

Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i Indre Nordhordland, Vest-Norge

A. R. AA & J. MANGERUD

Aa, A. R. & Mangerud, J. 1981: Glacial geology and immigration of the vegetation in eastern Nordhordland, western Norway. *Norges geol. Unders.* 369, 33–75.

In the area between Hardangerfjorden and Sognefjorden an oldest regional ice movement towards the west has been reconstructed. Younger regional ice movements were towards north-west in the northern parts of Stolsheimen, and towards south-west in the southern parts. Therefore, an east-west ice divide was present in the Stolsheimen area. The younger regional movements are of Younger Dryas age. The interpretation of the shoreline diagram of the area between Hardangerfjorden and Sognefjorden suggests a very rapid ice front recession in the outer fjord areas. Samnangerfjorden and most of Osterfjorden were deglaciated at 10,100 B.P., Veafjorden, Eidsfjorden and Masfjorden at 9,800 B.P., and lastly Mofjorden at about 9,600 B.P.

The presence of frontal deltas and sandurs with corresponding lateral moraines indicates stagnation and advances of the ice fronts in the Eidsfjord-Eksingedalen area. The reconstructed youngest ice movements indicate that there were local ice caps in the mountain areas at the end of the deglaciation. The immigration of *Corylus* and *Alnus* appears to be 800–1000 years delayed, compared with the western coast of Hordaland. The pollen diagrams indicate a Holocene vegetational history with more similarities with inland sites than with coastal sites.

Asbjørn Rune Aa, Sogn og Fjordane distrikthøgskule, Boks 39, N-5801 Sogndal, Norway

Jan Mangerud, Geologisk institutt, avdeling B, Universitetet i Bergen, N-5014 Bergen, Norway

Innledning

Kvartærgeologiske problemer i Indre Nordhordland er behandlet av C. F. Kolderup (1908), Rekstad (1909), N. H. Kolderup (1926) og Undås (1945). Som det framgår er det imidlertid ikke publisert noe fra området de siste år, men det er kommet en rekke arbeider fra omkringliggende deler av Hordaland.

Feltarbeidet som denne artikkelen bygger på ble gjort i tidsrommet 1971–73, og en mer detaljert beskrivelse av isskuring og avsetninger er gitt i Aa (1974).

I de ytre kyststrøk er brefront-variasjonene under Sen Weichsel relativt godt kjent (H. Holtedahl 1964, Mangerud 1970, 1972b, 1977, 1980), og Yngre Dryas morenene er kartlagt (Undås 1963, Aarseth & Mangerud 1974). Et hovedformål med det foreliggende arbeid var derfor å undersøke hvordan isavsmeltingen foregikk i områdene innenfor Yngre Dryas-morenen.

Vi vet at innlandsisen i Allerød minst smeltet tilbake til Eikangervåg og Trengereid (Fig. 1) (Mangerud op. cit.) før den rykket fram til Herdlamoren i Yngre Dryas (Fig. 4). Ved Trengereid ble det bl. a. funnet *Modiolus modiolus* som ikke kan leve nær en isfront. Denne betraktes som en sterk indikasjon på at hele fjorden rundt Osterøy (Fig. 1) var isfri i Allerød. Mangerud & Skreden (1972) har også antatt at breen kan ha trukket seg helt inn til Voss. Et annet interessant spørsmål var derfor om vi kunne finne Allerød-sedimenter i området.

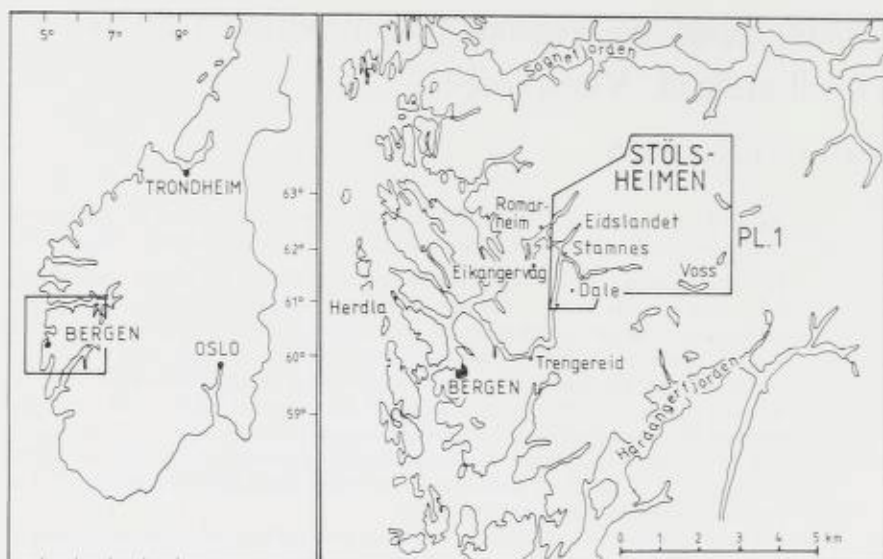


Fig. 1. Lokaliseringskart over det undersøkte området.
Location map of the investigated area.



Fig. 2. Eksingedalen sett fra Hodnefjell, 936 m o.h., mot Ø.
Eksingedalen from Hodnefjell, 936 m a.s.l. Photo towards east.

Flere forfattere (Klovning 1963, Mæland 1963, Anundsen & Simonsen 1967, Skreden 1967, Aarseth 1971, Anundsen 1972, Mangerud & Skreden 1972, Vorren 1973, Sindre 1974 og Bergstrøm 1975) antar at Stolsheimen har vært et glasiasjonssenter i Preboreal, med tilhørende radiære isbevegelser ut fra dette. Men ingen av disse har foretatt nærmere undersøkelser av det postulerede bresenteret.



Fig. 3. Skuringsstriper på fyllitt, isen beveget seg fra fotografen. Stripene bøyer av på lesida. *Glacial striae on phyllite; ice movement away from the photographer. The striae change direction on the lee side.*

I det undersøkte området er alle randmorener små og usammenhengende, og det er derfor vanskelig å lage en sikker rekonstruksjon av isavsmeltingen. For å korrelere med omkringliggende områder, har vi forsøkt en rekke metoder, som skuringsanalyse, måling av marine terrasser, pollenanalyse og ^{14}C -dateringer. Pollenanalysen har også gitt opplysninger om vegetasjonsutviklingen, som derfor omtales i eget kapittel.

Indre Nordhordland kan topografisk inndeles i tre formelementer: Fjellplatåer, daler og fjorder. Fjellplatåene er arealmessig helt dominerende, og de stiger fra ca. 800 m o.h. i vest til ca. 1400 m o.h. i øst. Det relative relieffet i fjellområdene overstiger sjelden 300 m. Fjellplatåene er av stor betydning for beliggenheten av de siste breene i området. Dalene mot Sognefjorden er korte og bratte. Dalene mot sørvest er lengre og slakkere, men også disse er skarpt nedskåret i fjellplatåer (Fig. 2). Berggrunnen i området vest for Lavik (Fig. 6) består av vekslende soner med infrakrustale og suprakrustale gneiser (Kildahl 1971). Øst for Lavik er det glimmerskifre og kvartsitter (Kvale 1960).

Metoder

ISSKURING

Isens bevegelsesretninger er først og fremst bestemt ved analyse av isskuring. Tolkingen av isskurte flater bygger på metoder som delvis er beskrevet av bl. a. Ljungner (1943), Gjessing (1953), Svensson (1959), Hillefors (1969), Strømberg (1971) og Vorren (1979). Sigdbrudd, parabelriss og rundsva er brukt i en viss utstrekning, men bare som støtte ved retningsbestemmelse av skuringsstriper. Halvparten av skuringslokalitetene i Stolsheimen og Eksingedalen er

små kvartsflater som står igjen der berggrunnen rundt er forvitret. På disse er stripene tynne og noen ganger vanskelige å se uten lupe.

Flere forfattere har framhevet hvordan stripenes retninger avhenger av mikrorelieffet på flatene. Når isen er plastisk, vil stripene bøye av ettersom flaten krummer. I det undersøkte området er det bl. a. observert at skuringsstriper bøyer av på lesiden av flater (Fig. 3). For å unngå retninger som er påvirket av lokaltopografien, er bare horisontale flater som ligger i åpent terreng brukt. Ofte finnes mange små kvartsflater innenfor små områder, og de målte retninger blir dermed sikrere.

På lokaliteter med kryssende skuring, eller med skuring i ulike retninger på støt- og lesider, har det ofte vært mulig å bestemme relativ alder. De fleste skuringsobservasjoner er vist på Pl. 1. I noen områder er det likevel gjort flere observasjoner enn det var plass til å tegne inn på Pl. 1. Disse er presentert i Aa (1974).

SEDIMENTANALYSER

Kornfordelingsanalyser er gjort på i alt 89 prøver etter standardmetoder ved Geologisk institutt, avd. B, Universitetet i Bergen. Steintelling er det lagt liten vekt på, p.g.a. lite egnet berggrunn. Det er likevel samlet inn noen prøver fra morenemateriale og glasifluviale avsetninger, og en har kunnet påvise en vestlig transport ved bruk av glimmerskiferinnholdet.

TERRASSEMÅLINGER

C. F. Kolderup (1908) og andre har målt høyden på en rekke terrasser i området. Det er imidlertid ikke beskrevet nøyaktig hvilken flate som er målt, eller om det er indre eller ytre kant. Alle MG-terrasser er derfor nå målte om igjen, og dessuten flere terrasser som tidligere ikke er målt.

Der det finnes kart i målestokk 1:1000 med 1 m koteintervall, er høgdene tatt direkte fra kartet. Forøvrig er terrassene nivellert med tangranda som utgangspunkt, om ikke annet er nevnt. På noen flater ligger indre kant noe høyere enn ytre. I slike tilfeller er nivået midt på flata målt.

BORING OG POLLENANALYSE

En rekke steder er det tatt foreløpige prøver med Hillerbor for å studere stratigrafien. Ellers er alle analyserte borprøver både i glasimarine avsetninger og i myrer tatt med 54 mm stempelbor (type Geonor). Pollenprepareringen er gjort med Erdtmans acetolysemetode (Fægri & Iversen 1964). Prøver med finkornet minerogent materiale har stått i kald HF i minst ett døgn. Kald HF er brukt fordi det har vist seg å gi bedre resultater enn koking med HF. Som identifikasjonsgrunnlag ved pollenanalysene er referansesamlingen ved Botanisk institutt, Universitetet i Bergen, brukt.

Isbevegelser

DE ELDSTE BEVEGELSENE

Rekonstruksjonen av isbevegelser bygger på over 1000 målinger i Stølsheimen

og Eksingedalen (Pl. 1). I tillegg er observasjoner fra tilgrensende områder trukket inn.

I områder høyere enn 1000 m o.h. er en vestlig retning dominerende. Dette viser at isen mens den var relativt mektig, beveget seg mot vest. Et annet viktig trekk er at den vestlige retningen som regel er eldst på lokaliteter hvor en har kunnet bestemme det relative aldersforholdet. — På 14 av 17 undersøkte lokaliteter over 1000 m o.h. peker de eldste stripene mot vest. Dette resultatet samsvarer godt med observasjoner fra områdene omkring (Sindre 1974). Det er likevel lite sannsynlig at alle disse stripene er samtidige. Omtrent det samme bevegelsesmønster ville trolig gjenta seg hver gang en mektig innlandsis dekket området (Vorren 1979).

I sentrale deler av Stølsheimen ser de vestlige isbevegelsene ut til å være upåvirket av terrenget. Men i de nordvestlige deler har Bjørn Bergstrøm (1975) funnet en viss avbøyning av de eldste stripene mot Sognefjorden. I de sørlige deler (Fig. 4) går de eldste stripene mot VSV. Dette skyldes trolig avbøyning mot Hardangerfjorden. Også i områdene lenger nord, mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen, er det påvist konvergens av de eldste registrerte brebevegelsene mot Sognefjorden (Vorren 1973). Vorren mener at disse bevegelsene er fra Weichsel maksimum.

YNGRE REGIONALE BEVEGELSER

En sørvestlig retning er totalt sett dominerende i det undersøkte området, og de fleste målte retninger ligger i sektoren 220–260°. De sørvestlige stripene er som regel yngre enn de vestlige, og observasjoner på ca. 15 enkeltlokaliteter indikerer at isbevegelsen har dreiet gradvis fra vest til sørvest. Dette samsvarer også med resultater fra Voss (Skreden 1967), Vossestrand (Sindre 1974), og Modalen (Nordahl-Olsen 1977).

Som eksempel på dreiningen mot sørvest kan nevnes en lokalitet 580 m o.h. mellom Bolstadfjorden og Eidsfjorden der følgende retninger er observert: 266° eldst, 261°, 248°, 244°, 237°, og 181° yngst. På lesiden av flaten finnes bare vestlig skuring. På støtsiden er den vestlige omtrent visket ut av skuring mot SV og S. Den yngste, 181°, finnes bare på toppene av flaten, og denne skiller seg klart ut fra de andre.

På en lokalitet 1080 m o.h. NNV for st. Volav. (Pl. 1) er et kvartsittrundsva hvor følgende retninger er målt: 268°, eldst, utydelige striper, tydelige sigdbrudd, 254°, tydelige striper og tydelige facetter, 2–10 mm breie striper. Denne retningen har formet svaberget, noe som indikerer tykk og plastisk is. 199° og 164° er yngre retninger. Striper i retning 199° er 1–6 mm breie og meget tydelige. Striper i retning 164° er tynne og finnes bare på toppflater. De er yngst.

Den sørvestlige isbevegelsen har i store trekk fulgt strøkretningen i det undersøkte området, på skrå og tvers av Eksingedalen. Teigdalen (Pl. 1) har imidlertid et større relieff, ca. 1000 m, og observasjonene tyder på tidlig konvergens mot dette dalføret.

I Vikafjellområdet (Pl. 1) fant Sindre (1974) at isbevegelsene bøyer av mot Sognefjorden i et stadium som er yngre enn det vestlige. I de nordvestlige

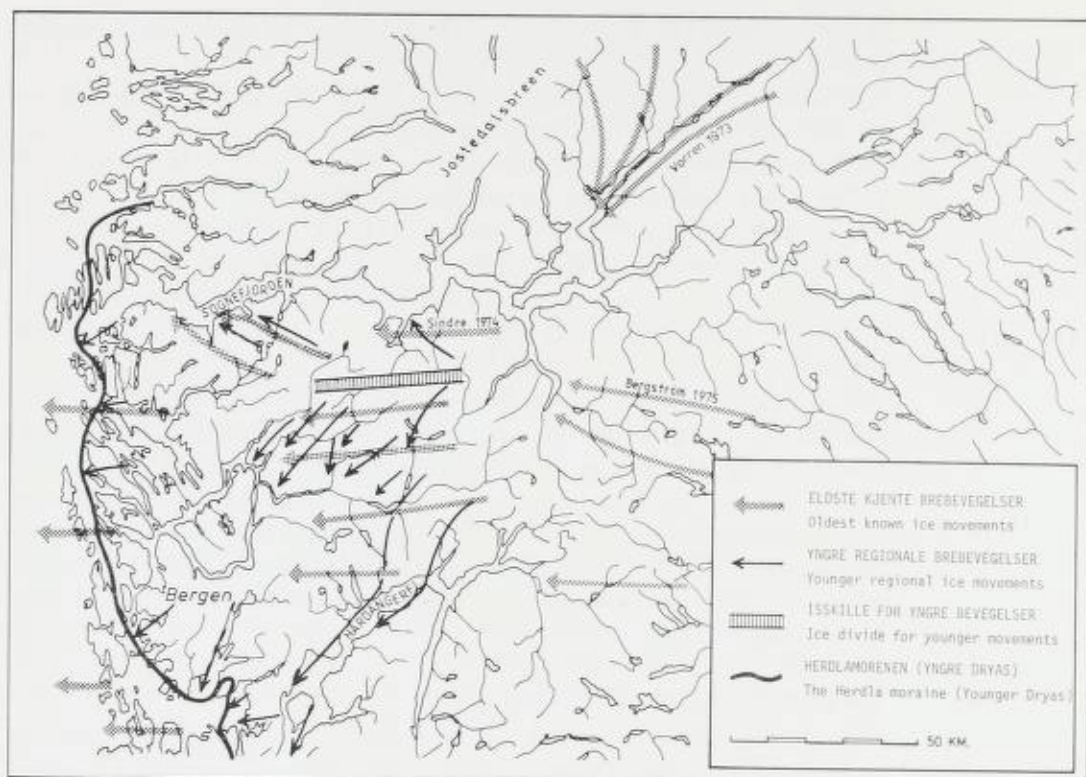


Fig. 4. Rekonstruksjon av isbevegelsene mellom Hardangervidda og Sognefjorden. Kartet er senere modifisert av Hamborg & Mangerud (dette bind) i de sørlige deler. *Reconstruction of ice-movements between Hardangerfjorden and Sognefjorden. Hamborg & Mangerud (this volume) have later provided additional observations and a slightly different interpretation for the Hardangerfjord area.*

delar av Stølsheimen peker yngre striper mer mot nord enn eldre (Bergstrøm 1975). Den sørlige skuringen som Skreden (1967) finner sør for Voss, kan tolkes som resultat av konvergens mot Hardangerfjorden, og den kan være samtidig med den sørvestlige i Stølsheimen. En kombinasjon av disse observasjonene gir et mønster som er vist på Fig. 4, med yngre regionale bevegelser, ut fra et isskille i øst-vestlig retning i Stølsheimen (Fig. 4). Dette isskillet ligger midt i Stølsheimen-fjellplatået hvor det må ha vært et lokalt akkumulasjonsområde. Det generelle bevegelsesmønsteret av de yngre regionale bevegelser (Fig. 4) er sannsynligvis delvis bestemt av drenering mot Sognefjorden og Hardangerfjorden.

De yngre regionale bevegelser (Fig. 4) er en rekonstruksjon av situasjonen under Yngre Dryas. Yttergrensene for isen er etter Aarseth & Mangerud (1974). De yngste skuringsstripene viser at en senere får mer topografisk avhengige brebevegelser. Langs Veafjorden (Pl. 1) følger alle striper fjordens retning, og ved ytre Eidsfjorden (Pl. 1) følger yngre skuring mer fjordens retning enn eldre. I Eksingedalen er det sjelden mulig å finne mer enn en retning i dalbunnen, og denne følger dalens retning. I flere av sidedalene til Eksinge-

dalen er det skuring som viser at dalbreer har fulgt sidedalen ut mot hoveddalen.

DISKUSJON OG KONKLUSJON

I et så sterkt oppskåret landskap som Vestlandet er det meget vanskelig å korrelere skuringsstriper over større områder, fordi brebevegelsene har vært så topografisk betinget. Av samme grunn er det også vanskelig å korrelere israndavsetninger med skuringsstriper lenger inne i landet.

De aller yngste stripene, som følger daler og fjorder, kan generelt korreleres med de yngste israndavsetningene uten større problemer. Fra dannelsesstiden for disse yngste stripene er det bakover i tid en jevn overgang til det vi har kalt yngre regionale brebevegelser (Fig. 4), som viser et Ø-V gående isskille i Stolsheimen. Det er derfor helt klart at de yngre regionale brebevegelser er fra siste fase med en stor innlandsis over Vestlandet, og de kan generelt dateres til Yngre Dryas. En mer presis alder for de yngre regionale bevegelsene og alderen på de eldste stripene er det derimot vanskeligere å utrede, og vi skal diskutere to modeller.

I den første modellen antas de eldste, vestlige striper å være eldre enn 13.000 år før nåtid. De kan da generelt korreleres med de vestlige striper utenfor Herdla-morenen (Aarseth & Mangerud 1974) og, som tidligere antatt, med de eldste stripene i de omkringliggende områder. De yngre regionale brebevegelsene med isskillet over Stolsheimen (Fig. 4), antas å være fra Yngre Dryas, og kan korreleres med Herdla-morenen og skuringsstripene som er samtidige med denne (Fig. 4). Denne modellen gir en rimelig tolkning av de fleste skuringsobservasjoner, og er benyttet av Hamborg og Mangerud (1981 Fig. 9). Denne har imidlertid en iøynefallende svakhet: Som tidligere nevnt (s. 33) lå isfronten under Allerød tid i eller nær Eksingedalen. På denne tiden må det derfor ha vært topografisk avhengige isbevegelser som faller mellom de eldste vestlige og de yngre regionale brebevegelsene, slik deres alder er tolket i denne modellen. Skuringsstriper som er tolket til å være fra slike lokale bevegelser under Allerød er funnet på Kvamskogen (Hamborg & Mangerud 1981), men ikke omkring Eksingedalen.

I den andre modellen legges det vekt på at det ved flere skuringslokaliteter ble funnet en kontinuerlig overgang fra de eldste vestlige til yngre brebevegelser. Dette er bare mulig ved å anta at de eldste vestlige er fra Yngre Dryas, og at isskillet over Stolsheimen ble dannet senere i Yngre Dryas eller tidlig i Preboreal. En konsekvens av denne modellen er at det i Eksingedalsområdet ikke er funnet skuringsstriper som sikkert kan dateres til å være eldre enn Yngre Dryas.

Det er i dag ikke mulig å avgjøre med sikkerhet hvilken av de to modeller (eller eventuelt andre) som er riktig. Vi heller imidlertid sterkest til den første modellen fordi denne best forklarer både det store og hurtige framstøt i Yngre Dryas (Mangerud 1977) og den lobete form på Herdla morenen, hvor f. eks. sidemorener er fulgt langt innover Hardangerfjorden (Follestad 1972). De eldste vestlige tolkes altså til å være eldre enn 13.000 B.P. Skuringsstriper

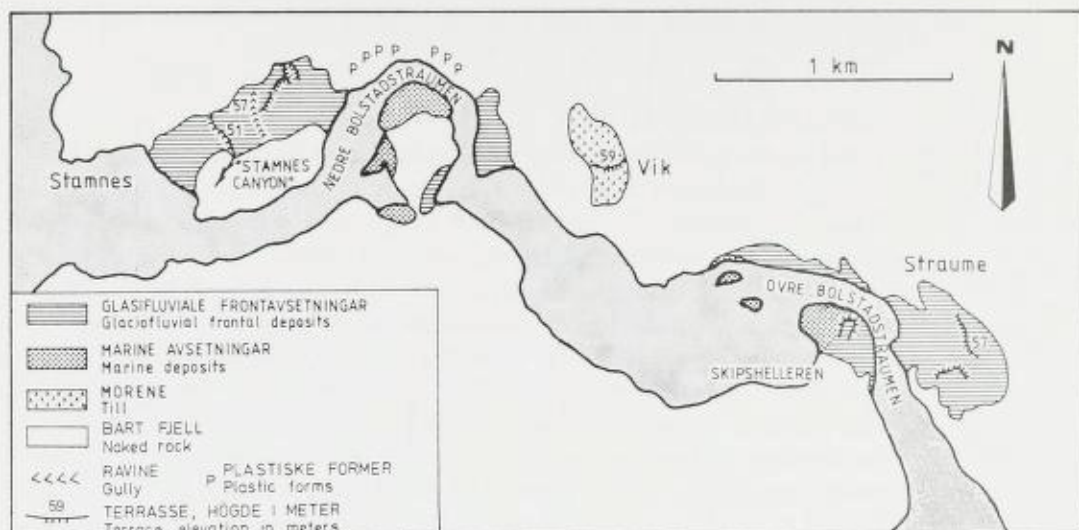


Fig. 5. Isfrontavsetningar ved ytre Bolstadfjorden.
Ice marginal deposits around the outer part of Bolstadfjorden

fra avsmeltingen i Allerød er ikke identifisert, men det er likevel mulig at noen av de målte striper er av denne alder. Under Yngre Dryas ble det dannet et Ø-V gående isskille over Stølsheimen, som ga de yngre regionale brebevegelser. Fra disse er det en kontinuerlig overgang til de yngste, helt topografisk betingete bevegelser.

Isavsmelting

Etter Yngre Dryas har avsmeltingen gått meget raskt. Kalvingen i de dype fjordene var da en særlig viktig ablasjonsfaktor. Dette sees i de ytre kyststrok ved at de yngste stripene nesten alltid konvergerer mot fjordene.

Den raske tilbaketrekkingen i fjordene, førte nødvendigvis til at siste isrestene ble liggende igjen i de større mellomliggende landområdene.

Vi skal beskrive nærmere hvordan avsmeltingen skjedde på sørvestsiden av Stølsheimen, i Eksingedalen og omkringliggende strok.

ISRANDAVSETNINGER UNDER MARIN GRENSE

Bolstadfjorden

Skreden (1967) har behandlet Vosseområdet og dalføret fra Voss til Bolstadøyri. Vi vil derfor først og fremst beskrive avsetningene ved ytre Bolstadfjorden (Fig. 5). I den nordlige delen av fjordinnløpet ved Stamnes (Fig. 5) er det avsatt et glacialfluvialt delta opp til 57 m o.h. Snitt i proksimalsiden viser hovedsakelig godt sortert sand, men det finnes også enkeltlag med 75% grus. I terrasseoverflata er materialet finsand og silt. I distalsiden er det ingen snitt, men tidligere har det vært leirtak der. Beliggenheten av deltaet er sannsynligvis topografisk betinget, ved at tilbaketrekkingen av isfronten stanset opp

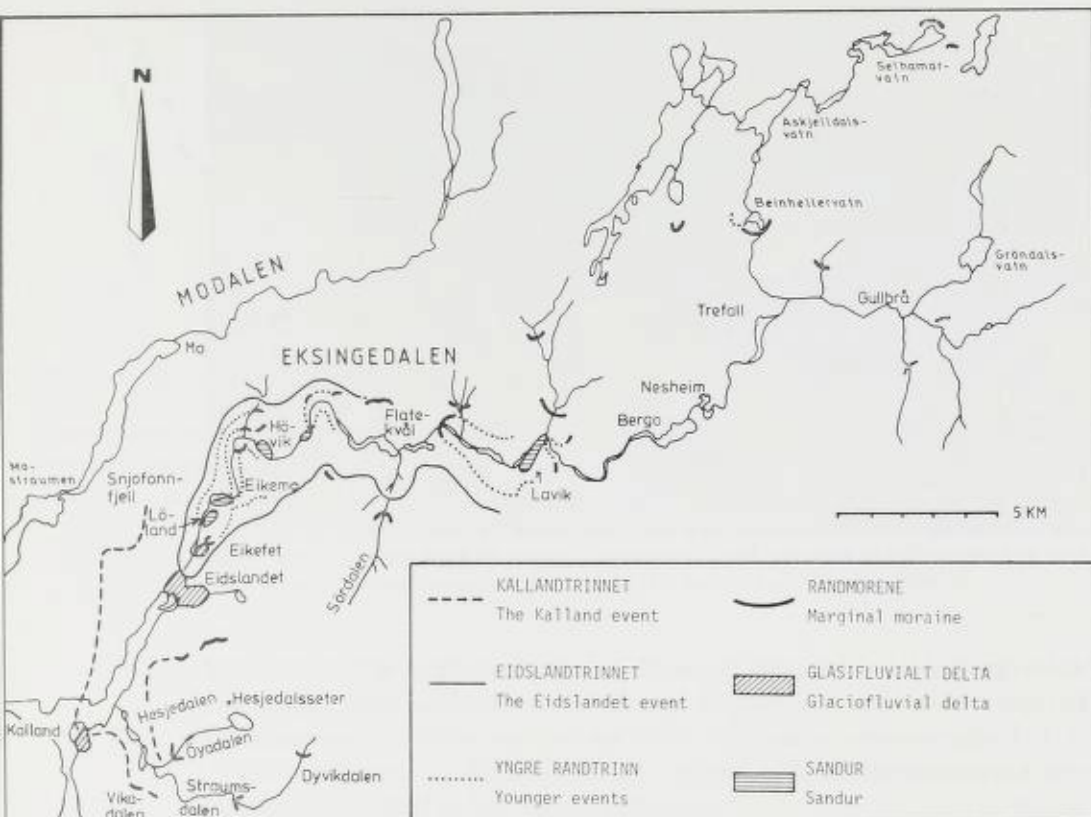


Fig. 6. Rekonstruksjon av is-randtrinn i Eksingedals-området.
Reconstructions of ice-front positions in the Eksingedal area.

da breen ikke lenger kunne kalve i den dype fjorden utenfor. Kolderup (1908) mente at også det sørlige innløpet har vært fylt av glasifluvialt materiale som senere er borterosert. Dette er lite trolig siden det ikke finnes erosjonsrester på sydsiden. En rekke plastiske former i den nordlige fjellveggen indikerer også at det materialførende smeltevannet har rent langs denne.

Ved ø-enden av Nedre Bolstadstraumen (Fig. 5) stikker en markert, 150 m lang, rygg fra den nordøstlige fjellveggen til midt ut i fjorden. Ryggen består av godt rundet glasifluvialt materiale. Den er høyst sannsynlig en topografisk betinget irandavsetning, for midt i fjordløpet ligger en 73 m høy fjellknaus som stenger $\frac{2}{3}$ av fjordens bredde.

Straume ligger 4 km fra fjordmunningen på overgangen mellom den ytre, grunne og den indre, dype delen av Bolstadfjorden. Her er glasifluviale terrasse-rester med toppflate 57 m o.h. Etter erosjonsrestene å dømme, kan deltaet ha hatt en lengdeutstrekning på opptil 1 km, men i dag er mesteparten erodert og materialet resedimentert i fjorden utenfor som over alt er grunnere enn 20 m.

I øvre deler av deltaet veksler materialet mellom finsand og sand, og i nedre deler er materialet grovsand og grus. Et snitt viser også et lite morene-parti med forstyrrete sand- og siltlag foran. Dette indikerer et lite breframstøt

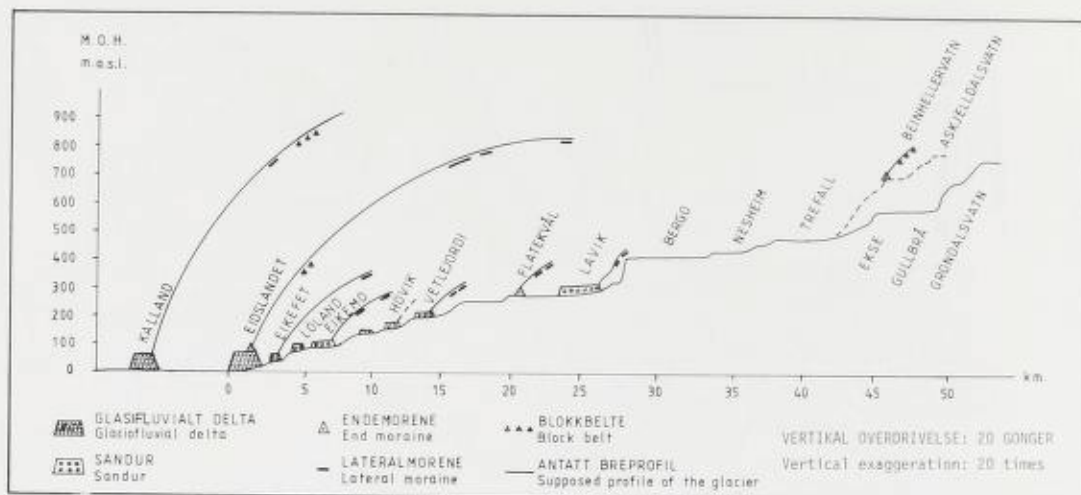


Fig. 7. Lengdeprofil av Eksingedalen med israndavsetninger og rekonstruerte dalbreer. Longitudinal profile of Eksingedalen. Ice-marginal deposits and the surface of the valley glaciers are shown.

under oppholdet ved Straume. Det er likevel mest sannsynlig at oppholdet ved Straume hovedsaklig er topografisk betinget da det her både er en fjordterskel og en kraftig innsnevring av dalen. Sikre sidemorener som kan tilsvare de omtalte frontavsetninger er ikke funnet.

Området ved Eidsfjorden

Fig. 6 og 7 viser en oversikt over randavsetningene ved Eidsfjorden og i Eksingedalen. Ved Eidsfjorden finnes de største avsetningene ved Kalland og Eidslandet. Disse ble av Kolderup (1907) tolket som «det ytre og det indre ra».

Kalland.

I 1907 var det ved Kalland leirtak i distalsiden, ellers ingen snitt (C. F. Kolderup 1907). Senere kunne N. H. Kolderup (1926) observere ulagdelt materiale langt nede på proksimalsiden av Kallandavsetningen.

Kallandavsetningen er 600 m lang, 150 m bred og det høyeste nivået på overflaten er 55 m o.h. Materialet er avsatt i en forsenkning mellom Kallandsklubben i nord og fastlandet (Fig. 8).

Sedimentene på distalsiden er undersøkt ved ekkosondring i sjøen og boring med 54 mm stempelbor på land. Det er tydelig at bukta utover en 250 m lang strekning SV for Kalland er oppfylt av sedimenter. Over alt er det grunnere enn 10 m. På land ligger det relativt tynne lag av glasi-fluvialt materiale over morene.

I proksimalsiden ved fjorden er et stort snitt med godt konsolidert glasi-fluvialt materiale. Inni partier med godt sortert sand finnes opptil $5 \times 5 \times 5$ m store blokker som trolig er isdroppet. Midt i snittet er en erosjonsgrense, 20 m o.h. Over denne ligger et 1 m tykt morenelag. Erosjonsgrensen og morenelaget over kan indikere tilbaketrekning og deretter nytt framrykk av



Fig. 8. Kalland med Eidsfjorden og Eidslandet i bakgrunnen. (Foto Widerøe).
Kalland with Eidsfjorden and Eidslandet in the background. (Photo Widerøe).

brefronten. Alderen på morenelaget er ukjent. Det kan være en del av israndavsetningen. Det kan også være fra Yngre Dryas, og grusen under eventuelt fra Allerød.

Ved nordpynten av Kallandsklubben stikker en blokkrik morenerygg ut i fjorden. Denne er 2 m brei og ca. 1,5 m høy. Ekkosondering viste at ryggen fortsetter utover i fjorden. 200 m fra land ble det tatt en grabbprøve som viste steinholdig silt. Ekkoprofilene viser imidlertid ikke hvor stor del av ryggen som er fast fjell.

Sidemorener som kan korreleres med Kallandtrinnet kan ikke følges sammenhengende over lengre strekninger, men de er stedvis relativt tydelige. I Vikadalen vest for Vikavatnet (Fig. 6 og Pl. 1) er en tydelig øvre grense for morenedekket 170 m o.h. Her er også morenerygger 125 m o.h. Det ser derfor ut til at Eidsfjordbreen under Kallandtrinnet har sendt ei tunge inn i Vikadalen.

Videre innover langs Eidsfjorden er fjordsidene for bratte til at sidemorener kan bli liggende. Men syd for Eidslandet finnes et tydelig blokkbelte i nivået 720–740 m o.h. Lenger øst midt over høyeste passet mellom Eidslandet og Hesjedalseter (Fig. 6) ligger en tydelig morenerygg som er ca. 2 m høy og 70–80 m lang. Denne sidemorenen vil gi bretunga fra fronten og 5 km innover en gjennomsnittlig gradient på 136 m/km. Denne verdien er relativt høy, men også Anundsen (1972), Aarseth & Mangerud (1974) og Vorren (1973) finner gradienter på over 100 m/km nær fronten på lignende fjordbreer. Topografien ved Eidsfjorden kan kanskje best sammenlignes med de trange Ryfylkefjordene hvor Anundsen (1972) f. eks. har funnet en gradient på 137 m/km for Økstrafjordbreen. Det er ellers vanlig at små diffluente bretunger er meget bratte (Vorren 1972, p. 10).

I den vestlige dalsiden ovenfor Eidslandet finnes et tydelig belte av flytt-



Fig. 9. Isfrontavsetninga ved Eidslandet. Sammenlign Fig. 10.

(Foto Fjellanger-Widerøe A/S).

The frontal deposit at Eidslandet. Compare with Fig. 10. (Photo Fjellanger-Widerøe A/S).

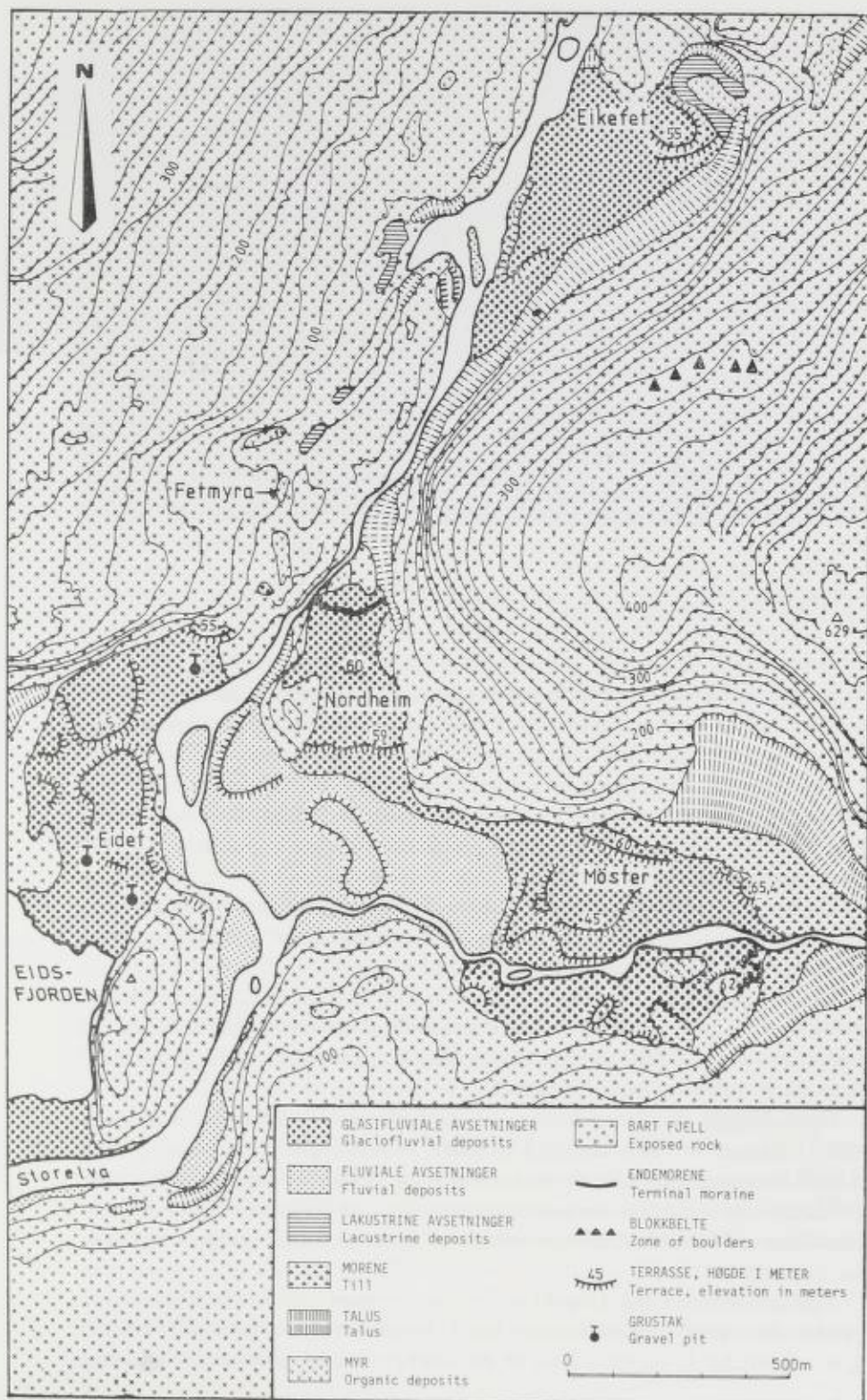
blokker, bl. a. kvartsdioritt der den lokale berggrunnen er gneis, 860 m o.h. Hvis en korrelerer disse med frontavsetningen på Kalland, vil det gi breoverflaten en gjennomsnittsgradient på 100 m/km: 0–8 km fra fjordnivået ved fronten.

E i d s l a n d e t.

Ved Eidslandet ligger terrasserester opp til 60 m o.h. Glasifluviale masser er avsatt over et område på 0,8 km² ved Eide, Nordheim og Møster (Fig. 9). Kolderup (1908) har beskrevet terrassene, unntatt den største og høyestliggende. Denne ligger lengst øst ved Nordheim og er 300 m lang, 200 m bred og 60 m høy. Fra Nordheim ligger en rekke lavere erosjonsterrasser utover mot Eidet. Sjøkart og ekkoprofil viser at bunnen i innerste del av Eidsfjorden skrår jevnt utover, noe som kan tyde på at store sedimentmengder er avsatt i innerste del av fjorden.

De fleste snitt ved Eidslandet viser lagdelt grus og sand. Lagene faller ut mot fjorden. Øverst er det horisontale topplag. I det nordlige snittet ved Eidet (Fig. 10) er det nederst en 3 m tykk sekvens med relativt horisontale bunnlag der materialet veksler mellom tynne finsand-, silt- og leirlag. Resten av snittet består av vekslende sand- og gruslag med fall ut mot fjorden (Fig. 11). Avsetningene ved Nordheim–Eidet er rester av et stort glasifluvialt delta avsatt fra Eksingedalen. De lavere terrassene er dannet ved erosjon og avsetning under den senere landhevningen.

Fig. 10. Kvartærgeologisk kart over området omkring Eidslandet.
Quaternary map of deposits at Eidslandet.



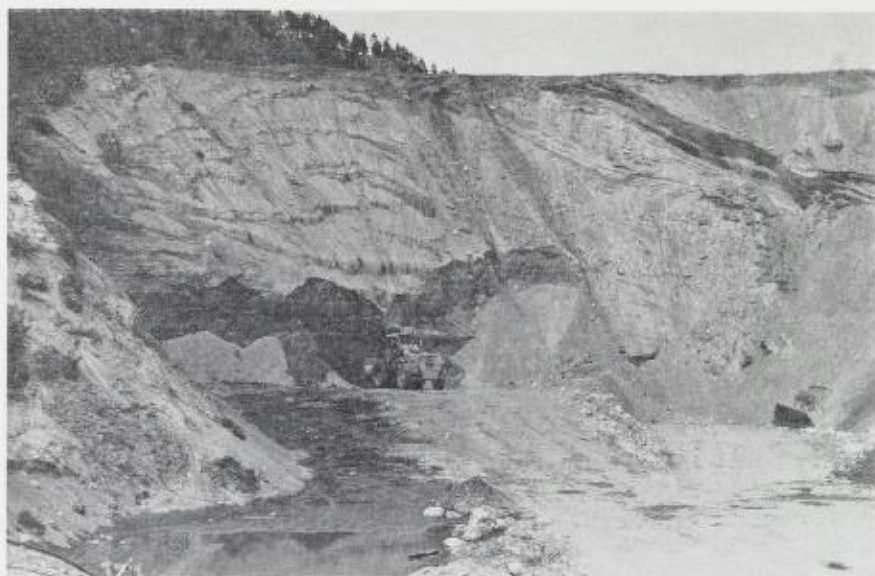


Fig. 11. Skrålag i det NV-lige snittet ved Eidet (Fig. 10). Lagene faller mot SSV, ved maskinen er det finkornete bunnlag.

Foreset beds in the northwestern gravel pit at Eidet (Fig. 10) The beds dip towards SSW. At the base are fine-grained bottomsets.

Lengst proksimalt på Nordheimterrassen ligger en opptil 2m høy morenerygg tvers over hele terrasseflaten. Denne viser at breen ved slutten av oppholdet ved Eidslandet har gjort et lite framstot.

Avsetningene ved Møster er kommet fra dalen i øst, og de består av sand og grus. Her er flere terrasser i samme nivåer som ved Eidet. Øverste terrassen stiger slakt innover dalen, denne kan derfor være bygget opp som sandurdelta over havnivå.

De store frontavsetningene ved Eidslandet tyder på at isen har hatt et relativt langt opphold her. Dette kan delvis forklares ved at det her ble så grunt at kalvingen i fjorden stoppet opp.

Det er også funnet en rekke sidemorener som kan korreleres med Eidslandavsetningene. I lia SØ for Eikefet (Fig. 10) er et tydelig blokkbelte som kan følges over en strekning på over 200 m. Nord og sør for denne er fjellsida for bratt til at materiale kan bli liggende.

De tydeligste sidemorenene finnes i fjellsida sør for Neset ca. 750 m o.h. (Pl. 1). Her er et belte med 2-3 parallelle morenerygger som kan følges ca. 1 km i overgangssona mellom bratt dalside og fjellvidde. Også i dalsida nord for Neset ligger tydelige morenerygger i nivået 740-770 m o.h. Målt fra sidemorenene ved Neset hadde breoverflaten en gjennomsnittlig gradient på 80 m/km de nederste 7 km.

I dalsida sør for Lavik (Fig. 6) er det morenerygger 820 m o.h. Hvis en korrelerer disse med Eidslandtrinet, stiger isoverflaten fra Flatekvål til Lavik gjennomsnittlig 25 m/km. Dette er en rimelig gradient så langt fra isfronten



Fig. 12. Glasifluvialt delta med iskontaktsskråning ved Eikefet, sett mot SV.
Glaciofluvial delta with the ice-contact slope facing the photographer, at Eikefet. Photo towards SW.

når dalbunnen er flat. Lenger opp enn Lavik finnes ikke sidemorener. Trolig har dalbreen her gått over i en platåbre.

E i k e f e t.

Ved Eikefet (Fig. 10) ligger en glasifluvial frontavsetning som er terrassert i nivåene 45, 50 og 55 m o.h. Disse nivåene samsvarer med terrassenivåer ved Eidslandet, og det er derfor rimelig at fjorden har stått inn til Eikefet etter at breen smeltet tilbake fra Eidslandet. En annen indikasjon på dette er et teppe av finsand og silt som finnes flere steder mellom Eidslandet og Eikefet. Også proksimalt for frontavsetningen på Eikefet ligger silt over grovere materiale opptil et nivå på ca. 40 m o.h.

Proksimalskråningen i Eikefetavsetningen er trolig dannet ved iskontakt (Fig. 12), og det er sannsynlig at materialet ble avsatt framfor ei bretunge som lå i den østlige delen av dalbunnen mellom Eikefet og Eikemo.

Den tydeligste av sidemorenene som kan korreleres til Eikefetavsetningen, er en rygg 350 m o.h. nordvest for Høvik (Fig. 13). Flybildene viser også morenerygger i tilsvarende nivåer i den sørlige dalsiden.

EKSINGEDALEN OVER MARIN GRENSE

Fra Eikefet stiger dalen bratt til 600 m o.h. ved Gullbrå 5 mil lenger opp. Det er karakteristisk at stigningen skjer trinnvis (Fig. 7). Mellom fossene er gjerne dalbunnen flat over strekninger på opptil 5 km. På de flate dalpartiene i nedre halvdel av dalen ligger en rekke avsetninger som har bestemte felles-trekk. De kan karakteriseres som blokksletter med kantrundete blokker i overflata. Blokkene er størst proksimalt, de blir gradvis mindre nedover. Ellers utgjør sortert stein, grus og sand det meste av materialet i overflata. Samme materialtype kan sees 6–7 m nedover i noen snitt.

Disse avsetningene er bygget opp 10–30 m høyere enn elvenivået i dag. På fjelltersklene nedenfor synes det de fleste steder ikke å være noen postglasial erosjon av betydning.



Fig. 13. Sidemorene i Tverrdalen NV for Høvik, sett mot N.
Lateral moraine in Tverrdalen NW of Høvik. Photo towards north.

På grunnlag av form og materialinnhold er avsetningene tolket som sandur avsett foran dalbreen under isavsmeltingen. En støtte for denne tolkingen er at det finnes sidemorener som kan korreleres med de fleste sandurene. Ved Høvik og Lavik er det videre en tydelig iskontaktskråning proksimalt.

Et problem med denne tolkingen er at avsetningene har små gradienter nedover dalen, enda mindre enn elva i dag. De er også høyere midt i dalen enn på sidene. Dette kan skyldes postglacial erosjon.

Løland

Den nederste sanduren ligger Ø for elva ved Løland (Fig. 6, Pl. 1). Sanduren har rotpunkt 90 m o.h. mens dagens elvenivå ved Løland er ca. 65 m o.h. Smeltevannet har kommet fra Eikemo (Fig. 6) gjennom et pass Ø for dagens elv og avsatt sanduren langs den østlige fjellsiden, mens dagens elv renner langs den vestlige fjellsiden. 250–400 m nedenfor sandurens rotpunkt er ca. 3 m høge terrassekanter som kan være sider i glasifluvale løp. Ved rotpunktet er materialet $\frac{1}{2}$ m store blokker med sand imellom, og ved terrassekantene er det sand. Et snitt aller nederst på Løland viser laminert finsand, som kan være avsatt ved isdemning langs dagens elv.

Eikemo

Ved Eikemo starter en blokkrygg i øst der dalen flater ut og svinger mot vest (Fig. 6). Blokkryggen kan følges nedover dalen sør for Eikemogardene over en strekning på 800 m. Materialet er grovt proksimalt, med blokker på opptil 2 m i diameter. Både blokker og steiner er relativt godt rundet. Materialet er sannsynligvis avsatt som en sandur fra Bretunga som en tid lå i dalsvingen like øst for Eikemo. Vest for Høvik ved utløpet av Tverrdalen ca. 230 m o.h. ligger sidemorener som kan korreleres til Eikemosanduren.

Høvik

Den neste sanduren ved Høvik (Fig. 6 og 14) er 300 m lang, 150 m brei og oppbygd til 15 m over dagens elvenivå. Store deler av en oppdyrket slette på

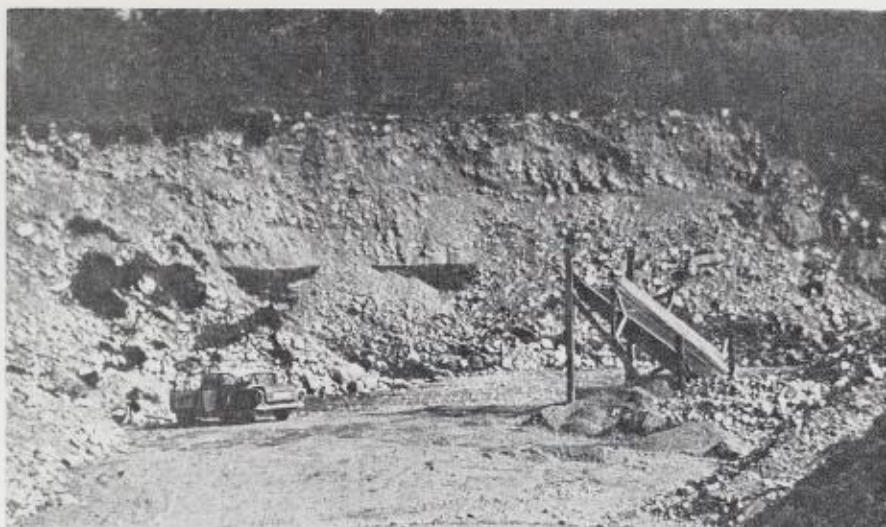


Fig. 14. Snitt nær vest-enden av sanduren ved Høvik. Elva er til høyre like utenfor bildet. Foto mot SØ.

Section in the western part of the sandur at Høvik. The river is just outside the right-hand margin of the photograph. Photo towards SE.

nordsiden av blokksetten er sannsynligvis en del av sanduren. Dette er den eneste av de antatte sandurene hvor det er et godt snitt. De nederste 2 m består av lagdelt sand og finsand. I den øverste 6 m tykke delen er materialet grus, stein og blokker (Fig. 14), men ikke så store blokker som ved de andre sandurene. I den øverste grovkornete delen er lagdelingen mer utydelig (Fig. 14). Lagene faller slakt nedover dalen.

Vetlejord

Ved Vetlejord like ovenfor Høvik er materialet meget grovt med blokker på opptil 2 m i diameter i den proksimale delen. Utover den 350 m lange strekningen mot den distale delen av sanduren blir blokkene mindre.

I Juvbotnen mellom Vetlejord og Nese (Pl. 1) ligger sidemorener som kan korreleres til Vetlejordsanduren, bl. a. en 4 m høy rygg 350 m o.h. i den nordlige dalsiden. Korrelerer en denne til Vetlejordsanduren, må brecoverflata ha hatt en gjennomsnittlig gradient på 73 m/km de første 1,5 km fra fronten.

Flatekvål

Ved østligste gardene på Flatekvål ligger en tydelig endemorene (Fig. 6) som sør for elva er klistret mot fjellknauser. I den nordlige dalsiden kan ryggen stykkevis følges opp til ca. 380 m o.h. Endemorenen ved Flatekvål viser trolig et mindre framstøt av isfronten.

Lavik

Ved Lavik ligger den største av sandurene som er 2,5 km lang, gjennomsnittlig 150 m brei, og overflaten ligger ca. 15 m høyere enn elva i dag. Elva har skåret

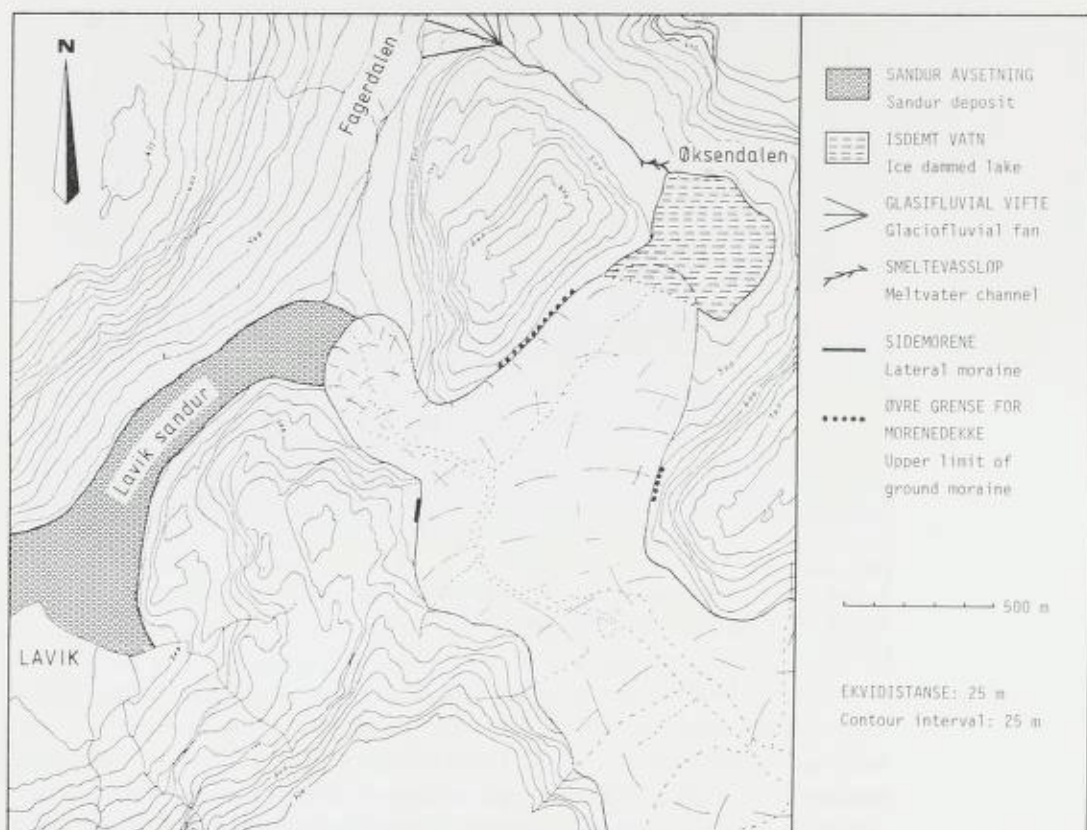


Fig. 15. Rekonstruksjon av Lavik-trinnet og den bredemte sjøen i Øksendalen.
Reconstruction of the Lavik event, and the ice-dammed lake in Øksendalen.

seg dypest ned lengst distalt, så gradienten på sanduren er mindre enn elvegradienten i dag. Sanduren har en rekke fellestrekk med de andre sandurene nedover dalen. Men materialet er dårligere rundet enn i noen av de andre.

Lenger oppe i dalen finnes det sør for Øksendalen sidemorener som kan korreleres til Laviksanduren, særlig tydelig er en skarp rygg sør for elva (Fig. 15) ca. 420 m o.h. I samme nivå nord for elva sees en tydelig øvre grense for et morenedekke som under grensen er relativt sammenhengende. Disse sidemorenene indikerer at isoverflaten nær fronten hadde en gradient på over 100 m/km da Laviksanduren ble dannet.

Fig. 15 viser en rekonstruksjon av avsmeltingen i Lavikområdet. I Øksendalen har det åpenbart vært en bredemt sjø som har drenert mot vest over et pass til Fagerdalen. På passet 468 m o.h. nær Øksendalgardene er et 100 m langt, 20 m bredt og 6–7 m dypt erosjonsløp i morene. Der smeltevannet har rent ut i Fagerdalen ligger en 250 × 250 m stor glasiofluvial vifte som er langt større enn det den vesle bekken som renner der i dag kan tenkes å ha avsatt. I Øksendalen er det bresjøsedimenter opp til samme nivå som utløpspasset. Sedimentene ligger som hauger med godt sortert sand innerst i dalen ved husa, og et tynt sandlag nedover markene.

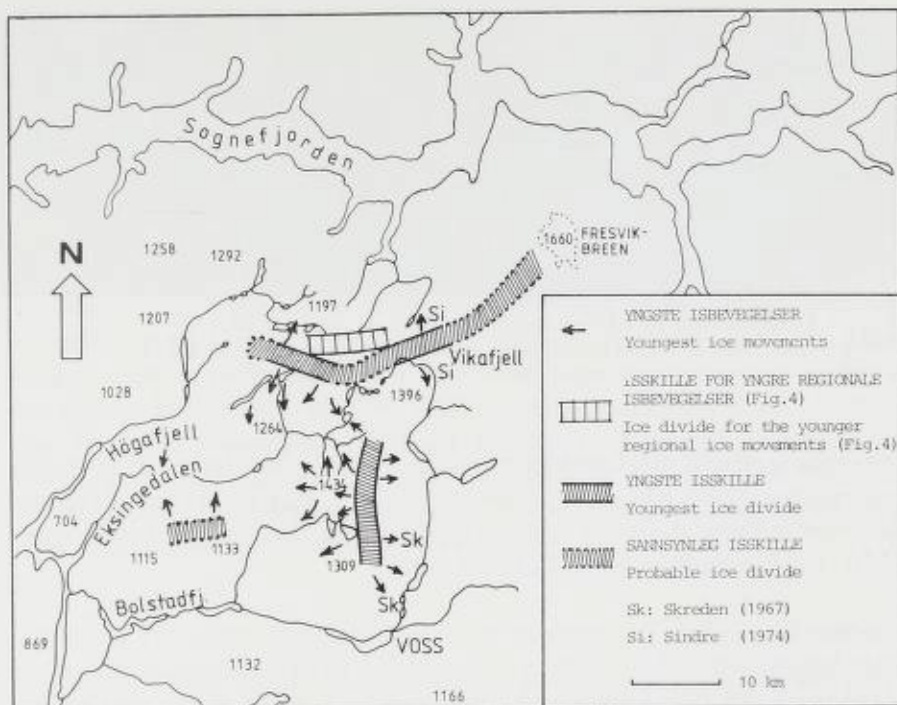


Fig. 16. De yngste isbevegelsene i Stolsheimen. Disse antas å være fra små platåbreer som fantes i fjellområdene etter at dalene ble isfrie.

The youngest ice movements in Stolsheimen. The striae are assumed to derive from small plateau glaciers in the mountains after the valleys were deglaciated.

Nesheim

Ved Nesheim har elva under avsmeltingsperioden hatt andre løp enn i dag. Innløpet i bassenget har vært 400 m lenger nordvest enn nå, over et høyreliggende passpunkt. Ved dette finner en godt rundet grus og stein, dessuten jettegryter. Det nye elveløpet er utrodert i fyllitt, og den postglasiale erosjonen kan anslås til minst 8 m.

Rundt nesten hele Nesheimsbassenget er det terrasser 7 m over dagens vannivå. Dette nivået samsvarer nøyaktig med høyden på et passpunkt i fjell i det sørøstlige hjørnet av bassenget. I fjellet ved passpunktet er det slipte og avrundete former, og det er tydelig at her har vært en stor foss. Under fossen ligger en stor haug med slipte og delvis runde blokker. — Senere har elva tatt nytt løp i det vestlige hjørnet av Nesheimsbassenget. Dette løpet var trolig demt av is eller løsmasser da elva rant over det sørøstlige passet.

DE SISTE ISRESTENE I FJELLOMRÅDA

I noen fjellområder ser det ut til å ha ligget lokale platåbreer etter at dalene ble isfrie (Fig. 16). De viktigste indikasjonene på dette er ung frisk skuring med retninger som avviker fra de regionale. Enkelte lokalmorener finnes også.

Høgafjellsområdet

Høgafjellsområdet (Fig. 16) 1020 m o.h. mellom Eksingedalen og Modalen er



Fig. 17. Proksimalsiden av lokalmorene N for Flatekvål, sett mot SØ.
The proximal slope of a local end-moraine north of Flatekvål; view towards SE.

arealmessig relativt lite. Området er nakent, og det er bare funnet en 20 m hög endemorene 520 m o.h. N for Flatekvål (Fig. 17), men skuringsobservasjoner kan også indikere at det har ligget en platåbre over Høgafjell etter at Eksingedalen ved Flatekvål og lenger nede var isfri.

Fjellområdet mellom Eksingedalen og Bolstadfjorden

Det høyeste fjellområdet mellom Eksingedalen og Bolstadfjorden når opp i 1133 m o.h. På flere lokaliteter i dette området viser de yngste skuringsstripenes isbevegelser mot nord. Sør for de høyeste fjellpartiene er det ikke gjort skuringsobservasjoner. Isskillet (Fig. 16) var her sannsynligvis plassert slik en kan vente det ut fra topografien, dvs. over høyeste fjellpartia.

Også i dette området er det svært lite løsmasser. Bare i noen dalsenkninger finnes morene. En av disse er Sördalen (Fig. 6 og Pl. 1) hvor morenedekket stedvis er sammenhengende. 540 m o.h. har Sördalselva skåret seg ca. 10 m ned i løsmateriale. Moreneoverflaten er her sterkt påvirket av postglasiale prosesser, og det er derfor usikkert om de ryggformene som finnes er endemorener eller bare erosjonsrester av dalfyllinger.

Området mellom øvre Eksingedalen og Sognefjorden

På grunnlag av yngste skuringsstripenes i dette området kan et isskille rekonstrueres i øst-vestlig retning (Fig. 16) omtrent midt etter Stølsheimen. Her må det ha vært en platåbre som sannsynligvis har vært sammenhengende med en bre der Fresvikbreen ligger i dag. Dette samsvarer også med Sindres (1974) observasjoner på Vikafjell. Det yngste øst-vestlige isskillet synes å ha vært mer topografisk betinget enn det tilsvarende isskillet ved slutten av Yngre Dryas (Fig. 4). I forhold til dette har det fått en forskyvning mot sør (Fig. 16) i området mellom Askjellfjell og Vikafjell (Pl. 1).

Platåbreen mellom øvre Eksingedalen og Sognefjorden har avsatt flere endemorener (Pl. 1). Tydelige eksempler på slike finnes ved Skjerjevåtn. Lenger øst i Stølsheimen ligger lokalmorener i Norddalen 710 m o.h. Nord for Selhamarvatn 890 m o.h. viser en buformet endemorene at breen her har beveget seg mot nord, noe som støttes av skuringsobservasjoner i samme område.

Området mellom øvre Eksingedalen og Voss

Fra fjellplatået mellom Eksingedalen og Voss peker skuringsstriper ut i alle retninger (Fig. 16). På kanten av fjellplatået mot Voss fant Skreden (1967) og Mangerud og Skreden (1972) sørøstlig skuring som de antok var forårsaket av en mektig isbre med senter omtrent midt i Stolsheimen. Denne breen beveget seg tvers over Vossedalforet og de 1300 m høge fjella sør for Voss. Hvis dette er riktig, skulle denne retningen kunne finnes langt inn mot et stort issenter i Stolsheimen. Det er imidlertid ikke gjort. Vi antar derfor nå at de sørlige stripene sør for Vossedalforet er betydelig eldre enn samme retning nord for dalforet. De på sorsiden kan korreleres med de sørvestlige nord for dalen (Fig. 4) mens de sørlige nord for Voss er langt yngre og stammer fra en lokalbre mellom Eksingedalen og Voss. Endemorenene etter denne breen er utydelige. Nord for Volavatn har det ligget morenemasser som nå i hovedsak er brukt til en demning der. Utydelige morenerygger finnes videre nord for Kvitenosplatået i Sødalen og Torvedalen. Sindre (1973) har også funnet spor etter lokalglasiasjon i Vikafjellsområdet.

Datering av isavsmeltingen

Det er ikke funnet noe daterbart materiale i israndavsetningene. Vi har derfor forsøkt to andre veletablerte metoder for å datere isavsmeltingen, nemlig å korrelere isavsmeltingen med strandlinjer, og å datere de eldste lakustrine sedimenter med ^{14}C og pollen, for derved oppnå en minimumsalder for avsmeltingen.

POLLEN OG ^{14}C DATERING

Vi har boret flere steder, men bare ved Stamnes ble boringen vellykket med hensyn til å datere isavsmeltingen. Litho- og pollenstratigrafien blir behandlet i et senere kapittel. Dateringene ga 9760 ± 180 år B.P. (T-1487) som er en minimumsalder av både isavsmeltingen og marin grense. Både litho- og pollenstratigrafien indikerer imidlertid at det daterte sedimentet ble avsatt umiddelbart etter isavsmeltingen (Fig. 21).

Kalland og Stamnes må ha blitt isfrie omtrent samtidig. Det viser seg også at polleninnholdet i leire fra den proksimale delen av Kalland-avsetningen er dominert av *Betula*, *Pinus* og *Ericales*, og er svært lik den underste del fra Stamnes.

Ved Eidslandet er det talt 87 pollenkorn i bunnlagene i isranddeltaet. Av disse er det 32 *Betula* og 37 *Gramineae*, og det er omtrent like mange AP som NAP.

MG-TERRASSER

Terrassemålinger er utført i Indre Nordhordland av C. F. Kolderup (1908), Kaldhol (1941) og Undås (1945). De har påpekt det interessante forholdet med lavere marine grenser i dette området enn lenger nord og sør. Dette blir av de fleste tolket som resultat av sen isavsmelting. Skreden (1967) har diskutert

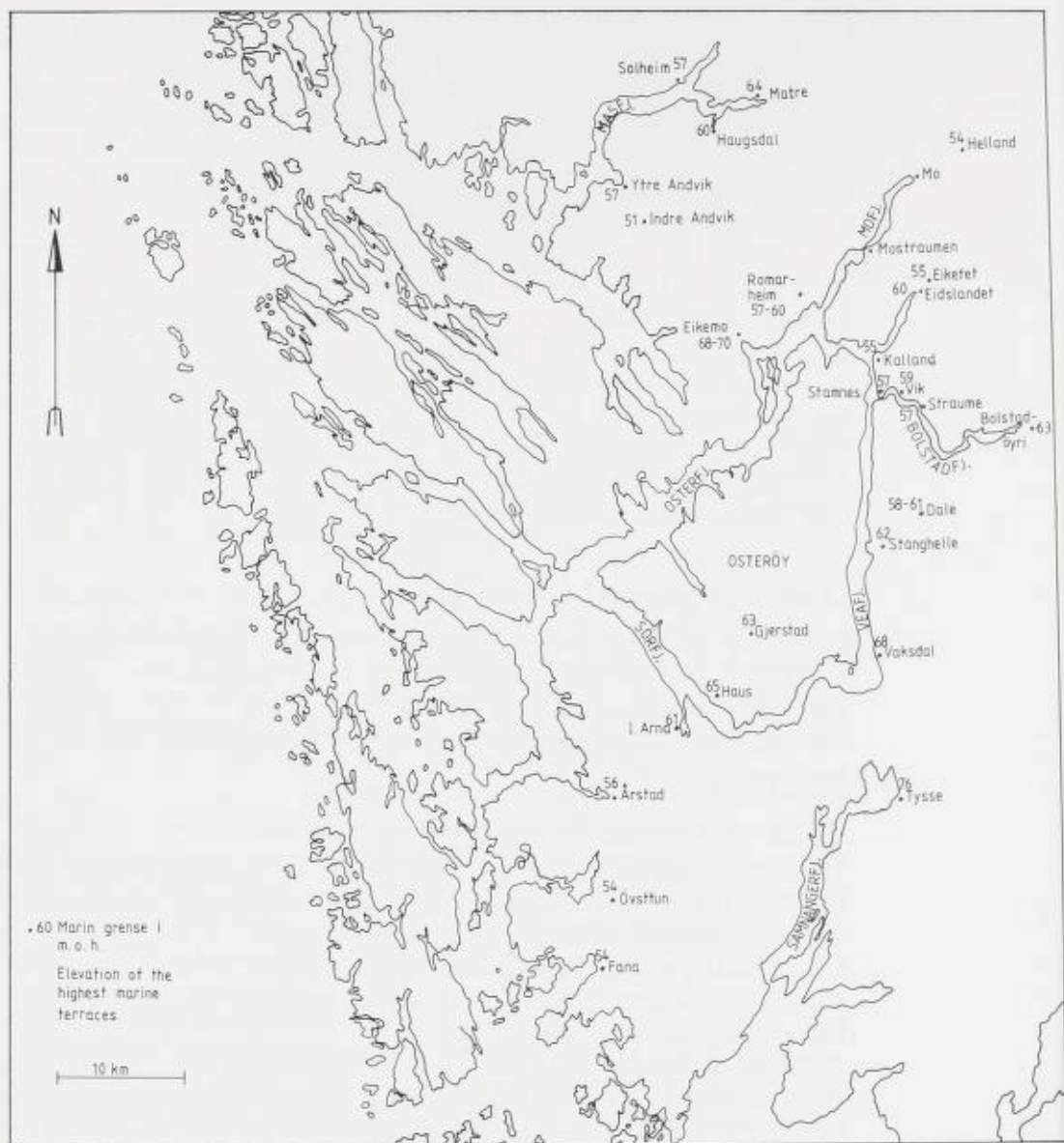


Fig. 18. Kart over lokaliteter med målt marin grense (MG).

Map of localities with measured marine limit.

marine terrasser i området Bolstadøyri-Voss, og Nordahl-Olsen (1977) har målt MG-terrasser i området Osterfjorden-Mofjorden.

Området Masfjorden-Osterfjorden-Mofjorden (Fig. 18)

I Masfjorden har Kolderup (1908) målt MG ved ytre Andvik (57 m), indre Andvik (57 m), Haugsdal (60 m), Solheim (57 m) og Matre (64 m).

Ved Eikemo ved Osterfjorden har Kolderup (1908) angitt MG til 70 m o.h.

Terrassen på 79 m o.h. ved Eikemo mener han er bygget opp over havnivå. Nordahl-Olsen (1977) antar at MG ved Eikemo er 68–70 m o.h., og dette har vi brukt i Fig. 19. Ved Romarheim har Kolderup (1908) nivellert MG til 57 m o.h. Nordahl-Olsen (1977) angir 74–75 m o.h. på øvre deler av den skrånende terrasseflaten ved munningen av Romarheimsdalen. Etter diskusjon med Nordahl-Olsen og vurdering av høydene oppgitt på økonomisk kartverk, antar vi at MG i nedre deler av Romarheimsdalen er 57–60 m o.h., som er nivået på de største terrasseflatene. Ved Mo (nedre Helland) har Kolderup (1908) angitt 53 m o.h., og Nordahl-Olsen (1977) har målt 51–52 m o.h. for de store terrasseflatene ved nedre Helland.

Området ved Eidsfjorden

Ved Kalland (Fig. 8 og 18) er høyeste flate angitt av Kolderup til 51,6 m o.h. På toppen av hovedavsetningen er det imidlertid ikke noe horisontalt nivå. Noe nordvest for denne ligger en ca. 20 × 20 m store flate 55 m o.h. Denne ligger beskyttet mot erosjon, og representerer sannsynligvis MG ved Kalland.

Ved Eidslandet (Fig. 10) ligger store glasifluviale avsetninger med en rekke terrasserte nivåer. Lengst øst ved Møster (Fig. 10) ligger f. eks. flere nivåer som tilsvarer nivåene ved Eidet. Avsetningene ved Møster kan tolkes som et glasifluvialt delta eller sandurdelta avsatt fra dalen i øst. Argumentet for sandurdelta er at overflaten skråner fra 65,4 m-nivået proksimalt til 60 m-nivået distalt. Mesteparten av dette kan da være bygget opp til over havnivå. Da det i dag bare er små terrasserester igjen, er imidlertid dette vanskelig å avgjøre sikkert. Den østlige 65,4 m-flaten er 20 × 30 m stor og horisontal, med tydelig knekk mot skråningen bak. Denne flaten kan ha blitt utviklet ved fluvial erosjon.

Konklusjonen er at ca. 60 m er den mest sannsynlige MG for Eidslandet-området, da dette nivået både er representert ved den forholdsvis store terrasseresten på Møster, og den øverste flaten ved Nordheim som er 59 m o.h. i distalkanten, men ca. 60 m o.h. lenger inne i følge økonomisk kart M 1:1000.

Området Bolstadfjorden–Voss (Pl. 1)

Ved Stamnes (Fig. 5 og 18) har C. F. Kolderup (1908) nivellert terrassen til 56,8 m o.h. Dette stemmer bra med 1:1000-kartet som viser 57 m o.h. proksimalt ved den nordlige fjellsiden. Dette er høyeste del av den største terrassen. Pollenlokaliteten ved Stammesterrassen har et terskelnivå på 59 m o.h., selv om dette er langt inne i fjorden, kan det nevnes at det her ikke er funnet marine indikatorer (Fig. 21). 57 m o.h. er på bakgrunn av dette en sannsynlig verdi for MG ved Stamnes.

Ved Vik (Fig. 5) er det to terrasser som ligger mer beskyttet enn de andre terrassene ved Bolstadstraumen. Den øverste terrasseflaten er 100 × 75 m stor. Vi har her nivellert fra fjorden og fått 59 m o.h. midt på terrasseflata. Den sørlige terrassekanten ligger 2 m lavere, og knekkpunktet mot den nordlige skråningen bak ligger 2 m høyere enn det nivellerte nivået.

Ved Straume (Fig. 5) viser nivellering at sentrale deler av den østligste

flaten (Fig. 5) ligger 57 m o.h. Flaten stiger svakt fra den vestligste terrassekanten mot den østligste fjellsiden, men midt på er flaten horisontal langs et snitt i retning N-S. Flaten er altså ikke vifteformet, så selv om en del materiale er kommet fra sidene, har fjorden sannsynligvis stått opp til 57 m-nivået.

Storstedelen av den største og sørligste terrasseflaten ved Straume ligger litt lavere enn 57 m o.h. Vestkanten av denne flaten ligger imidlertid 57 m o.h., så resten av flaten må være erodert, noe som er rimelig ved den strie Bolstadstraumen. Øst for de største flatene ligger en 9×4 m stor terrasse 65,6 m o.h. Denne, som ikke er vist på Fig. 5, er så liten og utydelig at den er vanskelig å tolke. Sannsynligvis representerer den ikke noe MG-nivå. Konklusjonen blir at MG er 57 m o.h. ved Straume.

Ved Bolstadøyri (Pl. 1) er MG 64 m o.h., målt på en terrasse ved stasjonen (Kolderup 1908). Skreden (1967) angir 62 m o.h. for høyeste terrasserte nivå i dalsiden ved stasjonen. Ved Fadnes (Pl. 1) ligger et glasifluvialt delta med horisontal toppflate som vi har målt med Paulin til 67 m o.h., det samme som Kolderup (1908). Ved Evanger er MG 65 m o.h. ifølge Kolderup (1908). Skreden (1967) har målt 72 m o.h. på en terrasse i bekkevifte, han antar likevel at marin grense er 65 m o.h. Ved Geitle (Pl. 1) er høyeste terrasserte flate 82 m o.h., på vestsiden av elven (Skreden 1967). Ved Dyrvodalen (Pl. 1) er det bygget opp et delta til 80 m o.h. (Skreden 1967). Flere har diskutert MG i Vosseområdet, sist Skreden (1967), som konkluderer med at den store terrassen 97 m o.h. ved munningen av Bordalen (Pl. 1) representerer MG.

Området Veafjorden – Sørfjorden – Samnangerfjorden – Bergen

Vi har med Paulin målt den største terrassen i østre dalside ca. 1 km sør for Dale sentrum (Pl. 1). De store flatene midt på og distalt på terrassen, ligger 58–61 m o.h., som vi antar er et godt mål for MG. Ved Stanghelle (Pl. 1) er MG målt til 62 m o.h. (Kolderup (1908), og 61 m o.h. (Skreden 1967). Ved Vaksdal (Fig. 18) angir Kolderup (1908) MG til 68 m o.h. Ved Mjeldheim, Indre Arna, har vi med Paulin målt de høyeste terrassene på begge sider av elva til 61 m o.h. som antas å være en god MG-måling.

På Osteroya har Kolderup (1908) målt MG ved Gjerstad til 63 m o.h., og ved Haus har vi målt MG til 65 m o.h. Ved Tysse i Samnanger har vi på N-siden av elva målt den øverste, smale terrassen til 76 m o.h. På S-siden av elva er det en flat terrasse ca. 30–40 m lang og 15–20 m brei, som er målt til 75 m o.h. med Paulin. MG settes derfor til 74–76 m o.h.

For Bergensområdet har vi hentet følgende MG-målinger fra Kolderup (1908): Fana 54 m o.h., Øvsttun 54 m o.h. og Årstad 56 m o.h.

ISOBASER

Det har ikke vært mulig å korrelere terrasser i området sikkert nok til å konstruere nye isobarer. Vi har derfor benyttet isobasene fra Aarseth og Mangerud (1974), ved å ekstrapolere disse innover landet som buete linjer parallelle med isobasene i ytre strøk. Aarseth og Mangerud (1974) konstruerte

isobasene på grunnlag av relativt få punkter. Den ekstrapolasjon vi nå har gjort innover landet medfører en ny usikkerhet, men feilene i isobaseretningen er neppe utslagsgivende for våre konklusjoner. Usikkerheten i både feltmålingene og tidskorrelasjonene av terrassene antas å gi større usikkerhet enn isobaseretningene.

KONSTRUKSJON AV STRANDLINJEDIAGRAM

Vi har få dateringer av de relative havnivåene, og også andre korrelasjoner av terrassenivåene er vanskelige. V har derfor valgt å konstruere et teoretisk strandlinjediagram, og så teste og eventuelt modifisere dette med felldataene.

Som utgangspunkt har vi benyttet to linjer. Den ene er Yngre Dryas-linjen etter Aarseth og Mangerud (1974). For denne har vi benyttet gradienten 1,3 m pr. km, som er gradienten i Ytre Nordhordland.

I Os-Strandvik-området har linjen gradienten 1,4 m pr. km, og det er mulig at dette skyldes linjens krumming, siden Os-Strandvik ligger lenger inne i landet. Vi har for enkelhets skyld benyttet en rett linje med gradient 1,3, da dette i alle fall gir minimale feil for våre problemstillinger. Den benyttede linjen er altså en rent teoretisk linje som ville vært strandlinjen dersom isen momentant forsvant fra Herdla-morenen og inn i Modalen-Eksingedalen. I de ytre strøk, hvor dette er en reell linje, har den en alder på mellom 10.000 og 10.500 år, det kan i dag synes som 10.200 er en sannsynlig alder. Usikkerheten i alder har betydning for den absolutte, men ikke for den relative alder av strandlinjene.

Den andre linjen vi har benyttet er en strandlinje 9.000 år før nåtid etter Kaland (in prep.). Denne er dannet like før regresjonsminimum, og er konstruert på grunnlag av dateringer på Fonnes, Sotra og Fedje. Usikkerheten i gradienten på denne antas å være i størrelsesorden 0,1 m pr. km (Kaland, pers. med. 1981), eventuelle feil vil derfor få liten innvirkning på våre konklusjoner.

Mellom disse to linjene har vi interpolert en serie linjer ved å anta at alle er rette og skjærer hver andre i samme punkt. Dette betyr at vi antar at lithosfæren oppfører seg som en stiv plate under landhevingen. Over de korte avstander det her gjelder er dette tilnærmet riktig. Det betyr også at vi for det aktuelle tidsrommet kun betrakter den glasi-isostatiske hevingen, og ser bort fra eustatiske bevegelser, geoide endringer m.m. Den feilen vi innfører har trolig liten betydning for våre konklusjoner angående isavsmeltingen. Dersom strandforskyvningshastigheten var linær mellom de to valgte linjene, og deres alder kjent, er det lett å regne ut alderen på de interpolerte linjer. Strandforskyvningen var imidlertid noe langsommere når den nederste linjen (Kaland 1981) og trolig også nær den øverste, mens den midtre delen var raskere og mer tilnærmet lineær.

I dette strandlinjediagrammet er de omtalte grenser tegnet inn (Fig. 19). Disse er projisert parallelt med de krumme isobasene, slik at uansett avstand langs isobasene, skulle samtidige terrasser falle på samme strandlinje.

De teoretiske linjene kan testes mot forskjellige observasjoner:

1. Fra Stamnes har vi dateringen 9.760 ± 180 før nåtid (T-1487) som gir en

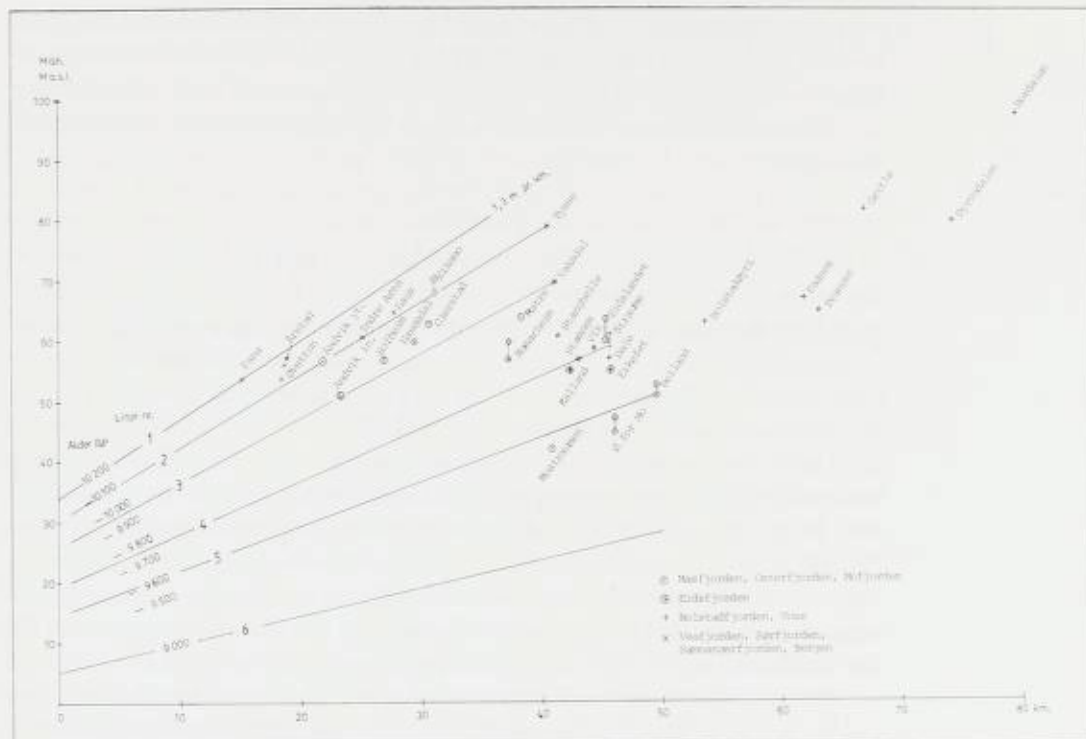


Fig. 19. Ekvidistant strandlinjediagram for Nordhordland. Prinsippene for konstruksjonen og beregningsgrunnlaget for de oppgitte aldre, er diskutert i teksten.

Equidistant shoreline diagram for Nordhordland. For the construction and the calculations for the given ages, see the text.

tilnærmet datering av marin grense der. Linje 4 er trukket til Stamnes-terrassen, og alderen på denne ville bli 9.600 om en antar lineær landhevning til 9.000, men ca. 9.800 om en antar lineær landhevning fra 10.200 til Kallands (in prep.) datering 9.500 for nåtid på Fønnes, slik det er gjort på Fig. 19.

2. I praktisk talt alle tilfeller hvor en har en relativ glacialgeologisk datering av isavsmeltingen, faller yngre strandavsetninger på yngre lavereliggende strandlinjer. Hvis en f. eks. følger isavsmeltingen innover Sørfjorden-Veafjorden, blir strandlinjealderen på isranddeltaene yngre innover fjorden: Indre Arna, Vaksdal, Stanghelle, Dale, Stamnes, Bolstadøyri (Fig. 19). Det samme gjelder Osterfjorden-Mofjorden. Sidemorener fra Eidslandtrinet er fulgt over fjellet ut langs Mofjorden (Aa 1974, Nordahl-Olsen 1977) til mellom Mostraumen og Romarheim, noe som også stemmer med strandlinjediagrammet. Også i Masfjorden faller terrasser innover langs fjorden på gradvis yngre strandlinjer: Ytre Andvik, Solheim, Matre. Det finnes imidlertid noen avsetninger hvor de relative aldre blir feil på strandlinjediagrammet. F. eks. må Eidslandet være yngre enn Kalland, og nedre Helland yngre enn Mostraumen. Disse uoverensstemmelsene kan skyldes at de målte flater ved Kalland og Mostraumen er dannet under marin grense.

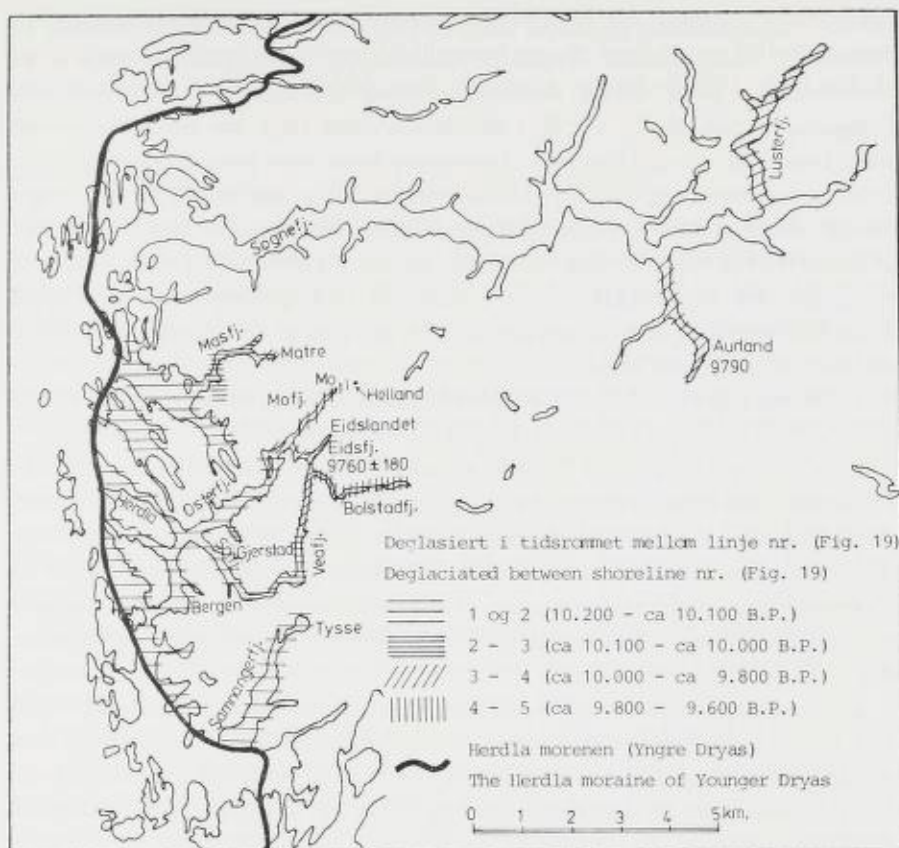


Fig. 20. Oversikt over isavsmeltingsforløpet i fjordområdene mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden, og korrelasjon med Indre Sogn (Vorren 1973, Bergstrøm 1975).

The deglaciation in the fjord areas between Hardangerfjorden and Sognefjorden, correlated with Inner Sogn (Vorren 1973, Bergstrøm 1975).

- Hamborg (in prep.) har konstruert et strandlinjediagram fra Hardangerfjorden til dels etter samme prinsipper som vi har gjort, men med helt uavhengige dateringer. Han finner en skråning på linjene som er nær den som vi benytter.

Konklusjonen blir at strandlinjediagrammet er tilnærmet riktig og tilstrekkelig nøyaktig til en relativ datering av isavsmeltingen i store deler av Nordhordland. For absolutt datering er det mer usikkert idet tidspunktet for isens tilbaketrekning fra Herdla morenen er noe usikkert, samt hastigheten i landhevingen like etter dette tidspunkt. Usikkerheten er likevel ikke større enn at isavsmeltingen kan dateres innen feilgrenser på noen få hundre år.

FORLØP OG ALDER PÅ ISAVSMELTINGEN I HORDALAND

På grunnlag av strandlinjediagrammet (Fig. 19) kan de store trekk i isavsmeltingen nå skisseres (Fig. 20).

Den relative alder sees av at yngre israndavsetninger faller på lavere strandlinjer. For den absolutte alder har vi antatt at Yngre Dryas-linjen er 10.200 år

gammel, og at Kalands (in prep.) datering på 9.500 år på nivået 11,4 m o.h. på Fønnes er riktig. Mellom Yngre Dryas-linjen og linjen gjennom 11,4 m på Fønnes har vi antatt lineær strandforskyvning. De aldrene vi får ved denne beregning er gitt på Fig. 19. Selv om de absolutte aldrene har en usikkerhet på noen hundre år, gir differansen et begrep om hvor raskt avsmeltingen har gått. Etter at isen trakk seg bort fra Herdla-morenen må avsmeltingen ha gått meget hurtig. Dette støttes av skuringsobservasjoner (Mangerud unpubl.) som viser at breen kalvet opp i de dype fjordene, og det ble rent topografisk betingete bevegelser fra landområdene mot fjorden. Strandlinjediagrammet viser altså avsmeltingsforløpet av fjordbreene, mens en må anta at de omliggende landområdene ble noe senere isfrie.

Terrassen ved Fana faller på Yngre Dryas-strandlinjen (linje 1). Noen få tiår yngre er terrassene ved Årstad i Bergen og Øvsttun.

Linje 2 som er trukket til Tysse i Samnanger, har en alder på ca. 10.100 B.P. På samme linje ligger terrassene ved Indre Arna i Sørfjorden, Eikemo i Osterfjorden og Ytre Andvik i Masfjorden, og etter våre antatte aldrene (Fig. 18) har disse terrassene en alder på 10.100 år B.P. Avstanden fra Herdla-morenen til disse stedene er omtrent den samme, så tilbaketrekningen av isfronten har gått omtrent like hurtig i Samnangerfjorden, Sørfjorden, Osterfjorden og Masfjorden.

I Samnangerfjorden har altså brefronten på denne tiden nådd fjordbunnen ved Tysse, mens brefronten enda lå i Indre Arna-området i Sørfjorden. Den tidlige avsmeltingen i Samnangerfjorden i forhold til Sørfjorden støttes av sørlige skuringsstriper mellom de to fjordene (Skår 1975, Hamborg og Mangerud 1981).

Linje 3 er trukket til Vaksdal i Veafjorden. Da isfronten lå ved Vaksdal, var også Osterøya ved Gjerstad blitt isfri. Det samme gjelder Masfjorden t.o.m. Haugsdal.

MG på Romarheim og Stanghelle faller på omtrent samme strandlinje, noe som indikerer at tilbaketrekningen av isfronten var omtrent like hurtig i Veafjorden og Osterfjorden. I Masfjorden hadde brefronten da allerede trukket seg inn til Matre (Fig. 20).

Linje 4 er trukket til Stamnes, og også de andre terrassene ved Ytre Bolstadfjorden og Eidsfjorden faller nær denne, men det stemmer ikke at Eidslandet faller på eldre strandlinje enn Kalland og Stamnes. Høydeforskjellen mellom MG-terrassen ved Ytre Bolstadfjorden og Eidsfjorden er mindre enn det vi anser som de samlede usikkerheter ved diagrammet. Konklusjonen blir derfor at disse områdene ble isfrie omtrent samtidig.

Terrassene innover langs Bolstadfjorden faller på gradvis yngre strandlinjer, og like etter antatt alder på 9.700 B.P. lå isfronten ved Fadnes (Pl. 1).

De antatt marine terrassenivåene omkring Voss (Skreden 1967) er ifølge diagrammet eldre enn terrassene ved indre Bolstadfjorden. Dette er ikke mulig, da den eneste vei havet kunne trenge inn til Voss var gjennom dalen Evanger-Voss. En mulig forklaring på de høye terrassene i Vosse-området er at de ikke er marine. Dette problemet skal vi imidlertid ikke diskutere videre her.

Området fra Mostraumen og innover Modalen er det siste hvor isen nådde ned til sjøen. Linje 5 er trukket til den østligste og sikreste av MG-terrassene her, ved nedre Helland. Herfra trakk isfronten seg tilbake for ca. 9.600 år siden.

POLLENSTRATIGRAFI OG VEGETASJONSINNVANDRING

Vi har utarbeidet tre pollendiagrammer fra henholdsvis Stamnes, Eidslandet og Flatekvål. Alle lokalitetene er valgt ut fra andre problemstillinger enn vegetasjonshistorie, og bassengene er derfor til dels dårlig egnet til dette formålet. Hvert diagram dekker et relativt kort tidsrom, noe som også vanskeliggjør tolkningen av vegetasjonshistorien. Diagrammene gir likevel en del ny informasjon, da Fægri (1949) diagram fra Modalen, som bare dekker Subboreal og Subatlantikum, var det eneste som fantes fra disse indre fjordstrøk av Nordhordland. Utenom dette er de nærmeste lokaliteter hvor det er utarbeidet en pollenstratigrafi Voss (Fægri 1949, 1970) og kyststrøkene av Midt- og Nordhordaland (f. eks. Fægri 1954, Hagebø 1967, Mamakowa 1968, Bakke og Kaland 1971, Kaland 1974, in prep., Skår 1977, Sonstegaard og Mangerud 1977, Kristiansen 1979).

I hovedsak dekker de tre diagrammer hver sine tidsrom, med liten overlapping. Vi diskuterer derfor lokalitetene hver for seg, og begynner med den eldste.

Inndelingen i kronosoner følger forslagene i Mangerud et al. (1974). Når det gjelder pollensoner har vi for diagrammene fra Stamnes og Eidslandet anvendt de regionale soner foreslått av Kaland (in prep.) for lyngheimrådet på Vestlandet: *Betula*-sonen går fra *Betula*-oppgangen til *Corylus*-oppgangen, *Corylus*-sonen derfra til *Alnus*-oppgangen, *Alnus*-sonen derfra til den markerte *Quercus*-ekspansjonen og *Quercus*-sonen derfra til den markerte *Pinus*-ekspansjonen. Ved Stamnes har vi dertil en NAP-sone under *Betula*-sonen. De anvendte soner er altså i prinsippet intervallsoner (Hedberg 1976), men i stedet for de tungvinte, fullstendige navn som f. eks. «*Corylus*-rise/*Alnus*-rise Interval-zone» (Mangerud 1973, s. 19) foreslår Kaland å bruke kortere, mer lett-vinte betegnelser. Dette er praktisk, men det er viktig å huske at f. eks. *Quercus*-sonen sjelden domineres av eik. I hovedsak er grensene de samme som benyttes i eldre arbeider på Vestlandet. Diagrammet fra Flatekvål er mer forskjellig fra diagrammene fra ytre Hordaland, og vi har derfor her definert lokale pollensoner.

Stamnes

Som tidligere nevnt ble denne lokaliteten valgt for å datere isavsmeltingen, og derved også marin grense.

Boringen ble gjort i ei jettegryte med diameter ca. 8 m i en subglasialt dannet canyon, (Stamnes Canyon, Fig. 5), umiddelbart distalt for terrassen. I bunnen av kloyta er det ei myr som ligger ca. 58 m o.h., altså like over marin grense. En 54 mm stempelborkjerne ble tatt fra dypet 2.00–2.57 cm under myroverflaten (Fig. 21). Fra bunnen (257 cm) til 246 cm er det en steinholdig,

massiv silt. Ved 246 cm er det en skarp grense, og over denne er det brun gytje og dy.

I Stamnes-diagrammet (Fig. 21) er «ikke identifiserte pollen» eller *Varia* regnet med under NAP i total-diagrammet.

NAP-sonen. – Denne sonen er særlig karakterisert av et høyt innhold av lyng (*Ericales*), gress (*Gramineae* som *Poaceae*) og syrer (*Rumex/Oxyria*). Dette indikerer en lysåpen pionervegetasjon, og vi antar at sonen er avsatt like etter isavsmeltingen, selv om *Ericales* krever noe humus i jordsmonnet.

I de to nederste spektrene er det opptil 30% furu (*Pinus*) pollen, som kunne være omlagret sammen med de minerogene partiklene. Dette er imidlertid ikke sannsynlig da prøve 3 også er fra silten, og denne har praktisk talt ikke *Pinus*. Det er heller ikke indikasjoner på at andre pollen er omlagret. Sannsynligvis skyldes det store *Pinus*-innholdet at den lokale pollenproduksjonen er liten, og at fjernttransportert *Pinus* derfor utgjør en så relativt stor del. Muligens kan det også være en sekundær mekanisk anriking, f. eks. ved drenering fra isoverflaten. Ved denne tolkning blir det høye *Pinus*-innholdet en indikasjon på at de dypeste sedimentene er avsatt like etter isavsmeltingen, slik som også sedimenttypen og den generelle pollensammensetning viser. Det er i denne sammenheng også viktig at pollenkurvene indikerer at det er en kontinuerlig avsetning fra disse eldste prøvene og oppover forbi ¹⁴C-dateringen.

I denne sonen er det ved Stamnes mer *Ericales*, trolig vesentlig *Empetrum*, enn vanlig i tilsvarende soner ellers i Hordaland. Det er lite pollen av busker som *Salix* og *Juniperus*. For *Betula* er det ikke forsøkt å skille mellom *B. nana* (dvergbjørk) og *B. pubescens* (treformig bjørk).

Betula-sonen. – I denne sonen er det 50–60% *Betula* av total pollen, og det må ha vært en tett bjørkskog. Urtepollenet er trolig vesentlig fra en undervegetasjon, samt fra områder med for tynn jord for trær.

Bunnen av denne sonen er her datert til 9.760 ± 180 (T-1487). Det er den NaOH-loselige del som er datert.

Corylus-sonen. – Både *Pinus* og *Corylus* (hassel) øker i de øvre prøver av borkjernen, og *Corylus* når nesten 20% av AP, som viser at den vokste i nærheten.

Eidslandet

Også denne lokaliteten Fetmyra (Fig. 10), ble først og fremst undersøkt for å datere isavsmeltingen. Nå viste det seg at bunnen av de organiske sedimentene i dette bassenget ikke var så gamle. Et diagram ble likevel utarbeidet som et første grunnlag for å etablere en pollenstratigrafi (Fig. 22.)

Fetmyra (Fig. 10) som ligger 1 km fra fjorden 70 m o.h., har en 15 × 8 m stor overflate, og er dannet i fjellbasseng. I dypeste del av bassenget tok vi 54 mm borkjerner fra 1,35 til 4,05 m dyp under myroverflaten. Sedimentene er mid-

dels sand opp til 3,17 m, fin detritus gytje og dy fra 3,17 til 2,80 m, og grov detritus gytje og dy fra 2,80 m til 1,35 m. Myroverflaten består av løs *Sphagnum* torv.

Betula-sonen. – Den nederste prøven domineres av bjørk, og mangler helt *Corylus*. Det er helt klart at denne sonen kan korreleres med de øvre deler av *Betula*-sonen ved Stamnes.

Corylus-sonen. – Den markerte *Corylus*-oppgangen indikerer en langsommere sedimentasjon i dette bassenget enn ved Stamnes. I denne sonen har bjørk- og hasselskoger fullstendig dominert vegetasjonen. Et interessant trekk er at *Pinus* først etter *Corylus* maksimum øker så sterkt at en må anta at furu innvandret. Dette betyr at furu er blitt relativt forsinket i forhold til hassel ved innvandringen fra kysten (se Sønstegaard & Mangerud 1977, s. 335–337), enten dette er en «naturlig innvandring» eller menneske som har fraktet med seg hasselnøtter. For indre Hardanger fant Simonsen (1980) det motsatte, nemlig at furu kom før hassel. Som tidligere diskutert av Sønstegaard & Mangerud (1977), når ikke *Corylus* opp i så høye verdier i indre som i de ytre strøk av Hordaland.

Fra denne sonen og bunnen av neste foreligger til sammen fire radiokarbondateringer. Dateringene av *Corylus*-oppgangen 7.860 ± 290 (T-1694) og *Alnus*-oppgangen 6.900 ± 140 (T-1075) ga betydelig yngre alder enn for de tilsvarende grensene i ytre Hordaland. Begge disse dateringene ble utført på det NaOH-løselige materialet. Da det kunne tenkes at dette var forurenset av yngre humussyrer, ble det foretatt en kontrolldatering like under *Alnus*-oppgangen, dvs. i overkant av *Corylus* maksimum. Denne ga 7.280 ± 130 (T-2190 I) for den løste del og 7.330 ± 130 (T-2190 II) for den uløste del, og indikerer således at de to førstnevnte dateringene er riktige.

Fra Ytre Hordaland foreligger det mange dateringer (Sønstegaard og Mangerud 1977, s. 330, Kaland, in prep.) som gir 800–1000 år høyere alder for *Corylus*-innvandring, *Corylus*-maksimum og *Alnus*-innvandring i forhold til Eidslandet. Det er naturlig at innvandringen har tatt noe tid, men denne forsinkelsen er overraskende stor. Det synes også usannsynlig at ikke suksesjonene var mer forskjellige om forsinkelsen var så stor. Hvis aldrene er riktige, er det meget interessant at vegetasjonssuksesjonene likevel er så like. Innover Sognefjorden synes *Corylus*-oppgangen og *Alnus*-oppgangen nesten å falle sammen, og dateringene har gitt 8.030 ± 110 i Luster (Vorren 1973) og 7.180 ± 100 i Aurland (Bergström 1975). Bortsett fra den høye alder på *Alnus* i Luster, indikerer disse dateringene at spredningen innover fjorden har tatt lang tid. For *Alnus* er det forøvrig den komplikasjon at det for de ytre strøk og ifølge Vorren 1973, s. 37 også for Luster at det gjelder *A. glutinosa* (svartor), mens det i de indre fjordstrøk kan være *A. incana* (gråor) som kom først.

Alnus-sonen. – På grunn av den markerte stigningen og de høye prosentene, antar vi at det er *A. glutinosa* som innvandret, selv om vi ikke kan utelukke at

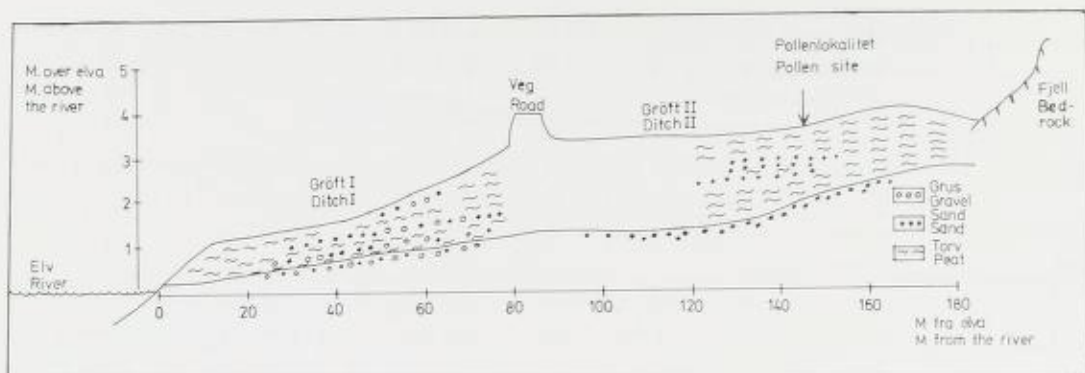


Fig. 23. Stratigrafien i to grøfter gjennom ei myr ved Flatekvål (sjå Pl. 1).
Stratigraphy in a bog at Flatekvål (see Pl. 1).

det er *Alnus incana*. Delvis har vel or vokst langs vannkanten, men den kan også ha vokst i de fuktige liene.

Ulmus har trolig innvandret like etter *Alnus*, men når bare opp i ca. 5%. I denne sonen har det vært en tett løvskog, vesentlig bestående av bjørk, hassel og or, med noe alm og eik. Det har vært lite furu, og den har vel da vokst på de tørreste stedene.

Quercus-sonen. – Som nevnt innvandret trolig eika under den forrige sonen, men ekspanderer markert ved denne grensen. Skogen skiftet forøvrig også på andre måter karakter ved eller like under denne grensen: furu øker, mens bjørk, hassel og or går tilbake.

Flatekvål

Flatekvål ligger ca. 20 km fra Eidslandet, og 280 m o.h. (Fig. 6 og 7). På elve-sletta var det her grøft i ei myr (Fig. 24). I bunnen er det fluvial sand og grus. Over denne er det 50 cm med lys brun torv. I torva som har humifiseringsgrad 2–3, er det mye pinner og røtter, og det er derfor trolig en skogsturv.

I de neste 60 cm er det en serie med sandlag. Like under det nederste sandlaget er torven mørk brun til nesten svart. I det underste sandlaget er det litt humus. Over dette er det igjen torv som er lik den underste, med pinner av or, røtter og gress. Derover et parti med få sandlag, og sterkt humifisert torv, som inneholder lite pinner og røtter. De siste 3–4 cm før det øverste sandlaget er mindre humifisert. Det øverste sandlaget er markert. Over dette følger 10 cm middels humifisert (4–5) starrtorv. En del pinner finnes like over øverste sandlaget, men etter hvert forsvinner de helt. Starrtorven når opp til en skarp

Fig. 24. Pollen diagram frå myr ved Flatekvål.
Pollen diagram from a bog at Flatekvål.

grense ca. 20 cm under overflaten. Over grensen følger løs lysebrun sphagnum/starrtorv med mye røtter.

Sandlagene (Fig. 23) er bølgete, og vi har ikke observert de sammenhengende til elva, og det kan derfor ikke utelukkes at de er kommet fra dalsiden. De er likevel så lange og sammenhengende at vi antar de er avsatt ved flommene i hovedelva. Dette støttes også av at sanden blir grovere og mer grusholdig mot elva. Fig. 23 viser at elva må ha stått ca. 3 m høyere enn normal vannstand i dag for å avsette sandlagene. Hvis sandlagene er avsatt under en serie med usedvanlig høye flommer i hovedelva, vil de være av stor paleoklimatisk betydning. Sandlagene er datert med en 5 cm tykk prøve under underste sandlag. Denne ga 6.130 ± 100 B.P. (T-1489). Videre en 3 cm tykk prøve over overste sandlag (Fig. 24), som ga 3.030 ± 80 B.P. (T-1488). Sandlagene ble altså avsatt fra midt i Atlantikum til slutten av Subboreal.

Et av formålene med pollenanalysen ved Flatekvål (Fig. 24) var å undersøke om vegetasjonssammensetningen ble forandret av klimatiske eller andre årsaker i forbindelse med avsetningen av sandlagene. Det er imidlertid ikke mulig å finne slike forandringer.

Det er overraskende at det ikke engang kan avsløres en lokal respons i vegetasjonen etter avsetning av så markerte sandlag på myroverflaten, uansett hva årsaken var.

Pollendiagrammet er vanskeligere å korrelere med andre diagrammer, noe som skyldes en eller annen kombinasjon av følgende faktorer: Lokaliteten ligger relativt høyt, det er sannsynligvis hiati i forbindelse med sandlagene, og diagrammet er fra torv og er sterkt influert av lokalprodusert pollen. For dette diagrammet benytter vi derfor bare lokale, og løst definerte soner.

Alnus-Betula-sonen. Bjørk er det dominerende treslag i nesten hele diagrammet, noe som selvfølgelig skyldes høyden over havet. Denne sonen karakteriseres ellers av relativt høye verdier av *Alnus* og *Corylus*. Det store antall gresspollen og bregnesporer er trolig vesentlig lokalprodusert, men kan også indikere at bjørkeskogen var lysåpen, med en rik undervegetasjon. Diagrammet starter etter *Alnus*-oppgangen, men det er klart at denne sonen tilsvarer *Alnus*-sonen i Eidslandet-diagrammet. De øvre deler (rett under sandlagene) er datert til 6.310 ± 100 (T-1489). Grensen til neste sone defineres ved oppgang i *Pinus* og nedgang i *Corylus* og *Alnus*, endringer som skjer like under grensen til *Quercus*-sonen i Eidslandet-diagrammet.

Pinus-Betula-sonen skiller seg fra sonen under ved de tre nevnte kriterier: Mer furu, mindre or og hassel. Nedre del av sonen tilsvarer i tid *Quercus*-sonen ved Eidslandet. Ved Flatekvål mangler imidlertid *Quercus*-ekspansjonen helt, p.g.a. høyden over havet og det mer kontinentale klima. Tilsvarende forhold er påpekt for Voss (Fægri 1970) og Ulvik (Simonsen 1980). Når det gjelder eikeblandskogen skiller imidlertid Flatekvål-diagrammet seg ut ved meget lave *Ulmus*-verdier både i denne og underliggende sone, noe som trolig vesentlig er edafisk betinget. Øvre del av sonen er en lokal facies av Kalands regionale *Pinus*-sone.

Cyperaceae–*Gramineae*-sonen. – Grensen er definert ved den markerte oppgangen av NAP, vesentlig betinget av *Cyperaceae* (halvgress), tildels også av gress og lyng. Den avskogning som denne sonen gjenspeiler antas i dag å være helt vesentlig betinget av jordbruksekspansjonen. Ved Flatekvål har det særlig gått ut over or og furu, som trolig vesentlig vokste i dalbunnen, mens bjørkeliene ble mindre berørt. En del av endringene gjenspeiler den helt lokale vegetasjon på myra. Torven går over fra skogstorf til starrtorv, etter vår identifikasjon noe før økningen av *Cyperaceae*-pollen. I de øvre deler er det *Sphagnum*-torv, og en økning av *Sphagnum*-sporer.

I de øvre deler er *Picea*-ekspansjonen registrert (se Fægri 1949). Ved interpolasjon fra radiokarbondateringen på 80 cm er den trolig bare noen få hundre år gammel.

I de øvre prøver i dette profilet er forøvrig fossile sporer av *Lycopodium inundatum* (myrkråkefot) funnet for første gang i Norge (kontrollert av Dagfinn Moe). I en overflateprøve 2 m fra pollenprofilen dominerer *L. inundatum* fullstendig blant sporene (Dagfinn Moe, pers. med.).

Summary

INTRODUCTION

The main aim of the present investigation has been to reconstruct ice movements and the course of deglaciation in the areas of Bolstadfjorden, Eidsfjorden, Eksingedalen and Stolsheimen (Fig. 1). Earlier it had been suggested that there was a Preboreal glaciation centre in the Stolsheimen area (Klovning 1963, Mæland 1963, Amundsen & Simonsen 1967, Skreden 1967, Aarseth 1971, Amundsen 1972, Mangerud & Skreden 1972, Vorren 1973, Sindre 1974, Bergström 1975), but this area had not been studied.

In the investigated area all marginal moraines are small and discontinuous, and it is difficult to make a reliable reconstruction of the deglaciation based on these alone. To correlate with surrounding areas we have used glacial striae, elevation of marine terraces, pollen stratigraphy and radiocarbon dating. The pollen analysis has also provided information concerning immigration and development of the vegetation.

The inner Nordhordland area is an undulating mountain plateau with altitudes from 800 m a.s.l. in the western parts to 1,400 m a.s.l. in the east. This mountain plateau is dissected only by narrow valleys such as Eksingedalen (Fig. 2) and narrow, steep-sided fjord such as Eidsfjorden and Bolstadfjorden (Pl. 1). In the northern parts of Stolsheimen shorter and steeper valleys descend into Sognefjorden.

METHODS

Most of the glacial striae have been found on small, weathering-resistant, quartz lenses. Striae deviating on lee sides (Fig. 3) of rock surfaces have been observed. To avoid such local deviations (Gjessing 1965) only horizontal or gently sloping surfaces have been used. Relative ages of glacial striae are determined by stoss- and lee-side positions, and partly by crossing striae.

Grain-size analyses were carried out on 89 samples, in accordance with the method of Krumbein & Pettijohn (1938). Marine terraces were levelled except where they are covered by economic maps on the scale 1:1,000.

All analysed borings were taken with a 54 mm piston sampler (Geonor type). The pollen samples were treated with cold HF, as this has given better results than boiling with HF.

ICE MOVEMENTS

The striae on free positions in areas above 1,000 m a.s.l. show an oldest regional ice movement directed towards the west (Fig. 4, oldest known movements). This is in accordance with observations from surrounding areas (Sindre 1974). Even this oldest regional movement, however, was influenced by the great drainage channels of Hardangerfjorden and Sognefjorden (Aa 1974). These ice movements are assumed to be older than 13,000 B.P.

During Allerød the ice front retreated at least to Trengereid and Eikangervåg (Fig. 1) (Mangerud 1970, 1977, Aarseth & Mangerud 1974). During the Younger Dryas a readvance took place, the ice front position being marked by the Herdla moraine (Aarseth & Mangerud 1974). It has not been possible to find glacial striae corresponding to more topographic dependent glaciers which must have existed in the area in Allerød time. The striae rather indicate a gradual change from the oldest westerly striae to younger regional south-westward movements (Fig. 4). These movements dominated in the southern parts of Stølsheimen, and they were independent of Eksingedalen but not of Teigdalen and Vossedalforet.

In the northern parts of Stølsheimen a north-westerly ice movement is observed. This indicates the presence of an east-west ice divide in Stølsheimen (Fig. 4), which is correlated in time with the deposition of the Herdla moraine of Younger Dryas age.

THE DEGLACIATION

After the Younger Dryas a rapid ice recession took place in the outer fjord areas. A radiocarbon dating from Stamnes (Fig. 21) indicates that the area from Herdla to Stamnes (Fig. 1) was deglaciated over a period of some few hundred years. In the Bolstadfjord area (Fig. 5) there are three ice-front deltas, indicating stagnations which were probably caused by the topography.

In the Eidsfjord-Eksingedalen area (Pl. 1, Figs. 6 & 7) there are several frontal deposits and marginal moraines that indicate periods of advance and stagnation during the glacial retreat. The Kalland deposit consists of consolidated sediments, indicating a glacial readvance above the sediments. Considering lateral moraines which are correlated with the Kalland moraine, this indicates a gradient of 136 m/km of the ice-surface near the front. Such steep gradients have also been described for similar fjord glaciers by Anundsen (1972), Vorren (1973) and Aarseth & Mangerud (1974).

The largest frontal deposits in the area are situated at Eidslandet. The Eidslandet delta consists of sands and gravels. The marine limit is here 60 m a.s.l.

On the largest terrace there is an end moraine indicating a small glacial advance during the Eidslandet event. The most distinct lateral moraines in the mountain areas are correlated with the Eidslandet event (Fig. 6).

A characteristic feature of Eksingedalen above Eidslandet is the stepwise longitudinal profile (Fig. 7). In the lower part of the valley there are sandurs over much of the flat valley floor. These sandurs (Fig. 7 & 8), which reach up to 10–30 m above the present river course, consist mainly of boulders and gravel (Fig. 14). Boulders with diameters of 2 m are common in the proximal parts of the sandurs. Lateral moraines corresponding to all the sandurs are present in the mountains. In general, the sandurs indicate stagnations in glacial retreat. Although there are similar topographical conditions in the upper parts of Eksingedalen, sandurs are lacking in this part of the valley. This may suggest a more rapid glacier retreat after the deposition of the Lavik sandur (Fig. 15).

The youngest observed striae, together with some local end moraines, indicate that local ice-caps existed in the mountain areas after the disappearance of the valley glaciers. In the area between Eksingedalen and Sognefjorden (Fig. 16) the youngest striae indicate an east-west ice divide in a more southerly position, between Askjellfjell and Vikafjell (Pl. 1), than the earlier ice divide (Fig. 4) of Younger Dryas. From the mountain area between Eksingedalen and Voss the youngest striae show ice movements in all directions, indicating an ice cap with a N–S ice culmination.

MARINE LEVELS

The deglaciation is dated by correlation of ice-front deltas with shorelines of known relative and partly absolute ages (Fig. 18). The shoreline diagram is constructed in the following way: the Younger Dryas isobases (Aarseth & Mangerud 1974) are extrapolated inland, and the shoreline diagram is constructed perpendicular to these. The gradients of two lines are postulated as known: the extrapolated Younger Dryas line, and the 9,000 year line according to Kaland (in prep.). Between these two lines other shorelines are interpolated by assuming them to be straight lines; all meet in the crossing point of the Younger Dryas and 9,000 year line. These simplifications are assumed to be insignificant in our interpretation of the relative ages of the ice-front deltas. The absolute ages (Fig. 18) are obtained by assuming the Younger Dryas line to be 10,200 years old, accepting the age 9,000 for the 11.4 m level on Fonnes (Kaland in prep.), and assuming a linear rate of emergence between these two lines. The uncertainties in the absolute ages are estimated to ± 300 years, but do not influence the relative ages. The results of the dating of the deglaciation are given in Figs. 19 and 20.

POLLEN STRATIGRAPHY AND RADIOCARBON DATING

Each of the three pollen diagrams (Figs. 21, 22, 24) covers a short period on'y, and the overlap between the diagrams is very small. Each diagram is therefore discussed separately. The chronozones are according to Mangerud et al. (1974). The pollen zones for the Stamnes (Fig. 21) and Eidslandet (Fig. 22) diagrams

are regional interval zones proposed for the outer coast by Kaland (in prep.), using the following boundaries; the *Betula* rise, the *Corylus* rise, the *Alnus* rise, a large expansion of *Quercus* and large expansion of *Pinus*. At Stamnes there is also a NAP-zone below the *Betula*-zone. For simplicity a short name, e.g. 'the *Corylus* zone', is used instead of the more correct name, e.g. 'the *Corylus*-rise/*Alnus*-rise Interval-zone' (Mangerud 1973).

Stamnes

This locality was studied in order to date the deglaciation and the marine limit. The site is a pothole with a diameter of approximately 8 m (the Stamnes canyon, Fig. 5), just outside the ice-front delta. From the bottom (257 cm) of the pothole) to 246 cm depth there is a massive silt with some pebbles, and above this a brown gyttja.

The NAP zone is indicative of a light-demanding pioneer vegetation. We assume that it was deposited shortly after the deglaciation, even though the high values of *Ericales* indicate a humus content in the soil. The *Pinus* pollen are assumed to be long-distance transported, and possibly enriched through drainage from the ice-surface.

The *Betula* zone is interpreted to indicate a closed birch forest, with a grass-fern field vegetation. The base is radiocarbon-dated to $9,760 \pm 180$ y.B.P. (T-1487, NaOH-dissolved part), which is a minimum age of the deglaciation.

Eidslandet

This locality (Fetmyra, Fig. 10) was also originally investigated in order to date the deglaciation. However, the sedimentation obviously started later (Fig. 22). The *Betula* zone is correlated with the *Betula* zone at Stamnes.

During *Corylus* zone time there were dense hazel and birch forests, even though *Corylus* did not attain such high pollen values as along the outer coast (see discussion in Sonstegaard & Mangerud 1977).

Pinus appears to have immigrated after the *Corylus* maximum, indicating a faster migration from the outer coast (Sonstegaard & Mangerud 1977) of hazel (with the help of man?) than of pine. In the inner part of Hardanger *Pinus* immigrated before *Corylus* (Simonsen 1980). From this zone and the base of the *Alnus* zone, there are altogether 4 radiocarbon dates. The dates of the NaOH-dissolved fraction of the *Corylus* rise ($7,860 \pm 290$, T-1694) and the *Alnus* rise ($6,900 \pm 140$, T-1075) yielded 800–1,000 years younger ages than corresponding pollen levels along the outer coast (Sonstegaard & Mangerud 1977, Kaland in prep.). A control date between these two yielded $7,280 \pm 130$ (T-2190) for the NaOH-dissolved fraction, and $7,330 \pm 130$ (T-2190 II) for the undissolved fraction, indicating that contamination by younger humic acids is insignificant. The immigration of the trees must have delayed compared to the outer coast, but a delay of 800–1,000 years is surprisingly large for such short distances. It also seems improbable, with such similar vegetational successions, to have had a delay of that magnitude. We therefore assume that the ages are too young; if they do turn out to be correct, they are obviously

extremely interesting for the understanding of the immigration and development of the vegetation.

Macrofossils have not been investigated, and we therefore do not know whether it was *Alnus glutinosa* or *Alnus incana* that immigrated at the base of the *Alnus* zone. This is also a complication for the correlation of radiocarbon dates of this boundary. We assume it was *A. glutinosa*, due to the rapid rise in the pollen curve and the high relative content. It has probably grown along the shore of the pond, and possibly also on the moist valley slopes.

Flatekvål

This diagram is so different from other diagrams from Hordaland that only local pollen zones are used. It was worked out because some sand beds found in the peat (Figs. 23 and 24) could possibly indicate a period with high floods in the main river valley.

The site is situated 20 km from Eidslandet and 280 m above sea-level. The sand beds were found in two ditches in the peat. Peat without minerogenic matter occurs below the sand beds (compare curve for loss-on-ignition, Fig. 21). The sand beds appear wavy, and could not be mapped continuously to the river, possibly due to the lack of sections (Fig. 23). We can not rule out the possibility that they were deposited from the valley slope, even though we find it most probable that they were deposited by floods from the river, which must have reached approximately 3 m above its present-days course.

The sand beds are bracketed between the radiocarbon dates $6,130 \pm 100$ y. B.P. (T-1489) and $3,030 \pm 80$ y. B.P. (T-1488).

We are not able to detect any significant response of the vegetation either to a possible climatic course of the floods or to the deposition of the sand beds on the bog surface.

Betula is the most common pollen throughout most of the diagram, indicating that birch has dominated the forests during the entire Holocene, as it does today.

The lower part of the *Pinus-Betula* zone was deposited simultaneously with the *Quercus* zone at Eidslandet. However, at Flatekvål oak does not increase, due to the altitude and the more continental climate, as also pointed out for the Voss (Fægri 1970) and Ulvik areas (Simonsen 1980). The lower values of *Ulmus* at Flatekvål compared to Voss and Ulvik, is probably due to edaphic factors (poor soil).

Etterord. – Kåre Skår, Kjell Sognen og Terje Sæbøe assisterte ved boring. Roar Kræmer og Ingvald Øksendal hjalp til med nivellering. Liv Aa hjalp til med skuringsanalyser og annet feltarbeid. Identifikasjoner av pollen er diskutert med P. E. Kaland, Jan Berge og Dagfinn Moe. Illustrasjonene er tegnet av Ellen Irgens, Ottar Læg Reid og Reidar Sælid. Bjørn G. Andersen har lest hele, og P. E. Kaland og Eivind Sønstegaard har lest deler av manuskriptet kritisk. David Roberts har rettet den engelske delen av teksten. Maskinskriving er gjort av Bjørg Iversen, Gerd Løseth Olsen og Gro Navarsete. Økonomisk støtte er gitt av NAVF. Vi vil takke disse og andre som har hjulpet til med arbeidet.

Asbj. Rune Aa har gjort laboratoriearbeidet inkludert pollenanalysene, og publikasjonen bygger i hovedsak på hans hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Geologisk institutt, avd. B, Universitetet i Bergen, der Jan Mangerud var veileder.

Juni 1981.

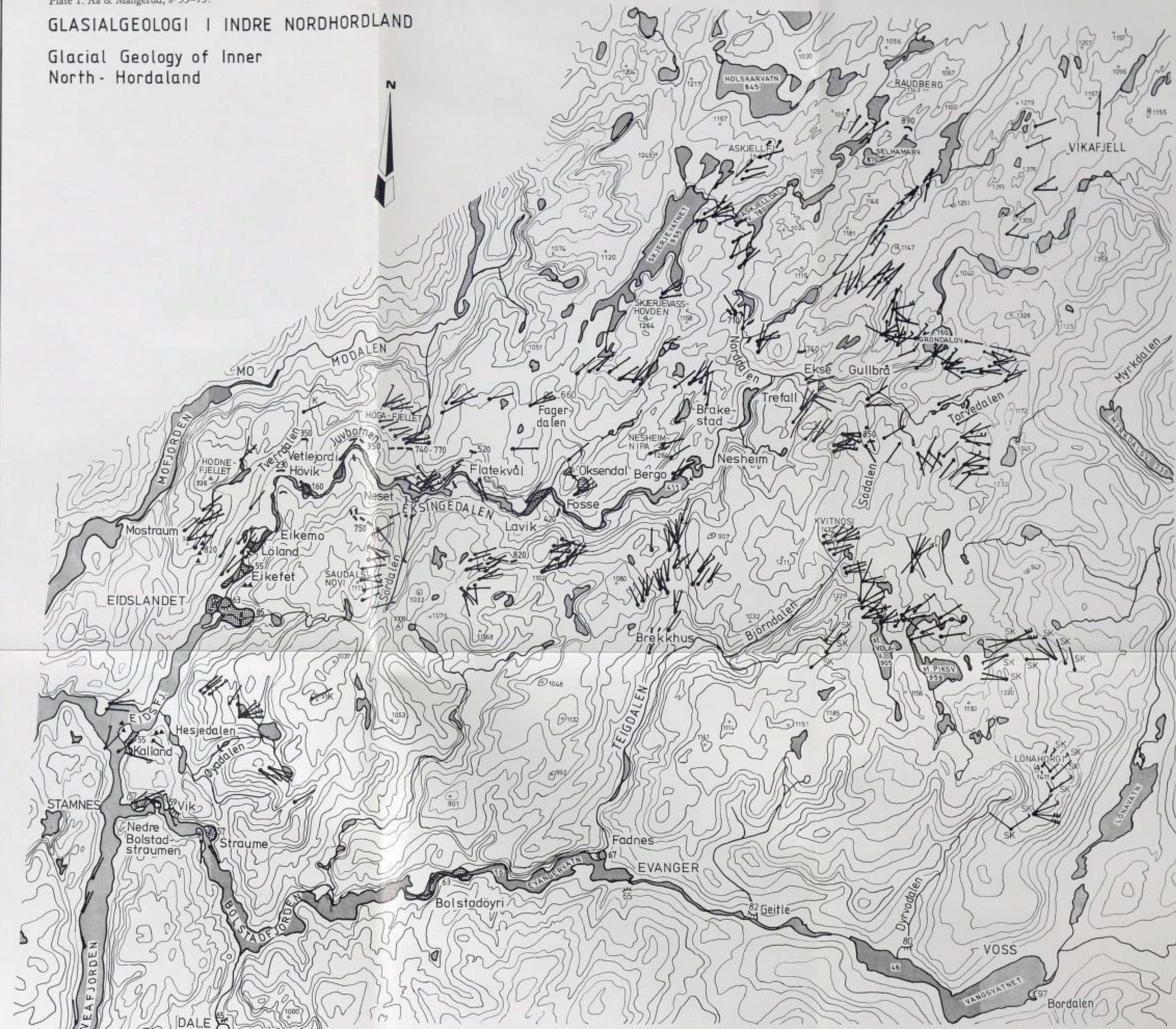
LITTERATUR

- Aa, A. R. 1974: Isavsmeltinga i Eksingedalen og områda omkring. Unpubl. thesis, Univ. i Bergen.
- Aarseth, I. 1971: Deglasiationsforløpet i Bjornafjordsområdet, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. i Bergen.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas* 3, 2-22.
- Anundsen, K. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. *Norges geol. Unders.* 280, 1-24.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1968: Et Pre-Borealt brefframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. *Univ. i Bergen Arb. 1967, Ser. A, 7*, 5-42.
- Bakka, E. & Kaland, P. E. 1971: Early farming in Hordaland, western Norway. *Nor. Archaeol. Rev.* 4, 1-35.
- Bergström, B. 1975: Deglasiationsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 317, 33-68.
- Follestad, B. A. 1972: The Deglaciation of the South-Western Part of the Følgefonna Peninsula, Hordaland. *Norges geol. Unders.* 280, 31-64.
- Fægri, K. 1944: Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlo. *Bergens Mus. Arb. 1943. Naturv. Rekke*, 8, 100 pp.
- Fægri, K. 1949: Studies on the Pleistocene of Western Norway. IV. On the immigration of *Picea Abies* (L.) Karst. *Univ. i Bergen Arb. 1949. Naturv. Rekke*, 1, 53 pp.
- Fægri, K. 1950: Studies on the Pleistocene of Western Norway. IV. *Univ. i Bergen, Arbok 1949*, 1-52.
- Fægri, K. 1964: On age and origin of the beech forest (*Fagus sylvatica* L.) at Lygrefjorden, near Bergen (Norway). *Dan. Geol. Unders.* 2, række no. 80, 230-249.
- Fægri, K. 1970: A Pollen Diagram from Voss, Western Norway. *Colloquium Geographicum*, 12, Bonn. 125-133.
- Fægri, K. & Iversen, Johs. 1964: Textbook of Pollen Analysis. *Munksgaard, Copenhagen*. 237 pp.
- Gjessing, J. 1954: Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslofjorden. *Norsk geogr. Tidsskr.* 14, 77-79.
- Gjessing, J. 1965: On 'Plastic Scouring' and 'Subglacial erosion'. *Norsk geogr. Tidsskr.* 20, 1-37.
- Hagebo, S. 1967: Pollenanalytiske undersøkelser av den postglasiale utvikling i Bergensområdet. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen. 62 pp.
- Hamborg, M. & Mangerud, J. 1981: A reconstruction of ice movement directions during the Late Weichselian in Samnanger and Kvam, Hordaland, western Norway. *Norges geol. Unders.*
- Hedberg, H. D. (ed.) 1976: *International stratigraphic guide*. John Wiley & Sons, Inc. 200 pp.
- Hillefors, Å. 1969: Västsveriges glaciala historia och morfologi. *Lunds Univ. geogr. inst. avb.*, 60.
- Holtedahl, H. 1964: An Allerød fauna at Os, near Bergen, Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 44, 315-322.
- Holtedahl, H. 1975: The Geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges geol. Unders.* 323, 1-87.
- Kaland, P. E. 1974: Ble lyngheiene skapt av fimbulvinter eller ved menneskeverk? *Forskningssnytt, Nr. 4*, 7-14.
- Kaland, P. E., in prep.: Holocene Shorelines in Hordaland, western Norway.
- Kaldhol, H. 1941: Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. *Hellesylt*, 1-206.
- Kildahl, E. S. 1971: Geologien i Stølsheimenområdet. *Rapport frå Stølsheimenutvalet, Ås*, 27-32.
- Klovning, I. 1963: Kvartærgeologiske studier i Flåmsdalen og omkringliggende fjellområder. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- 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, 333-338.
- Kolderup, C. F. 1908: Bergensfeltet og tilstødende trakter i sen-glacial og postglacial tid. *Bergen Mus. Arbok 1907*, 1-266.

- Kolderup, N. H. 1926: Bygningen av morener og terrasser i Oster- og Sørfjorden ved Bergen. *Bergen Mus. Årbok* 1926, *Naturv. Rekke*, 1, 1–21.
- Kristiansen, I. L. 1979: Storemyr, Mongstad, Lindås Hd. En vegetasjonshistorisk studie av myras utvikling. Unpubl. hovedoppg. Botanikk, Univ. i Bergen.
- Krumbein, W. C. & Pettijohn, F. J. 1938: Manual of sedimentary petrography. *Appleton-Century-Crofts, Inc., New York*, 549 pp.
- Kvale, A. 1960: The Nappe Area of the Caledonides in Western Norway. *Int. Geol. Congr.*, 21. *Guide to excursions No. A7 and No. C4*.
- Lied, J. 1963: Norsk og svensk flora. *Det Norske Samlaget, Oslo*, 800 pp.
- Ljungner, E. 1943: Isdelarstudier vid polarcirkelen. *Geol. Fören. Stockb. Förh.* 65, 198–210.
- Mamakowa, K. 1968: Lille Bukken and Lerøy – Two pollen diagrams from Western Norway. *Univ. of Bergen Årbok, Mat.-Naturv. Ser. Nr 4*.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 24, 121–148.
- Mangerud, J. & Skredren, S. A. 1972: Fossile ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 52, 73–96.
- Mangerud, J. 1973: Kritisk oversikt over stratigrafisk terminologi og klassifikasjon av kvartær i Norge. Stensil 38 s. *Geologisk inst., avd. B, Univ. i Bergen*.
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. & Donner, J. J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109–128.
- Mæland, P. J. 1963: Kvartærgeologiske studier i området mellom Granvin og Voss. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- 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. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Rekstad, J. 1909: Geologiske iagttagelser fra strøket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. *Norges geol. Unders.* 53, 1–47.
- Rye, N. 1970: Eingerstein av Preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 266, 246–251.
- Simonsen, A. 1980: Vertikale variasjoner i Holocen pollensedimentasjon i Ulvik, Hardanger. *AmS – varia* 8, Stavanger.
- Sindre, E. 1973: Kvartærgeologiske undersøkelser i området mellom Vossestrand og Nærøyfjorden og tilgrensende fjellstrøk. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Sindre, E. 1974: Ice Movement in the Vossestrand-Vikafjell Area, Western Norway. *Norges geol. Unders.* 311, 25–34.
- Skredren, S. A. 1967: Kvartærgeologiske undersøkelser i området Voss – Bolstadøyri samt Bordenen. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Skår, K. 1975: Isavsmelting og postglaciale flaumskredvifter i Arna, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Strömberg, B. 1971: Isrecessionen i området omkring Ålands hav. Isskuring. *Varvkronologi. Stockb. Univ. Naturgeogr.* 10, 156 s.
- Svensson, H. 1959: Glaciation och morfologi. *Univ. Lund. Geogr. Inst. avh.* 36, 286 s.
- Sonstegaard, E. & Mangerud, J. 1977: Stratigraphy and dating of Holocene gully sediments in Os, western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 57, 313–346.
- Vorren, T. O. 1973: Glacial geology of the area between Jostedalbreen and Jotunheimen, South Norway. *Norges geol. Unders.* 291, 1–46.
- Vorren, T. O. 1977b: Weichselian ice movements in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247–257.
- Vorren, T. O. 1979: Weichselian ice movements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. *Norges geol. Unders.* 350, 1–117.
- Undås, I. 1945: Drag av Bergensfeltets kvartærgeologi. I. *Norsk geogr. Tidsskr.* 25, 433–448.
- Undås, I. 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. 78 pp. J. W. Eide, Bergen.
- Ostrem, G. & Ziegler, T. 1969: Atlas over breer i Sor-Norge. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. *Hydrologisk avd.* 20, 207 s.

GLASIALGEOLOGI I INDRE NORDHORDLAND

Glacial Geology of Inner North-Hordaland



TEGNFORKLARING Legend					
	RANDMORENER, HÖGDE O.H. I METER Marginal moraines, m above sea-level in meters		SANDUR Sandur		SKURINGSSTRIPER Glacial striae
	BLOKKBELTE Zone of boulders		BRESJÖSEDIMENT Glaciolacustrine deposit		SIGDBRUDD Crescentic gouge
	GLASIFLUVIAL FRONTAVSETNING Glaciofluvial frontal deposit		TERRASSE, HÖGDE I METER Terrace, elevation in meters		SKURINGSSTRIFE, et. Kristoffersen (1964) Glacial striae, from Kristoffersen (1964)
	GLASIFLUVIAL DRENERING Glaciofluvial drainage				SKURINGSSTRIFE, etter Skreden (1967) Glacial striae, from Skreden (1967)
					Undetermined relative age Youngest Oldest

