra Kinsarvik er i motsetning til Anundsen & Simonsens (1968) løsning, og er mer i tråd med Vorens (1974: Fig. 2.4.10) antagelser.

Videre må innlandsisen mens den lå ved Ulvik, sannsynligvis ha ligget syd for Granvin og da trolig på terskelen (Holtedahl 1975: Fig. 17) ved innløpet av fjorden. Dette er i kontrast til Anundsen & Simonsens (op.cit.) korrelasjon via Voss til Aurland. Det er i denne forbindelse interessant å merke seg at det på dette tidspunkt blir dannet store glasifluviale terrasser i Botnen i Fykkesundfjord og i Øystese. Går vi videre mot nord tilsvarer dette at breen fremdeles ligger i hele Bolstadfjorden, deler av Eidsfjorden og Mofjorden (Aarseth & Mangerud 1981). Det synes derfor klart at det er feil å korrelere Ulvik- Kinsarvik- Odda-linjen med Voss. Dersom en går frem i tid til nesten samtidige hendelser som avsetningene ved Tveit i Simadalen – Eidfjorden – Granvin, korrelerer dette med Bolstadøyri som ligger 22 km vest for Voss, med Kalland/Eikefet i Eidsfjorden, og med en brefront som ligger like syd for Helland i Mofjorden.

Av disse har Eidfjordtrinnene og Eidslandstrinnene sammenhengende morener og er begge tolket å være dannet under et framstøt (Anundsen & Simonsen 1968, Aa & Mangerud 1981). Det synes derfor ikke urimelig å korrelere disse. I Fig. 16 er det antydning hvordan breranden *kan* ha ligget mellom avsetningene i Eidfjorden og Mofjorden. Det er derfor helt klart at den endelige oppdelingen av innlandsisen mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden skjedde senere enn man tidligere har trodd.

Det er derfor tydelig at avsetningene ved Voss er ganske unge hendelser i avsmeltingshistorien og kan ikke være marine dannelser som også Aa & Mangerud konkluderer med. Hvordan disse blir dannet, ev. i forbindelse med oppdeling av innlandsisen i et lokalt glasiassjonssenter i Stølsheimen (Mangerud & Skreden 1971, Sindre 1974, Bergstrøm 1975, Nordahl-Olsen 1977, Aa & Mangerud 1981), eventuelt med et mindre glasiassjonssenter i fjellene nord for Norheimsund (Hamborg & Mangerud 1981), er ikke løst.

I strandlinjediagrammet for Oslofjorden (Sørensen 1979: Fig. 2a, b) er strandlinjen (0,95 m/km) som forbindes med Ski og Sande avsetningene daterert til 10 200 år B.P. Disse linjene kan ikke uten videre korreleres med Linje 1 (1,4 m/km) i diagrammet fra Hardangerfjorden pga. dateringsvanskene med denne.

I Oslo-diagrammet er strandlinjen som er korrelert med Akertrinnene (0,95 m/km) gitt alderen 9800 år (eg.  $9850 \pm 350$  BP). Denne kan direkte sammenlignes med linje 3b som har identisk gradient med Aker-linjen.

I Hardangerdiagrammet er det ikke tilsvarende unge strandlinjer som Hauer-sæter/Eggemoen-linjene (9500 BP) som kan forbindes med glasifluviale avsetninger. Gradienten på denne linjen i Oslofjorden og tilsvarende i Hardangerfjorden er henholdsvis 0,6 og 0,5 m/km.

Konsekvensen av dette er at Eidfjord- og Eidslandstrinnene i tid er avsatt mellom Aker og Hauer-sætertrinnene, og at breen var helt borte fra Hardangerfjorden da Hauer-sætertrinnene ble avsatt.

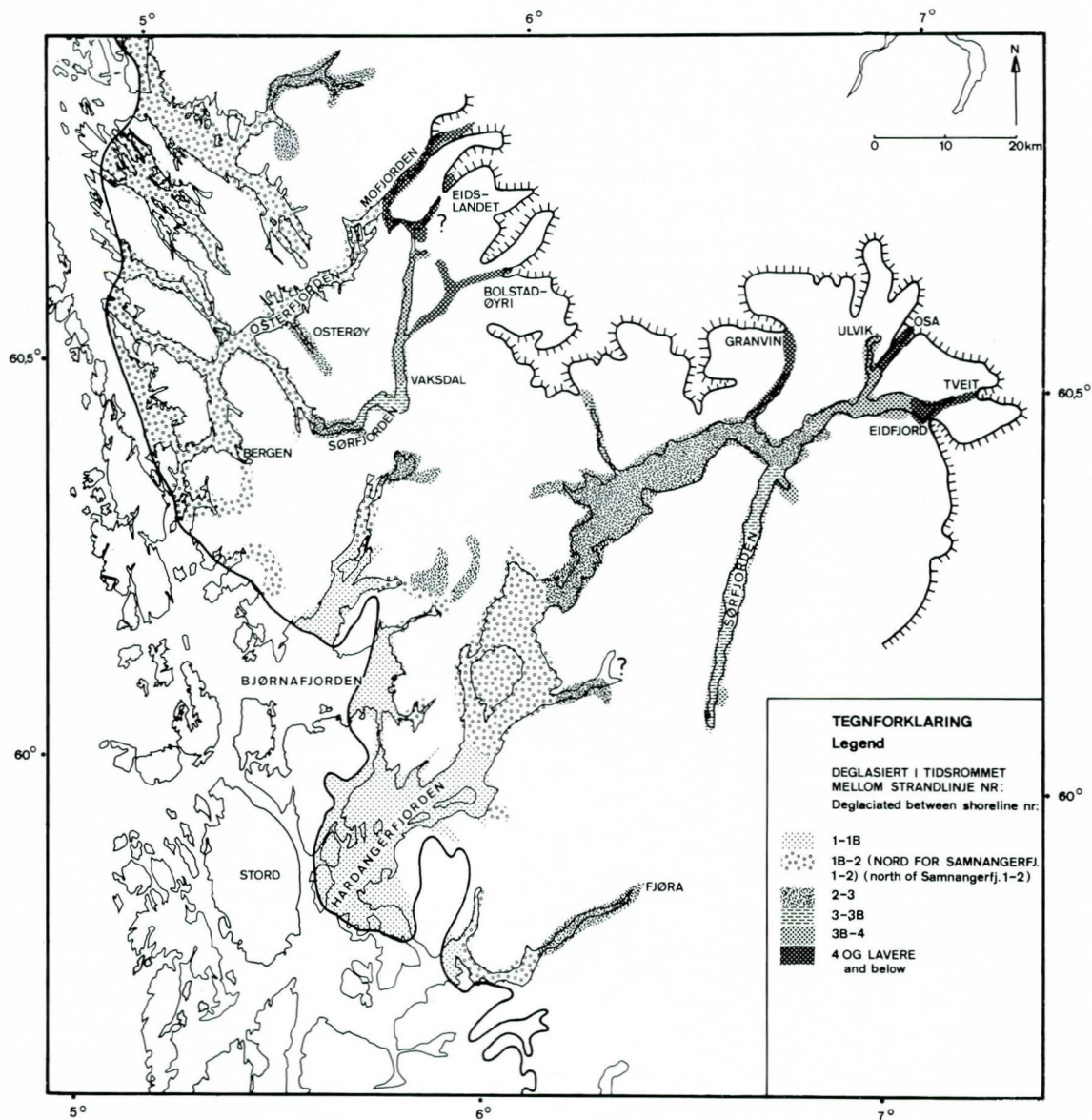


Fig. 16. Deglasijsforløpet i Hordaland innenfor Herdlamoren fra Yngre Dryas, basert på strandlinjediagrammet (Fig. 4). Nord for Bergen bygger tilbakesmeltingen på Aa & Mangeruds (1981) arbeide fra Nordhordland.

*The deglaciation of the fjords of Hordaland within the Herdlamoraine (Younger Dryas). The reconstruction of the recession has been made on the basis of the shore-line diagram (Fig. 4). To the north of Bergen, the icerecession is after Aa & Mangerud (1981).*

## TABELL 1

## MARINE TERRASSEHØYDER

Sted	Høyde m o.h.	Kildehenvisning	Sted	Høyde m o.h.	Kildehenvisning
Aldal	76		Neteland	85	
Andvik	57	Kolderup (1908)	Norbø	75	
Andvik, In.	51	Kolderup (1908)	Norvik	56	Aarseth & Mangerud (1974)
Arna, In.	61	Aa & Mangerud (1981)	Odda	96	Undås (1964)
Baldersheim	77	Undås (dagbok, 1951) **	Oksarelvi	88	Follestad (1972)
Bjotveit	<128	Holtedahll (1975)	Osa	90	Anundsen & Simonsen (1968)
Bolstad, Øvre	85	Aarseth (1971)	Rateig	114	Holtedahll (1975)
Bolstadøyri	63	Aa & Mangerud (1981)	Rolvsvæg	70	
Bondhus	100	Rekstad (1907)	Romarheim	74-75	Nordahl-Olsen (1977)
Botnen, Flatabø	90-94	Rekstad (1911) *		(57-60)	
Botnen, Kannikkenberg	83	Hamborg (1979)	Røydland	48	
Dale	58-61	Aa & Mangerud (1981)	Sandvoll	74	Follestad (1972)
Dalland	72	Kolderup (1908) **	Simadalen, Tveit	113	Anundsen (pers.medd.)
Eide	82	Undås (1964) **	Skjeldbreid	78	Kolderup (1908) **
Eidfjord	102-113	Anundsen (pers.medd.)	Skånevik	83	Follestad (1972)
Eidslandet	60	Aa & Mangerud (1981)	Solheim	57	Kolderup (1908)
Eikefet	55	Aa & Mangerud (1981)	Stamnes	57	Kolderup (1908)
Eikemo	68-70	Nordahl-Olsen (1977)	Stanghelle	62	Kolderup (1908)
Eltravågen	30	Holtedahll (1975)	Strandebarm	91-94	Mangerud (pers.medd.)
Erdal	<122	Holtedahll (1975)	Strandvik	77	Aarseth (1971)
Fana	54	Kolderup (1908)	Straume	57	Aa & Mangerud (1981)
Fitjar	45	Holtedahll (1975)	Trengereid	64	Kaldhol (1941)
Fjæra	92	Anundsen (pers.medd.)	Tveisme	< 125	Holtedahll (1975)
For	67	Rekstad (1911) **	Tveitedalen	78	Follestad (1972)
Frøland skole	79	J. Mangerud (pers.medd.) *	Tysse	74-76	Aa & Mangerud (1981) *
Gjerstad	63	Kolderup (1908)	Tyssedal, Sørfjorden	95	Rekstad (1907)
Gjøn	79	Aarseth (1971)	Ulven	58	Aarseth & Mangerud (1974)
Granvin, Haugen	95-96	E. Anda (pers.medd.)	Ulvik	120-121	Anundsen & Simonsen (1968)
Grindavoll	57	Aa & Mangerud (1974)	Uskedal	82	Follestad (1972)
Guddalen	86	Follestad (1972)	Vaksdal	68	Kolderup (1908)
Haus	65	Aa & Mangerud (1981)	Vik	59	Aa & Mangerud (1981)
Havskår	76	Aarseth (1971)	Ænes	95	Follestad (1972)
Helland	51-52	Nordahl-Olsen (1977)	Øystese	93	
Hjartåker	74	Aarseth (1971)	Øystese	75-84	Holtedahll (1975) *
Kalland	55	Aa & Mangerud (1981)	Øystese	65-70	
Kinsarvik	110	Holtedahll (1975)	Ådlansdalen	76	Rekstad (1911) **
Løyning	64	Kolderup (1908)	Åkra	76-83	Kaldhol (1941)
Matre, Masfjorden	64	Kolderup (1908)	Ålvik, In.	107	
Matre, Matrefjorden	81	Follestad (1972)	Årstad	56	Kolderup (1908)

\* Kontrollmålt av Hamborg (1979)

\*\* " av Aarseth (1971)

## Summary

### MARINE LEVELS

To determine the marine limit (MG), altitudes of delta nick-points on alluvial fans and shore-lines have been measured. The measurements have been made by means of an aneroid barometer with 1 ms divisions. The upper limit of the seaweed *Fucus vesiculosus* has been used as base level for the measurements. All altitudes given are adjusted to this base level. The marine levels used in the diagram are plotted in Fig. 2 and Table 1.

### THE SHORE-LINE DIAGRAM

A shore-line diagram has been constructed on the basis of isobases synchronous with the Herdla-moraine of Younger Dryas age (Aarseth & Mangerud 1974), the shore-line associated with the Herdla moraine, a shore-displacement curve from Bømlo (Fægri 1944) which has been revised and  $^{14}\text{C}$  dated by Kaland (in press) (Fig. 3), and the 9760 B.P. shore-line.

Between the dated segments of the shore-displacement curve, the graph is approximately straight, and a linear time-scale is used between the dated points. Accordingly, all the shore-lines must pass the shore-displacement curve in chronological order, with regular intervals and with evenly diminishing gradients (Fig. 4). As an approximation, line 1 has been given the age of 10,200 y. B.P. Only the lines younger than ca. 9800 y. B.P. are properly dated: (Line 3b 9825 B.P.), line 4 9750 B.P., line 5 9620 B.P. They have gradients of 0.95 m/km, 0.84 m/km and 0.68 m/km, respectively. The 9500 B.P. shore-line has a gradient of 0.52 m/km.

It must be recognised that the solution power of the shore-line diagram is greater than the accuracy of  $^{14}\text{C}$  dating; therefore the chronological order of events is probably correct, but the absolute ages of the lines are only intended as a first approximation. The ages of the older lines can only be stipulated when appropriate dating has been done.

### DEGLACIATION

In Samnangerfjord and the central part of Hardangerfjord there are no marginal deposits which can be correlated directly with regional events. The deglaciation model is therefore based on the shore-line diagram (Figs. 4 and 15). The succession of withdrawal during deglaciation is outlined in Fig. 16.

*Line 1-1b.* Havskår at the mouth of the valley Ådlandsdal in Eikjelfjordsfjord was deglaciated early. The deltas at Uskedal and Oksarelvi in the outer part of Hardangerfjord were deposited simultaneously. The terrace at Hatleberg is slightly younger.

*Line 1b-2.* The head of Samnangerfjord was deglaciated, terraces were formed at Tysse, and the glacier retreated beyond Gjøen.

In Hardanger and Skåneviksfjord the MG terraces at Åkra and Bondhus were constructed.

*Line 2b-3.* In Sørfjorden the glacier retreated past Trengereid. In Hardangerfjord the valley of Steinsdalen was deglaciated. The same applies to Øystese, I. Ålvik, Tveisme and Bjotveit. Skåneviksfjord was ice-free to Fjøra.

*Line 3-3b.* The large terrace at Øystese and the 83 m terrace at Botnen were deposited. The margin of the ice-sheet was situated at Odda, Tyssedal, Kinsarvik and Rateig.

*Line 3b-4.* In this interval there are no glacial deposits in the Samnangerfjord-Norheimsund area which can be correlated with the ice-sheet. To the north, nearly synchronous deposits are found at Kalland-Eikefet and Bolstadøyri in Nordhordland. In Hardanger corresponding deposits are situated at Granvin, Eidfjorden and Simadalen. The MG terrace at Osa is younger than these deposits.

*Tysse - Eikjedalen.* The valley glacier retreated from Tysse and Frølandsdal without leaving continuous marginal deposits (Fig. 5). The next stage in the deglaciation is marked by the terminal moraines at Børdal and Eikjedal (Fig. 11). The steep moraine ridges indicate an advancing or stagnating glacier. In this area there are no other deposits with which these ridges can be correlated. A possibly contemporaneous event is the formation of the terminal moraine Ryssholmen in the strait Fykkesund.

*Botnavatn.* An outer glacier margin has been tentatively reconstructed on the basis of discontinuous marginal deposits (Fig. 12) and striations (Hamborg & Mangerud 1981). In the course of downwasting, the glacier parted into valley glaciers in Botnavatn and Spongatjern. The retreat in the two valleys was similar in character with formation of an inner and an innermost end moraine.

The end moraines must be younger than the Younger Dryas Herdla Moraine (Hamborg & Mangerud 1981) and most probably slightly younger than line 2 in the shore-line diagram.

#### CORRELATIONS

On the basis of the shore-line diagram and the results of Aa & Mangerud (1981), the deglaciation in the fjords of Hordaland is summarized in Fig. 16. As a consequence, glacial deposits earlier correlated in the Trollgarden-Eidfjord-Osa stage are not quite contemporaneous. The late withdrawal from Kinsarvik is in contrast to Anundsen & Simonsen's (1968) solution and in favour of Vorren's (1974: Fig. 2.4.10) assumptions. Further, the correlations

based on the diagram differ from Anundsen & Simonsen's (op. cit.) reconstruction of the extended margin of the ice sheet from Ulvik via Voss to Aurland in Sogn.

Both in Eidfjorden and Eidsland (between Kalland and Eikefet) continuous marginal moraines are found and they are interpreted to have been formed by glacier readvance (Anundsen & Simonsen 1968, Rye 1969, Aa & Mangerud 1981). The Eidfjord-moraine is here correlated with nearly synchronous deposits in Simadal and in Granvin in Hardanger, at Bolstadøyri (22 km west of Voss) and with the Eidsland-moraine (between Kalland and Eikefet) to the north. Further, the glacier margin must have been situated just south of Heland in Mofjorden. A very tentative reconstruction of this ice-margin is drawn in Fig. 16.

These correlations lead to the conclusion that the Eidfjord–Eidsland moraines were deposited from a large ice-sheet in the area between Hardangerfjord and Sognefjord and that the disintegration into smaller ice-caps occurred considerably later than hitherto postulated (Anundsen & Simonsen 1968, Sindre 1974, Aa & Mangerud 1981). The shore-line diagram for the Oslofjord area (Sørensen 1979: Fig. 2a, b) shows that the Eidfjord and Eidsland moraines were formed between the Aker- and Hauersæterstages. Furthermore, the ice-sheet had completely disappeared from Hardangerfjord when the large Hauersæter delta was deposited.

*Etterord.* – Publikasjonen bygger på materiale fra forfatterens hovedoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Geologisk inst., avd. B, Universitetet i Bergen. Professor Jan Mangerud var veileder. NAVF ga støtte til feltarbeidet.

Jeg vil rette en spesiell takk til professor Jan Mangerud som ga ideene til arbeidet. Han har også lest manuskriptet kritisk og foreslått mange forbedringer. Statsgeologene Torkill Nordahl-Olsen og Oddvar Longva har lest manuskriptet kritisk. Statsgeolog Rognvald Boyd har korrigert den engelske teksten. Kontorassistentene Gunn Sandvik og Ingrid Venås har maskinskrevet manuskriptet. Sivilarbeider Terje Tømmerås har tegnet figurene og ingeniør Lars Holiløkk har utført reproarbeidet. Alle disse vil jeg takke for hjelpen.

#### LITTERATUR

- Aa, A. R. & Mangerud, J. 1981: Glacial geology and imigration of the vegetation in eastern Nordhordland, western Norway. *Nor. geol. unders.* 369, 33–75.
- Aarseth, I. 1971: *Deglasiasjonsforløpet i Bjørnafjordsområdet, Hordaland*. Hovedoppgave Univ. i Bergen (upubl.).
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas* 3, 2–22.
- Andersen, B. G. 1960: Sørlandet i sen og postglacial tid. *Nor. geol. unders.* 210, 3–142.
- Anundsen, K. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. *Nor. geol. unders.* 280, 1–24.
- Anundsen, K. 1978: Marine transgression in Younger Dryas in Norway. *Boreas* 7, 49–60.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1968: Et pre-borealt brefremstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. *Univ. i Bergen Årbok, Ser. A 1967*, 7, 5–42.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1980: Observed and theoretical late Weichselian shore-level

- changes related to glacier oscillations at Yrkje, southwest Norway. In: Anundsen, K. 1980: *Quaternary geological studies in Sunnhordland and Nord-Rogaland, Southwest Norway*. Univ. i Bergen, Geol. institutt avd. B, Bergen 1980.
- Bergstrøm, B. 1975: Deglasiationsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge. *Nor. geol. unders.* 317, 33–68.
- Ebleton, C. & King, C. A. M. 1975: *Periglacial Geomorphology*. Edvard Arnold Ltd., London, 203 pp.
- Fjeldskaar, W. 1978: *Om hevede strandlinjer*. Hovedoppgave, Univ. i Bergen (upubl.).
- Folk, R. L. & Ward, W. C. 1957: Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *Journ. Sed. Petrol.* 27, 3–27.
- Follestad, B. A. 1972: The Deglaciation of the South Western Part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland. *Nor. geol. unders.* 280, 31–64.
- Fægri, K. 1944: Studies of the Pleistocene of western Norway III, Bømlo. *Univ. i Bergen, Årbok 1943*, 8, 1–100.
- Hamborg, 1979: *Deglasiationsforløpet i Samnanger og Kvam, Hordaland*. Hovedoppgave, Univ. i Bergen (upubl.).
- Hamborg, M. & Mangerud, J. 1981: En rekonstruksjon av isbevegelser under siste istid i Samnanger og Kvam, Hordaland, Vest-Norge. *Nor. geol. unders.* 369, 77–98.
- Holtedah, H. 1965: Recent turbidites in the Hardangerfjord, Norway. *Colston Res. Soc. Proc.* 17, Bristol, 107–141.
- Holtedah, H. 1967: Notes on the formation of fjord and fjordvalleys. *Geogr. Ann.* 49, Ser. A, 188–203.
- Holtedah, H. 1975: The Geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Nor. geol. unders.* 323, 1–87.
- Kaland, P.-E. in press: Holocene shore-displacement and shore-lines in Hordaland, western Norway. *Boreas*.
- Kaldhol, H. 1941: *Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland*. Hellesylt, 200 pp.
- Kolderup, C. F. 1908: Bergensfeltet og tilstøtende trakter i sen-glacial og postglacial tid. *Univ. i Bergen, Årbok 1907*, 1–266.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian icesheet, 13,000–10,000 years BP. In Lowe, J. J., Grey, J. M. and Robinson, J. E. (eds.): *Studies in the Lateglacial of North-West Europe*. Pergamon Press 1980.
- Mangerud, J. & Skreden, S. A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below the till at Voss, Western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 52, 73–96.
- Mæland, P. J. 1963: *Kvartærgeologiske studier i området mellom Granvin og Voss*. Hovedoppgave Univ. i Bergen (upubl.).
- Møller, J. J. & Sollid, J. L. 1972: Deglaciation of Lofoten–Vesterålen–Ofoten, North Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 26, 101–133.
- Nordahl-Olsen, T. 1977: *Kvartærgeologi, med anvendte vurderinger av hoveddalens løsmasser, i området fra og med Eikefet–Eikemo til og med Modalen og sentrale deler av Stolsheimen, Nordhordland*. Hovedoppgave Univ. i Bergen (upubl.).
- Paterson, W. S. B. 1969: *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press Ltd. G.B. 250 pp.
- Rekstad, J. 1907: Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige og nordlige Norge. *Univ. i Bergen, Årbok 1906*.
- Rekstad, J. 1908: Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge. *Univ. i Bergen, Årbok 1907*, 9, 1–32.
- Rekstad, J. 1911: Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord. *Nor. geol. unders.* 59 (2), 62 pp.
- Sindre, E. 1974: Ice Movement in the Vossestrand–Vikafjell Area, Western Norway. *Nor. geol. unders.* 311, 25–34.
- Skår, K. 1975: *Isavsmelting og postglaciale flaumskredvifter i Arna, Hordaland*. Hovedoppgave Univ. i Bergen (upubl.).
- Sørensen, R. 1979: Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, south Norway. *Boreas* 8, 241–246.
- Undås, I. 1964: When were the heads of the Hardangerfjord and the Sognefjord ice-free? *Norsk geogr. Tidsskr.* 19, 291–295.
- Vorren, T. O. 1974: Hardangerviddas kvartærgeologi. *Norges Offentlige Utredninger 1974: 30B*, 45–57.
- Wentworth, C. K. 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journ. Geol.* 30, 377–392.