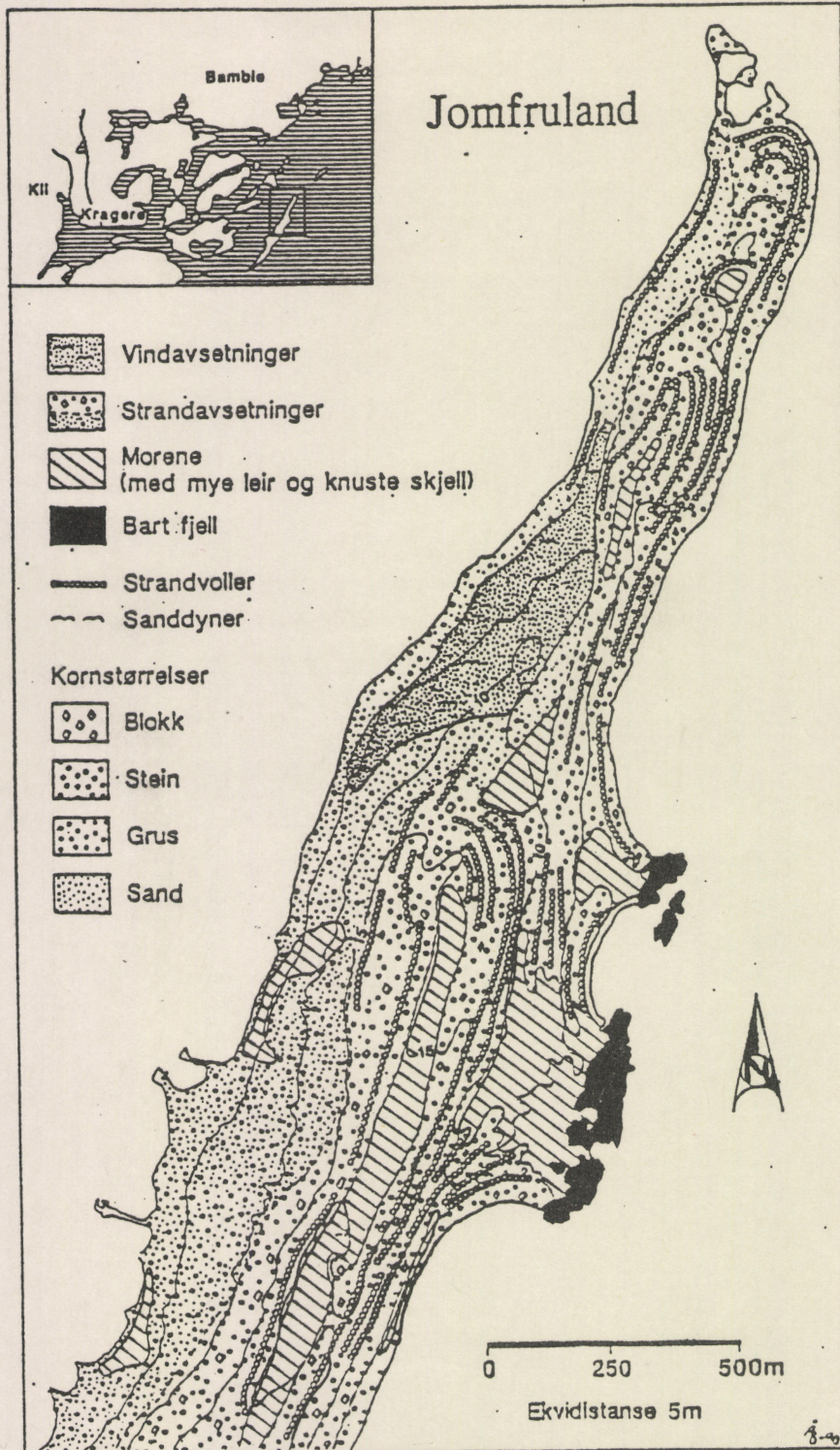


G11 Kwartærgeologi

Kompendium

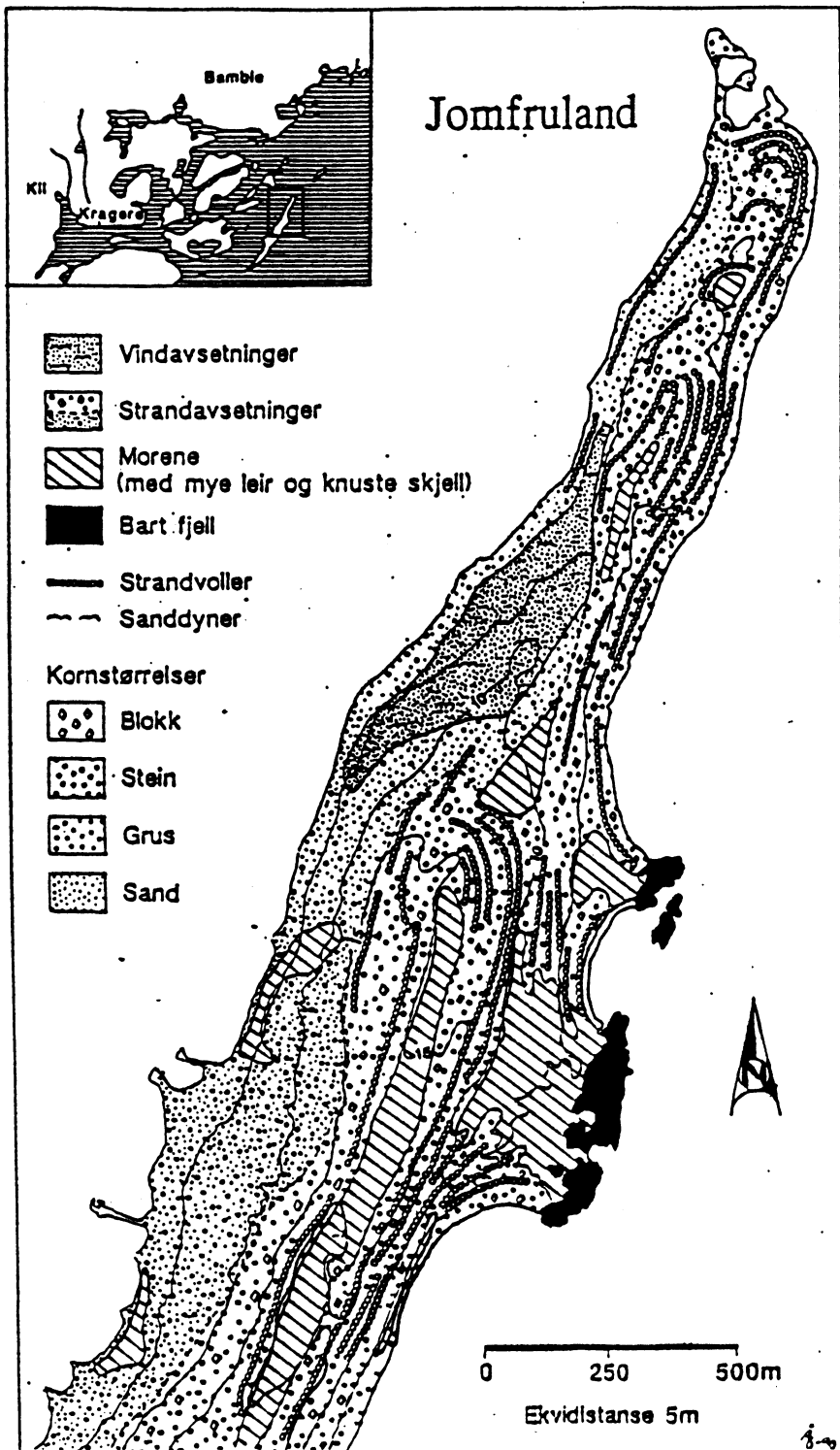
Del II



G11 Kwartærgeologi

Kompendium

Del II



KAPITTEL 12 TERTIÆR OG TIDLIG KVARTÆR.	213
TERTIÆR LANDHEVNING.	213
Landformer.	214
Strandflaten.	216
Elvekapring.	218
TIDLIG KVARTÆR.	218
Eem mellomistid.	219
WEICHSEL.	220
Tidlig Weichsel.	220
Midt Weichsel.	220
Sen Weichsel.	220
Isavsmeltningen gjennom sydlige Sverige	223
 KAPITTEL 13 ISAVSMELTNING I SYD-NORGE.	 224
Regionale forskjeller.	224
JÆREN OG OMRÅDENE RUNDT.	224
Avsetninger som er eldre enn siste nedising	224
SISTE NEDISING OG ISENS TILBAKETREKNING.	226
Isens tilbaketrekning.	226
Israndtrinn på land.	226
Lysefjord morenene.	228
Jordartene.	229
SØRLANDET.	231
Hastigheter på brefrontens tilbaketrekning	231
Jordartene.	232
TELEMARK.	232
Jomfruland.	232
Innlandsområdene.	235
LÅGENDALEN OG NUMEDALEN	236
KONGSBERGOMRÅDET.	238
Marin grense.	239
POSTGLASIAL UTVIKLING.	239
Sammendrag av den senklasiale og postglasiale utvikling.	240
Landhevning og landhevningssedimenter i Ra-området.	241
OMRÅDER OVER MARIN GRENSE.	243
Flesberg området.	244
 KAPITTEL 14 ISAVSMELTNING I OSLOFJORDEN OG PÅ	
ROMERIKE.	246
Ytre Oslofjord.	246
Allerød - Yngre Dryas.	246
Indre Oslofjord.	249
Ås-Ski trinnet.	249
Breelavsetninger.	249
Aker trinnet.	250
Landhevning.	250

KAPITTEL 18 ISAVSMELTNINGEN I TROMS OG FINNMARK	297
Kontinentalsokkelen.	297
Isavsmelting 20 000-9 500 år F.N.	298
Israndtrinn på land.	299
HOVEDTRINNET OG HOVEDSTRANDLINJEN.	301
Lokal glasiasjon.	303
FINNMARK	304
Israndtrinn.	304
Landhevning.	305
Tapestransgresjonen.	306
ISAVSMELTNING I ET FJORDOMRÅDE.	306
Breframstøt i Yngre Dryas.	306
Finmarksvidda.	309

KAPITTEL 12 TERTIÆR OG TIDLIG KVARTÆR.

TERTIÆR LANDHEVNING.

I 1850 gav P. A. Munch en oversikt over Norges høydeforhold og påpekte at de flate vidder (f.eks. Hardangevidda) er karakteristiske for store deler av fjellområdene i Norge (Fig. 12.1).

Hans Reusch lanserte ideen om at disse høytliggende viddeområdene som han betegnet Paleisk (den gamle) overflate, er resultatet av en forholdsvis ung hevningsprosess. Han antok at landhevingen fant sted i Tertiær tid, og forut for dette hadde landmassene vært sterkt utjevnet (et peneplan). Dette peneplanet var et resultat av varmt klima og hovedsakelig kjemisk forvitring i Jura, Kritt og i begynnelsen av Tertiær tid. Bevis for et slikt temperert/varmt klima og betydelig nedbør i begynnelsen av Tertiær finnes bl.a. i Svalbards fossile flora. Senere undersøkelser har bekreftet at etter en lang periode dominert av erosjon var Norge nesten helt avflatet ved begynnelsen av Tertiær tid.

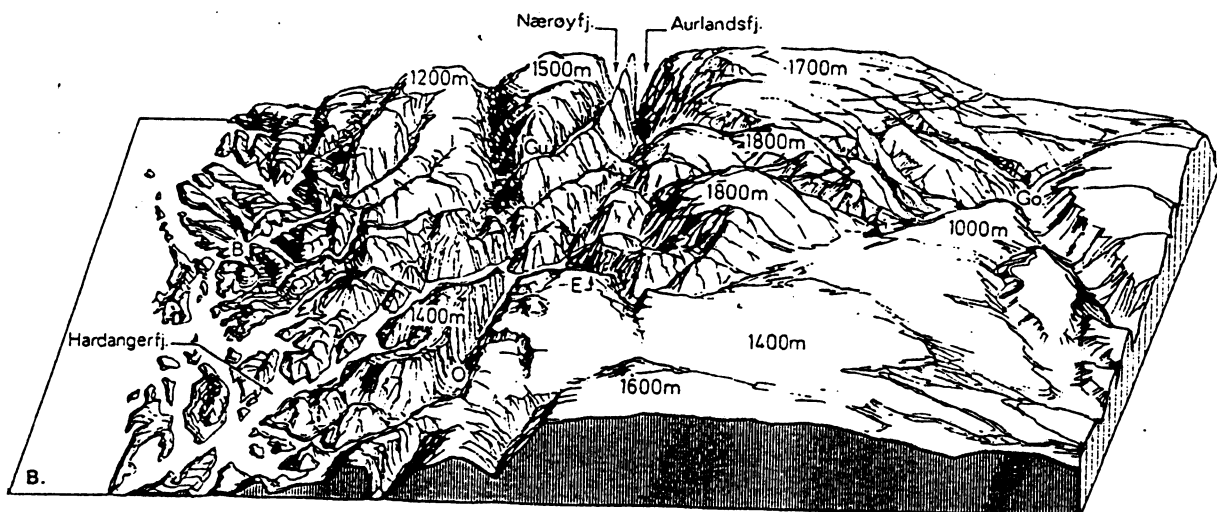


Fig.12.1 Skisse som viser rester av den paleiske overflate i området øst for Hardangerfjorden. De markerte dalene følger sannsynligvis gamle forkastningssoner som er erodert ut av elver og breer i kvartær tid (etter H. Holtedahl).

Den videre utvikling i Norge henger nøye sammen med utviklingen i Atlanterhavet, som på dette tidspunkt åpnet seg. Havbunnsbredningen førte til at Norge og Grønland gled fra hverandre. Samtidig med havbunnsbredningen og åpningen av Atlanterhavet og Norskehavet i Tidlig Eocene (50-60 mill år siden) startet hevingen av landområdene langs vestkysten av Norge og østkysten av Grønland. Som et resultat av denne tidlig-tertiære landhevingen fikk Skandinavia en asymmetrisk oppbygning langs eller nær Norges vestkyst (Fig.12.2).

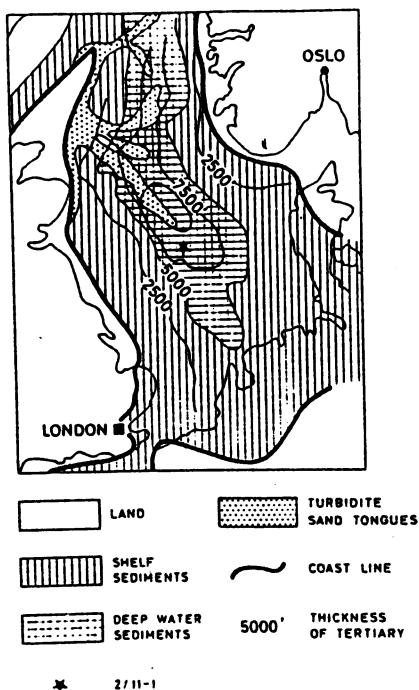


Fig. 12.3 Tertiære sedimenter i Nord-sjøen. (Merk tykkelse i fot). Maksimal tykkelse er ca. 3000 m (etter Ziegler 1975).

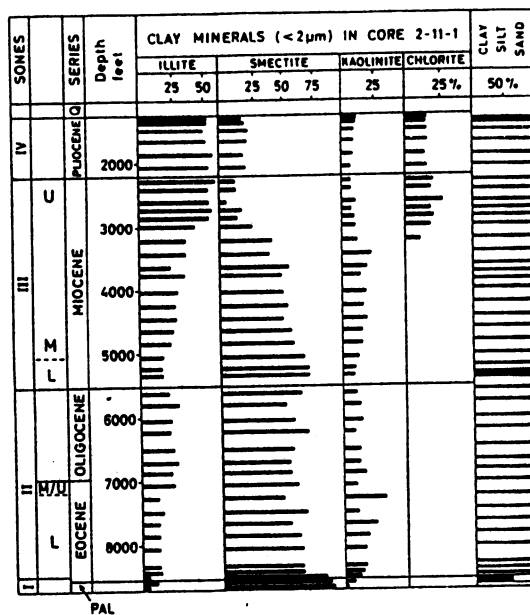


Fig. 12.4 Mineralogisk sammensetning av tertiære sedimenter. Legg merke til økningen av kloritt og illitt i toppen. (etter Karlsson et. al. 1979)

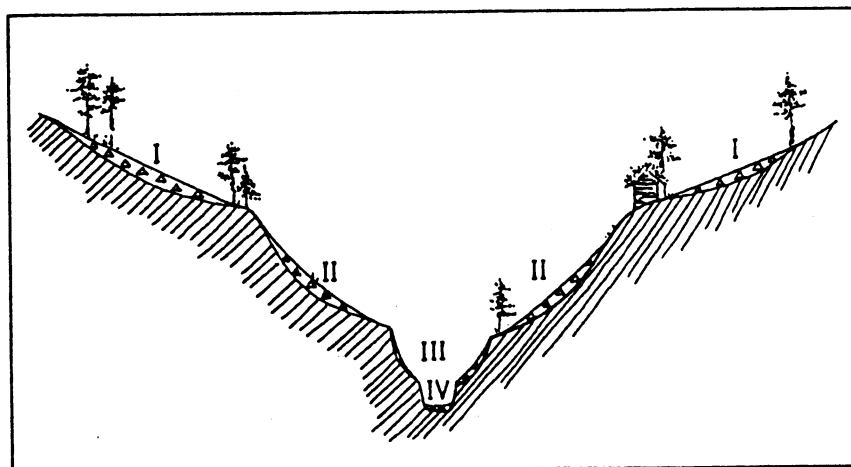


Fig. 12.5 Fire generasjoner med dalutforming (etter Werenskiold 1915). Dalformene I er sannsynligvis restene etter en bred tertiær dal, mens (II ?), III og IV er dannet i løpet av kvartær tid.

Allerede i 1875 har Helland påpekt hvor vanskelig det er å trekke grensen mellom det elvene har gjort før kvartærtid, og hva breene og elvene har gjort i løpet av kvartærtiden. Hellands undersøkelser av erosjon og smeltevannstransport fra Jostedalsbreen viste at de glasiære prosesser har vært av stor betydning, og dette understrekes av våre overfordypede

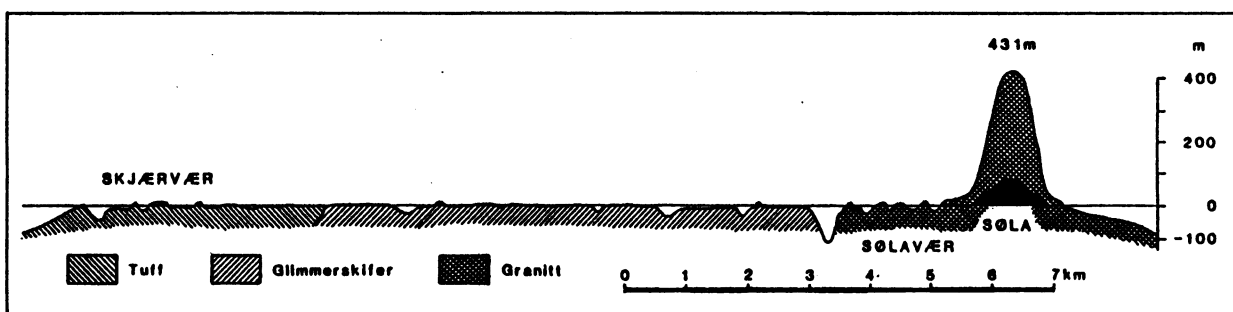
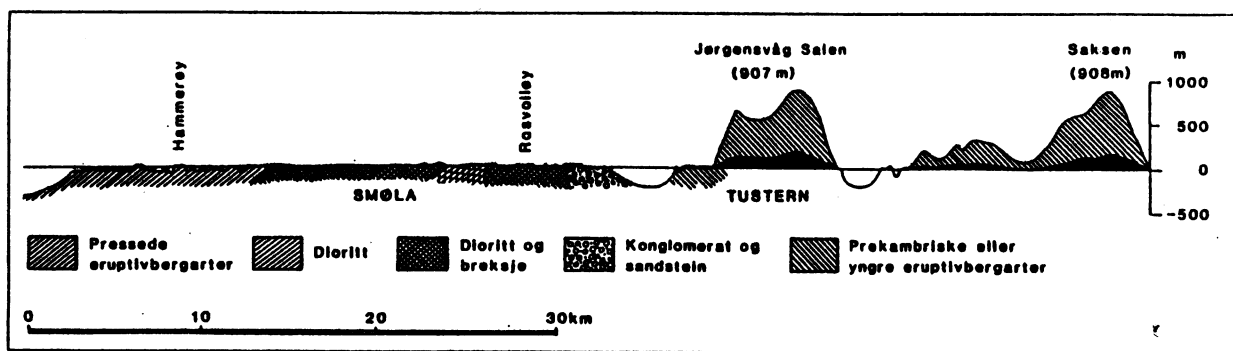


Fig. 12.6 Strandflatens utforming. Vi legger merke til at ulike bergartstyper er erodert ned til samme nivå (etter Nansen)

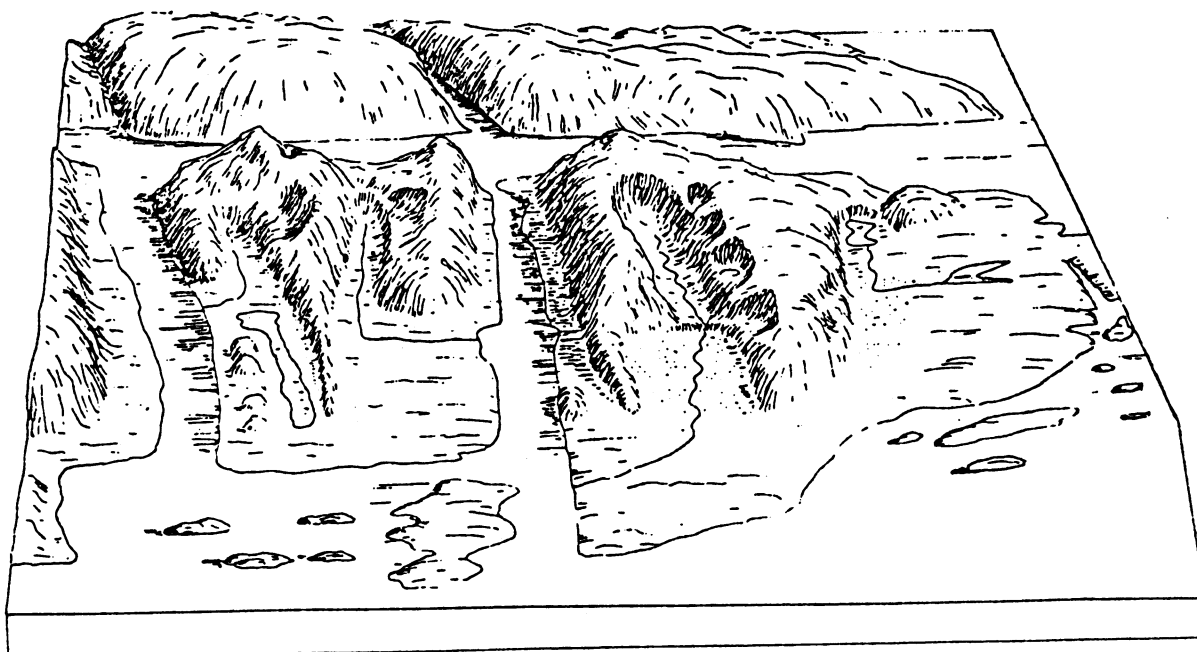


Fig. 12.7 Strandflate, Tustna på Nordmøre, med former dannet til forskjellige tider. U-formede daler og botner er spor etter lokalglasiasjon (etter Holtedahl 1958).

TIDLIG KVARTÆR.

Nest siste istid i Europa, **Saale**, var oppdelt i flere kalde stadialer med relativt varme interstadialer i mellom. Den siste kuldeperioden (stadialen) var for ca 140 000 år siden. Da dekket isen hele Norge (med kontinentalsokkel), Sverige, Danmark og Nord-Tyskland. Isfronten langs sydkysten av Norge kalvet i det arktiske ishavet som gikk inn i Norskerenna (Fig. 12.10)

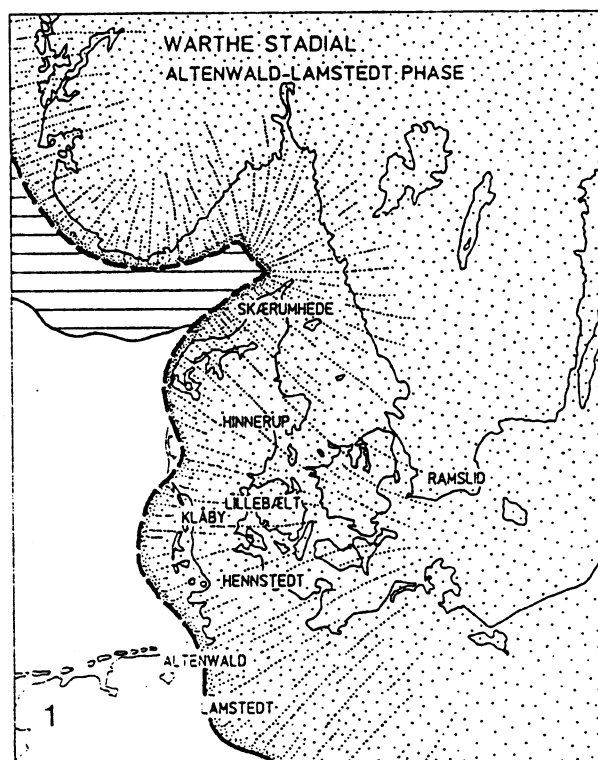
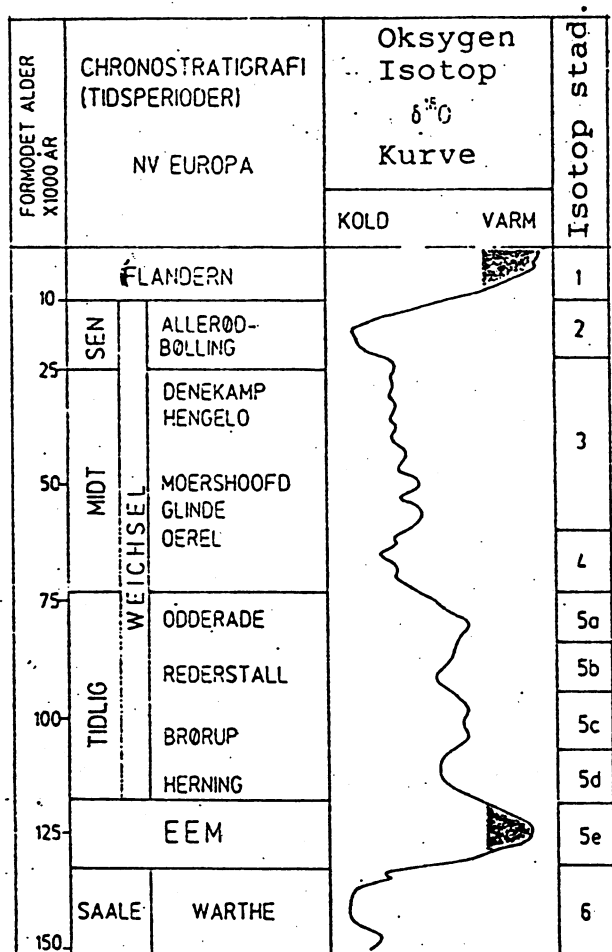


Fig. 12.9 Stratigrafisk skjema for Saale, Eem og Weichsel med klimakurve (oksygenisotop-kurve).

Fig. 12.10 Isdekkets utbredelse ved slutten av Saale istiden. Det arktiske ishavet gikk inn i Norskerenna.

Eem mellomistid.

Den varme mellomistiden (interglasialtiden) som fulgte etter Saale istid betegnes Eem. (tilsvarer oksygenisotop-stadium 5e i Nordsjøen). For ca 125 000 år siden var isdekket totalt forsvunnet og store store deler av Danmark var dekket av hav med en typisk varmtvannsfauna (boreo-lucitansk).

Sen Weichsel.

Isdekket vokste på ny etter siste interstadial og selv Norskerenna ble fylt med is. Den maksimale utbredelse var for ca 18 000 år siden og isen dekket Sverige, samt store deler av Danmark, Tyskland og Polen (Fig. 12.11). Isdekkets sydlige begrensning fulgte en Ø-V linje gjennom den nordlige del av Jylland og svingte brått sydover ved Viborg. Denne **hovedoppholdslinjen** (C-linjen) er en viktig geologisk-geografisk skillelinje.

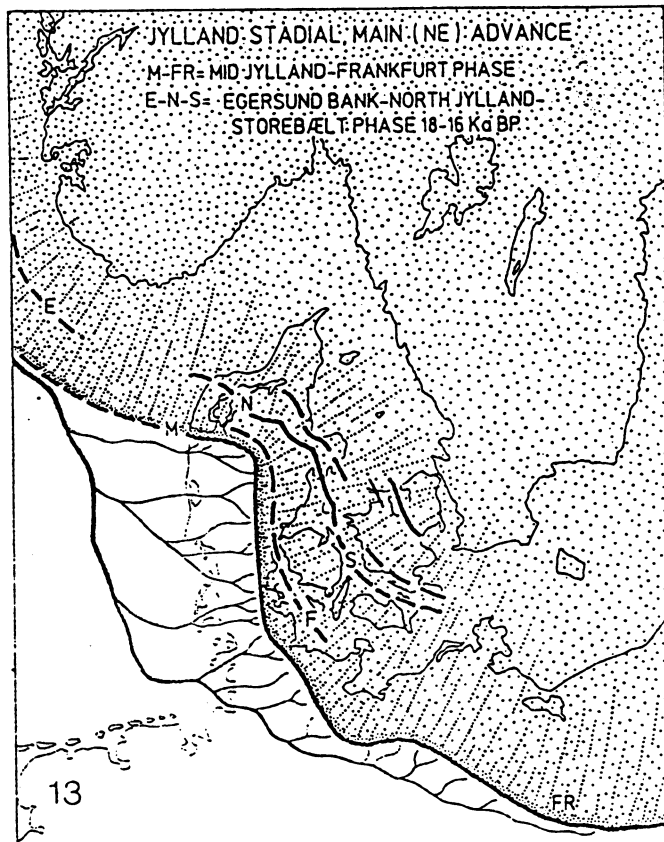


Fig. 12.11 Isdekkets maksimale utbredelse for ca 18 000 år siden. Utenfor hovedoppholdslinjen er tegnet inn de proglasiale smeltevannsløpene.

Danmark var nediset i de to istidene Elster og Saale. Det gamle moreneterranget fra disse nedisningene, på yttersiden av hovedoppholdslinjen, ble i løpet av Eem mellomistid og Weichsel istid omdannet til et modent landskap hvor utjammede morenehøyder, **bakkeøene**, hever seg litt opp (Fig. 12.12). På nord-østsiden av denne linjen finner man et ungt glasialt landskap dannet i løpet av Weichsel-nedisningene. Dødisgroper og eskere fra siste fase i isavsmeltingen, samt markerte morenerygger og smeltevannsløp, fremhever de klare morfologiske forskjeller mellom områdene på hver side av hovedoppholdslinjen. (Fig. 12.12 og 12.13)

Erosjonsmateriale ble fraktet med breelver fram til israndlinjen og avsatt utover sandurslettene foran breen. De jamne sandavsetningene som fyller forsenkningene mellom bakkeøene betegnes **hedesletter**.

Isavsmeltningen gjennom sydlige Sverige.

Tilbaketrekkingen fra hovedoppholdslinjen gikk trinnvis, avbrudt av små framstøt. Jylland og Skagerrak ble raskt isfritt slik at **brekanten lå nær kysten på Sørlandet og Vestlandet for 16 000 år siden**. Norskerenna var fylt med havvann, mens Sverige, Østersjøen og Kattegat fortsatt var isdekket.

Brefronten trakk seg nå raskt tilbake og lå omtrent langs Sveriges vestkyst i Eldste Dryas. (Fig. 12.14). Den videre avsmelting gjennom Syd-Sverige er skissert i Fig. 12.14. Isavsmeltingen gikk nå raskt, og ved slutten av Bølling var gjennomsnittlig hastighet på brefrontens tilbaketrekning over 200 m pr år. Etter en kortvarig stans i Eldre Dryas, som er markert med Gøteborgmorenen, fortsatte tilbaketrekkingen i Allerød. Hastigheten var noe lavere (ca 60 m pr år) og den ble ytterligere redusert i Yngre Dryas (Ra-tid). Et mindre breframstøt er fastlagt ved begynnelsen av Yngre Dryas.

Som det framgår av Fig. 12.14 trakk isfronten seg tilbake fra Skåne til Stockholm i løpet av ca 2 500 år, og denne tilbaketrekkingen fortsatte med økt hastighet gjennom Mellom-Sverige. Frigivelse av store mengder smeltevann førte til meget stor erosjon, elvetransport og sedimentasjon i perioden 13000- 8000 år F.N.

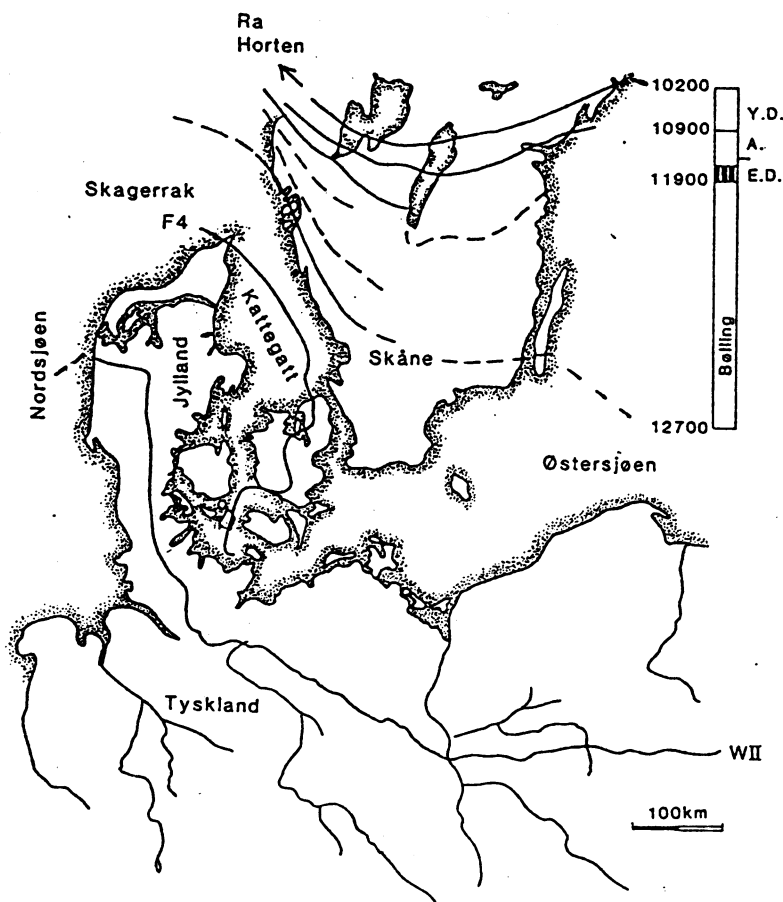


Fig. 12.14 Isfrontens tilbaketrekking gjennom Kattegat og Syd-Sverige. Etter en kort stans i Eldste Dryas var det en meget rask tilbaketrekning i Bølling.

Avsetningene i disse profilene (og andre profiler) gjenspeiler følgende utvikling:

I Midt Weichsel rykket isen fram over Jæren (**Jæren stadial**). Nedpressingen av landet var betydelig større enn etter siste nedisning. Øvre grense for den marine **Høg-Jæren leire** er derfor høyere enn den postglasiale marine grense (og H.-J. leire dekket mye større områder enn de postglasiale leirene). Den store landhevningen er muligens en kombinasjon av isostatisk og tektonisk heving.

Såvel foraminiferer som pollen viser at klimaet var nesten arktisk da H.-J. leira ble avsatt. Vi antar derfor at den ble avsatt i **Sandnes interstadial** (ca. 35 000-25 000 år F.N.).

De yngste morenene (Kverneland og Oppstad diamikton) ble avsatt i løpet av siste nedisning (25-13 000 år F.N.).

Breelvmaterialet nederst i Foss-Eigeland profilet (Figgjo grus) ble troligvis avsatt foran en framrykkende bre (proglasialt). De øverste lagene er avsatt over havets nivå (subaerielt) siden permafrost førte til utvikling av inntil 4 m dype iskiler. Den marine leira ble avsatt i Sandnes interstadial.

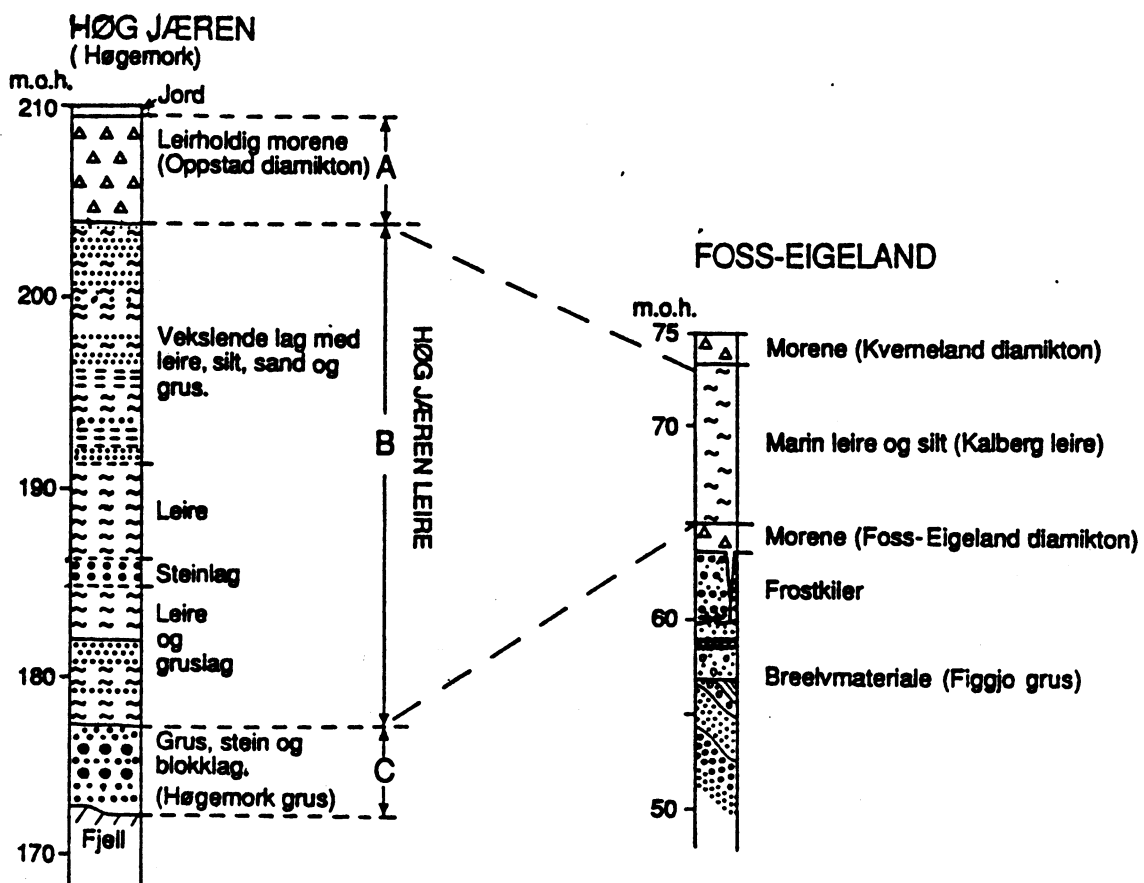


Fig. 13.2 Snitt gjennom avsetningene fra Høgemork på Høg-Jæren (210 m.o.h.) og fra Foss-Eigeland (etter Bergersen & Follestad 1971 og Andersen et. al. 1987).

Avsetningene på Jæren viser at vi må vente å finne marine avsetninger dannet i denne interstadialen en rekke steder langs Norges syd- og vestkyst.

Lista-trinnet, finnes kun ved Lista som tre morenerygger, men trinnet kan følges som submarine avsetninger parallellt med kysten fra Lista til Jæren. På Jæren er store deler av Lista trinnets morenemateriale omarbeidet og jamnet ut p.g.a. av bølgenes nedbrytning og man finner bare akkumulasjoner av store blokkmengder i eller litt over strandsonen. **Antatt alder er 13500-13000 år F.N. (Eldste Dryas)**. Morenebeltets utstrekning og skuringsstriper viser at ismaksimum på dette tidspunkt lå nord-nordøst for Lista-området. Det tykke isdekket synes ikke å ha vært sterkt influert av den underliggende berggrunnstopografi, bortsett fra at store mengder is ble drenert ut Boknafjorden og spredde seg ut i vifteform utenfor (Fig. 13.4).

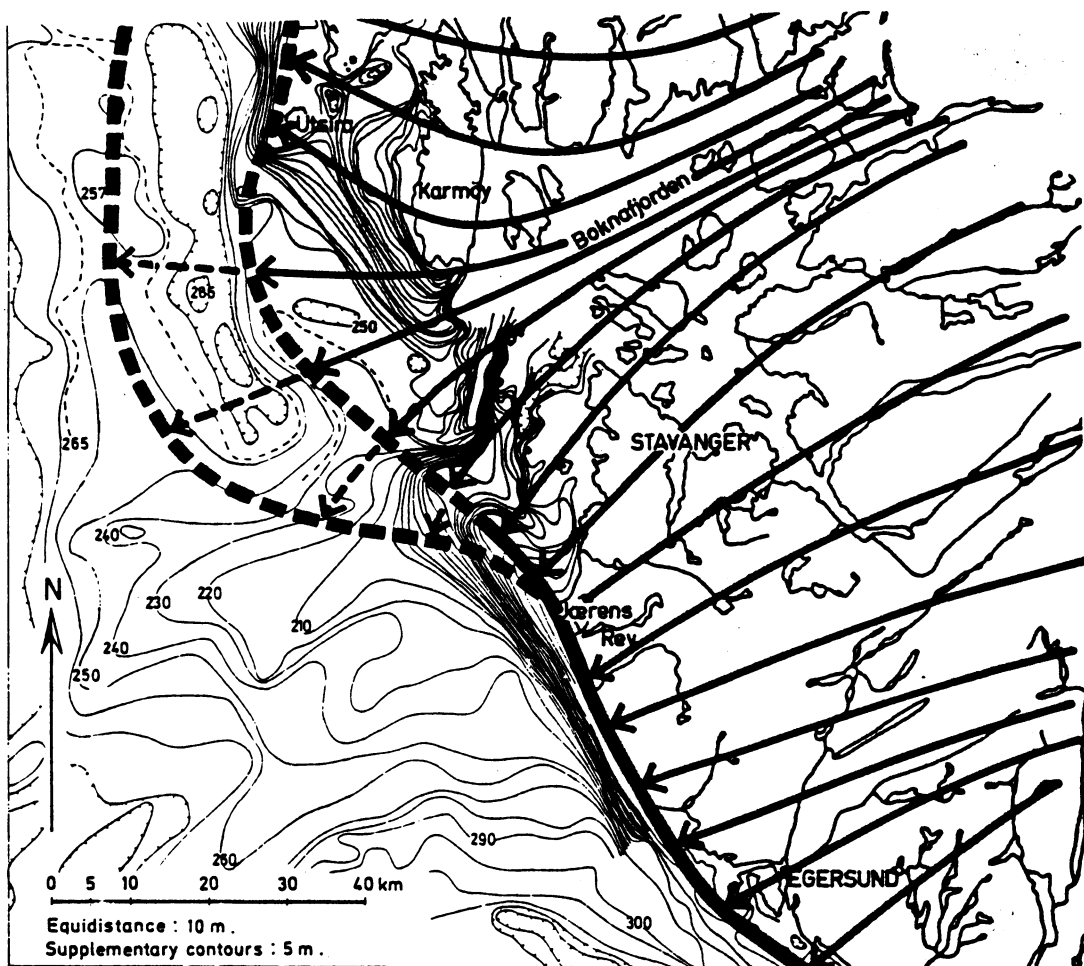


Fig. 13.4. Brefrontens beliggenhet i S.V. Norge i Eldste Dryas (13500-13000 år F.N.) Isens bevegelse var lite påvirket av berggrunnstopografien da Lista trinnets avsetninger ble dannet (etter Andersen et. al. 1987).

En rekke små og spredte morenerygger ble avsatt i løpet av **Bølling** kronosonen (13000-12000 år F.N.) og isen forsvant fra mesteparten av Jæren i dette tidsrommet.

Jordartene.

Morener.

Arealmessig og for landbruket er morenejordartene de viktigste på Jæren. Dette er morener dannet i forbindelse med siste nedisning. De må være eldre enn 12000 år siden Jæren ble isfritt i løpet av Bølling (13 000 - 12 000 år F.N.). Den dominerende isbevegelse i området har vært fra fjellområdene i øst og ut mot kysten. Brebevegelsens betydning for morenematerialets sammensetning er illustrert i Fig. 13.7 som viser innholdet av fyllitt-partikler i morenemateriale nær Bryne (fraksjonen 2-20 cm). Fordelingsmønsteret, iforhold til forekomst i fast fjell, viser at brebevegelsen var fra øst.

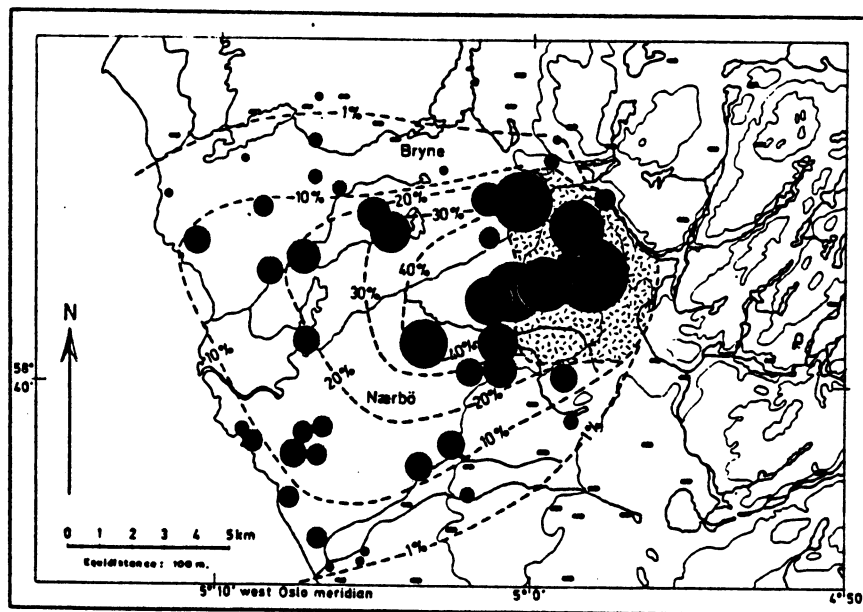


Fig. 13.7. Innhold av fyllitt i fraksjonen 2-20 cm i morenemateriale nær Bryne. Fordelingen viser at dominerende brebevegelse har vært fra øst og ut mot kysten (etter Andersen et. al. 1987).

Den nordlige delen av Jæren er tydelig påvirket av glacial erosjon, og morenene her har et høyt innhold av lokale bergarter og de klassifiseres generelt som grusige morener med et relativt høyt stein og blokk innhold. De mange steingjordene viser hvilket slit det var å dyrke opp disse områdene.

På syd Jæren var det mer avsetning enn erosjon og store mengder marine avsetninger ble innarbeidet i de yngste morenene. Mesteparten av syd Jæren er idag dekket med leirholdig morene med en relativt jamn overflate. Leirinnhold opp mot 30% er ikke uvanlig. Molusk fragmentene og foraminiferene man finner i morenene er av samme type som i de underliggende "arktiske" leirene. Generelt sett er det et jamnt morenedekke, men iblandt finner man klare drumliner.

SØRLANDET.

Fig. 13.9 er en sammenstilling av kjente israndtrinn i syd Norge og deres beliggenhet i forhold til ismaksima. Det mest markerte er Ra-trinnet. Figuren viser klart at bredden på de landområdene som ble isfrie før Yngre Dryas avtar når vi går langs kysten fra Jæren mot Oslofjorden. På Sørlandet finner man et markert morenetrinn, **Spangereidtrinnet**, mellom kysten og Yngre Dryas (Ra) morenene. Det smale morenebeltet som kan følges over det lave fjellområdet vest for Mandal består av en eller to parallelle rygger.

Hastigheter på breffrontens tilbaketrekning .

Det er antatt at Spangereidtrinnet ble dannet i Eldre Dryas slik at forskjellen i alder på Spangereid-trinnet og Ra-trinnet er ca 3000 år. Avstanden mellom disse to trinnene på Sørlandet er ca 40 km. Det gir en gjennomsnittlig forflytning av breffronten på ca 13 m/år. Selv om det er store usikkerheter knyttet til dette anslaget så var hastigheten på Sørlandet bare 1/10 av breffronthastighetene i syd Sverige i samme tidsintervall.

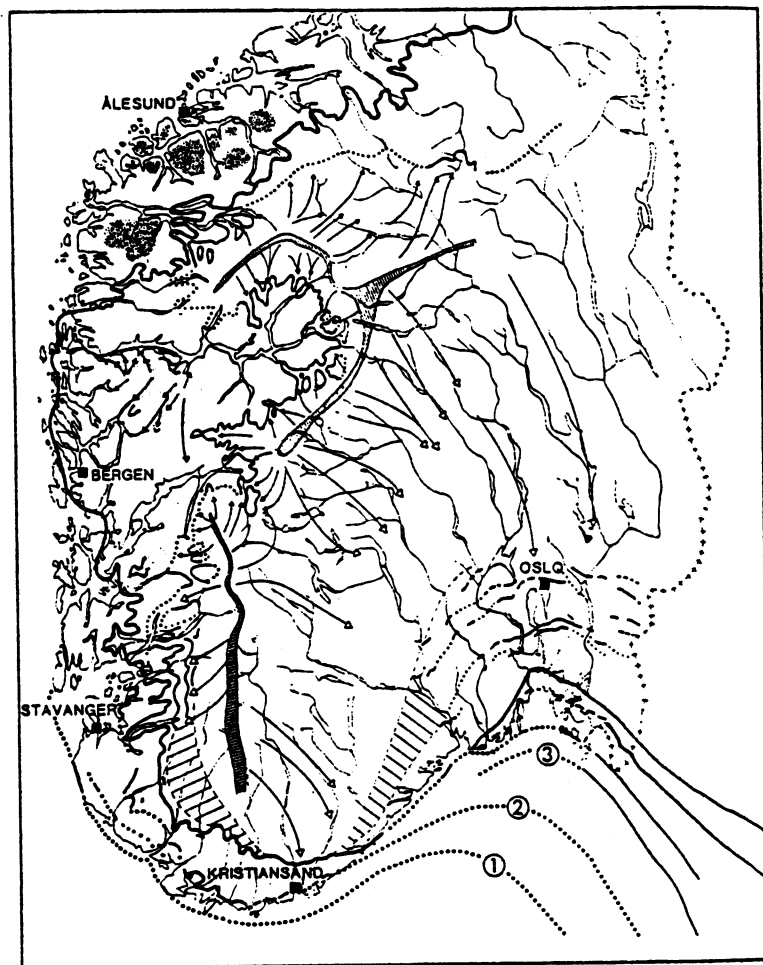


Fig. 13.9 Israndtrinn i Syd Norge (etter Anundsen 1972). Det er skilt ut følgende trinn: Lista, Spangereid, Ra (hovedtrinnet fra Yngre Dryas) og 2 preboreale eller boreale trinn. Skraverte områder viser bremaksima mens pilene viser isens bevegelse.

2. Breen rykket fram i Yngre Dryas, og morenematerialet ble avsatt langs brefronten på havbunnen. Gamle sedimenter bl.a. leirer med fossiler ble innarbeidet i avsetningene.
3. Da isen trakk seg tilbake fulgte havet etter (M.G.=100 m.o.h.) og israndtrinnet lå under havets nivå. I en periode på noen tusen år ble det avsatt leire over moreneryggen.
4. På grunn av landhevingen ble vanndybden over Jomfruland stadig mindre og bølger begynte å omarbeide materialet. Ut fra landhevningsskurven kan vi fastslå at Jomfruland kom over havets nivå for ca. 4000 år siden. Etter at leirmaterialet var vasket vekk begynte bølgene å bearbeide morenematerialet og finfraksjonene ble vasket ut og fraktet ut på yttersiden eller innsiden av ryggen. En del av sandmaterialet ble avsatt i beskyttede områder på innsiden av ryggen. På yttersiden er det hovedsakelig en kappe med godt rundet steimateriale hvor det er utviklet klare strandvoller.
5. Etter at sandavsetningene på innsiden var hevet over havets nivå tørket de ut og det ble dannet meget korttransporterte vinddyner.

Innlandsområdene.

Fig. 13.12 viser et oversiktskart over Telemark. Da isen trakk seg tilbake fra Jomfruland fulgte havet etter og vi fikk en rekke med lange smale fjorder. Samtidig med og umiddelbart etter at breen trakk seg tilbake ble det dannet glasimarine breelvavsetninger. Senere ble det dannet marine avsetninger og fjordavsetninger. Mens området ble gradvis hevet over havets nivå ble det dannet elveavsetninger. Den geologiske utvikling som fant sted i disse dalførene var stort sett den samme som i svært mange andre dalfører.

Vi vil benytte Lågendalen (Numedalen) som eksempel på den senglasielle og postglasielle utvikling i slike dalfører.

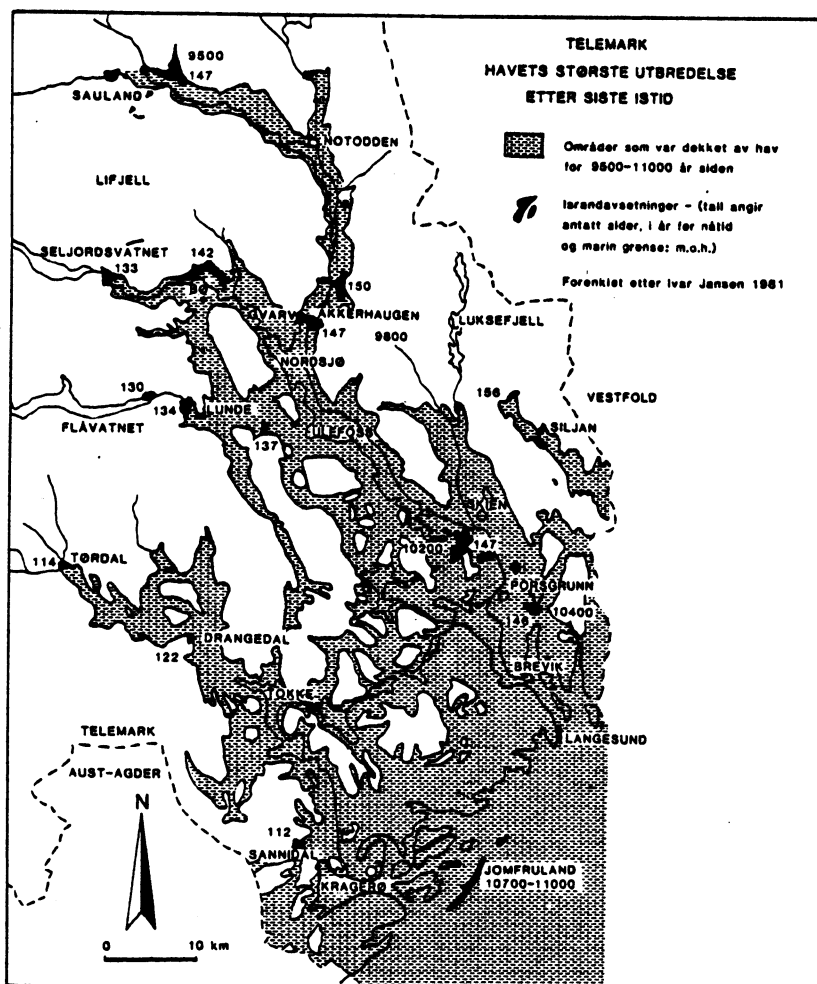


Fig. 13.12 Oversiktskart over Telemark med havets utbredelse umiddelbart etter at isen forsvant. Legg merke til de lange trange fjordene som eksisterte i første del av postglasiell tid.

Ra-avsetningene krysser Lågendalen like NØ for Larvik. Mange steder i dette området finner vi 2 eller flere parallelle rygger som viser at det i Yngre Dryas var flere breframstøt. Den marine grense ved Larvik er ca. 155 m.o.h., slik at Ra-ryggen i det alt vesentlige ble avsatt under havets overflate (i likhet med Jomfruland). I løpet av de neste ca 800 år trakk breen seg tilbake til den posisjonen som er vist på Fig. 13.13. Isfronten lå 20-40 km innenfor den submarint dannede Ra-morenen, og store områder som idag er land, lå under havets nivå. Nåværende kystlinje er stiplet inn på figuren. Lågendalen var på dette tidspunkt en lang trang fjord som strakte seg inn til isfronten ved Passebekk (Fig. 13.14, M.G.= 175 m.o.h.).

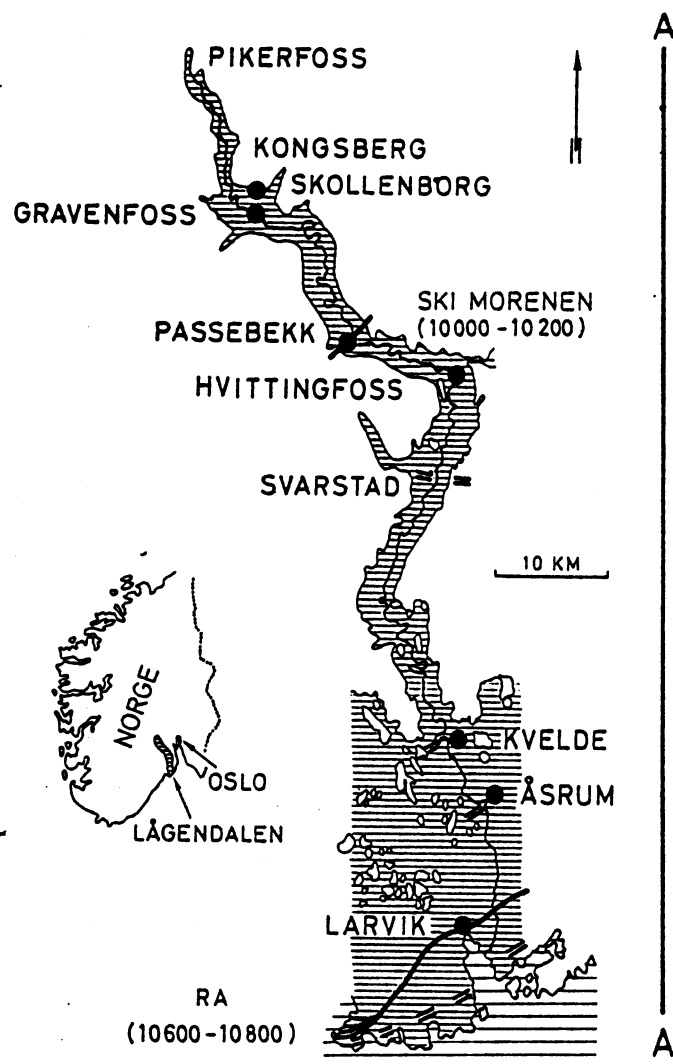


Fig. 13.14 Områder som var dekket av hav etter isens tilbaketrekning fra Ra-posisjonen.

Omtrent 200 år senere lå isfronten nord for Kongsberg og Lågendalsfjorden hadde sin maksimale utbredelse, fra Kvelde til Pikerfoss (Fig. 13.14).

Store mengder med smeltevann fra det store isdekket nordenfor rant ut i Lågendalsfjorden ved Kongsberg. Som et resultat av dette fikk vi dannet de store breelvdeltaene i Kongsbergområdet (Fig 13.15). Hovedmengden med breelvmateriale finner vi i selve Lågendalen, men også sideelvene bygget opp sine deltaer. Samtidig med avsetningen av dette grovkornede materialet ble det avsatt finere materiale i det relativt brede fjordområdet syd for Skollenborg (Fig. 13.15).

I området syd for Skollenborg (Fig. 13.15) ligger det mektige avsetninger med senglasiiale siltavsetninger. Disse avsetningene kan være inntil 150 m tykke, noe som viser at sedimentasjonshastigheten i den første perioden etter isens tilbaketrekning må ha vært meget stor. Det mer finkornede materialet (leirer) ble på dette tidspunktet avsatt lenger ut i Lågendalsfjorden.

Marin grense.

Flere israndavsetninger, hovedsakelig med breelvmateriale, viser at isfronten periodevis stod så lenge i ro at slike avsetninger ble bygget opp til havnivå. I tillegg ble det dannet deltaer der elvene i **sidedalene** rant ut i havet. Det er disse avsetningene som hovedsakelig har vært benyttet til å bestemme marin grense i Lågendalen. M.G. hever seg fra ca. 155 til ca. 175 m.o.h. på avstanden mellom Larvik og Kongsberg. Den marine grense i Larviksområdet er fra Ra-tid, mens marin grense i Kongsberg området er ca. 1000 år yngre (den tid det tok for isfronten å forflytte seg fra Larvik til Pikerfoss). I den perioden da isen trakk seg tilbake fra Larvik til Pikerfoss var det en netto landhevning på 45 m i Larviksområdet.

POSTGLASIAL UTVIKLING.

Fig. 13.16 viser skissemessig 4 stadier av utviklingen i indre del av Lågendalsfjorden.

I. Brefronten lå like nord for Kongsberg og Numedalslågen var en kort elv som rant ut av breporten ved A og ut i havet ved B. Grovt materiale ble fraktet med elven og avsatt nær elveutløpet. Breelvdeltaet ble bygget opp til havets nivå, mens finere materiale ble avsatt lenger ut i Lågendalsfjorden.

II. Breelvdeltaet ble gradvis større samtidig med at de glasimarine avsetningene økte i tykkelse. Brefronten trakk seg nordover men fortsatt kom det store smeltevanntmengder ned Lågendalen.

III. Isen har smeltet og breelvtransporten er erstattet med normal elvetransport. Landhevningen førte til at havnivået ble senket i Lågendalsfjorden. Avsatte sedimenter ble gradvis hevet over havnivå, først gruntvannsedimentene og deretter materiale avsatt

gikk. Tilbaketrekningen fra Ra-posisjon til Kongsberg tok ca. 1000 år. Avstanden er ca. 80 km og gjennomsnittelig tilbatrekningshastighet må ha vært ca. 80 m per år.

Havets øverste nivå (MG) er vist for noen lokaliteter. Skrålinjer (p.g.a. skjev landhevning) viser havets nivå til forskjellige tider. Disse linjene kan benyttes til å datere dannelsen av terrasser med landhevningssedimenter. F.eks. Odbergmoen, som er en meget markert terrasse med tykk sand over marine leirer, var ferdigbygget ca. 7000 år F.N. Det er tydelig hvordan landhevningssedimentenes høyde avtar utover (sydover) i Lågendalen.

Halvparten av den postglasiale landhevning skjedde i løpet av ca. 1500 år. Fjellterskelen som førte til dannelsen av Hvittefoss kom over havnivå for ca. 7500 år siden.

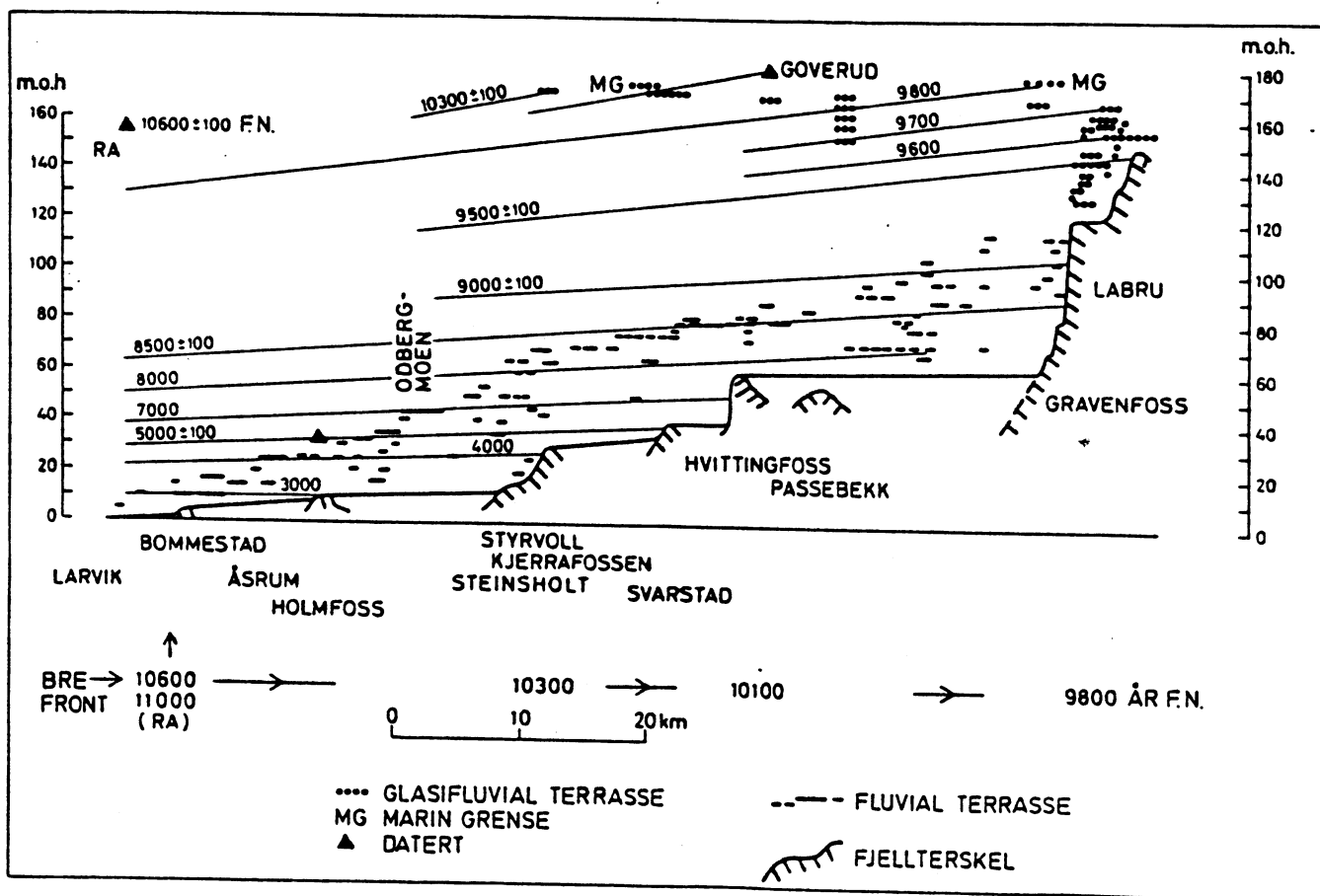


Fig. 13.17 Lengdesnitt gjennom Lågendalen som viser isens tilbaketrekning, havnivå og sedimenter fra sen- og postglasial tid.

Landhevning og landhevningssedimenter i Ra-området.

Utviklingen her er omtrent den samme som tidligere beskrevet for Jomfruland. Mesteparten av Ra-ryggen ble avsatt submarint (I Fig. 13.18) og da breen trakk seg tilbake ble morenesedimentene tildels dekket med marin leire (II). Under landhevningen ble mestepar-

OMRÅDER OVER MARIN GRENSE.

Da Lågendalsfjorden hadde sin maksimale størrelse gikk den inn til Kongsberg og marin grense her er 175 m.o.h. Lenger mot nord ble avsetningene dannet over M.G.

Det man legger merke til når man reiser i dette dalføret er flate områder med breelvmateriale bevokst med furuskog og de store sandslettene som er dyrket opp. Som et eksempel er valgt ut Flesberg-området (Fig. 13.20).

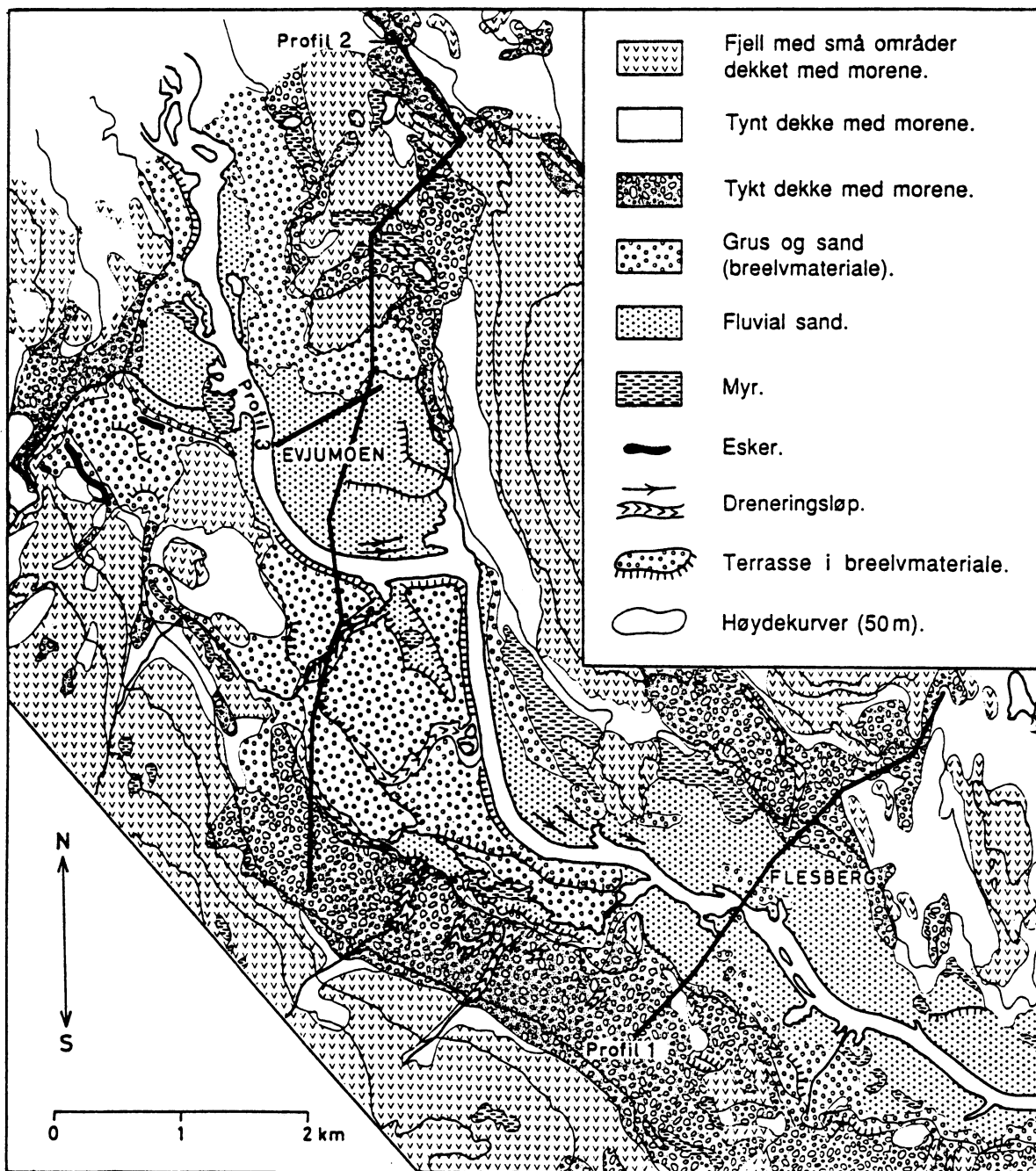


Fig. 13.20 Kvartærgeologisk kart for Flesberg-området i Numedal.

De lavest liggende morenene og breelvavsetningene ble dekket med sand etter hvert som et delta gradvis fylte bassenget fra nord mot syd. Samtidig med og etter denne oppfyllingen var det skjev landhevning. Dette førte til en relativ senkning av sjøens overflate i nord, og det ble dannet dype erosjonsfurer i de fluviale avsetningene.

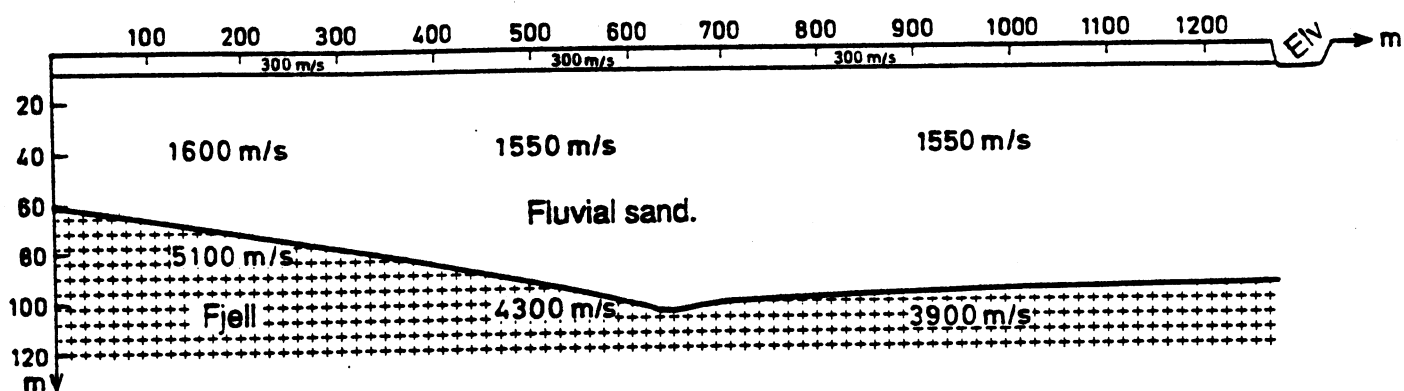


Fig. 13.22 Seismisk profil som viser at "Flesbergsjøen" var over 100 m dyp. Bassenget er fylt med elvetransportert sand. Idag meandrerer elven i toppen av sandavsetningene.

Seismisk profil tvers over Evjumoen (Figs. 13.20 og 13.22) viser at innsjøen må ha vært ca 100 m dyp. Hovedmengden av materialet er løs sand eller silt (seismisk hastighet 1500-1600 m/s). Selv om det sannsynligvis finnes noe morene langs dalbunnen, så kan den ikke påvises v.h.a. seismiske undersøkelser fordi den er for tynn (sammenliknet med de overliggende sandavsetningene).

Innsjøbassenger som er blitt helt eller delvis fylt med silt og sand i løpet av isavsmeltingsperioden og postglasial tid finnes mange steder i våre dalfører.

Avsetninger av denne type egner seg godt for uttak av grunnvann under forutsetning av at materialet er tilstrekkelig permeabelt. Elva som renner gjennom området vil stadig sørge for at magasinet holdes fullt.

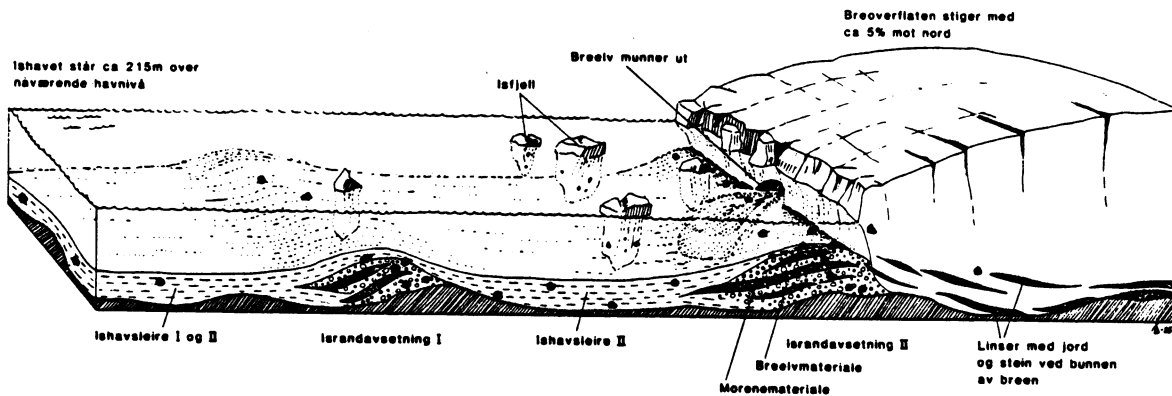


Fig. 14.2 Modell som illustrerer dannelsen av israndavsetningene i Oslofjorden. Legg merke til hvordan breeivmateriale og morenemateriale kan blandes i en israndavsetning.

mengder fraktet fram til brefronten. Områdene nord for disse israndavsetningene har kun små og spredte moreneavsetninger og var tydeligvis erosjonsområder i den kalde Y.D. perioden. Oscillasjoner av brefronten har ført til dannelsen av minst 2 markerte rygger. Det var meget store materialmengder som ble fraktet fram til brefronten og avsatt, hovedsakelig under havets nivå (Fig. 14.2). Bredden på Ra-ryggen er i gjennomsnitt 1 km og tykkelsen minst 20 m. Hvis man sprer dette materialet ut mot nord så tilsvarer det et jorddekke på 0,5 m tykkelse i et 40 km bredt belte.

Israndavsetningenes oppbygning.

Fig. 14.3 viser et snitt gjennom øvre del av Ra-ryggen på østsiden av Oslofjorden. Den relativt kompliserte oppbygningen gjenspeiler dannelsesmiljøet i kontaktsonen mellom brefront og hav.

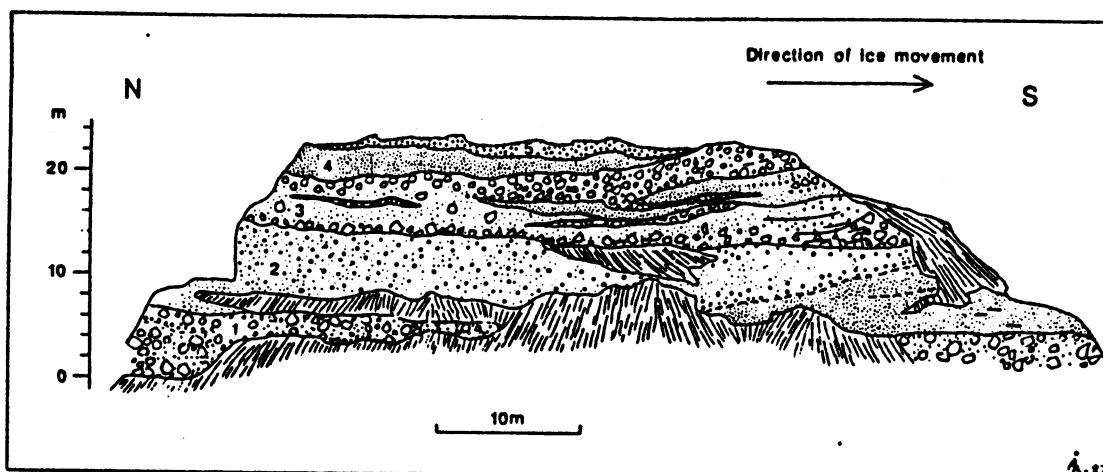


Fig. 14.3 Snitt gjennom øvre del av Ra-ryggen på østsiden av Oslofjorden. 1: grov og kompakt morene. 2: breeivmateriale (hovedsakelig sand og grus) og forstyrrede lag med marin silt og finsand. 3: sandig morene med soner av sortert sand og grus. 4:glasimarin sand. 5: strandgrus. (etter Haldorsen og Sørensen 1986).

Indre Oslofjord.

Ås-Ski trinnet.

Omtrent 30 km nord for de nordligste Ra-avsetningene ligger avsetningene fra neste tydelige stans i brefrontens tilbaketrekning, det såkalte Ås-Ski-trinnet som ble dannet helt på slutten av Yngre Dryas (Fig. 14.1 og 14.4). Det er en mengde relativt små israndavsetninger med hovedsakelig morenemateriale og dekket av landhevningssedimenter. Ski-trinnet (nordligst) er mest markert utformet.

Breelvavsetninger.

Smeltevann fra store områder ble konsentrert langs de dypeste forsenkningene under breen. Når brefronten gjorde et opphold ble de markerte breelvavsetningene bygget opp. Svelvik (Drammensfjorden) og Storsand (Oslofjorden) avsetningene trer svært tydelig fram der de ligger i hver sin trange fjord med bart fjell på begge sider (Fig. 14.4). Ofte var det relativt kortvarige stans slik at breelvavsetningene ikke ble bygget opp til havnivå. Svelvik avsetningens øverste flate ligger kun 60 m.o.h. (Fig. 14.5).

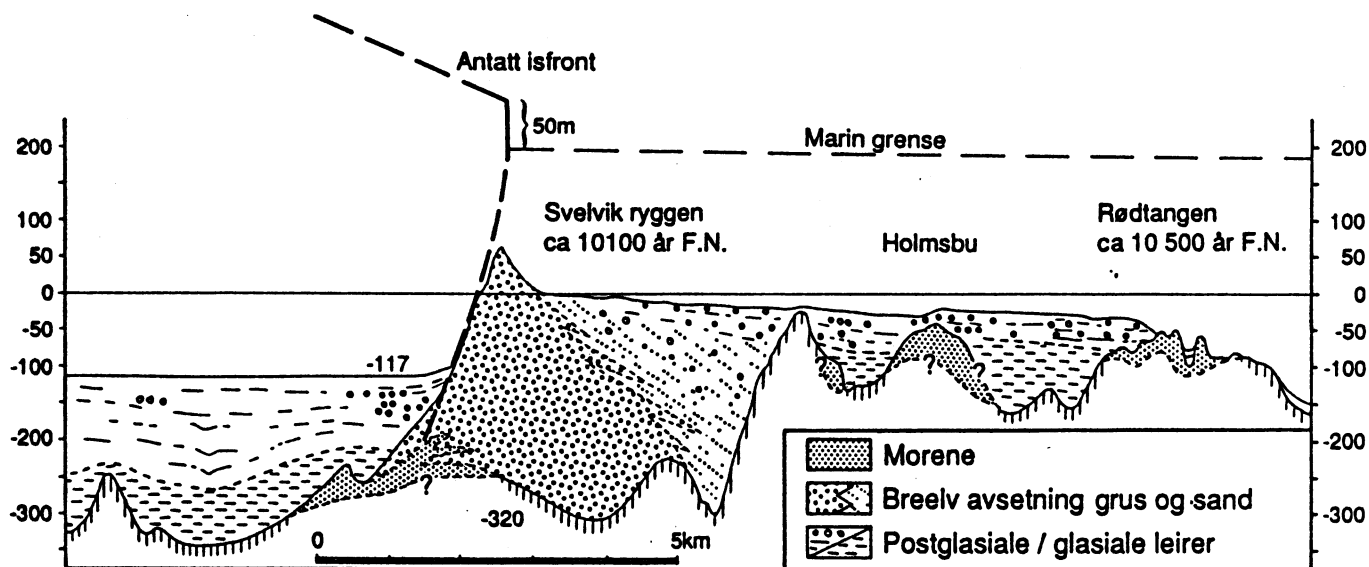


Fig. 14.5 Snitt gjennom Svelvikryggen som krysser Drammensfjorden. Denne israndavsetningen som ikke ble bygget opp til M.G. består hovedsakelig av breelvmateriale. På proksimalsiden er den delvis dekket av yngre leirer. Den markerte linjen viser hvordan vi tenker oss brefronten da breelvavsetningen og de finere avsetningene utenfor ble bygget opp (etter Sørensen 1992).

Marine leirer.

Selve israndtrinnene dekker relativt små arealer, mens den jordart som dekker de største områdene under M.G. er marin leire (Fig. 14.8). Landbruksmessig er dette selvsagt en

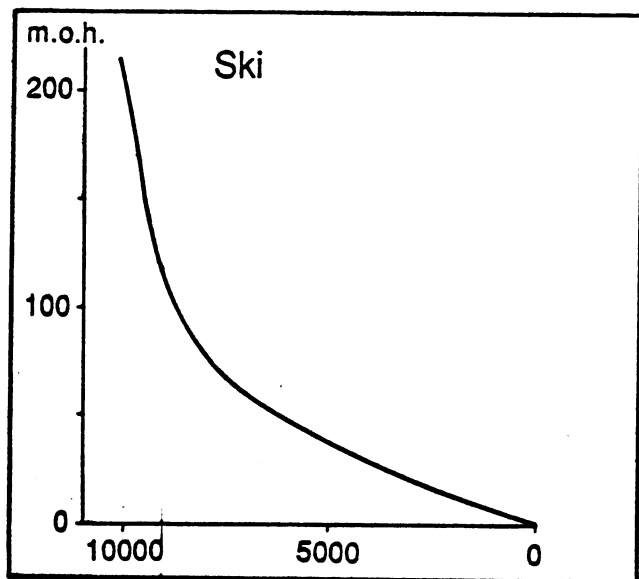


Fig. 14.7 Netto strandlinjeforskyvning for Ås-Ski området.

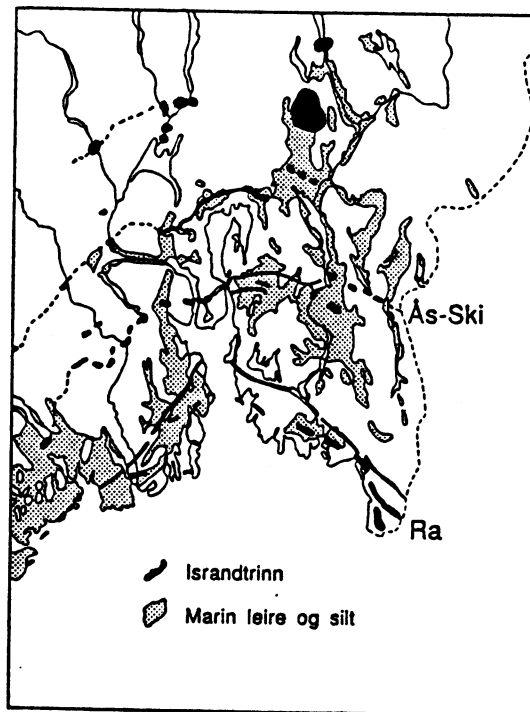


Fig. 14.8 Områder rundt Oslofjorden som er dekket med marin leire og silt (etter Haldorsen og Sørensen 1986).

meget viktig jordart, mens den ofte byr på store problemer for bygningsingeniører (skred, setninger og korrosjon).

De **glasimarine** leirene som ble avsatt samtidig med og nær israndtrinnene bærer preg av dette ved at de inneholder utpregede kaldvannsfaunaer og en del isdroppet materiale. På fig. 14.1 er avmerket de viktigste foraminiferselskapene i de glasimarine leirene dannet samtidig med israndavsetningene. Et typisk eksempel er leira utenfor Ra-trinnet hvor foraminiferen *Elphidium excavatum clavata* er dominerende. På grunnlag av **makrofossilene** kunne professor Brøgger inndele leirene i biostratigrafiske enheter, og leira utenfor Ra-trinnet betegnes *Yoldia leira* på grunn av ledefossilet *Yoldia arctica*.

På grunn av landhevingen ble en del av de glasimarine leirene (de som var avsatt i de grunneste områdene) hevet opp i strandsonen og videre over havets nivå. I strandsonen ble avsetningene omarbeidet og det fineste materialet ble fraktet ut på dypere vann hvor det blandet seg med annet tilført leirmateriale før det ble sedimentert på nytt.

De **postglasiale** leirene, som inneholder mye erosjonsmateriale fra eldre leirer skiller seg

avsetninger. Som eksempel til å belyse den kvartærgeologiske utvikling er valgt Nittedal, en sidedal til Oslofjorden på nordsiden av Maridalsvannet. Nordligste del av dalføret heter Hakadal, mens den sydlige del heter Nittedal. Fig. 14.9 viser tre stadier i den kvartærgeologiske utvikling. Morenene i dalbunnen ble dannet under en aktiv (temperert) bre.

Det er et viktig poeng at helt på slutten av isavsmeltingen lå det en isrest tilbake langs dalbunnen. Smeltevann fraktet og avsatte breelvmateriale langs sidene av denne (sannsynligvis dynamisk døde) isresten.

Da den siste isrest forsvant trengte havet inn og Nittedalsfjorden ble dannet. Det var en smal, nesten 2 mil lang fjord som strakte seg inn til Harestuvannet. M.G. var litt høyere enn 200 m.o.h. I denne fjorden ble det avsatt marine leir- og siltavsetninger som delvis dekker morener og breelvavsetninger. Etter at området var hevet over havnivå, har Hakadalselva/Nittelva avsatt sine fluviale sedimenter langs dalbunnen, og myrer er dannet i forsengkninger i de lite permeable leirene. I leirområdene er det dannet erosjonsravin. Dette er en utvikling som er typisk for en rekke sidedaler.

Brefrontens hastighet i indre Oslofjord.

Fig. 14.8 er et tid-avstand diagram for brefrontens beliggenhet i området rundt indre Oslofjord. Helningen på kurven gjenspeiler brefrontens hastighet. Jo steilere kurve desto langsommere gikk tilbaketrekningen. Diagrammet viser en sakte tilbaketrekning og noen små breframstøt på slutten av Yngre Dryas, da Ås-Ski-trinnene ble dannet.

Gjennom Preboreal (10000-9000 Å.F.N.) var det en rask tilbaketrekning (120-150 m/år) med kortvarige stans i Oslo (Akertrinet) og på Romerike.

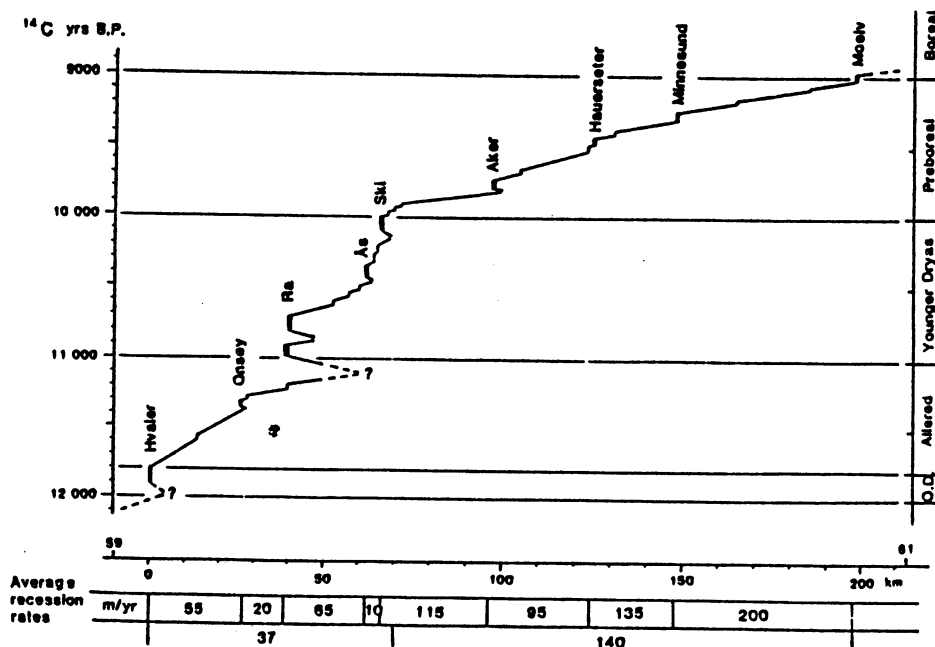


Fig. 14.8 Tid-avstand diagram for Oslofjord-området (etter Sørensen).

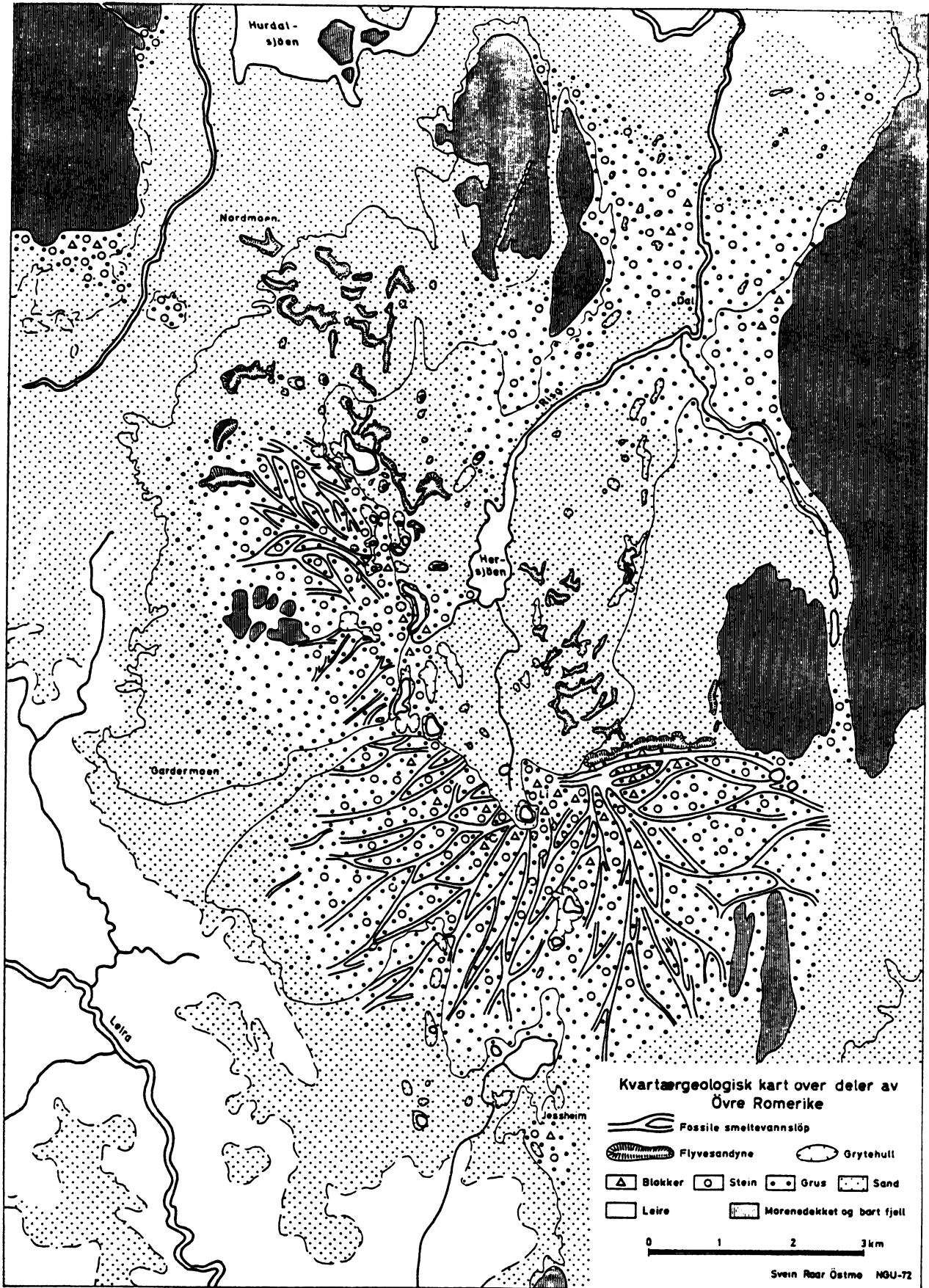


Fig. 14.10 Detaljkart av Hauerstet-trinnet (sandurdelta) (etter Østmo).

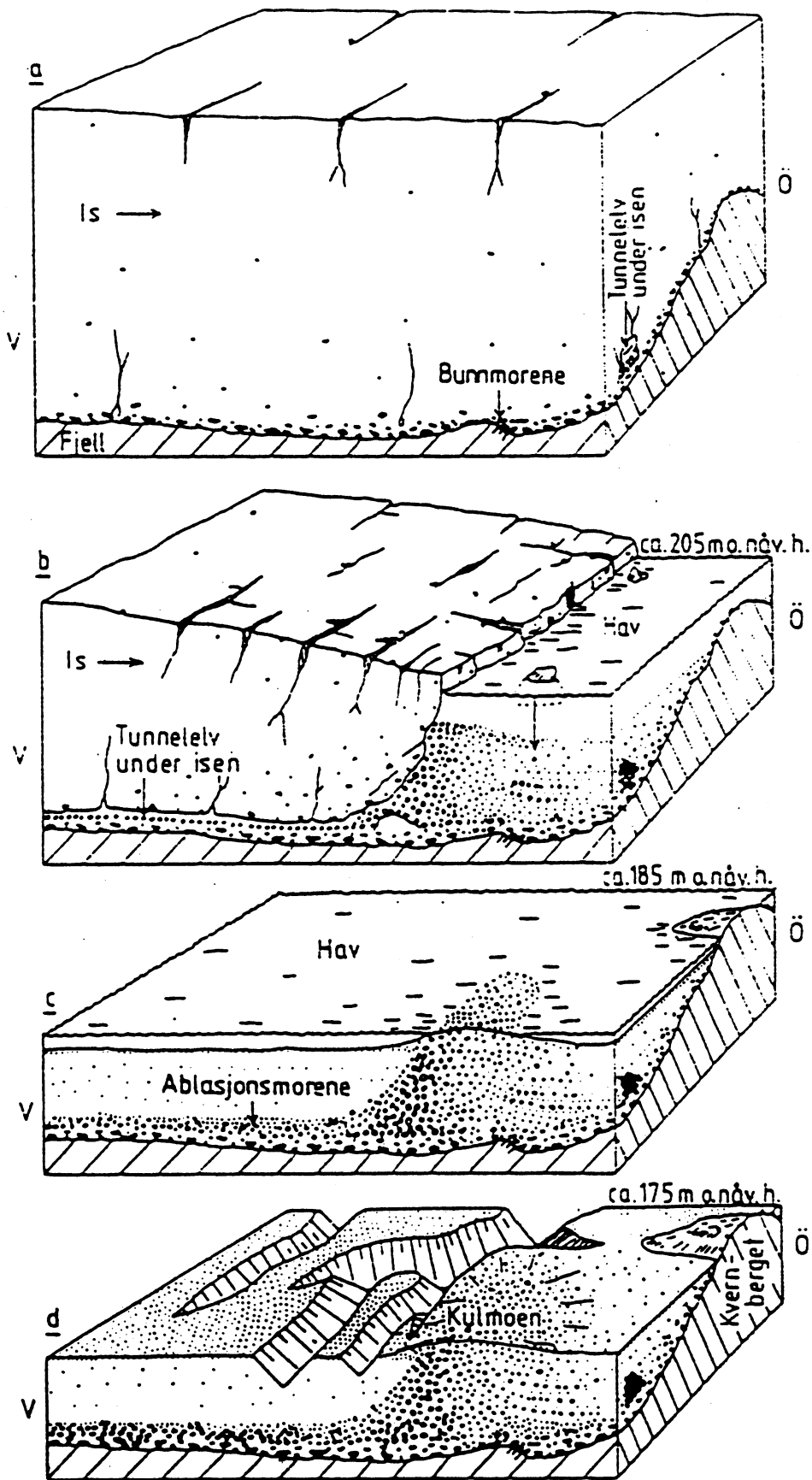


Fig. 14.12 Dannelsen av Kulmoen for ca 9500 år siden (M.G. 205 m.o.h.).
(etter Løken et. al. 1980).

Kvikkleireskred.

Romerike er et av de områder i Norge hvor det har vært flest kvikkleireskred i historisk og prehistorisk tid (se kapittel 8).

Mjøsbassenget.

De store grusmassene i sydenden av Mjøsa er et skille mellom områdene i syd hvor den kvartærgeologiske utvikling var preget av brefrontens tilbaketrekning og sedimentasjon i et glasimarkt miljø og områdene i nord over marin grense hvor det bl.a. ble utviklet en rekke eskersystem.

Vi vet at havet "trengte inn" i Mjøsbassenget og ved de elvene som rant ut i Mjøsa ble det bygget opp breelvdeltaer til et nivå som tilsvarte M.G. Snitt gjennom sedimentene i Mjøsa ved Moelv viser at sedimentasjonsbetingelsene (vann-hastigheten) har variert (Fig. 14.14). Rekkefølgen av sedimenter sand-silt-sand-leire reflekterer troligvis at det var en rolig periode med siltavsetning etter isens tilbaketrekning. Det øvre sandlaget kan kanskje skyldes en katastrofetapning i Gudbrandsdalen, før vi fikk dagens forhold med sedimentasjon av leire.

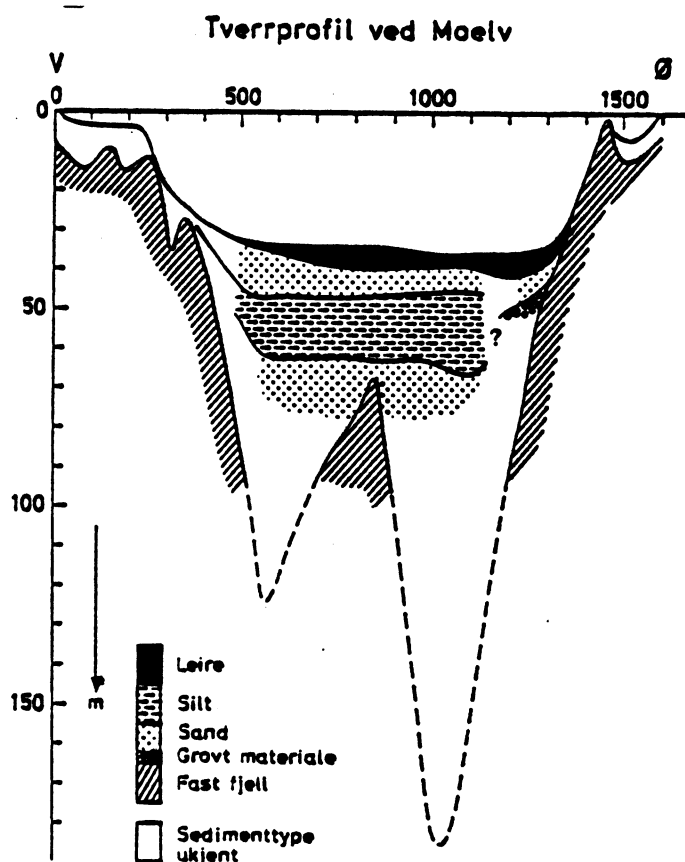


Fig.14.13 Snitt gjennom sedimentene i Mjøsa ved Moelv.

Brefronten ligger nå langt inne i landet og brebevegelsene i den varme breen er sterkt påvirket av landoverflatens utforming. Det har dannet seg flere lokale glasieringssentra. Det dominerende bremaksimum strekker seg fra Jotunheimen mot Sverige, og hovedmengden av isen strømmer fra dette området mot den brede Oslofjorden. Det er tydelig at siste bremaksimum lå syd for vannskillet, slik at de nordligste deler av bl.a. Gudbrandsdalen og Østerdalen lå mellom det siste bremaksimum og vannskillet, og det har stor betydning for den siste fase i avsmeltingen.

Avsmelting i fjellområdene i Syd-Norge.

I forbindelse med kartleggingen av Ra-trinnets endemorener er formen på de aktive dalbreene og isdekket innenfor bestemt ved hjelp av randmorener. Som oftest var breen meget steil i fronten (60-170 m/km), men slakere innover (20 m/km). En kan benytte ulike modeller for å anslå istykkelsen i våre fjellområder, (Fig. 15.2) men de fleste modellene gir som resultat:

Fjellområdene i Syd-Norge var dekket av is på Yngre Dryas tid.

Det er et viktig poeng ved den senglasielle avsmelting i våre fjellområder at den høye likevektslinjen i Boreal tid førte til en rask senkning av isoverflaten. Det var, i løpet av et år, avsmelting over nesten hele breens overflate, slik at ismassen "sank sammen" og brefronten trakk seg raskt innover mot sentrum (Fig. 15.2). Det er vist på Fig. 15.2 at brefronten trakk seg tilbake 200 km i løpet av 1000 år (200 m/år).

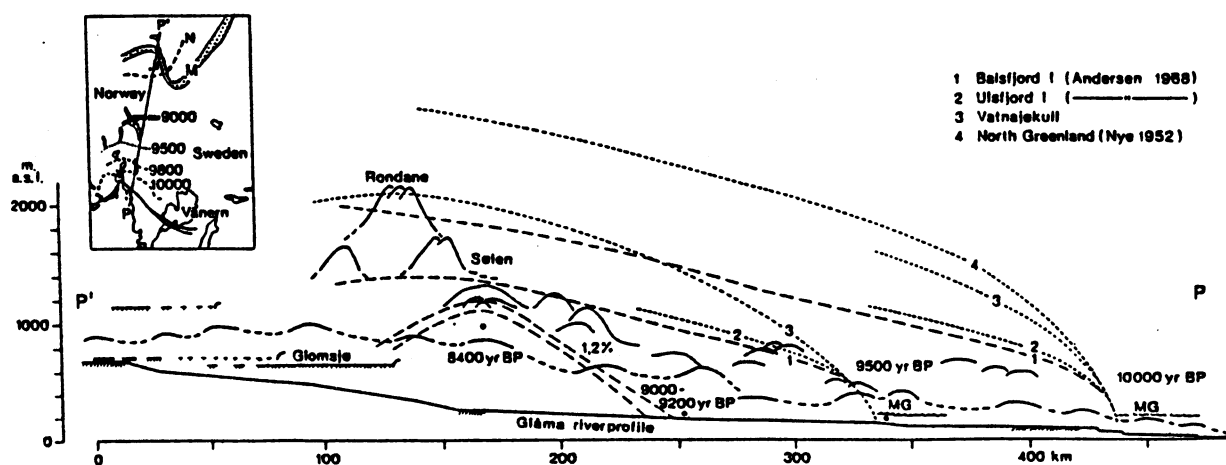


Fig. 15.2 Sammenheng mellom bremaksimum, breoverflatens senkning og brefrontens tilbaketrekning i senglasiell tid (10 000 - 8400 år F.N.) (etter Sørensen).

Smeltevannspresessene ble stadig mer dominerende og isdekkets bevegelser ble stadig mer topografisk dirigert. Det området som først trengte gjennom isdekket var Rondane. Fra dette tidspunkt begynte fjellets overflate å influere sterkt på smeltevannets dreneringsveier

GUDBRANDSDALEN.

Idet de høyeste fjellområdene stakk igjennom isdekket ble det dannet spor etter smeltevannets drenering. Det kan være såvel erosjonsspor som avsetninger av materiale transportert med smeltevannet. Etter hvert som isoverflaten sank sammen ble smeltevannet tvunget til å følge stadig nye dreneringsveier. Idet et passpunkt kom høyere enn isoverflaten ble denne dreneringsveien stengt og smeltevannet måtte finne en ny og lavere rute, som tidligere var stengt av is. Dette er klart illustrert i Gudbrandsdalen (Fig. 15.5).

De eldste smeltevannsspor i dette dalføret viser at vannet var drenert mot nord. Kun de høyeste fjelltoppene var isfrie og denne tidligste fasen med drenering mot nord er naturlig nok betegnet Nunatakfasen (Fig. 15.5). På et senere tidspunkt rant det smeltevannet som

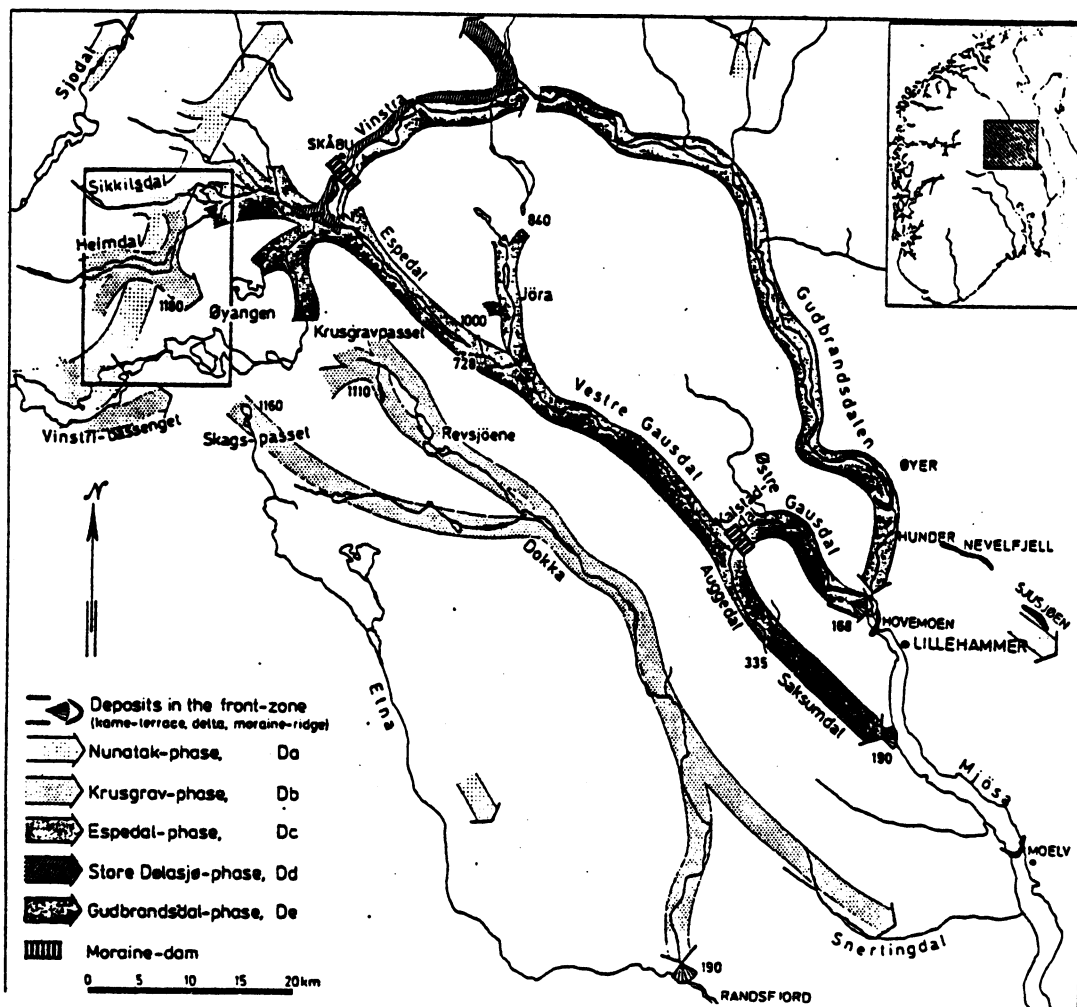


Fig.15.5 Smeltevannets dreneringsveier i "Gudbrandsdalen". Vannet fra Vinstrabassenget ble styrt av samspillet mellom den synkende isoverflaten og fjellterrenget (etter Games og Bergersen).

ØSTERDALENS BRESJØER.

Den siste isrest i Glåmas dalføre lå der hvor vi i dag har Storsjøen. Store områder lå mellom isen i syd og hovedvannskillet. I dette området ble det dannet store bredemte sjøer (Fig. 15.6).

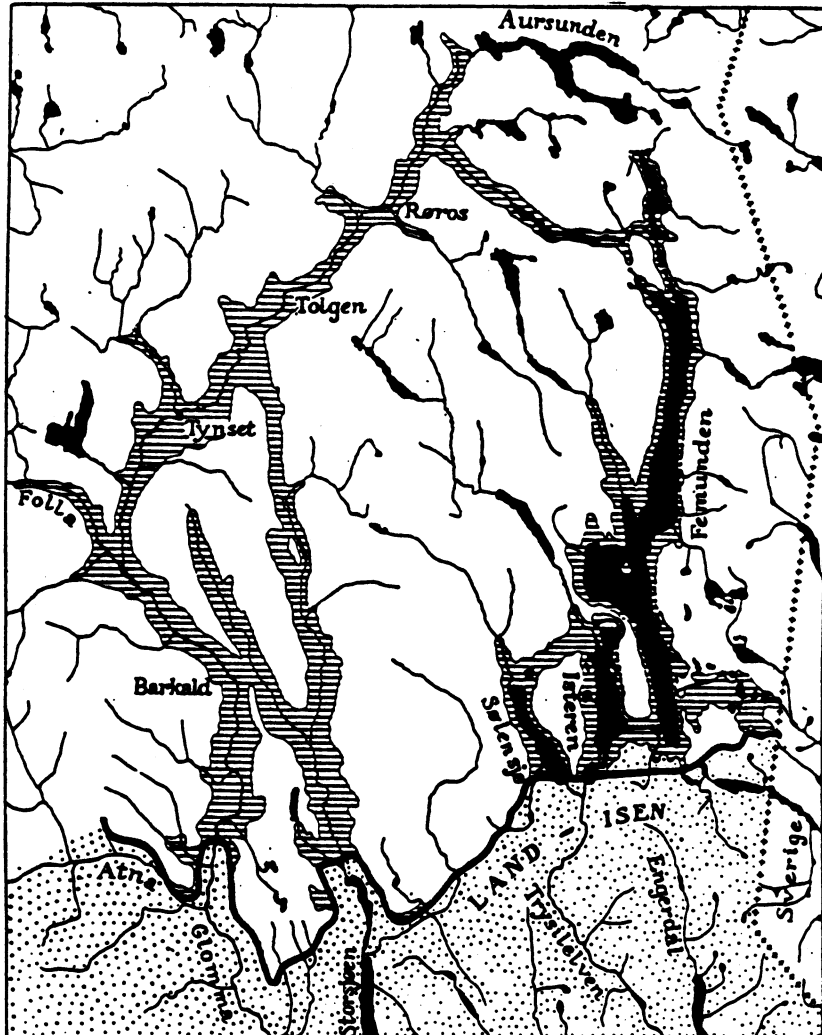


Fig. 15.6. Den siste isrest i Østerdalen (Rendalen) lå mellom Elverum og Storsjøen. På nordsiden ble det dannet bredemte sjøene. Skraveringen viser hvilke områder som har vært dekket med bresjøer. Dagens innsjøer er angitt med sort (etter G. Holmsen).

Øvre og Nedre Glåmsjø.

I begynnelsen ble det dannet **kommuniserende randsjøer** langs isen som lå i dalbunnen. Strandlinjer (terrassekanter) ca. 720 m.o.h. er spor etter disse laterale sjøene som ble drenert over Kvikneskogen og ut Orklas dalføre. Disse randsjøene sammenfattes under betegnelsen Øvre Glåmsjø. Som vist på fig. 15.6 gikk disse randsjøene inn i området hvor Femunden ligger.

Tynset området.

Det kvartærgeologiske kartet (Fig. 15.8) for Tynset området viser avsetninger og erosjonsformer som kan benyttes til å rekonstruere den kvartærgeologiske utvikling.

1. Da det lå en aktiv is over området ble det dannet skuringsstiper mot NV og det ble avsatt morenemateriale. Breoverflaten helte mot NV.

2. Isen smeltet ned og subglasiale smeltevannselver langs Tydalen og Aumadalen i SØ fraktet med seg grovt materiale og bygget opp store eskersystem i dette dødislanskapet.

3. Det dannet seg randsjøer langs isen, og i disse sjøene ble det bygget opp breelvdeltaer. Senkningen fra Øvre til Nedre Glåmsjø's nivå førte til erosjon i det tidligst avsatte breelvmaterialet og dannelsen av nye avsetninger i lavere nivå.

4. Isen langs hoveddalføret smeltet og det ble dannet en stor åpen sjø (Nedre Glåmsjø). De største deltaene ble bygget ut i denne sjøen (670-660 m.o.h.). Vind fra nord og bølger førte til dannelsen av de markerte strandvollene Ripa og Geitryggen. De store mengdene med fint materiale som elvene fraktet fram til sjøen førte til dannelsen av tykke **varvige** bresjøsedimenter. Det er disse avsetningene som er grunnlaget for alt landbruk i disse områdene. Hovedsakelig er det silt med litt leir og sand eller sandavsetninger.

5. Plutselig ble Nedre Glåmsjø drenert over Barkaldkjølen og gjennom isen (i Rendalen) som hadde demmet opp i syd (Fig. 15.9). Dannelsen av Jutulhogget er et resultatet av de katastrofemessige uttappingene.

6. Bresjøens overflate ble raskt senket fra 665 til 560 og videre til 510 m.o.h. Den siste høyden er passpunktet over Jutulhogget. Vi fikk derfor en siste bredemt sjø (Jutulhoggsjøen) med overflate 510 m.o.h. Isen som demte i syd lå nå i Glåmas dalføre. Flere strandmerker i de allerede avsatt bresjøsedimentene er spor etter denne nye bredemte sjøens overflate.

7. Den siste isrest forsvant. Etter dette har det vært erosjon og avsetning av postglasiale elveterrasser langs Glåma.

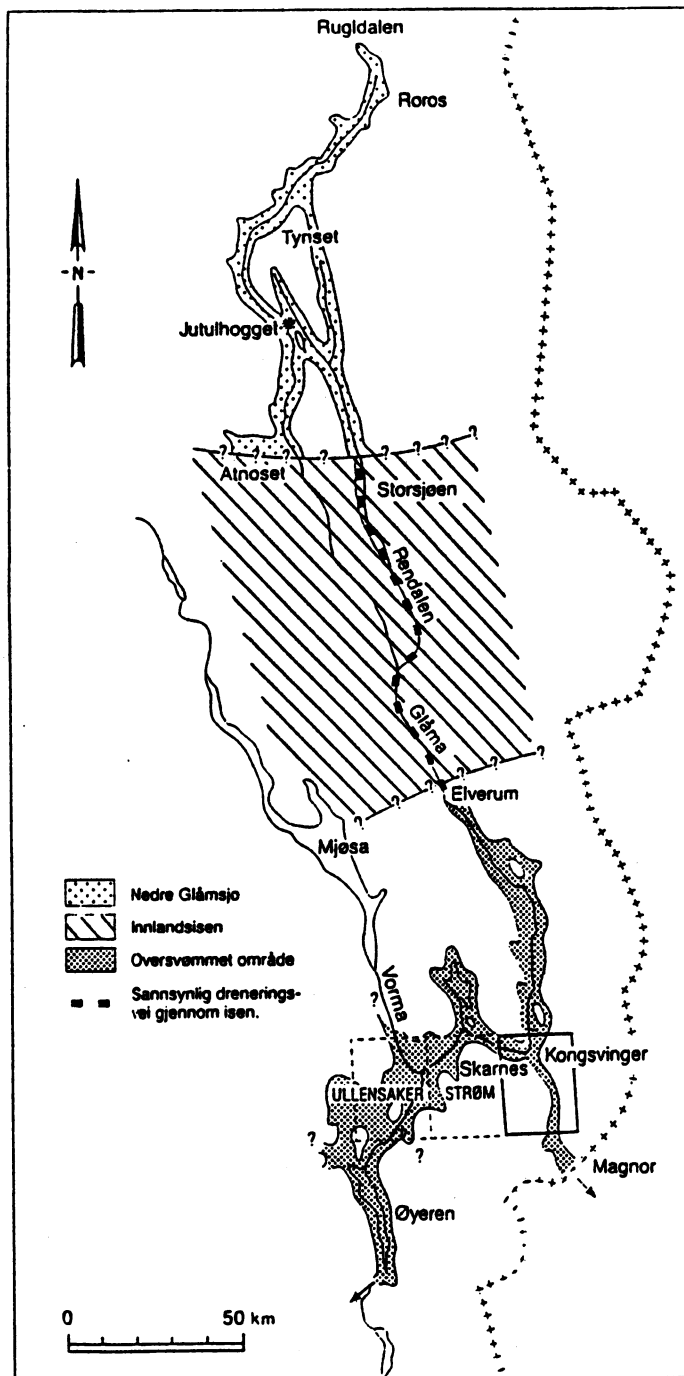


Fig. 15.9 Drenering langs isen og gjennom isen i Rendalen førte til den katastrofemessige uttappingen av nedre Glåmsjø. Det var under denne tappingen at Jutulhogget ble dannet. (etter Longva 1984).

Katastrofetapningen.

Den raske uttappingen av Nedre Glåmsjø førte til en voldsom erosjon og Jutulhogget ble dannet (Fig. 15.9). Samtidig ble deler av fjellområdene rundt (Barkaldkjølen) helt renspylt. De store smeltevannsmengdene kom ut av isdekket omtrent ved Eiverum, og store områder mot S. ble oversvømmet. Deler av vannet rant mot Sverige, mens resten rant mot Øyeren. Det er mulig at tykke siltavsetninger bl.a. på Romerike (Romeriksmjele) skyldes denne katastrofetapningen. Hvis dette er riktig så skjedde tappingen for ca. 9200 år siden.

Atnedalen.

Det kvartærgeologiske kartet (Fig. 15.12) viser erosjonsspor og avsetninger som ble dannet p.g.a. isdirigert drenering i Atnedalen, NV for Atnesjø. Isen hadde smeltet så mye sammen at fjellformene styrte såvel isbevegelsene som smeltevannets drenering.

I første del av denne dalbrefasen rant mye smeltevann langs kanten av breen. Øverst i dalsidene var det hovedsakelig erosjon i morenemateriale og her finnes en serie med **spyle-
renner**, som viser at det var en lateral drenering fra syd mot nord. Spylereennenes fall og beliggenheten, hovedsakelig lang dalens vestside, viser at breoverflaten, på dette meget sene stadium i avsmeltningen, hellet mot nordvest.

Omtrent samtidig med dette, eller noe senere, var det en subglasial drenering og avsetning av breelv-materiale i eskere og kames. Hovedmengden av eskerne ligger som vanlig langs dalbunnen, men enkelte ble avsatt i smeltevannstuneller som lå høyere i dalsiden.

Da det kun var en tynn isrest tilbake ble breelvmaterialet avsatt i store kameterrasser.

Litt senere har vannet som kom ut Langglupådalen, bygget opp et isstøttet delta med tydelige erosjonsfurer og dødisgrupper i deltaets overflate. Kort tid etter forsvant de siste rester av is, og Langglupå skar seg gjennom deltaet og bygget grad-vis opp en stor elvevifte (Store Myldingi). Det er tydelig at stadig tilførsel av fluvialt materiale til denne elveviften sørger for å holde Atlas løp langs dalens østside.

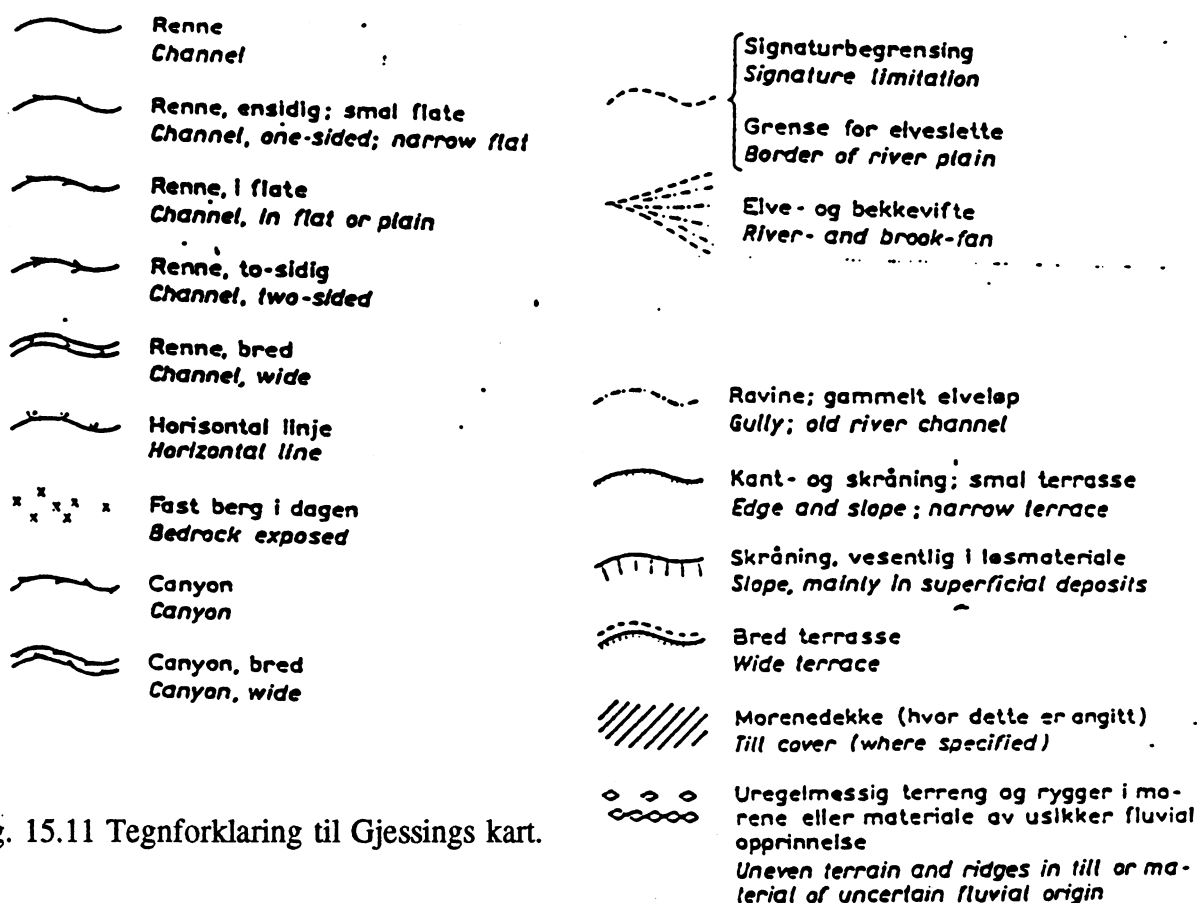


Fig. 15.11 Tegnforklaring til Gjessings kart.

Rena området.

Fig. 15.13 viser fordelingen av løsmasser i Rena - Elverum området. Dette er et område på sydsiden av siste bremaksimum som ligger **litt** over marin grense (se snitt E på fig. 15.14). Ved Rena sentrum har vi samløpet av Glomma og Rena. Såvel Julussa som Osa renner idag ut i Rena. Den kvartærgeologiske utvikling i dette området er illustrert med snittene A-E på fig. 15.14.

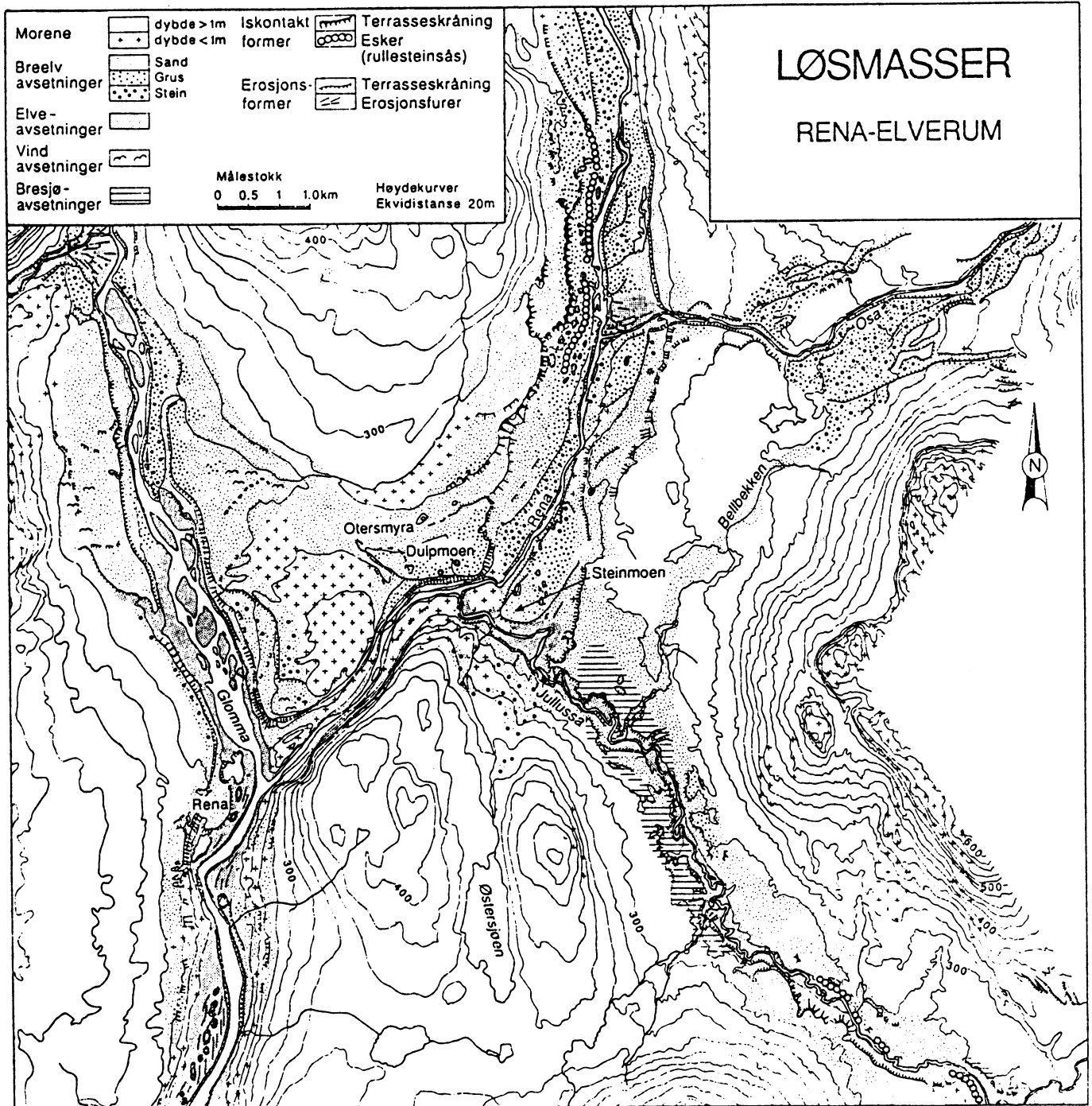


Fig. 14.13 Løsmasser i Rena - Elverum området (etter Nystuen og Goffeng 1973)

B. Isdekket er blitt betydelig tynnere. Smeltevannet som kom fra Osenområdet (Osa) kunne **ikke** passere breen og rant derfor mot S.Ø. gjennom Julussdalen.

C. Det er kun en liten isrest tilbake i Renas dalføre. Denne isresten virket som en demning for Julussdalen, slik at det ble dannet **små og grunne bresjøer** i Julussdalen. Samtidig rant smeltevannet på nordsiden av isen over Otersmyra til Glomma. Store mengder breelvmateriale ble avsatt i området Dulpmoen - Otersmyra (se kartet). Fra et landbruksmessig synspunkt er dette viktig på grunn av materialet som ble sedimentert i disse bresjøene. Tilsvarende små bresjøer ble dannet en rekke steder i Norge i siste del av isens sammensmelting.

D. Det er kun en liten isrest tilbake i Rendalen. Smeltevannet renner på sydsiden av dalen og Steinmoen ble bygget opp.

Morenedannelse under siste del av isavsmeltingen.

Da isdekket smeltet sammen ble materiale som lå inni isen og materiale som gled ned fra dalsidene samlet på breens overflate. Fig. 15.15 viser en modell for isavsmeltingen i Osdalen (nær Åmot i Hedmark). Den ytre delen av isen er stagnerende (dynamisk død) mens det fortsatt er bevegelse og materialtransport i den delen hvor det er tilstrekkelig gradient. Den ujamne avsmeltingen selv i flate områder og smeltevannets erosjon fører til dannelse av bratte partier, forsenkninger i isen og tunneller. Materialet som er samlet på breens overflate flyttes stadig rundt og bearbeides noe av vann.

Det endelige resultat er er haugete terreng med veksling mellom utsmeltingsmorene og breelvmateriale (tildels dekket av morene). Haugene er fra 1/2 m til 10 m høye.

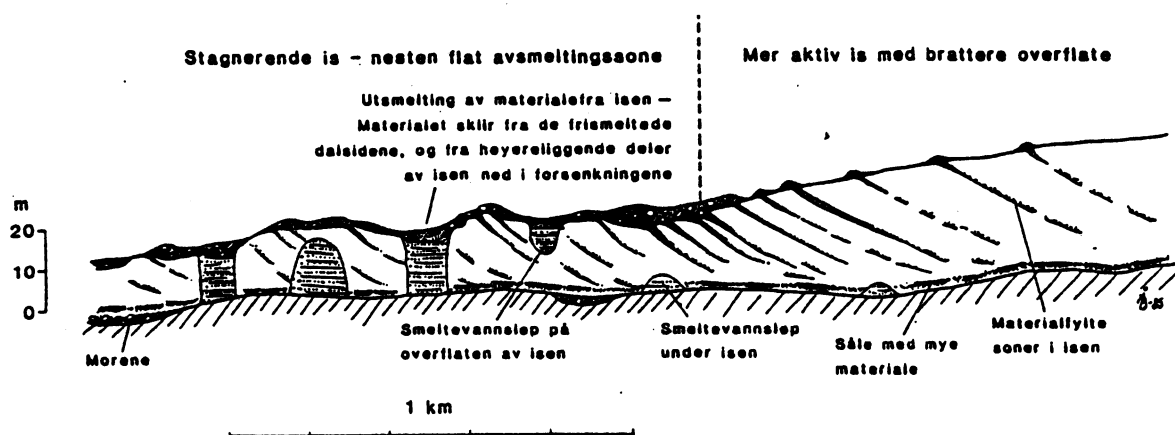


Fig. 15.15 Modell for isavsmeltingen i Osdalen (Hedmark) (etter Sørensen).

KAPITTEL 16 VESTLANDET

Tidlig Weichsel.

To interessante lokaliteter på Vestlandet er Fjøsanger utenfor Bergen og Skjonghelleren på Valderøy utenfor Ålesund. Fig. 16.1 er en forenklet framstilling an litostratigrafien på disse to lokalitetene. Mellom profilene er tegnet inn isotopsonene i Nordsjøen og deres alder.

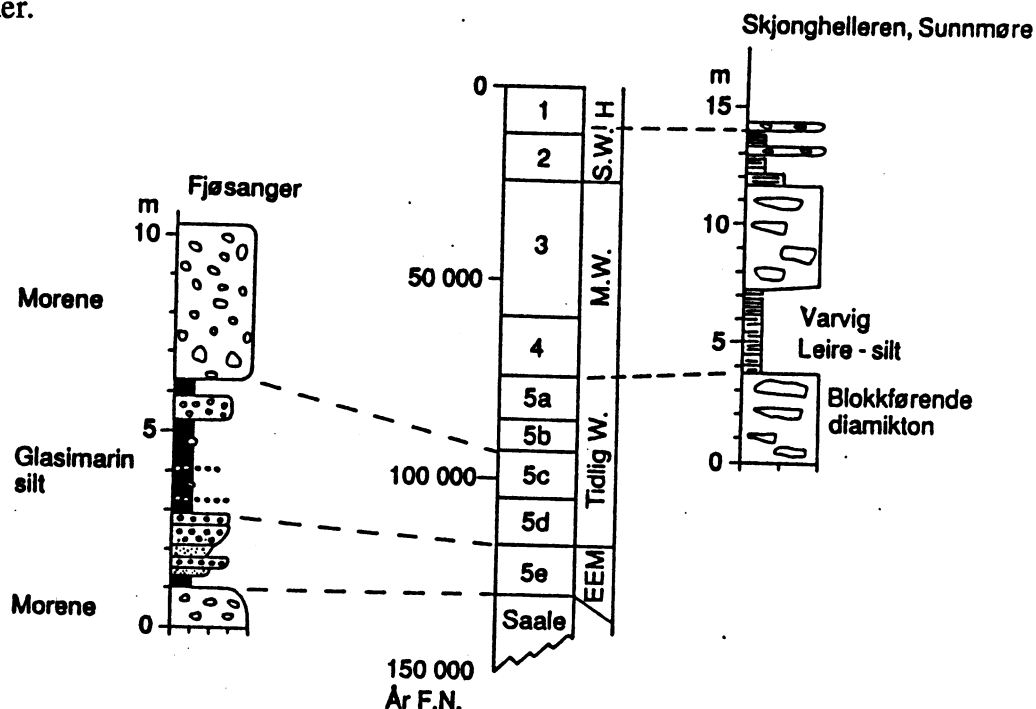


Fig. 16.1. Litostratigrafi for to lokaliteter på Vestlandet, Fjøsanger og Skjonghelleren. Søylen i midten viser Nordsjøens oksygenisotop-soner fra nest siste istid, Saale, til og med Holocen (etter Larsen og Sejrup 1990).

Fjøsanger.

Mellom to morener ligger en pakke med lagdelte avsetninger. Den nederste delen av disse lagene er korrelert med sone 5e (Eem). Begrunnelsen for dette er lagenes fossilinnhold som gjenspeiler et klima som var noe varmere enn i dag. Nederste morene må derfor være eldre enn siste mellomistid og vi antar at den ble dannet i Saale. Uten at det kan påvises brudd i lagrekken følger en glasimarin siltavsetning som antas å være fra Tidlig Weichsel, og den øverste morena (Bønes morene) korreleres med sone 5b.

Skjonghelleren.

I Skjonghelleren, som er en 100 lang bølgeodert hule, finner man en veksling mellom laminerte leirer og diamiktoner (usortert materiale) med et høyt blokkinnhold (Fig. 16.1). Når området var dekket med is ble det en bredemt sjø i hulen og det ble avsatt laminerte leirer, mens i isfrie perioder ble diamiktonene dannet ved at det falt stein fra taket. Den

DEN SISTE TILBAKETREKNING.

Kystområdene vest for Bergen.

Under maksimum av siste nedisning lå isen et godt stykke utenfor den nåværende kysten. Ved Blomvåg på Blomøy, ca 30 km N.V. for Bergen er det beskrevet snitt som viser at området var dekket av hav i en periode mellom to nedisninger. Da isen trakk seg tilbake, etter å ha avsatt den underste morenen (fig.16.3) fulgte havet etter. Aldersbestemmelser (12700-12200 år F.N.) viser at denne transgresjonen fant sted i Bølling interstadial.

Det er derfor rimelig å anta at den underste morenen stammer fra Eldste Dryas.

Over den yngste morenen er det funnet torvlag som er datert til 12070 år F.N. og dette er tatt som bevis for at breen ikke nådde ut til Blomvåg under breframstøtet i Yngre Dryas. Den øverste morenen ble derfor dannet under breframstøtet i Eldre Dryas. Etter dette framstøtet trakk isen seg meget raskt tilbake fra Blomøy. Vi vet ikke hvor langt isen trakk seg tilbake i Allerød, men det er mulig at Voss var isfritt i denne perioden.

Det var et kraftig framstøt i Yngre Dryas (Ra) men breen nådde bare ut til **Os - Herdla**. Datering av skjell i leire under morenen gav en maksimal alder for breframstøtet på 10 050 år, altså siste del av Yngre Dryas.

En datering fra Busnes innerst i Hardangerfjorden viser at området var isfritt for 9700 år siden. Selv om det knytter seg en viss usikkerhet til disse dateringene, så viser de at det var en meget rask tilbaketrekning av breen etter Y.D.

Disse observasjonene er sammenfattet i et Tid - Avstand diagram for brefrontens plassering i tidsrommet 13000-9700 år F.N. (fig.16.4).

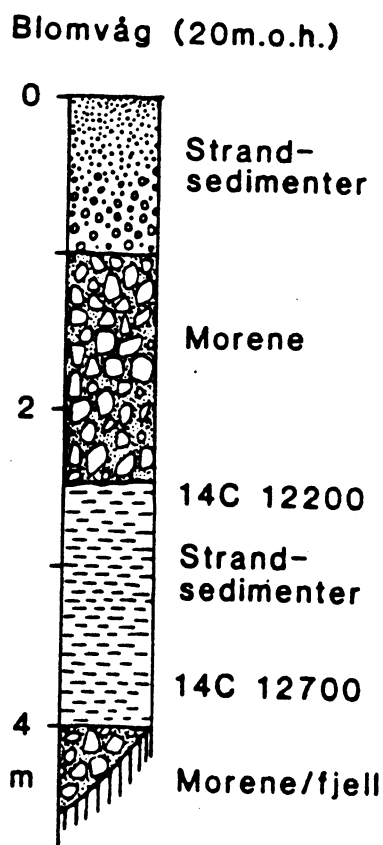


Fig. 16.3 Snitt gjennom sedimenter ved Blomvåg (etter Mangerud 1970)

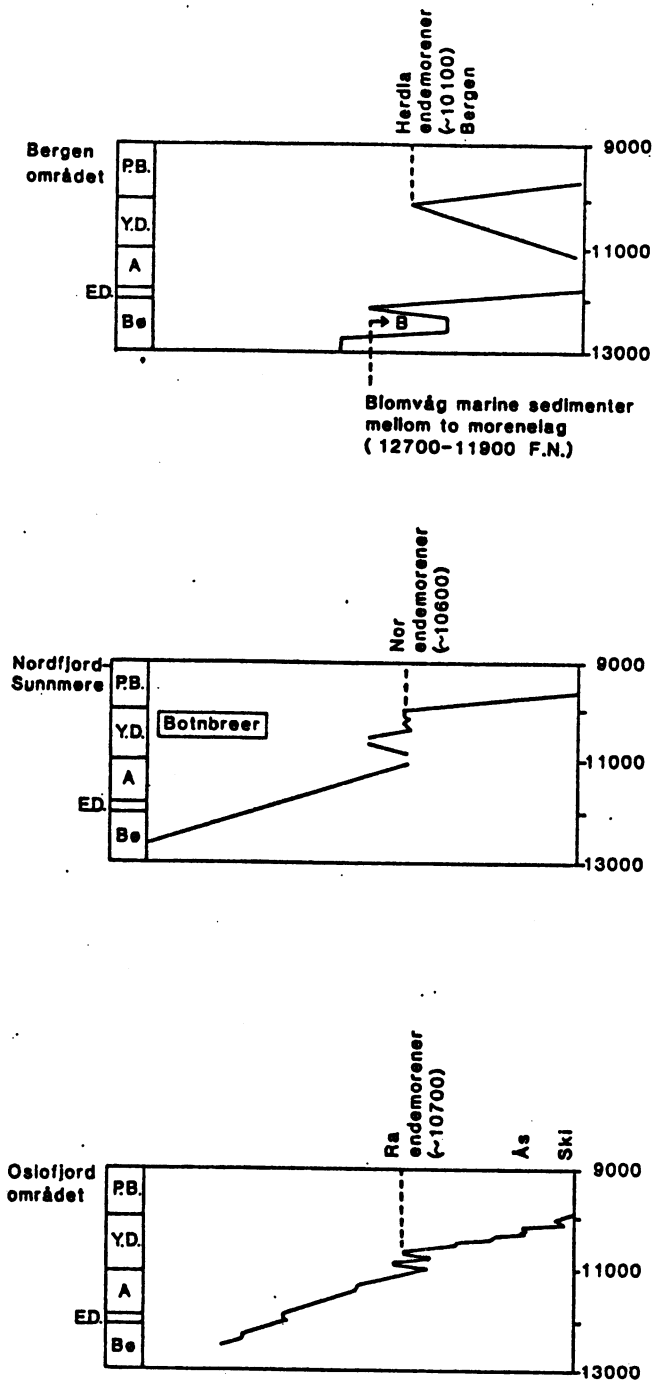


Fig. 16.5. Tid - Avstand diagram for brefrontens beliggenhet i tidsrommet 13000 - 9000 år F.N. for Bergen, Nordfjord og Oslo-fjord.

Lokalglasiasjon.

Tydelige botner tildels med klare morener foran finnes på en rekke lokaliteter på Sunnmøre. De ligger i områder som **ikke** var dekket av innlandsisen i Yngre Dryas. Noen av botnbreene endte i sjøen, og korrelasjon ved hjelp av strandlinjer viser at morenene ble dannet i Yngre Dryas. Fig.16.6 viser en botn med endemorene ved Kråknes på Vågsøy.

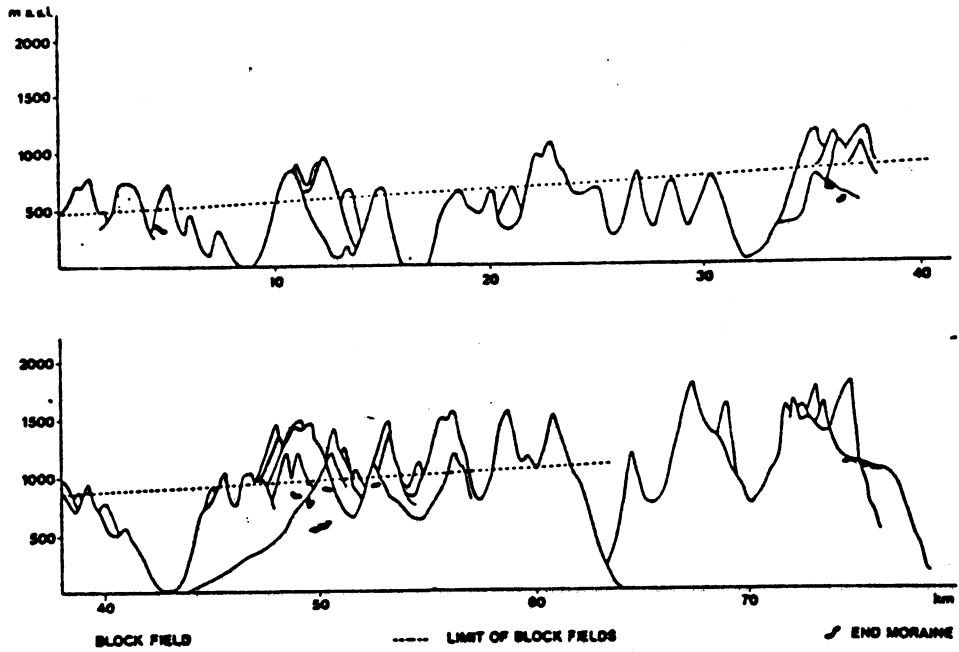


Fig. 16.7. Botnmorener og nedre grense for blokkfelt (etter Sollid og Sørbel, 1979).

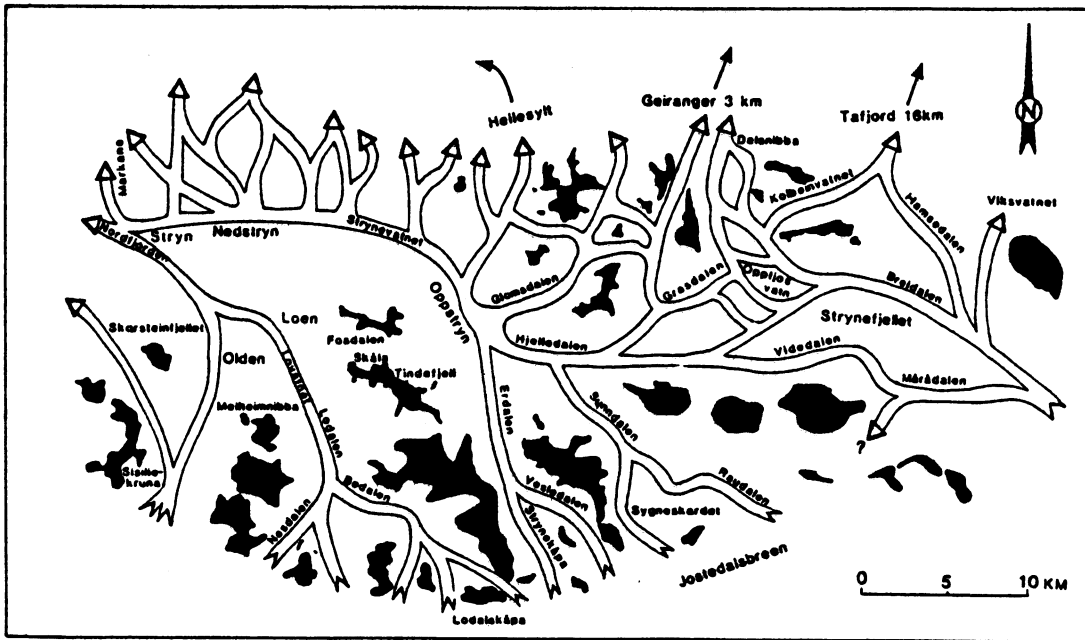


Fig. 16.8 Dreneringsruter for is under siste istids maksimum mellom fjellområder dekket med autoktone (stedegne) blokkfelt. Figuren viser området mellom Stryn og Jostedalsplatået (etter Nesje et. al. 1987).

Det er vanskelig å avgjøre hvor lenge områdene har vært isfrie, men de må ha vært isfrie

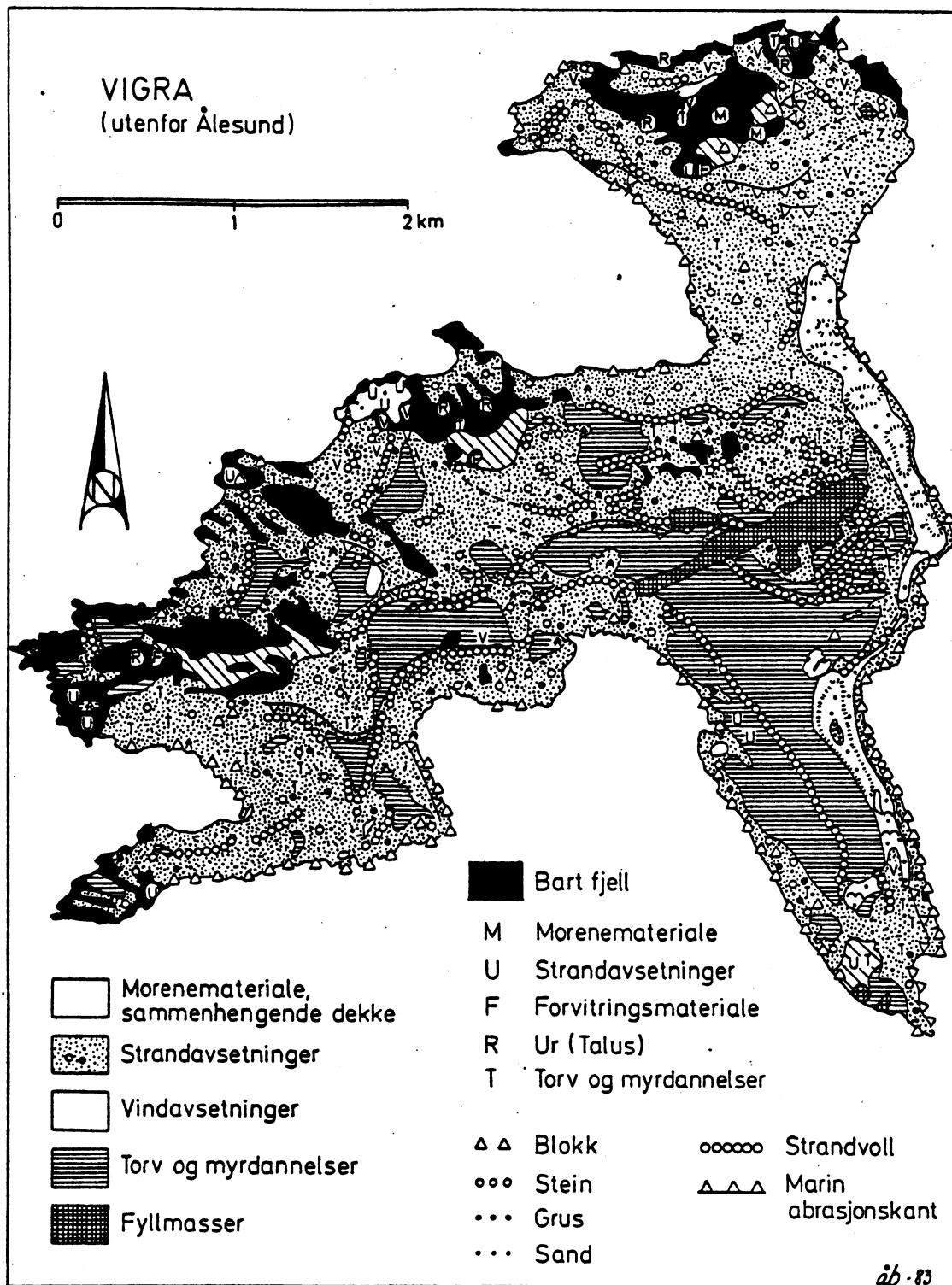


Fig. 16.9. Kvartærgeologien på Vigra utenfor Ålesund.

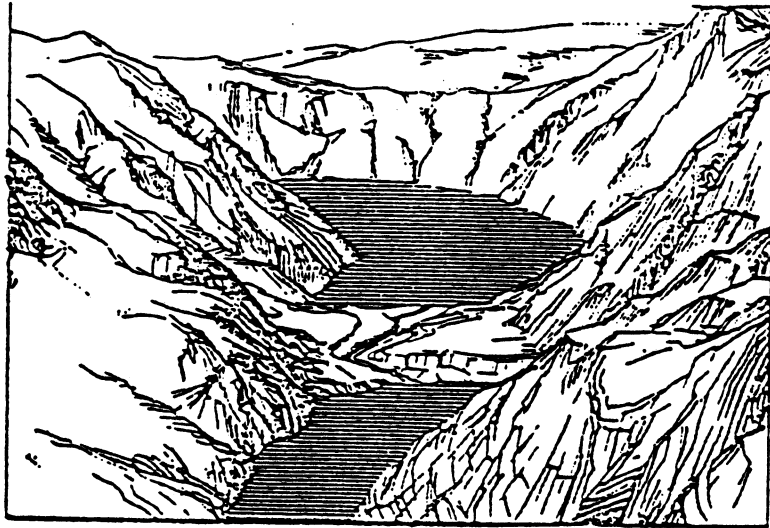


Fig. 16.11 Breelvdelta (isranddelta) ved Eidfjord.

Tilsvarende avsetninger fra Pre-Boreal er funnet i en rekke sidefjorder til Hardangerfjorden og Sognefjorden (fig.16.12).

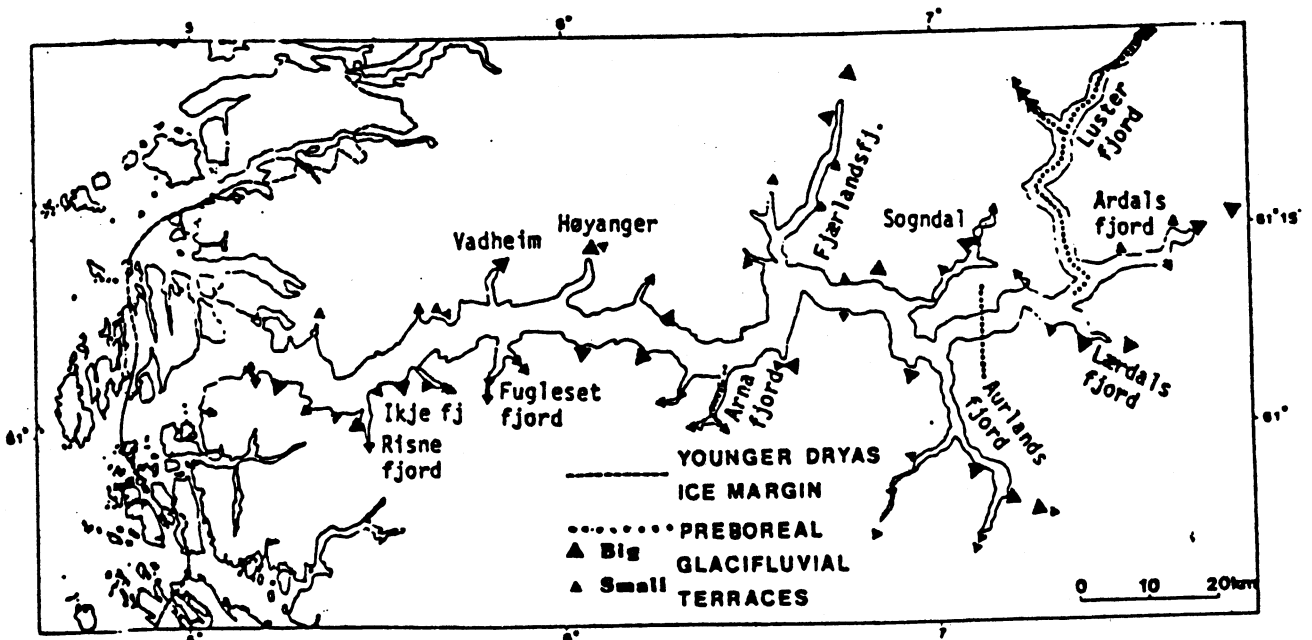


Fig. 16.12 Breelvtterrasser i Sognefjorden. Yngre Dryas linjen krysser fjorden aller ytterst, mens det Preboreale israndtrinn ligger ca. 120 km lenger inn (etter Aarseth 1980).

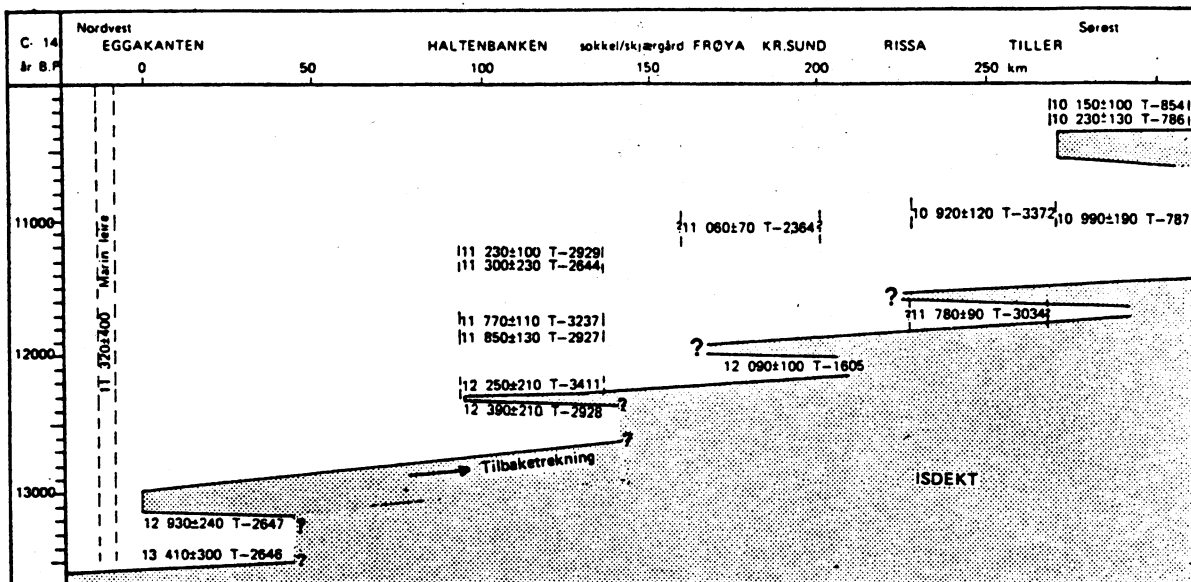


Fig. 17.2. Tid - avstand diagram for brefrontens variasjoner (etter Bugge 1980)

Nederst i breelavsetningene ble det funnet en rygghvirvel fra hval, som er datert til 11300 år F.N. (Allerød) og **under** breelavsetningene er det tykke marine sedimenter. Vi kan derfor anta at store områder innenfor Y.D. linjen var isfrie i Allerød.

I "Trondheimsfjorden" ble det i denne perioden avsatt betydelige mengder med marine sedimenter. En hval svømte inn i fjorden og omkom, og rester av hvalens skjelett ble skyllet ut og avsatt i Heimdalsdeltaet under breframrykningen i Yngre Dryas. Breelv-materialet ble avsatt over leirene fra Allerød. Dette tilsvarer den utviklingen som ble beskrevet for Larvik området.

Yngre Dryas.

I likhet med f.eks. i Oslofjorden så var det et markert breframstøt under klimaforverringen i Yngre Dryas. Y.D. alder for Heimdalsdeltaet og **Tautramorenen** ble foreslått av O.Holte-dahl allerede i 1929. Brefrontens beliggenhet kan rekonstrueres ved hjelp av forskjellige israndtrinn (Fig. 17.3) De markerte breelvdeltaene i bl.a. Orkdalen og Gauldalen kan knyttes sammen v.h.a. randmorener på land. Strandlinjediagram bekrefter at de forskjellige isranddeltaene ble dannet samtidig. Brefronten har troligvis stått ved Tautra i ca. 800 år. Avsetninger fra dette **hovedframstøtet** kan følges videre mot nord over Fosenhalvøya (fig.17.4) og fram til Heilhornet. Avsetningene kan følges som et nesten kontinuerlig belte over en avstand på 350 km.

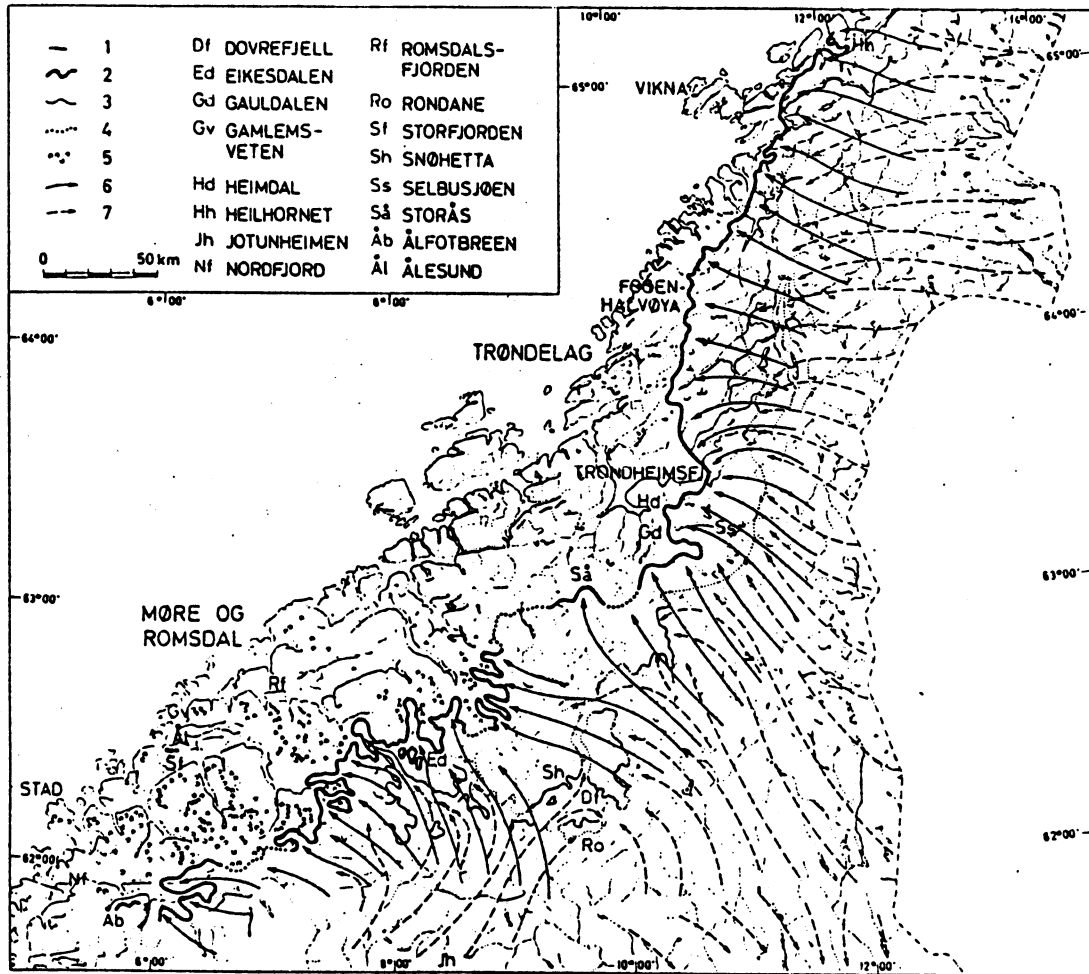


Fig. 17.4. Hovedtrekkene i glisialgeologien i Sentral-Norge. 1. Israndlinjer eldre enn Yngre Dryas. 2. Israndlinjen fra Yngre Dryas. 3. Preboreale israndlinjer

Trøndermorener .

I de indre fjordområdene finner man avsetninger med en noe usikker dannelsesmåte. Materialet er ofte avsatt på lesiden av en fjellkjerne. Det er tydelig lagdelt men langt dårligere sortert og rundet enn vanlig breelvmateriale. Kornfordelingen skiller seg litt fra morene ved at innholdet av de fineste fraksjonene er litt lavere. Det er sannsynligvis et korttransportert vannbehandlet materiale avsatt nær brefronten. Ifølge Sollid og Reite (1983) er materialtypen ganske vanlig i Trøndelag, og derav navnet Trøndermorener.

Landhevning.

De høyeste marine grensene (190 m.o.h.) finnes i områdene fra Stjørdalen og nordover. Fig. 17.6 viser eksempler på strandlinjens forskyvning i Sør Trøndelag. Strandforskyvningskurvene for de områdene som ble tidlig isfrie (Hitra for 12500 år siden) viser at det var liten strandforskyvning fram til 10000 år F.N. mens på Frosta (innenfor Trondheim), som ble isfritt ca 2000 år senere, er strandlinjeforskyvningen av samme type som på Østlandet, med kontinuerlig regresjon og 50% av forskyvningen i Preboreal og Boreal. De store dalførene inneholder breelvmateriale som ble avsatt senere enn Snåsatrinnet. Disse avsetningene viser at marin grense passerer en maksimal verdi for så å bli lavere jo lenger inn i dalen man kommer, f.eks. er M.G. ved Grong ca. 170 m.o.h. mens den ved Trones, lenger inn i Namdalen er vel 140 m.o.h. Dette viser at en betydelig del av landhevningen var unnagjort før områdene ble isfrie.

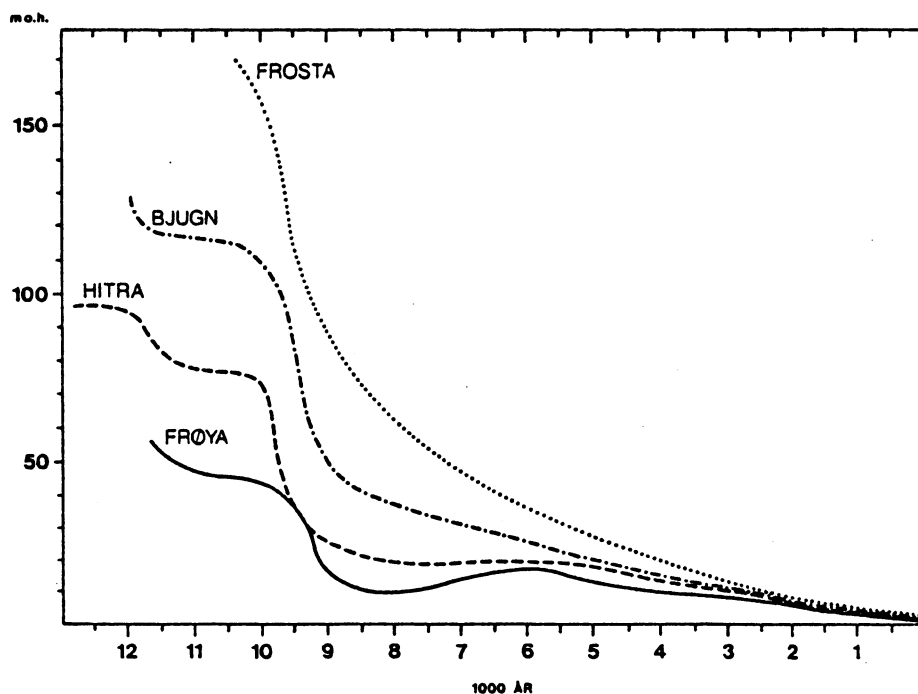


Fig. 17.6. Netto landhevningsskurver for Sør Trøndelag. Marin grense øker når vi går fra de ytterste øyene (Frøya) og innover Trondheimsfjorden mot Frosta (etter Kjemperud 1980).

over havnivå på grunn av den store landhevningen. Smeltevannet på sydsiden av bremaksimum ble drenert mot Oslofjorden, mens smeltevannet på nordsiden gikk via bresjøene og ut i enten Orkladalen (Øvre Glåmsjø 720 m.o.h.) eller Gauldalen (Nedre Glåmsjø 665 m.o.h.). Den store Frostvik-issjøen i Jämtland var ca. 90 km lang. I den tiden dette "issjøkomplekset" var drenert gjennom Namdalen (Boreal) må det ha vært meget stor vannføring, erosjon og materialtransport gjennom dette dalføret.

Kvikkleireskred.

Rundt Trondheim har man ofte geotekniske problemer p.g.a. tykke, tildels kvikke leirer. Området var et sammenstrømningsområde og stor tilførsel av materiale med smeltevannet i sen- og postglacial tid ga opphav til de tykke marine avsetningene. De største områdene med marine avsetninger finnes langs S.Ø.-siden av Trondheimsfjorden og dalførene innenfor. På grunn av den raske landhevningen etter Y.D. ble leirene hevet over havnivå og saltutvaskningen kunne starte. Over halvparten av de marine leirene i Trøndelag viser spor etter leirskred. Såvel Verdalen som Namdalen er kjente for sine kvikkleireskred. Et leirskred ved Vuku i Verdalen i 1893 omdannet 55 millioner m³ leire til en flytende velling (Fig. 17.8).

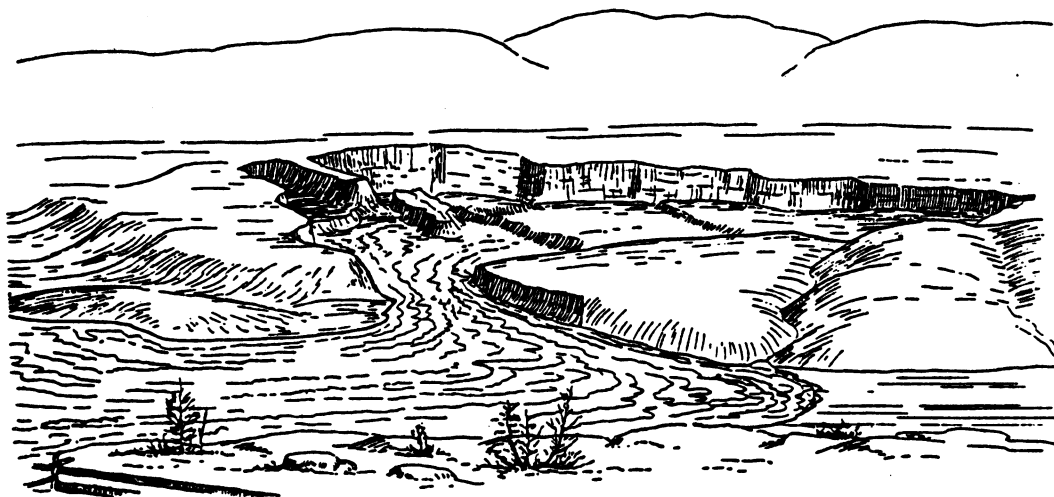


Fig. 17.8 Leirskredet i Verdalen i 1893 tegnet av H. Reusch.

45 gårder forsvant i raset eller ble sterkt ødelagt p.g.a. oversvømmelser da raset demte opp elven. Store områder ble dekket med utsklidde masser etter skredet. Ialt mistet 112 mennesker livet.

KAPITTEL 18 ISAVSMELTNINGEN I TROMS OG FINNMARK

Kontinentalsokkel.

Kontinentalsokkelen utenfor Troms er tydelig preget av glasiale aktiviteter. Markerte morener ytterst på sokkelen (Egga-trinnet) viser at brefronten lå her ute. Det virker rimelig å anta at Egga-trinnet er en submarin fortsettelse av morenene på Andøya (Fig. 18.1). U-formede daler med overfordypninger (f.eks. Andfjord) og hengende sidedaler er også typiske glasiale trekk.

THE CONTINENTAL SHELF NORTH-EAST OF ANDØYA (ANDERSEN 1968)

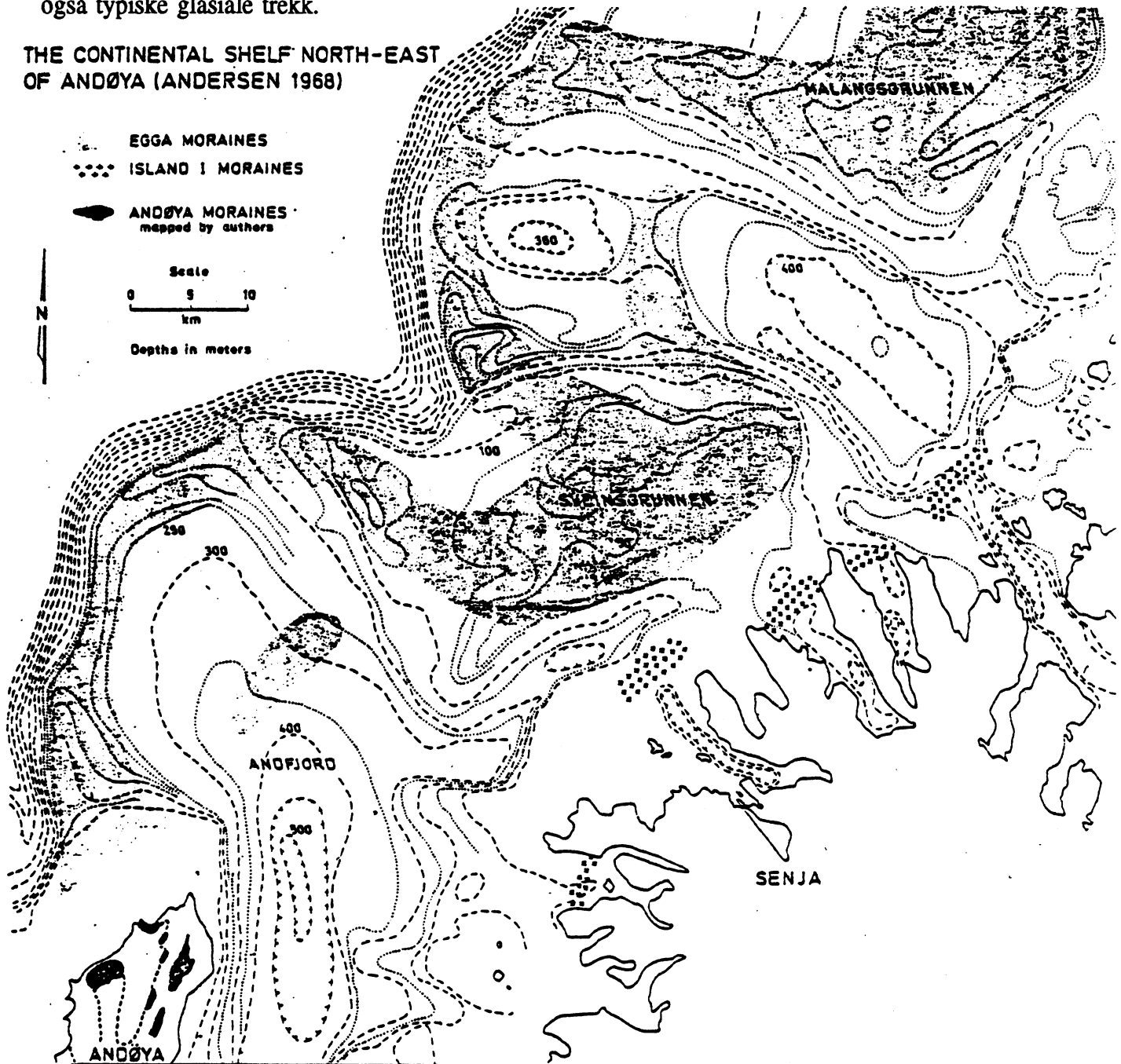


Fig. 18.1. Kontinentalsokkelen utenfor Troms er preget av glasiale aktiviteter. Legg merke til områder med hvor det var lokalglasiasjon (Øytrinn I = Island I).

med høyarktisk klima var Andfjorden fylt med is og isdekket hadde sin maksimale utbredelse for ca. 20 000 - 15 000 år siden. Det var isfrie områder på nordlige del av Andøya (Fig. 18.2 B). Etter en kortvarig klimaforbedring lå brefronten i ro i ca. 2000 år og **Endleten** morenen midt på Andøya ble dannet. I denne perioden var Norskehavet isdekket året rundt, og det førte til reduserte nedbørsmengder (snø) til isdekket.

En markert klimaforbedring og rask avsmelting startet ca. 16 000 år F.N. Tilbaketrekningen ble avbrutt av en klimaforverring (Flesen, Fig. 18.2 D) med framrykning av brefronten før den trakk seg tilbake til innerste del av Andfjorden.

Instrømning av Atlantisk vann langs norskekysten for ca. 13000 år siden førte til en klimaforbedring og videre avsmelting. Den videre tilbaketrekning ble avbrutt i tre perioder med klimaforverringer. Avsmeltingen i Andfjordområdet er sammenfattet i et Tid - Avstand diagram, Fig. 18.3.

Israndtrinn på land.

De tre israndstrinnene som reflekterer klimaforverringene er:

1. Skarpnes-stadiet
2. Tromsø-Lyngen-stadiet (Hovedtrinnet).
3. Stordal-stadiet (Fjord- og dal-stadiet).

Skarpnes-trinnet skyldes troligvis 2 breframstøt. Tilsvarende israndstrinn (ca. 12 000 - 12 500 år F.N.) finnes en rekke steder i Skandinavia. Noen få km innenfor Skarpnes-trinnet finner vi de markerte israndavsetningene som tilhører Tromsø-Lyngen trinnet. Etter en markert isavsmelting i Allerød rykket breen fram i Yngre Dryas. Alder på dette trinnet er ca. 10900-10300 år F.N. På dette tidspunkt var isdekket forholdsvis tynt og

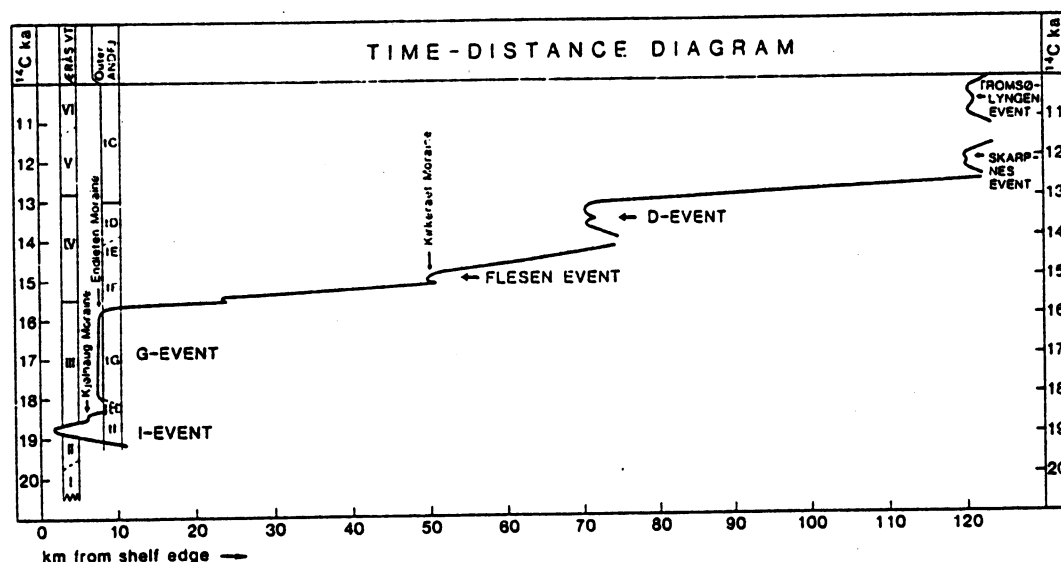


Fig. 18.3. Tid-avstand diagram for isavsmeltingen i Andfjord-området. Betegnelsene på figuren er de samme som på fig. 18.2. (etter Vorren et.al. 1988).

HOVEDTRINNET OG HOVEDSTRANDLINJEN.

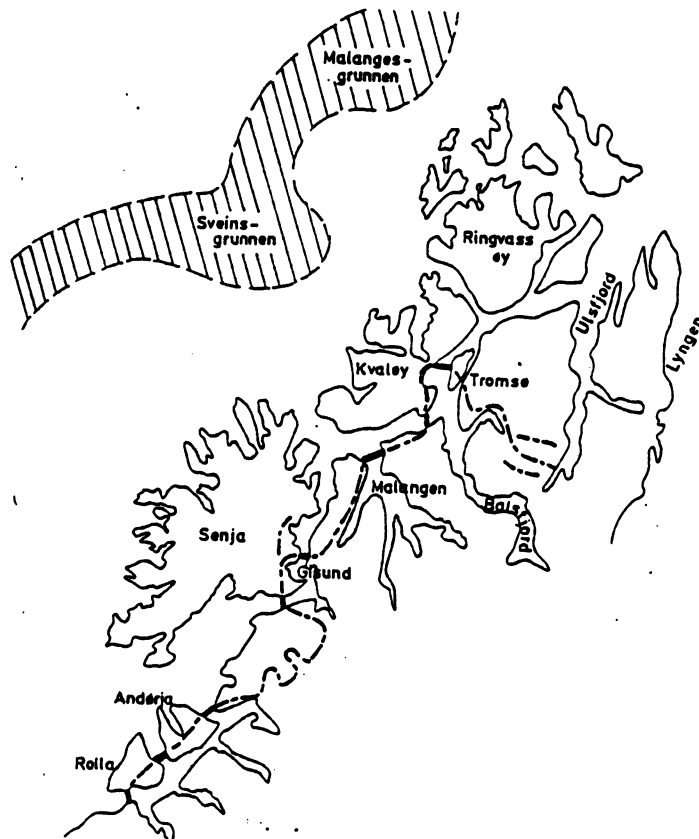


Fig. 18.5. Randavsetninger fra Tromsø-Lyngen trinnet i Troms. Det submarine Eggatrinn-
et, som ble dannet 9000 år tidligere, dekker Sveinsgrunnen og Malangesgrunnen.

Forløpet av Hovedtrinnets (Tromsø-Lyngen trinnet) randavsetninger er vist på Fig. 18.5. Flere steder, bl.a. ved Bjorelv (Fig. 18.6) finner en at Tromsø-Lyngen trinnets breelver har bygget opp brefrontdeltaer med overflate opp til daværende havstand. Disse brefrontdeltaene som er meget tydelig utviklet utenfor Tromsø-Lyngen trinnets endemorener, svarer i høyde til det vi kaller hovedstrandlinjen.

Hovedstrandlinjen ble dannet samtidig med Hovedtrinnets (Tromsø-Lyngen trinnet) i Yngre Dryas.

Tydelige strandlinjer finnes langs hele kysten av N.Norge. Hovedstrandlinjen stiger fra 0 ytterst på øyene til maksimalt 90 m.o.h. innerst i fjordene (Fig. 18.8).

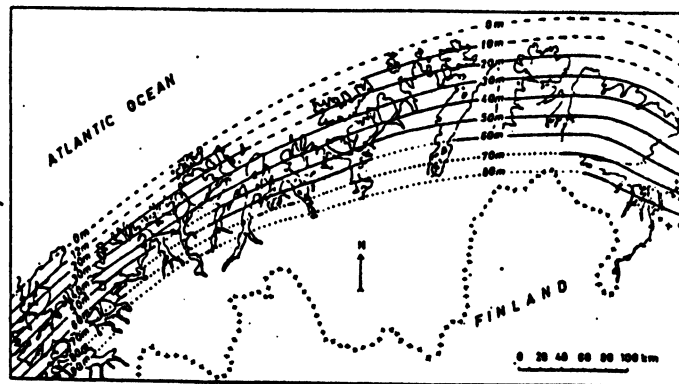


Fig. 18.8. Isobaser for hovedstrandlinjen i Nord-Norge (etter Marthinussen, 1960).

Lokal glasiering.

Et viktig trekk ved de kystnære fjellområdene er sporene etter en **lokal glasiering**. En rekke botner med endemorener foran er spor etter denne lokale glasieringen. Disse "øytrinnene" (se fig. 18.1) kan kronologisk korreleres med hovedisens israndtrinn. Det eldste (nederste) øytrinnet, Øy I, finnes kun på de ytterste øyene. Øy-II morenene ble troligvis dannet samtidig med Skarpnes eller Tromsø-Lyngen trinnet. Beliggenheten til botnene og morenene viser at likevektslinjen lå ca. 500 m lavere enn i dag. Øy-III trinnets likevektslinje lå ca. 200 m lavere enn i dag. Likevektslinjen må derfor ha hevet seg 300 m i løpet av meget kort tid etter Yngre Dryas.

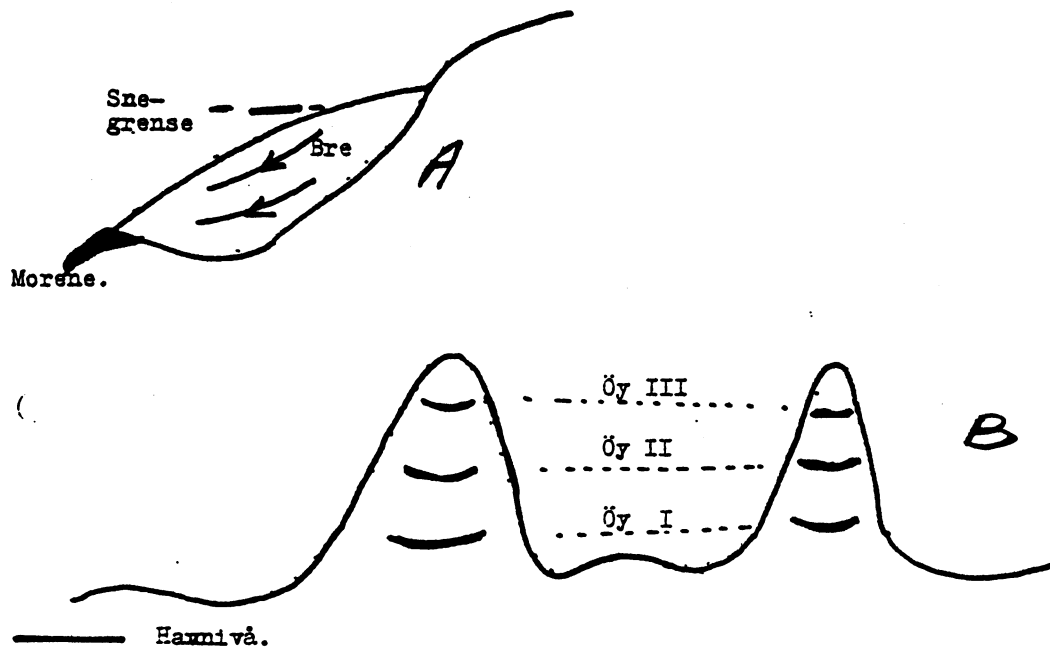


Fig. 18.9 A: Botnbre med med avmerket likevektslinje. B: Ved klimaforbedringer stiger likevektslinjen Øy II morenene ble dannet samtidig med innlandsisens Hovedtrinn. med

Det er et viktig poeng at vi mangler israndlinjer som er yngre enn dette. Det viser at det var en rask nedsmelting av de resterende ismassene som dekket store områder. Datering av de eldste lagene i myrer fra disse områdene bekrefter dette ved aldre mellom 8500 og 9000 år F.N.

Landhevning.

Allerede i 1838 beskrev Bravais de markerte strandlinjene som er utviklet langs Finnmarkskysten. Den mest markerte strandlinjen er her, som i Troms, Hovedstrandlinjen som ble utformet samtidig med at Hovedtrinet ble dannet (Fig.18.10).

På denne tid var store deler av de nord-syd gående fjordområdene, Porsanger, Laksefjord og Tanafjord, smeltet fram. I disse fjordområdene ble det dannet strandvoller, erosjonsterrasser i morene eller erosjonsterrasser i fjell. De ofte meget markerte terrassene i fjell (Fig.18.11) tyder på at det var en forholdsvis lang periode med små endringer i havnivået.

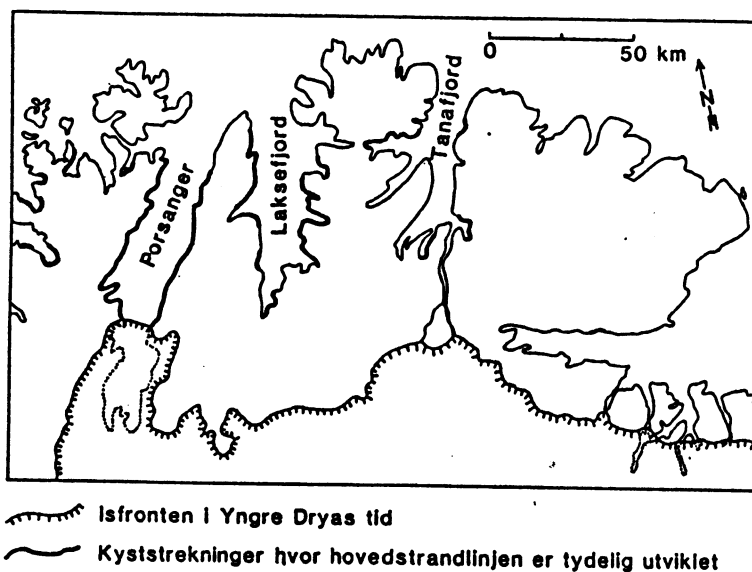


Fig.18.11 Utbredelse av lett synlig Hovedstrandlinje i Finnmark (tykk strek). Brefrontens posisjon (Hovedtrinet) på samme tid er markert med tagget linje (etter Sollid 1981).

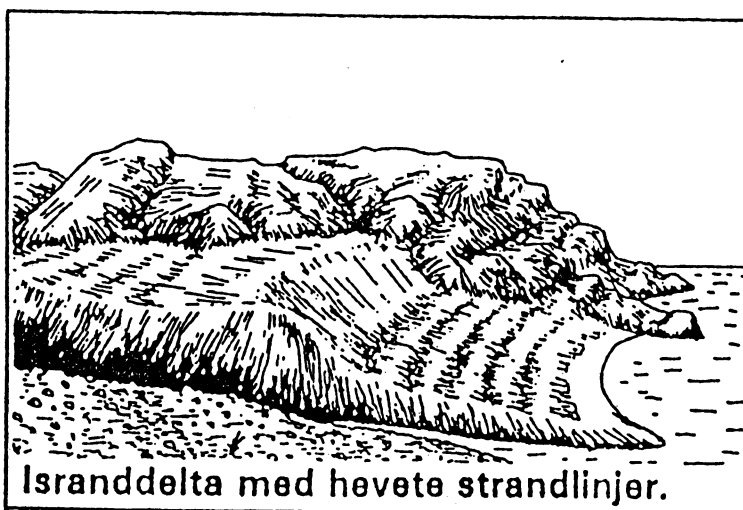


Fig. 18.12 Isranddelta med hevete strandlinjer (etter Sollid 1981)

KVARTÆRGEOLOGISK KART
 (Forenklet utsnitt av
 kartblad Alta 1834 I)



- M Små myrblotninger
- Myr
- Ur-blokkmateriale
- Elveavsetninger
- Havavsetninger
- Breevavsetninger
- Tynt og usammenhengende morenedekke
- Hovedsakelig bart fjell
- Ende/sidemorenerytter
- Terrassekant
- Strandvoll
- Skuringsstripe
- Kornfordelingstegn
- ▲ Blokk
- Stein
- Grus
- Sand
- Silt
- Leire

FG Snittlinje, se fig.3b

Fig. 18.15 Kvartærgeologisk kart for Alta området (etter Follestad 1979)

Finnmarksvidda.

Finnmarksvidda er et av de områder i Norge hvor vi finner tykke sammenhengde morener, ofte med en drumlinoid utforming.

Omfattende subglasial og lateral erosjon, transport og avsetning har ført til dannelsen av en rekke imponerende breelvavsetninger langs de forskjellige dalfører i Finnmark. Det kan enten være lange kraftige eskersystemer eller kameterrasser. Senere er det dannet store mengder elveavsetninger langs de store elvesystemene (f.eks. Tana). Som eksempel kan nevnes at hele bosetningen i Karasjokk ligger på kameterrasser eller fluviale avsetninger langs Karasjokka.

