

U. B. BERGEN

Ms. Rb 879 1.

Oppgáva for Universitetsbiblioteket ha til utlan / ~~ikke utlan.~~

14/5-1974 *Asbj. Rune Aa*

dato

underskrift

ISAVSMELTINGA I EKSINGEDALEN OG OMRÅDA OMKRING

av

Asbjörn Rune Aa

Del I - Tekstbind med tabellar

Vedlagt: Del II - Illustrasjonsbind

Del III - 2 plansjar

Del IV - Tabell. 2 som EDB-utskrift

Hovudfagsoppgåve i kvartærgeologi og geomorfologi  
ved Universitetet i Bergen vårsemestret 1974.

## INNHOLD

INNLEIING.....	1
GEOMORFOLOGISK/TOPOGRAFISK OVERSIKT .....	3
BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT.....	6
ISRÖRSLER .....	10
Metodar, oversikt .....	10
Den eldste isrørsla .....	13
Yngre rørsler mot SV og S .....	16
Fjord- og dalbrerørsler .....	19
Yngste isrørslene i fjellområda .....	21
Högafjell .....	21
Området mellom Eksingedalen og Bolstadfjorden .....	21
Askjellfjell .....	21
Kvitenosområdet .....	22
Snødekket i dag .....	25
Samanfatning/Konklusjon .....	25
SEDIMENTPETROGRAFISKE METODAR .....	27
BUNNMORENE .....	29
ISAVSMELTINGA .....	35
Innleiing .....	35
Ytre Bolstadfjorden .....	35
Stamnes .....	35
Nedre Bolstadstraumen .....	37
Straume .....	38
Randavsetningar i Straumsdalen og Öyadalen ....	40
Området ved Eidsfjorden .....	41
Kalland .....	41
Eidslandet .....	47
Eikefet .....	53

Eksingedalen frå den preboreale fjordenden ved Eikefet .....	55
Löland .....	55
Eikemo .....	57
Hövik .....	58
Vetlejord .....	59
Endemorene ved Flatekvål .....	61
Lavik .....	61
Avsmeltinga frå Lavik til Gullbrå .....	62
Teigdalen .....	64
Yngre randmorener i sidedalane og fjellområda	65
Isavsmeltinga - diskusjon og konklusjon .....	67
AVSMELTINGA, TID OG KLIMA .....	70
Likevektslinjer .....	70
Marine terrassar .....	72
Strandlinediagram .....	74
Pollen og C-14 datering .....	76
Samanfatning og konklusjon .....	81
POSTGLASIALE FORHOLD .....	83
Elveavsetningar .....	83
Skredavsetningar .....	84
Flaumlag i myr ved Flatekvål .....	85
VEGETASJONSUTVIKLINGA .....	90
Pollendiagramma .....	90
Pollensoner .....	90
Stammesdiagrammet .....	93
Eidsland-diagrammet .....	94
Flatekvåldiagrammet .....	96

ISAVSMELTINGA, DISKUSJON .....	99
SAMANFATNING MED HOVUDKONKLUSJONAR .....	101
TABELLAR .....	103
LITTERATUR .....	139

## FORORD

I samråd med försteamanuensis dr. philos. Jan Mangerud valgte eg våren 1971 Eksingedalen (Fig. 1) som hovudfagsfelt.

Litt feltarbeid vart gjort sommaren 1971, men først etter ferdig militærtjeneste i oktober 1971 fekk eg anledning å konsentrere meg om hovudfagsarbeidet. Mesteparten av feltarbeidet vart gjort sommaren 1972. Feltarbeidet sommaren 1973 var helst av utfyllande art.

Kartgrunnlaget i området er gradteigskart i målestokk 1 : 100 000. Dette er også oppfotograferte til 1 : 50 000 og trykte med same bladinddeling som M-711 serien. Både for Eksingedalen og Teigdalen finst det økonomiske kart i målestokk 1 : 5000, i tillegg er Eidslandet og Stamnes dekte av 1 : 1000 kart.

For det meste av området finst det gode flyfotografi i målestokk 1 : 15 000. Men Teigdalen og områda Ö for Nesheim er berre fotograferte i mindre målestokk og under ugunstige forhold, med nysnö i fjella og så låg sol at det meste av dei tronge dalande ligg i skugge.

Veiledaren min, Jan Mangerud, har gitt god og inspirerende rettleiing både i feltet og under heile arbeidet elles. Sidan geologistudiet starta har eg hatt samarbeid og daglege diskusjonar med Kåre Skår, Eivind Sönstegaard og andre studentar.

Cand.real. Björn Bergström var med ein tur i feltet, han har og hjelpt til under pollenanalysen. Cand.real. Inge Aarseth har serleg hjelpt til under flyfototolkinga. Vit. ass. J. Berge, stipendiat P.E. Kaland og konservator D. Moe har gitt rettleiing under pollenanalysen. Preparantane J. Lund og A. Myhre har gitt gode råd for laboratoriearbeidet. Konstruktörane K. Sögnen og T. Sæbö har hjelpt til med feltarbeidet. Det same har kona mi Liv gjort.

E. Irgens har teikna pollendiagramma. Maskinskriving  
av oppgåva er utført av kontorass. Dundas.  
Ökonomisk støtte til feltarbeidet er gitt av NAVF og  
delvis av Universitetet i Bergen.

Med dette vil eg takke desse og alle andre som har  
vore til hjelp under arbeidet.

*Bergen, 14/5-1974*

*Asbjørn Rune Aa*

## INNLEIING

I Eksingedalen, Teigdalen og dei nærast tilgrensande fjell-områda er lite eller ingenting tidlegare gjort med kvartærgeologien. Reusch (1905) skriv litt om Teigdalen i avsnittet om daldannelse. Vidare har serleg Landmark (1917) og delvis Ahlmann (1919) vore inne på geomorfologien i området.

Elles har tidlegare geologar serleg lagt vekt på terrasse-målingar, ikkje minst C.F. Kolderup (1907) som har gitt ein oversikt over terrassemålingar ved Eidsfjorden og Bolstadfjorden. Terrassane ved Dale, Bolstadøyri og Fadnes er også målte av Kaldhol (1941). Undås (1945) har gått eit skritt vidare og konstruert strandline-diagram, men inne i fjordane har han ikkje målt terrassane sjølv. Rekstad (1909) har bl.a. observert elveavsetningar överst i Teigdalen og i Eksingedalen ovafor Nesheim. N.H. Kolderup (1926) omtalar lagdeling i isfrontavsetninga på Kalland.

I ytre deler av Hordaland er isavsmeltinga godt kjend frå för, serleg etter Mangerud (1970) sine omfattande studiar av morenestratigrafi og vegetasjonsutvikling. Dette ilagmed ei rekkje C-14 dateringar har avklart avsmeltingsforløpet godt. Inge Aarseth arbeider f.t. med kvartærgeologien i ytre Nordhordland og Yngre-Dryas endemorenen er i dette området kartlagt (Aarseth & Mangerud 1974). Avsmeltingsforløpet etter Yngre Dryas er i Nordhordland mindre undersøkt dei seinare åra. Mi viktigaste oppgåve har derfor vore å kartlegge avsmeltinga i deler av dette området, og serleg Eksingedalen, etter Yngre Dryas. Eit generelt trekk i Nordhordland er små og usamanhengande randmorener. Dette gjeld såvel Yngre Dryas morenen som yngre randmorener. Eg har etter omfattande flyfotostudiar og feltarbeid funne nokre randmorener. Ofte kan dei knytast saman og korrelerast med frontavsetningar ved fjorden og i dalen, men av og til blir avstandane så store at vurdering og skjønn må kome inn. Ved sida av randavsetningar har eg serleg hatt

hjelp av skuringsobservasjonar, C-14 datering, pollen-analyse og delvis marine terrassar til å avklare avsmeltingsforløpet.

Skreden (1967) har studert isavsmeltinga i Vosseområdet, og Mangerud & Skreden (1972) omtalar fossile iskilar i ei hus-tomt ved Voss. Kilane tyder på at Voss kan ha vore isfritt i Alleröd. Ikkje minst av den grunn har det vore inter-essant å studere isavsmeltinga i naboområdet.

Sindre (1973) har gjort studiar av isavsmelting og geomor-fologi i området Stalheim - Vossestrand. Både han og fleire andre forfattarar som Klovning (1963), Møland (1963), Skre-den (1967) Anundsen og Simonsen (1967), Aarseth (1971), Bergström (1971), Anundsen (1972), Mangerud & Skreden (1972), Sindre (1973) og Vorren (1973) har nemt at der i Stølsheimen har vore eit eige glasiasjonssenter i Preboreal. Ingen har likevel visst noko nærere om dette senteret, berre an-tyda at det har vore så mektig at isen har ströymt herifrå og over dei 1100 m høge fjella sør for Voss, og elles på-virka isrørsler i store deler av Hordaland. For meg har det derfor vore ei oppgåve å kartlegge dette glasiasjons-senteret nærare.

Sidan postglasiale avsetningar er viktige i Eksingedalen, har eg også teke med ei kort omtale av slike. Flaumlaga på Flatekvaal og opplysningar om postglasial vege-tasjonsutvikling har kome fram under arbeidet med avsmeltings-problema.

- Under skrivinga har eg i hovudtrekka prøvt å disponere stoffet kronologisk.



## GEOMORFOLOGISK/TOPOGRAFISK OVERSIKT.

Sidan Stölsheimen både geografisk og geologisk utgjer ei naturleg eining, vil eg verken i denne oversikten eller seinare sjå isolert på den innramma delen av Fig. 1, som eg har undersøkt.

Det er naturleg å dele området inn i tre landskapselement: Fjellområde, dalar og fjordar.

### Fjellområdet.

Stölsheimen er eit mest samenhengande snaufjellsplatå som er avgrensa av Vossedalföret i sør, Voss - Vik vegen i aust og Sognefjorden i nord. Platået er meir kupert enn f.eks. Hardangervidda, men ser ein bort frå dei største dalane, vil det relative relieffet sjeldan overstige 300 m. Reusch (1905) meiner også å kunne identifisere den paleiske overflata ved toppnivå og vide dalar (Fig. 6).

Som Kvale (1969) har påpeikt er der ein markert skilnad mellom overflateformer i gneisområdet og dekkeområdet. Fjellsidene er som regel bratte i begge områda, men når ein kjem opp i eit visst nivå, viser det seg at gneisen er hövla ned til ei horisontal overflate (Fig. 7 Kvite-nosi mot V).

Dette forholdet forandrar seg i den austlege delen av området. Her står grensene av skyvedekka igjen som markerte brattkantar med belter av fyllitt imellom. Blyfjell - Skjellinganosifjellryggen er f.eks. den største fjellkjeden i den ytre kystregionen (Knaben 1950, s. 15) (Fig. 8).

Både i gneisområdet og dekkeområdet (sjå neste kap.) har bergartene fall mot Ö og SÖ. Dette medfører at alle brattkantar i området vender mot V og NV.

### Dalar.

Stölsheimen er karakterisert ved korte og djupt nedskorne U-dalar mot Sognefjorden. Mot SV er derimot dalane lange og slake, og dei har meir fluvial preg. Dei har

tidlegare drenert lenger mot NÖ enn i dag. Sindre (1973) meiner f.eks. at Sendedalen og Kvasssdalen aust for Myrk-dalen er eldre forlengingar av Eksingedalen. Dei fleste dalar i området følgjer kaledonsk strökretning, NNÖ - SSV, nokre N - S gåande sprekkedalar finst også.

I mitt felt, i sørlege deler av Stölsheimen, er Eksingedalen og Teigdalen dei største dalane. Den to mil lange Teigdalen er djupt nederodert i ei grensesone mellom granitt og kvartsitt. Dalbotnen stig berre 140 m langs den første mila frå Fadnes ved munningen og inn til Brekkhus (Fig. 11 og 12). Etter ein markert dalende her stig dalen bratt den neste mila opp til Volavatn 905 m o.h.

Eksingedalen (Fig. 6 og 9) går derimot stykkevis på tvers av strökretninga og får derfor både eit krokete forløp og trinnvis stigande lengdeprofil. Överste garden, Gullbrå, ligg 5 mil frå fjorden og 600 m o.h.

I begge dalane finst høge dalskuldrar (Reusch 1905 og Ahlmann 1919), som Ahlmann (1919) meiner å kunne følgje utover langs fjorden og over i strandflata. Dalskuldrane blir av Ahlmann tolka som sikre restar etter ein dalgenerasjon av Tertiær alder, mens yngre generasjonar er av Tertiær/Kvartær alder. Landmark (1917) som har studert Bergsdalen, vil derimot legge heile den yngre generasjonen til Kvartær.

### Fjordar.

Veafjorden mellom Vaksdal og Stanghelle er uterodert langs ein sprekk i retning N - S. Fjordsidene er mest loddrette (Fig. 13) og sidan skuldrar manglar, meiner Ahlmann (1919) at fjorden er yngre enn f.eks. Eidsfjorden som er anlagt i Kaledonsk strökretning.

Eidsfjorden (Fig. 14) har også stadvis loddrette sider. Sommaren 1972 tok eg eit ekkoprofil v.h.a. "Hans Reusch" som er utstyrt med 18 KHz "Simrad Scientific Sounder EK" ekkolodd.

15  
Profilen (Fig. 13) viser at ytre halvdel av fjorden består av to basseng. Desse har flat botn, truleg p.g.a. sedimentfylling. Det indre bassenget er omlag 110 m djupt.

Bassenga er skilde av ein rygg som jamført med topografien på land ser ut til å bestå av fast fjell. Utafor det ytre bassenget ligg ein stor terskel mellom Kalland og Bylgjeneset. På denne ligg det ein liten morenerygg, men etter ekkoprofila å dømme, består mestedelen av fast fjell. I indre halvdel av Eidsfjorden er ei sedimentflate som skråar jamt opp til fjordoverflata ved Eidslandet.

Bolstadfjorden er hydrologisk undersøkt av Tambs-Lyche (1954). Ekkoprofil (Fig. 16) viser at også her er to markerte basseng. Det ytterste er størst og djupast. Karakteristisk er det at bassenget er djupast nær den ytre terskelen. Det same er tilfelle for fleire av bassenga i Osterfjordområdet, Myhre (1972), mellom Straume og Stamnes ingen stad djupare enn 22 m. Sjølv om fjorden utafør Straume er oppfylt av sediment, har nok iserosjonen største skulda for den store kontrasten. Ei medvirkande årsak til at ytre del av Bolstadfjorden ikkje er meir nederodert, kan vere at isstraumen har delt seg ved Dalseid, og sendt ei tunge forbi Dale uti Sörfjorden.

## BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT

Berggrunnsgeologisk sett kan feltet delast inn i to hovedområde. Den austlege halvparten ligg innafor det kaledonske dekkeområdet. Den vestlege halvparten er dominert av ei rekkje gneisbergarter av ulik alder. Grensa mellom desse områda går frå Trengereid i retning NNÖ forbi Bolstadøyri, Öksendal i Eksingedalen, Skjerjevattn i Stölsheimen og Arnafjord i Sogn (Fig. 2 og 17).

Deler av feltet er undersøkt av Kjerulf (1878), Mosgren (1889), Reusch (1905), Rekstad (1909), Kvale (1945, 1960 m. fl.), Hödal (1945) og Kildahl (1970).

Følgjande oversikt byggjer serleg på Kildahl (1970) og Kvale (1960).

Det vestlege gneisområdet (Fig. 2).

Dette ligg stratigrafisk under fyllitten lenger Ö, og vart derfor av Kjerulf (1878) oppfatta som ein del av grunnfjellet. Statsgeolog Ellen Kildahl har no kartlagt gneisområdet meir nøye, og det er ifølgje henne svært komplisert. Bergartene er sterkt omdanna, og deira opphav er derfor vanskeleg å fastslå.

Endå er berre oversiktskart (Fig. 2) publisert, men eg fekk sjå hennar manuskriptkart. Det viser seg at gneisen langs N - S gåande soner kan delast inn i to hovudtypar: Suprakrustale og infrakrustale. Dei infrakrustale gneisane er av prekambrisk alder og eldre enn dei suprakrustale. Dei stikk djupare, er meir omdanna og meir homogene enn dei suprakrustale som gjerne har meir markert planstruktur. Dette gir seg tydeleg utslag i overflateformene.

Eidsfjord og Eksingedalen t.o.m. Eikemo ligg i ei sone av suprakrustale gneisar. Frå Eikemo til Flatekvaalfossen går så ei relativt brei sone av infrakrustale gneisar, så ei ny sone av suprakrustale bergarter austover til Fagerdalen der dekkeområdet startar. Grensene mellom dei ulike sonene markerer seg oftast godt i landskapet.

I gneisområdet finst gjerne små soner av amfibolitt, men dei er så tilfeldig plasserte at det hjelper lite at dei er lette å kjenne igjen i morenematerialet. Dei ulike gneistypene er derimot vanskelege å skilje når dei er oppdelte i mindre fragment. Derfor har eg hatt lite nytte av gneissonene i studiet av transportlengde og -retning av lausmateriale.

#### Dekkeområdet (Fig. 3 og 4)

I overgangssona mellom gneisen og dekkeområdet ligg to glimmerskifer-band. Dei er ofte berre eit par meter breie (Kvale pers. medd.), og skulle derfor ha lita innvirkning på fylltinnholdet i lausavsetningar.

Elles har ein følgjande lagserie frå Fagerdalen mot Ö.

1. Fagerdalen - Bindingbö: Undre Bergsdalsdekke, undre flak som består av metadacitt, metabasalt og granitt. Bergartene S for Bergo og Fosse er ein lys kvartsdioritt. Denne har eg funne som flyttblokker 15 km vestover gneisområdet til Snjofonnfjell mellom Modalan og Eksingedalen.
2. Bergo - Nesheim: Undre Bergsdalsdekke, midtre flak. Suprakrustale bergarter med mykje kvartsitt. Ved Bergo og Nesheim står det omlag rein kvartsitt i nordlege dalside. I den sørlege dalsida og i Nonhaug området er bergarten derimot granitt.
3. Trefall - Ekse: Fyllitt. Karakteristisk for denne sona er ei rekkje serpentinkuplar. Den største er Raudberget, nokre mindre finst f.eks. i ei sone mellom Nesheim og övre Teigdalen. Eg vil seinare kome inn på blokkstriper frå serpentinkuplar.
4. Ekse - Gullbrå: Övre Bergsdalsdekke, undre flak. Dette flaket er minimum 3 000 m tjukt. Det stikk opp og markerer seg godt i landskapet i ei sone frå Kvitenosi over Kjerringanosi, Blyfjell og Tindefjell til Skjellinganosi i N.

Kjerulf (1878) har kalt desse bergartene Höyfjells-

kvarts, Rekstad (1909) kvartsitt og granulitt. Kvale (1960) meiner at størstedelen av flaket er suprakrustale bergarter og tilhøyrrer Telemarksformasjonen. Bergartene er kvartsitt og kvartsskifer med kvartsittkonglomerat, metarhyolitt, metadacitt og metabasalt. Vidare kvartsdioritt og sausrittgabbro av prekambrisk alder, og granitt i plutonar av kaledonsk alder.

5. Kvitensosi - Skreieggi: Fyllittsone. Grensa til denne er svært tydeleg fleire stader. Lenger N ved Brattebakseggi utvidar denne sona seg mot Ö til Myrkdalsvatn, vidare nordover Vikafjell.
6. Skreieggi, Mykjedalshovden (og Lönahorgi): Övre Bergsdalsdekke, övre flak. Kvartsitt, kvartsskifer og metarhyolitt. Ein del basiske bergartar av anortosittstammen finst også, f.eks. metabasalt og sausrittgabbro. Desse bergartene kan tydeleg fölgjast som flyttblokker vestover fyllittområdet (Fig. 18).
7. Övre Jotundekke: Anortosittar. Desse er reine i sentrale deler av dekket, men sterkt metamorfe nær skyvegrensene. Her dominerer amfibolitt og sausrittgabbro. Anortosittane er vanskelege å skilje ut frå dei fleste gneisbergarter lenger V, fordi dei inneheld omlag det same mengdeforhold av lyse og mørke mineral som desse.

Konklusjonen blir at bergartene i det undersøkte området stort sett eignar seg lite til å studere transport av morene og glasifluvialt materiale.

I gneisområdet krevst det større fragment enn dei som finst i lausavsetningar, til å skilje dei ulike gneistypene. Sidan der er vekslende soner av infrakrustale og suprakrustale gneisar, er det heller ikkje lett å seie om ein stein stammar frå den eine eller andre sona.

I dekkområdet peikar anortositten seg ut som ei naturleg "lede"bergart. Ifölgje Kvale (pers. medd.) er det like-

vel svært vanskeleg å skilje ut anortositten frå fleire bergartar lenger vest.

Av desse grunnane gir heller ikkje berggrunnen anledning til utførleg og systematisk studium av isrørsler på grunnlag av erratiske blokker.

Det har likevel vore muleg å gjere samanlikningar av morenemateriale frå nærliggende lokalitetar i sidedal/hovuddal. Det har og vore muleg å påvise visse samanheng mellom berggrunn og bergartsinnhold i morenen.

## ISRÖRSLER

Metodar, oversikt.

Retningar av isrørsler er serleg fastlagde ved analyse av isskuring. Denne metoden er serleg utforma av Erik Ljungner (1943).

Ved tolkinga av isskurte flater har eg elles följt same retningsliner som Gjessing (1953), Svensson (1959), Hillefors (1969) og Strömberg (1971). Rettleiing i feltet har likevel vore viktigast. Andre erosjonsformer er også brukte i ei viss utstrekning, serleg tverrmerke som sigdbrudd og parabelriss, dessutan rundsva. Tverrmerka er ikkje brukte åleine, berre som støtte ved fastlegging av retninga på striper.

Orienterande element er av Vorren (1973) definerte som: "Oriented form-elements produced by the glacier's own effects upon the surface over which it moves". Forutan dei nemde erosjonsformene omfattar orienterande element også "fluted rock", dvs. ryggar og groper som gjerne er 2 - 3 m breie og 0.5 m djupe. Slike skal vere serleg vanlege i fyllittområde. I mitt område er det oftast vanskeleg ut frå flyfotos å skilje groper og ryggar ut frå strøket i berggrunnen. Strøkretninga er mest overalt NNÖ - SSV, og fell derfor saman med den viktigaste isretninga.

Men enkelte stader, f.eks. i dalsida frå anleggsvegen Nesheim - Brekkhus og oppover mot Solhorgi, finn ein heilt klare orienterande element i form av groper i berggrunnen. Gropene går her på skrå av strøket.

Det same er tilfelle på nokre av dei høgste fjellplatåa, f.eks. på toppområdet av Kjerringanosi, ved skuringslok. 287-28

Steinteljingar har berre i lita utstrekning vore tilhjelp ved studiet av isens rørsleretningar. Dette har si årsak i berggrunnsforholda, sjå s. 8 .



## Isskuring.

### 1. Retning av isrørslene.

Berggrunnen er i størstedelen av området kraftig forvittra. Det har derfor vore vanskeleg å finne gode skuringslokaltetar. Halvparten av dei 333 lokalitetane som er oppførde i Tab. 1, er små kvartsflater, oftast 5 - 20 cm i diameter, som står igjen der berggrunnen elles er forvittra. På kvartsflatene er stripene av og til så tynne at dei er vanskelege å sjå utan lupe. For å framheve stripene har eg brukt mørkeblått fargekritt. Krittet har eg ført i sirkulære rørsler over flata for å unngå framheving av ei bestemt retning (Gjessing 1953).

På kvartsflatene er det, med få unntak, ikkje råd å finne fleire enn ei retning. Til gjengjeld er då retninga godt markert, med mange tynne parallelle striper. Hvis der er facettar på flatene, er også dei svært markerte (Fig. 21).

Eg har helst brukt horisontale kvartsflater, og der desse ligg i åpe og fritt terreng, er det liten grunn til å tru at retningane er påvirka av lokaltopografien. Ofte er det også muleg å finne mange flater innafor små område, slik at ein har eit visst statistisk grunnlag for å fastlegge ei isretning. I Tab. 1 er oftast berre ei av flatene på kvar lokalitet teka med. Eg har gjerne nemnt at same retning går igjen fleire stader i same område, dvs. innafor ein omkrets på 30 - 40 m. I dagbøkene har eg teke med fleire målingar der eg har funne fleire flater på små område.

Eg reknar derfor dei små kvartsflatene blant dei mest pålitelege når det gjeld å fastlegge isretninga på ein lokalitet.

Fleire forfattarar har framheva korleis retninga på stripene er avhengig av (mikro)-relieffet på flatene. Når isen er så tjukk at han er plastisk, vil straumlinjene böye av ettersom flata krummer. Dette er vist på Fig. 19. Eg har også observert korleis striper som går samanhengande over eit svaberg, kan böye av på lesida (Fig. 18). Dette

viser at ein skal vere forsiktig med å måle retninga på isrørsla der denne er påverka av svaformene omkring, og eg har mest muleg prøvt å finne frittliggande og nær horisontale flater.

Gjessing (1953) skriv at ein bør unngå for sterk proksimalt hellande flater. Eksemplet på Fig. 18 viser at heller ikkje distalt hellande flater eignar seg til å fastsetje retninga på isrørsla.

På grunnlag av skuringsstripene åleine er det vanskeleg å avgjere kva for ei av to mulege retningar isen har gått. I mitt felt har problemet serleg vore aktuelt nær dei seine isskilja. Ofte har ein då tverrmerker eller klare stöt- og lesider som kan vere til hjelp. Men her er det ei ulempe med dei små kvartsflatene. Dei er gjerne postglasialt forvitra i endane slik at det er vanskeleg å avgjere kva som er stöt- og leside (Fig. 21). På desse flatene er det heller ikkje vanleg å finne tverrmerke.

## 2. Relativ alder.

Ved fastlegging av aldersrelasjonar har eg følgd regelen om at skuring på lesider oftast er eldre enn skuring på stötsider. Hvis ei retning berre finst på toppane av eit svaberg, tyder dette på stiv, og dermed tynn is, slik at skuringa er ung.

Sikrast er det likevel når tydelege striper kryssar kvarandre. Då er det ofte lett å sjå korleis dei yngste går ned i dei eldre.

I eit par tilfelle har det vore muleg å påvise samanheng mellom skuring og former på lausmateriale. Ved Öksendalen og ved Flatekvaal ligg der stötsidemorene opp til eit visst nivå. Lågare enn dette nivået går skuringa i dalbreen si retning, høgare oppe finn eg heilt andre retningar.

## 3. Systematisering av observasjonane.

Sidan topografien har innverknad på isretningane, bør observasjonane teiknast inn på topografisk kart med godt

kotegrunnlag. I ein dokumentasjon er det også viktig å kunne vise til stadnamn. Av desse grunnane har eg teikna skuringsobservasjonane inn på trykte gradteigskart med målestokk 1 : 100 000. Eg kunne ynskt å bruke 1 : 50 000 kart for å få med fleire observasjonar, men det ville gått litt utover oversikten.

På nokre gode lokalitetar har eg teikna kart eller skisse i større målestokk, f.eks. lok. 1 Stanghelleholmen (Fig. 26) og dei subakvatiske lokalitetane 239 - 252 ved Gröndalsvatn (Fig. 27). For Gröndalsvatn er alle flatene på Fig. 27 oppførde med eigne nr. i Tab. 1. For andre liknande lokalitetar er berre konklusjonen teken med i Tab. 1 og på kartet (Pl. 1). På kvar lokalitet er alltid oppgitt högd over havet, både til hjelp for stadfesting og tolking av lokalitetane. Högdene er oftast målte med lommebarometer, av og til med Paulin. Instrumentet er korrigert så ofte som muleg i forhold til fastpunkt eller vatn som er avmerkte på kartet.

#### Den eldste isrörsla.

Det er naturleg å starte med eit detaljstudium av dei enkelte lokalitetane, og eg har her trekt fram nokre med godt oppbevart skuring som kan fortelje meir enn andre.

I neste omgang har eg prøvt å trekkje inn alle observasjonane for å sjå om ei samla vurdering kunne gje opplysningar om retning og alder av ulike isstraumar.

På lok. 33, ved Hesjedalsvatn 580 m o.h., finn eg minst 5 ulike retningar, og den vestlege er tydeleg eldst. Det kan sjå ut til at isen seinare har dreia mot SV. På le-sida av flata finst berre vestleg skuring. På stötsida er den vestlege omlag utviska av skuring mot SV og S.

Lok. 72 er ei horisontal gneisflate 755 m o.h. Dei eldste stripene mot V er her utviska av ei meir sørvestleg skuring. Det same er tilfelle på lok. 73 like ved.

Sjölvs i dei högastliggande områda er ikkje alltid vestleg skuring eldst. På toppområdet av Högafjell (lok. 80), har

eg på ei gneisflate funne at sørleg skuring er eldre enn striper mot SV og V. Dei siste går tydeleg ned i stripene mot S.

Heller ikkje i dei austlege fjellområda går dei eldste skuringsstripene<sup>alltid</sup> mot V. Lok. 255 - 260 Ö for Gröndalsvatn 900 - 1000 m o.h. er fyllittflater med tydeleg, kryssande skuring. Det viser seg her at striper mot  $276^{\circ}$  skjær nedi striper mot  $224^{\circ}$ , som mest er utviska. Stripen mot SV er altså eldre enn striper mot V og NV. Forklaringa er truleg at lokal is på slutten har gått ned mot Gröndalsvatn.

På Kjerringanosplatået 1233 m o.h. (Lok. 287-289) er der liten variasjon i retningane. Stöt- og lesidesystem viser at både eldste og yngste skuring går omlag mot V. Men her er ein tendens til at yngre striper går meir i sørleg retning.

Desse eksempla er henta frå relativt frittliggande flater. Dei ulike aldersrelasjonane kan derfor ikkje forklarast ut frå mikrorelieffet på flatene. Retningane må vurderast i ein større samanheng, men der den vestlege ikkje er eldst kan dette alltid forklarast med lokale iskapper og bretunger.

Størstedelen av mine observasjonar ligg i intervallet SSV - V. Dette er vist på Fig. 29 der alle observasjonane er framstilte i søylediagram. Diagrammet viser også at summen av observasjonar i område høgare enn 800 m o.h. peikar litt meir i vestleg retning enn om ein også tar med observasjonane i lågareliggande område.

Dette tyder på at isen medan han var relativt tjukk har gått meir i vestleg retning enn i tidsrom når han har vore tynnare.

For om muleg å vise dette har eg teikna kart (Fig. 28) med alle skuringstriper i område høgare enn 1000 m o.h. Her er også tekne med ialt 8 lokalitetar frå Sindre og Skreden sine kart, som ikkje er med i søylediagrammet.

Kartet viser at dei fleste observasjonar i så stor høgde peikar mot V.

Det viser seg også at på lokalitetar med kryssande skuring er den vestlege oftast eldst. På 14 av 17 målte lokalitetar med kryssande skuring i område høgare enn 1000 m o.h. peikar dei eldste stripene mot V. I søylediagrammet (Fig. 29) er også framstilt eldste retning målt på alle lokalitetar med kryssande skuring høgare enn 500 m o.h. I så stor høgde har isen hatt sjanse til å gå uavhengig av fjordar og dalar.

Resultatet blir eit klart maksimum i sektoren  $260 - 280^{\circ}$ . Biletet er også karakterisert ved eit sekundært maksimum i sektoren  $180 - 200^{\circ}$  fordi isstraumen mot Teigdalen kjem inn i denne sektoren. Ved Gröndalsvatn peikar og dei eldste stripene mot S fordi lokale iskapper har sendt tungar mot NV ned i Gröndalen etter at dalbreen mot S smelta bort.

Konklusjonen blir etter dette at isen, når han var relativt tjukk har gått omlag rett mot V. Denne retninga finst mest overalt på dei høgste fjelltoppane. Den vestlege straumen ser derfor ut til å ha vore uavhengig av terrenget.

På lokalitetar med kryssande skuring er regelen at den vestlege er eldst. Det er derfor rimeleg at dei vestlege stripene er påførte av ein tjukk innlandsis, truleg bl.a. frå Weichsel maksimum. Det er vel endå eit uløyst spørsmål om dette isdekket har vore så tjukt at overflata ikkje i ein viss grad har vore prega av topografien. Vorren (1973) meiner at eldste skuring i Lusterområdet stammar frå Weichsel maksimum, og isen har då konverbert mot Lusterfjorden. Han refererer til arbeid frå Antarktis og Sør-Grönland som tyder på at hvis det relative relieffet i eit litt større område utgjer  $1/3$  av tjukta på isdekket, vil topografien under isen påvirke isretninga. Etter dette finn han det altså rimeleg at isen har konverbert mot Lusterfjorden under Weichsel maksimum. Størstedelen

av områda mellom Hardanger- og Sognefjorden er eit fjellplatå der det relative relieffet sjeldan overstig 500 m. Det er derfor rimeleg at isen her bl.a. under Weichsel maksimum har gått rett mot V uavhengig av topografien. Både Mæland (1963), Sindre (1973) og Skreden (1967) konkluderer også med at den eldste isen har gått omlag rett mot V.

Men i nordvestlege deler av Stølsheimen finn Bergström (1973 pers medd.) at eldste isrørsla peikar mot NV. Det er derfor eit spørsmål om ikkje isen i meir perifere deler av dekket sjölv under Weichsel maksimum har vorte noko avbøygd mot den største av dreneringskanalane, Sognefjorden. Mot Teigdalen er det eit relativt relieff på over 1000 m. Det viser seg også at skuring opp til 1000 m o.h. syner konvergens mot Teigdalen, og på same toppane er det ikkje råd å finne eldre skuring mot V. Eg meiner derfor at Teigdalen tidleg har hatt konvergerande virkning på isen. Kartet til Rye og Follestad (1972) tyder også på at eldste isen på vestlege Hardangervidda i nokon grad har konvergert mot Hardangerfjorden.

På grunnlag av det føregåande finn eg det sannsynleg at isrørsla bl.a. under Weichsel maksimum har vore omtrent som vist på Fig. 30.

#### Yngre rørsler mot SV og S.

Det er altså ei vestleg retning som dominerer i høgareliggende område, men som tidlegare påpeikt viser søylediagrammet (Fig. 29) at om ein også tar med observasjonar frå lågare område blir det ei meir sørvestleg retning som dominerer. Isen mot V var altså tjukkare enn den som har gått mot SV. På lokalitetar med kryssande skuring er oftast striper mot SV yngre enn dei vestlege stripene. Så langt samsvarar mine observasjonar med Skreden sine. Han skriv følgjande (Skreden 1967, s.44): "I et senere stadium gjør en sydlig komponent seg mer gjeldene, sannsynligvis betinget av et issentrum mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden. Bevegelsen dreies i sydlig retning, og etter

hvert dominerer den sydlige bev. komponent fullstendig." Den vestlege og sørvestlege retninga representerer neppe to klart adskilte faser. Skredet tolkar nokre nøkkellokalitetar slik at isrørsla dreiar kontinuerleg frå V til S og SÖ. etter kvart som isdekket blir tynnare og topografien får større innvirkning på retninga.

Ei rekkje av mine observasjonar tyder og på at det har vore ein overgang frå vestleg til sørvestleg rørsle. På lok. 33 har eg målt følgjande retningar:  $266^{\circ}$ ,  $261^{\circ}$ ,  $254^{\circ}$ ,  $248^{\circ}$ ,  $244^{\circ}$ ,  $237^{\circ}$ ,  $234^{\circ}$  og  $181^{\circ}$ . Den vestlege er eldst og den mot sør yngst. Her finst alle overgangar, og det ser ut til at isretninga har dreia gradvis frå V mot SV. Den yngste,  $181^{\circ}$ , finst berre på toppane av flatene, og denne skiljer seg klart ut frå alle dei andre.

Lokalitetane 72, 73, 120, 195, 288, 289, 313, 319 og 324 ligg alle i høgare område og dei viser at isen har dreia frå V mot SV. På lok. 319 har eg notert følgjande: Kvartsittrundsva 1080 m o.h.

$268^{\circ}$  Tydelege sigdbrudd. Svært utydelege striper.

$254^{\circ}$  Tydelege striper og klare facettar. Denne retninga har forma ut svaberget, dvs. tjukk plastisk is. Eldre enn  $199^{\circ}$  og  $164^{\circ}$ .

$199^{\circ}$  Fullstendig dominerande retning.

$164^{\circ}$  Mot Volakroken. Yngst, for stripene finst berre på toppflater.

Lok 311 1390 m o.h.:  $259^{\circ}$  -  $234^{\circ}$ , her er alle retningar i dette intervallet. Ser ut til å vere kontinuerleg vridning, frå  $259^{\circ}$  til  $234^{\circ}$ .

Den sørvestlege retninga følgjer stort sett strökretninga i området. Isen har på denne tida endå vore så tjukk at han stort sett har gått uavhengig av dalane. Ved Fosse har f.eks. isen lenge gått mot SV i retning av Bolstad-öyri, uavhengig av dalretninga.

Ved Ekse er dalsidene mot SV slake og låge, så her har også isen truleg lenge gått mot SV uavhengig av dalretninga. Teigdalen har derimot tidleg hatt dirigerande virkning på

isretninga, det same har truleg Vossedalen hatt.

Som eg seinare skal kome tilbake til, ser det også ut til at den sørlege skuringa som Skreden finn innover Bordalen og i fjellområda S for Voss hovedsakeleg er eit resultat av konvergens mot Hardangerfjorden, og at den skuringa er samtidig med den sørvestlege i mitt felt.

Sindre finn at isen N for vasskiljet böyer av mot Sognefjorden i eit stadium yngre enn det vestlege. I nordvestlege deler av Stölsheimen finn Bergström (pers. medd.) at yngre komponentar peikar meir mot N enn eldre.

Konklusjonen blir då at isen i ei tid under avsmeltinga har gått omlag som vist på Fig. 31.

Under störstedelen av sein- og postglasial har det vore akkumulasjon av is i Stölsheimen, særleg i Yngre Dryas. Men det er tvilsamt at dette har hatt störst innvirkning på isretninga. Skuringsobservasjonane tyder heller på at isen har gått så hurtig ut dei mektige avløpsrennene i Hardangerfjorden og Sognefjorden at det ei tid har hatt innvirkning på store deler av det mellomliggande isdekket. Ei samanstilling av Bergström, Sindre og mine observasjonar tyder på at skiljet mellom nordvestleg og sørvestleg isrørsle i denne tida har gått som ein kjöl i aust-vestleg retning omtrent midt over Steinslandsvatn og austre Skjerjevatt (Fig. 31). Aarseth og Mangerud (i trykk) har vist at isfronten i Yngre Dryas låg i skjærgarden. Det tilsvarande isdekket vil då med ein rimeleg gradient dekkje heile Stölsheimen, men isen vil ikkje vere tjukk nok til å gå uavhengig av topografien. Derfor kan isen ha gått som vist på Fig. 31 fram til slutten av Yngre Dryas. Dette samsvarar og med Aarseth og Mangerud (1974) sine skuringsobservasjonar nær isfronten. Men sjölv om ei rekkje skuringsobservasjonar i fjellområda tyder på at isrørsle har dreia kontinuerleg frå V mot SV, er det klart at isdekket ikkje har vorte kontinuerleg tunnare til slutten av Yngre Dryas.

C-14 dateringar (Mangerud 1970, Aarseth og Mangerud 1974)



har vist at isfronten i alle fall har trekt seg innover forbi Trengereid og Eikangervåg. Det er då sannsynleg at dei indre fjordarmane har vore isfrie i Alleröd.

Skuringslok. 16 ytterst i Eidsfjorden viser at yngste skuring går meir mot SV enn ei eldre sommeir følgjer fjorden.

Den eldste kan då vere forårsaka av ein fjordbre i Alleröd, og den yngste kan stamme frå det etterfølgjande Yngre Dryas framstøytet.

Eg skal seinare kome tilbake til at der i isfrontavsetninga ved Kalland ytterst i Eidsfjorden er indikasjonar på at isen har rykt fram over avsetninga etter ei mellombels tilbaketrekning. Desse spora gir likevel ingen sikre opplysningar om kor langt innover isfronten trekte seg i Alleröd.

#### Fjord- og dalbrerørsler.

Langs Veafjorden følgjer all skuring fjordretninga. Ved Stanghelleholmen, lok. 1, Fig. 26, viser det seg at yngste breen har kome frå Dale. Men ved Dale har eg ikkje undersøkt isskuringa, så eg veit ikkje om dette er ein arm av Bolstadfjordbreen som har gått over Dals- eid, eller om yngste stripene er avsette av ein bre frå Bergsdalen.

Ved ytre deler av Eidsfjorden går yngre skuring oftast meir i fjorden si retning enn eldre.

I botnen av Eksingedalen er det sjeldan muleg å finne fleire enn ei retning. Denne følgjer mest alltid dalretninga. Der det er kryssande skuring, rettar den yngste seg mest etter lokaltopografien.

Sidemorener viser at breen under Eidslandtrinnet går over alle dalnesa. Men skuringsobservasjonane viser at etter kvart som dalbreen smelta ned og trekte seg tilbake, har isen svinga rundt sjølv dei lågaste dalnesa (på 60 - 70 m)

og påført skuringstriper. Dette ser ein serleg godt på lok. 68, 91 og 92 ved Flatekvaal. I fleire sidedalar til Eksingedalen er der skuring som viser at dalbrear ei stund har følgd sidedalen ut mot hovuddalen.

På grunnlag av mine og andre sine skuringsobservasjonar kan ein då tenkje seg følgjande utvikling:

I Yngre Dryas har området vore dekt av eit stort isdekke med fjord- og dalbrear i perifere deler. Ytre grenser for isdekket under Yngre Dryas er serleg klarlagde av Aarset og Mangerud (1974), og kartet Fig. 31 byggjer her på deira arbeid. For Arna og Osteröya byggjer Fig. 31 på K. Skår (pers. medd.) sine observasjonar. Yngre Dryas blir avløyst av ei markert klimabetring som har medført svært hurtig isavsmelting. Avsmeltinga föregjekk med hurtig tilbaketrekning av fronten, kanskje serleg p.g.a. kalving i fjordane. C-14 datering, T-1487, ved Stamnes som gav  $9760 \pm 180$  B.P., viser at på ca. 200 år hadde isfronten trekt seg frå skjærgarden og inn forbi munningen av Bolstadfjorden.

Endå raskare avsmelting er påvist både i Hardanger og Sogn, (Anundsen & Simonsen 1967, Bergström 1972, Vorren 1973). Under avsmeltinga var breen heile tida klimatisk aktiv, med eit akkumulasjonsområde i Stölsheimen. Der er ingen ting, f.eks. smeltevasspor, som tyder på at ein i fjellområda har hatt ei vertikal nedsmelting som på Austlandet. Dei siste isrestane låg igjen i Stölsheimen, etter at dalbreane smelta vekk. Det seine issenteret i Stölsheimen er forårsaka av stor nedbör og relativt stor högde. Topografien er også viktig. Stölsheimen er i sentrale deler eit relativt stort fjellplatå som gir gode vilkår for ein platåbre.

Skreden (1967) skriv at isen til slutt var oppdelt i eit nett av dalbrear. Som eg seinare skal kome inn på, tyder randavsetningar på at Voss kan ha vore isfritt mens isen endå låg ved munningen av Eksingedalen. Det meste av Eksingedalen og Stölsheimen har altså vorte seinare isfrie enn Voss.

### Yngste isrörslene i fjellområda.

I nokre område ser det ut til å ha lege lokale iskapper lenge, utan at det er råd å vite når tid dei siste smelta bort. Viktigaste spora etter dei er ung, frisk skuring med retningar som avvik frå den regionale.

Det er tvilsamt at desse platåbreane har hatt større framstøyt. Men enkelte endemorener har eg funne, og nokre av dei er kanskje samtidige (Pl. 2 og Fig. 32). Desse skal eg seinare kome tilbake til.

### Högafjell.

Ved Högafjell 1020 m o.h. NV for Flatekvaal går eldste skuring mot S, og yngre mot V og SV (Pl. 1, lok. 79 og 80). Desse retningane med eit aldersforhold som avvik frå det regionale, tyder på at her har lege ein lokalbre rundt toppområdet. Dette platået har lita utstrekning, men det ligg i den mest nedbørsrike sona i heile Eksingedalsområdet. Vidare mot aust avtar nedbørmengdene hurtig. Også av den grunn er det rimeleg at det lenge har lege ein lokalbre her.

### Området mellom Eksingedalen og Bolstadfjorden.

Lokal is har det også vore i fjella mellom Eksingedalen og Bolstadfjorden. Sørlege deler av dette området har eg undersøkt for dårleg til å kunne seie noko om utbreiinga av denne isen der. Men på Flatafjell finn eg ung skuring (lok. 111 og 115) mot N opptil 1100 m o.h. Dermed må senteret ha lege lenger sør. Sør for Fosse viser skuringa at det har gått ei ung bretunge mot N ned mot hovuddalen. SV for Flatekvaal går yngste skuring (lok. <sup>97</sup>93) mot NV. Denne kan også vere forårsaka av ei heilt lokal iskappe V for Sördalen.

### Askjellfjell.

Den nordlegaste iskappa eg har funne spor etter har hatt sitt toppområde ved Askjellfjellet. Ved Askjellfjellet 1200 m

o. h. er svaberga skurte og delvis forma både frå Ö, NÖ og SSV (Fig. 23). Den vestlege skuringa er tydeleg eldst. Den nordaustlege og sørvestlege har eg ikkje funne kryssande på same flate, men kvar for seg er facettane så tydelege at det er heilt klart at begge retningar finst i området. Her som på dei andre stadene er det vanskeleg å finne yttergrenser for iskappa. Eg trur helst også denne kappa er siste restane av eit meir eller mindre kontinuerleg avsmeltande isdekke.

Små endemorener finst likevel ved Beinhellervatn, i Lonevaagdalen, ved Haugenstölen inst i Fagerdalen og i nord ved utløpet av Selhamarsvatn. Dei to siste er tydeleg konvekse, og det kan tyde på eit lite framstøyt.

Denne platåbreen har hatt eit isskilje som ein kjöl frå Askjellfjell mot ÖSÖ over Kvanndalsleitet. I områda N for denne linja går all skuring mot NNÖ. Frå septinen i Raudberget går klare blokkstriper i same retning. Desse er omtalte av Rekstad (1910), Bergström (pers.medd.) og Kvale (pers.medd.). I området ved Holskardvatnet finn Bergström (pers.medd.) også berre skuring mot N.

Ö for Kvanndalsleitet er det truleg at isskiljet svingar litt mot N. For på Vikafjell finn Sindre (1973) at isskiljet følgjer omtrent dagens vass-skilje.

Ved Gröndalvatn er det både i austlege og vestlege dal-side funne ung skuring ned mot vatnet. Det ser derfor ut til at der både i Blyfjellsområdet og ved Sötebakk-eggi har vore lokale brear etter at dalbreen i Gröndalen smelta bort.

#### Kvitenosområdet (Fig. 24).

Frå fjellområdet mellom övre Eksingedalen og Voss har eg funne skuring både mot Ö, N, V, SV, S og Skreden har funne skuring mot SÖ.

Lengst V og NV ved Kvitenosi og Kjerringanosi finn eg at både eldste og yngste skuring går omtrent mot V. Det kan begge stader påvisast ei viss dreining mot SV.

I nordlege deler av Kvitenosområdet har eg i Södalen og Kvitenosdalen funne skuring mot N. Lok. 291 viser at den som går ut dalen er tydeleg yngre enn ei retning mot SV.

Ved Mykjedalshovden er der heilt tydeleg og ung skuring mot Ö (Fig. 21). Skreden (1967) har undersøkt SÖ-lege deler av dette området, og han finn at yngste skuring går mot SÖ. Denne retninga meiner han er dirigert av eit issenter i Stölsheimen, og denne isen skal ha vore så mektig at han uavhengig av terrenget har gått tvers over Vossedalföret, inn gjennom Bordalen og over dei 1300 m høge fjella S for Voss.

Ingen av mine observasjonar tyder på at dette er riktig. Ein så mektig isbre måtte hatt sitt senter omlag midt i Stölsheimen, og ein skulle då vente å finne söraustleg skuring lenger inn mot dette senteret. Det har eg ikkje gjort. Det er utelukkande på kanten der fjellplatået skråar ned mot Voss denne retninga er funna. Fjellområda NV for Voss er heller ikkje serleg høgare enn området S for Voss, så det virkar også av den grunn urimeleg med eit så mektig isdekke NV for Voss at dette skulle dirigere isen over dei høge fjella S for Vossedalen.

Ramsdal (1956) og Mæland (1963) finn anortosittblokker frå Övre jotundekke i fjellområda rundt Bordalen. Skreden tolkar dette slik at dei er förte fram av "flere bevegelseskomponenter til forskjellige tider." Eg meiner derimot at blokkene er komne med ei og same sörvestlege isrörsle, men i fjellområda S for Voss har isen dreia så mykje at skuringstripene er sörlege.

Den söraustlege skuringa ved Lönahorgi og den sörlege S for Voss stammar etter mi meining frå ulike tider.

Lengst V og NV ved Kvitenosi og Kjerringanosi finn eg at både eldste og yngste skuring går omtrent mot V. Det kan begge stader påvisast ei viss dreining mot SV.

I nordlege deler av Kvitenosområdet har eg i Södalen og Kvitenosdalen funne skuring mot N. Lok. 291 vier at den som går ut dalen er tydeleg yngre enn ei retning mot SV.

Ved Mykjedalshovden er der heilt tydeleg og ung skuring mot Ö (Fig. 21). Skreden (1967) har undersøkt SÖ-lege deler av dette området, og han finn at yngste skuring går mot SÖ. Denne retninga meiner han er dirigert av eit issenter i Stölsheimen, og denne isen skal ha vore så mektig at han uavhengig av terreget har gått tvers over Vossedalföret, inn gjennom Bordalen og over dei 1300 m høge fjella S for Voss.

Ingen av mine observasjonar tyder på at dette er riktig. Ein så mektig isbre måtte hatt sitt senter omlag midt i Stölsheimen, og ein skulle då vente å finne söräustleg skuring lenger inn mot dette senteret. Det har eg ikkje gjort. Det er utelukkande på kanten der fjellplatået skråar ned mot Voss denne retninga er funna. Fjellområda NV for Voss er heller ikkje serleg høgare enn området S for Voss, så det virkar også av den grunn urimeleg med eit så mektig isdekke NV for Voss at dette skulle dirigere isen over dei høge fjella S for Vossedalen.

Ramsdal (1956) og Mæland (1963) finn anortisittblokker frå Övre jotundekke i fjellområda rundt Bordalen. Skreden tolkar dette slik at dei er förte fram av "flere bevegelseskomponenter til forskjellige tider." Eg meiner derimot at blokkene er komne med ei og same sörvestlege isrörslé, men i fjellområda S for Voss har isen dreia så mykje at skuringstripene er sörlege.

Eg trur derimot at den austlege skuringa ved Lönahorgi og den sörlege S for Voss stammar frå ulike tider.

Den sørlege S for Voss er påført under eit mektig isdekke samtidig som isen i Stölsheimen har gått mot SV (Fig. 30<sup>31</sup>). Direkte årsak til den sørlege retninga er den konvergerande virkninga som ein kraftig isstraum ut Hardangerfjorden vil ha på næraste isdekket rundt fjorden. At fjordbreen har slik sugande virkning har tidlegare vist seg i fleire område, f.eks. Osloområdet, Vestvidda, Aurland og Luster.

Den søraustlege skuringa NV for Voss stammar altså frå ein yngre fase, frå ei lokal iskappe i området mellom Kvitenosi og Lönahorgi (Fig. 31). Ei slik tolking er i samsvar med både Skreden sine og mine observasjonar.

#### Snödekket i dag.

Om ein reknar med same klima, må snödekket i fjellområda i dag på slutten av sommaren kunne gje ein ide om kva slags område som vart sist isfrie. I det undersøkte området har fjellområda mellom övre Eksingedalen og Voss - Vossestrand mest snö på slutten av sommaren. Ifölge Liestöl (1963) ligg dagens snögrense i dette området 1400 m o.h., dvs. Kvitenosi og Lönahorgi stikk med sine toppar såvidt over. Liestöl (1973 pers.medd.) har i dette området ikkje funne aktive brear ved flyfotostudiar. Eg har heller ikkje sett slike i feltet, men fleire snöfonner, serleg i nordskråninga av Kvitenosa (Fig. 32), har slike sprekker at eg meiner dei må vere på grensa til å vere aktive. Derfor antar eg at dette er den sist isfrie delen av det undersøkte området (Fig. 27<sup>32</sup>).

#### Samanfatning/Konklusjon.

Skuringsobservasjonane viser at eldste isrörsla i dette området har vore omlag rett mot vest. Isen har då gått uavhengig av terrenget, bortsett frå ei viss avbøyning mot ytre Hardanger- og Sognefjorden. Under denne rörsla har isfronten vore ein stad i Nordsjøen. Yngre rørsler blir meir og meir avbøyde mot Hardangerfjorden og Sogne-

fjorden. Samanstilling av mine og andre sine observasjonar gir eit isskilje i retning ÖV omlag midt mellom Sognefjorden og Vossedalföret. Under Yngre Dryas, med unntak av Alleröd, har isrörsla i hovudtrekka vore som vist på Fig. 30.

Isen har så smelta hurtig inn til botnen av fjordane. Ved fjordane og i dalbotnen følgjer yngste skuring meir fjord- og dalretning enn eldre.

Ein må anta eit aktivt issenter i Stölsheimen i Preboreal. Dette har likevel hatt mindre utstrekning og mindre virkning på isrørsler enn tidlegare antatt.

Det har til slutt delt seg opp i lokale platåbrear som vist på Fig. 31. <sup>32</sup> Desse utgjer dei siste isrestar i det undersøkte området.



## SEDIMENTPETROGRAFISKE METODAR

Kornfordelingsanalyser.

Ved prøvetaking både av morene og glasifluviale materiale vil det lett bli systematiske feil. I morenesnitt har eg prøvt å redusere desse ved å ta store prøver, minst 2 kg. Prøvene kan likevel ikkje bli representative, bl.a. fordi større steinar må utelatast.

I glasifluviale snitt har eg mest muleg teke prøver i kvart lag, som vist på Fig. 58, slike stader kunne ein elles få alle ønskjelege resultat.

Analysemetoden er serleg henta frå Krumbein & Pettijohn (1938, s. 166-172). Av det innsamla materialet har eg tørr- og våtsikta eit utvalg på 89 prøver. Eg har brukt sikter med Wentworts skala, DIN 4188, opptil 8 mm. Prøver med synleg humusinnhold vart behandla med  $H_2O_2$  for sikting. Våtsikting er som regel utført på prøver med meir enn 10 % materiale finare enn  $63 \mu$ . Finmaterialet i 40 prøver er vidare analysert ved pipettemetoden, eg har unngått å tørke materialet for pipettering. I staden har eg teke ut ei passande mengde vått materiale og tørka det for veging etter pipetteringa. Eg brukte ca. 15 g materiale pr. l suspensjon, det har tidlegare vist seg å gi best resultat. Som dispergeringsmiddel er brukt Calgon (Natriumhexametafosfat) med  $pH = 8,2$ . O-prøven stemmer oftast godt med innvege materiale. Eg har likevel ikkje brukt den.

Resultata er oppstilte i Tabell 2 og kornfordelingsdiagram med Wentworts inndeling. Utrekning av Md og Sk er gjort etter formlane

$$So = \sqrt{\frac{Q_{75}}{Q_{25}}}, \quad Sk = \frac{Md^2}{Q_{75} \cdot Q_{25}}.$$

Dessutan etter Imans (1952) definisjonar.

Steinteljingar.

Denne metoden har eg lagt lite vekt på p.g.a. vanskeleg berggrunn. Eg har likevel samla nokre prøver, à 100 steinar

med diameter 3 - 6 cm, i morenesnitt og glasifluviale avsetningar. Bergartene er delte inn i 6 klasser, så mange klasser er brukte for lettare å kunne påvise samanheng med berggrunnen.

I enkelte tilfelle har det vore muleg å påvise transportretning av moreneavsetningar. Resultata er oppstilte i Tabell 3 og kartogramma Fig. 38 - 42.

#### Rundingsanalyse.

Her har eg brukt same prøvene som til steinteljingane. Alle analysane er gjort på laboratoriet.

Klassegrensene er definerte etter Waddels formel (Pettijohn 1957, s. 57)

$$P(\rho) = (r_i/R)/N.$$

$r_i$  er krumningsradius på hjørna, R er radius på største innskrivne sirkel.

Pettijohn (1957) brukar følgjande inndeling:

- Angullær (0 - 15)
- Subangulær (0,15 - 0,25)
- Subrunda (0,25 - 0,40)
- Runda (0,40 - 0,60)
- Godt runda (0,60 - 1,00)

Waddel har delt inn same intervallet i 9 like store klasser, dermed blir det, serleg på godt runda materiale, finare inndeling.

Analysene er utførte etter ei referansesamling bestemt av Jan Mangerud, som har brukt Waddels inndeling.

I mine prøver er størstedelen av materialet dårlegare runda enn 0,4. Pettijohns inndeling ville derfor gitt omlag same resultat. Det viser seg likevel at ved nyantering av den angulære klassa, vil fleire steinar falle i klassa 02 enn 01. 2/3 av prøvene er også klassifiserte etter Reichelts metode (Bergersen 1969).

Resultata er oppstilte i Tabell 4 og kartogram (Fig. 43).

## BUNNMORENE

### Kartlegging.

For jordartskart (Pl. 2) er valgt målestokk 1 : 50 000. Målestokken er så liten at det vil gå utover detaljar, serleg i eit område med avsetningar av så lita utstrekning. Kartet gir likevel ein viss oversikt, og viktigaste avsetningane er komne med. Avsetningane er inn-teikna på grunnlag av flyfotos, i tillegg har eg gått dei fleste stader i feltet.

Under feltarbeidet har eg kartlagt både bunnmorene og andre avsetningar i målestokk 1 : 5 000. For meg har denne kartlegginga vore til serleg hjelp ved tolkinga av avsetningane. Arbeidet er også gjort med ei viss von om framtidig praktisk nytte.

Med unntak av bart fjell som ikkje er fargelagt, er fargelegginga i samsvar med forslag frå NGU, 1972, og avsetningane har fått farge etter genesis, ikkje materialinnhold.

### Generell fordeling av morenematerialet.

Jordartskartet (Pl. 2) viser at der er lite morenemateriale i det undersøkte området. Fjellområda er oftast heilt nakne, serleg der det er gneis eller kvartsitt i berggrunnen. I fyllittområda kan ein derimot finne materialdekke med bra utstrekning, ofte er dette forvitra morene, ofte reint forvittringsmateriale. Morenematerialet er helst samla i dalane, og serleg sidedalane. Ved elva midt i Södalen er der opptil 30 m høge ravinesnitt.

### Sidedalar.

Mangerud (1965) tolkar dalfyllingar i nokre sidedalar til Gudbrandsdalen som lesidemorener avsette gradvis frå dalbotnen og oppover. Skreden (1967) finn at dei mektige avsetningane i Bordalen S for Voss kan forklarast på

same måte. Bergersen og Garnes (1972) har stratigrafisk skilt ulike morenetypar og korrelert desse med ulike isretningar. I innleiingsfasen har dalbrear i sidedalar avsett morene i dalbotnen. I den etterfølgjande fasen med innlandsis har isen stort sett gått på skrå av dalane og avsett mektige masser som lesidemorene.

Dette står i motsetning til forholda i området som eg har kartlagt. Eg finn at morene i N - S gåande sidedalar som regel er avsett i den vestlege dalsida. Det gjeld i serleg grad Sördalen og Fagerdalen. Skuringsobservasjonane viser at isen først har gått mot V på tvers og seinare mot SV på skrå av dalane. Det tyder på at materialet er avsett som stötsidemorene. Desse dalane har frå før eit asymmetrisk tverrprofil p.g.a. ströket i berggrunnen, og bunnmorenen medvirkar altså litt til å gje dalane eit endå meir asymmetrisk tverrprofil (Fig. 44).

I Ö - V gåande sidedalar, som Straumsdalen og Öyadalen, finst ikkje den asymmetriske fordelinga av bunnmorene. Eit generelt trekk som trer tydeleg fram i desse dalane, er at morenen ligg opp til ei viss grense, over denne finst gjerne talus der det er bratt nok og anna rasmateriale elles (Pl. 2).

Grensa mellom morene og rasmateriale kan ofte vere vanskeleg å fastlegge, serleg i utsette snöskredparti.

#### Hovuddalen.

Her finst berre små restar av morenemateriale. Litt finst det i slake dalsider. Sidan det er så sparsomt med lausmateriale i fjellområda, skal det berre eit lite regnskyll til för småbekkar fossar nedetter alle dalsider. Det er derfor rimeleg at det som måtte ha lege av morenemateriale i dalsidene mange stader er skylt ned i dalbotnen. Dalbotnen er oftast så smal at elva opptar heile plassen. Enkelte stader vidar dalen seg litt ut, men i löpet av postglasial tid har elva omforma omlag alle sediment også slike stader.

I hovuddalen har eg likevel fleire stader funne morene-avsetningar opptil ei tydeleg övre grense. Högare oppe er det gjerne mest nake. Avsetningane finst som eit gjennomgåande trekk i skråningar med strök SSV - NNÖ og fall mot ÖSÖ, dvs. som stötsidemorener tilsvarande den regionale sørvestlege isretninga og delvis dalbreretninga. Dette gjeld både for Hövik (Fig. 46), Juvbotnen, Flatekvål, Bergo, Nesheim og Rapadalen överst i Teigdalen (Pl. 2). Ved Flatekvål er der skuringsobservasjonar som tyder på at morenen ligg like högt som ei övre grense for dalbreen under ein viss fase av avsmeltinga.

Avsetningar av liknande type er slike som dalbreen har plassert i yttersvingar. Dei tydelegaste finst i Juvbotnen og ved Brakestad (Fig. 47). Denne kan både ved si plassering i terrenget og ytre form jamförast med f.eks. avsetninga i Kvamsvingen i Gudbrandsdalen (Garnes, 1971). Mest karakteristisk er den terrasserte overflata, avsetninga ved Brakestad er terrassert i eit nivå 40 m högare enn dalbotnen.

#### Bergartsinnhold i morenen.

Dette framgår av Tabell 3 og kartogramma Fig. 38 - 42. Av Tabell 3 vil det framgå at prøvene 1, 3, 4, 6, 9 og 18 er henta frå glasifluviale avsetningar. Altfor få prøver er undersøkte til å kunne gi noko utfyllande bilete, men nokre trekk er klare.

Der er ein serleg tydeleg skilnad mellom det vestlege gneisområdet og det austlege dekkeområdet. I dei vestlegaste prøvene er der mest utelukkande gneis. Som Fig. 36 viser, finst der også ein del gneis i dei austlege prøvene. Dette har si årsak i klassifikasjonsvanskar, sidan dei fleste bergarter i området er metamorfe og gjerne sterkt pressa, ligg det nær å klassifisere som gneisar slike som ikkje klart kan plasserast i dei andre gruppene.

Fig. 39 kan tyde på noko fjernttransport av granitt. Serleg karakteristisk er kvartsdioritten som er utskilt i

Tabell 3. Denne kan også følgjast som flyttblokker i fjellområdet vest for prøvene 4 og 5 på Fig. 39. I berggrunnen finst kvartsdioritten like 0 for gneis/dekke-grensa sør for Eksingedalen. Nord for Eksingedalen finst helst raude granittar, og desse dominerer også i prøvene 10, 11 og 13.

Fig. 40 viser eit gradvis avtakande kvartsittinnhold nedover dalen i dei glasifluviale prøvene 9, 5 og 4, i moreneavsetningar i gneisområdet finst det mest ikkje kvartsitt. Elles er det kvartsitten som i størst grad understrekar lokal karakter av moreneavsetningane.

Fyllittinnholdet i prøvene 11, 12 og 13 er større enn ein skulle vente ut frå kartet (Fig. 41), men utbreiinga av dei vestlege fyllittsonene er også noko uklar. I sirklane på Fig. 41 er medrekna residualkvarts i tillegg til fyllitten, sirkelen ved prøve 1 er f.eks. utelukkande forårsaka av residualkvarts.

Fig. 42 indikerer ein viss fjernttransport av anortositt frå Vossestrand-området, serleg sidan det også finst meir anortositt langs hovuddalen enn i sidedalar. Men som nemt er det ifølgje Kvale (pers.medd.) vanskeleg å skilje anortositt frå bergarter lenger vest, dette gjeld først og fremst dei ureine anortosittane i Övre Bergsdalsdekke og perifere deler av Övre Jotundekke.

#### Runding av morenematerialet.

Rundingsanalyse er gjort på same materialet som bergartsanalysen, og resultatene er oppstilte i Tabell 4 og kartografisk på Fig. 43. Rundingsgraden er serleg påverka av to faktorar: Bergart og transporthistorie. I dette området der berggrunnen vekslar mellom fyllitt og kvartsitt, burde rundingsanalyse utførast på alle bergarter kvar for seg. Sidan dette ikkje er gjort, kan rundingsgraden vanskeleg avklare absolutt transporthistorie av morenematerialet. Relative samanlikningar av nærliggande morene-

lokalitetar burde likevel kunne gjerast.

Prövene 5 og 7 er omlag like i bergartssamansetning, men 5 er betre runda enn 7, og har derfor truleg vorte transportert lenger. Fyllittinnholdet i 7 tyder på at også deler av denne er transportert minst ei mil. Den store skilnaden i runding på 14 og 15 kan truleg delvis forklarast ut frå bergartssamansetninga. I 14 som er best runda, er der høgt fyllittinnhold. 15 er svært dårleg runda, og denne er fullstendig dominert av kvartsitt (Fig. 40 og 49). Med unntak av 16 som har høgt fyllittinnhold, er morener i sidedalane svært dårleg runda, og dei viser tydeleg mindre runding enn morener i hovuddalen. Dette tyder på at morener i sidedalane er meir lokale enn i hovuddalen.

#### Blokkinnhold og kornfordeling i bunmorenen.

Morenen i fyllittområda skiljer seg klart ut ved at der mest ikkje finst større blokker.

Både i gneisområdet og kvartsittsonene er derimot morenen prega av tildels store blokker. Fig. 45 viser gneislok. 13, og Fig. 49 kvartsittlok. 15 ved Bergovatnet.

Kornfordelinga i nokre bunmorener er vist på Fig. 34 - 37. Fig. 34 viser at gneisområdet serleg er karakterisert ved sandige og grusige morener med lågt innhold av finmateriale.

Det same er tilfelle for bunmorenen i grenseområdet gneis/skyvedekke. I alle desse er summen av gneis og kvartsitt høgare enn 50 %, med unntak av nr. 53 som manglar kvartsitt, men denne har 30 % fyllitt. Nr. 53 har også relativt høgt leirinnhold. På Fig. 36 er kvartsitt- og fyllittmorener oppstilte mot kvarandre. Fyllittmorenene utpregar seg serleg ved høgare innhold av silt og leir, og lågare innhold av grus enn kvartsittmorenene. Vidare er 47 og 68 morener frå hovuddal, 42 og 70 frå sidedal. Både fyllitt- og kvartsittmorenene er meir finknuste i hovuddal enn sidedal.

Fig. 37 viser eksempel på nokre morener med stort innhold av finmateriale. Prøvene 65 og 66 er henta frå lokalitetar under MG ved Eidsfjorden, og desse har høgare silt- og leirinnhold enn alle andre morener. Dette har truleg si årsak i at tidlegare marine sediment er oppteke i morenen. 48 og 69 er fyllittmorener med meir normal kornfordeling, men fyllitten gir relativt høgt leirinnhold.

### Konklusjon.

Jordartskartet (PL. 2) viser at største delen av det undersøkte området må karakteriserast som snaufjell. I sidedalane finst likevel tildels mektige avsetningar av bunmorene. Bunmorene i sidedalar som ligg på tvers eller på skrå av isretninga, er i andre område tidlegare vanlegvis tolka som lesidemorener. Isretning og plassering av avsetningane i dette området tilseier at avsetningane må tolkast som støtsidemorener. I hovuddalen er derimot avsetningane frakta på plass av dalbreen etter vanleg mønster.

Bergartsinnholdet i morenen viser nær samanheng med den lokale berggrunnen, i størst grad gjeld dette bunmorenen i sidedalane. I bunmorenen i hovuddalen er der visse indikasjonar på lengre transport. Denne konklusjonen blir støtta av både rundingsanalysen og kornfordelingsanalysen av bunmorenen.



## ISAVSMELTINGA

### Innleiing.

Isavsmeltinga er tidlegare omtalt på grunnlag av skuringsanalyse. I dette kapitlet vil eg i første rekkje ta for meg randavsetningar som viser kvar isfronten låg under ulike faser av avsmeltinga, og korleis avsmeltinga har skjedd.

Glasifluvialt materiale kunne trenge eige kapittel. Eg tar likevel med litt om materialet her, og lar nokre figurar vise litt av stratigrafien der det er gode snitt. I teksten omtalar eg berre materiale som er direkte relevant for avsmeltingshistoria.

Den regionale oversikten er inndelt i følgjande naturlege einingar:

Ytre Bolstadfjorden (Fig. 51).

Eidsfjorden og Eksingedalen med tilsvarende lateralmorener i omkringliggende fjellområde (Fig. 73 og 74).

Yngre randmorener i sidedalar og fjellområde (Fig. 73 og 74).

### Ytre Bolstadfjorden.

Skreden (1967) har omtalt Vosseområdet vestover t.o.m. Bolstadøyri.

For å få ein samanheng mellom Vosseområdet og Eidsfjorden-Eksingedalen, har eg også undersøkt avsetningane ved ytre Bolstadfjorden (Fig. 51).

### Stamnes.

Ved munningen av Bolstadfjorden er det avsett eit stort glasifluvialt delta, kanskje opp til MG.

Fjordinnløpet er delt i to av ein 93 m hög fjellknaus. Det nordlege innløpet er fylt av lausmateriale mens det sørlege er åpe (Fig. 52). Kolderup (1907) meiner at også dette i si tid var fylt med lausmateriale, og at straumen seinare har brote igjennom.

Alternativet til dette kan vere at det sørlege innløpet var fylt av is mens materialet vart avsett i det nordlege løpet. Etter spora ein har idag, er dette mest sannsynleg. Der finst ingen erosjonsrestar i det sørlege løpet, noko ein skulle vente hvis det hadde vore fylt med lausmateriale.

Den ytre forma på avsetninga i det nordlege løpet er prega av mange og store raviner, særleg i proksimalsida, Fig. 53. Ökonomisk kart, M = 1 : 1000, viser at terrasseflata er høgast ved nordre fjellvegg (Fig. 51), og overflata stig mot proksimalsida til eit høgste nivå 57 m o.h. Dette har eg tolka som marin grense ved Stamnes. Også resten av flata kan ha vorte oppbygd til havnivået, for materialet ved overflata er så fint at det lett kan ha vorte fjerna ved seinare erosjon. Dei store ravinene (Fig. 53) viser at materialet er lett eroderbart.

Ei rekkje små snitt langs veg på terrasseoverflata viser finsand og silt. - Materialet er elles synleg i tre store snitt, eitt i distalskråningen og to i proksimalskråningen. Stratigrafien ser ein lite eller ingenting av, for alle snittveggar er fullstendig dekte av nedrast materiale. I nordlege proksimalsnitt (Fig. 54) var det muleg å grave inn til uforstyrta lag høgast oppe 50 m o.h. Kornfordelinga (Fig. 55) viser at materialet serleg består av godt sortert sand, men også 75 % grus i eitt lag. I alle snitt er materialet godt runda både i grus- og steinfraksjonen.

Som ved Kalland var det også her leirtak i distalsida av avsetninga i 1880-90 åra. Men så raste eit større flak, inkludert deler av kyrkjegarden, ut i fjorden. Det viste seg at materialet hadde vore i stand til å hermetisere likkister i 30 - 40 år. All leirdrift vart etter dette stansa.

Dannelse. Isen har under avsmeltinga hatt eit opphold ved Stamnesterrassen, og oppholdet er truleg topografisk betinga ved at kalvinga i den djupe fjorden utafør har stansa opp. Under oppholdet er materiale avsett i det

nordlege fjordinnløpet. Det sørlege innløpet kan samstundes ha vore fylt av is. Men den primære årsaka til at berre det nordlege løpet er fylt, er truleg at det materialförande smeltevatnet hovudsakeleg har rent lateralt og subglasialt i yttersvingen. Ein indikasjon på dette er at ein finn plastiske former i nordlege fjellvegg men ikkje i sørlege. Også forma på avsetninga støttar teorien om lateral materialtilførsel. Ved nordre fjellvegg har terrassen 250 m lenger utstrekning i proksimalretninga enn ved sørlege fjellvegg.

Tydelege lateralmorener har eg ikkje funne langs Bolstadfjorden. På passet mellom Vik og Öyo, 130 m o.h., ligg nokre haugar av morenemateriale (Fig. 51). Hvis dette er lateralmorener som tilsvarar avsetninga ved Stamnes, blir gradienten på isoverflata ved fronten ca. 75 m/km. Desse avsetningane åleine er likevel for lite å byggje på.

- Som eg seinare skal kome tilbake til, kan avsetningane i dette området like godt forklarast ved at Eidsfjordbreen har sendt ei tunge inn her.

#### Nedre Bolstadstraumen.

Ved övre ende av nedre Bolstadstraumen går ein markert rygg frå NÖ-fjellvegg midt uti fjorden (Fig. 51). Ryggen er 150 m lang, og distalsida er brattare enn proksimalsida. Dette kan kome av at der er fjerna mykje materiale frå distalsida. Også på vestre fjordside ligg noko materiale som ser ut til å ha samanheng med denne ryggen. Materialet ser overalt ut til å vere godt sortert, mest grus ute ved straumen. I lommar inne ved fjellveggen er der også tydeleg lagdelt silt.

- Det er liten tvil om at ryggen markerer ein stans i tilbakerykkinga av isfronten. Om denne er klimatisk betinga, er eit anna spørsmål. Det ser heller ut til å vere topografien som har bestemt oppholdet også her, for midt i fjordløpet ligg ein 73 m hög fjellknaus som stengjer 2/3 av breidda på fjorden.

### Straume.

Straume ligg 4 km frå fjordmunningen ved grensa mellom den ytre grunne og den indre djupe delen av Bolstadfjorden (Fig. 16, 51 og 56). Tidevatnet renn her som ei stri elv gjennom det 75 m breie løpet av Övre Bolstadstraumen.

Her ligg erosjonsrestar som tyder på at eit stort delta har fylt fjorden. Eit snitt med tydelege foresetlag ved nordlege fjellvegg lengst distalt tyder på at heile deltaet har hatt ei lengdeutstrekning på mest 1 km. Mektigaste avsetningane ligg på nordaustsida av straumen (Fig. 51). Desse er terrasserte i nivået 55 - 60 m o.h.

Som ved Starnes er avsetninga kraftig ravinert. Störste ravinen går mot NV og er uterodert av ein liten bekk frå austlege fjellside. Elles finn ein mindre raviner overalt.

Avsetninga har ingen synleg proksimalskråning. Isen har lege mot fjellside, som skråar i nordvestleg retning, medan materiale vart spylt med smeltevatnet inn i bukta.

Ö for brua, 20 - 45 m o.h., er der eit stort snitt (Fig. 56) med lag som er ulike både i sortering og kornstorleik. Midt i snittet er der eit 3 m tjukt lag med grov grus og sand. Karakteristisk for resten av snittet er veksling mellom tynne lag av sortert sand og siltig sand, som vist på Fig. 62 ved prøvene 56 - 59. Sandlaga kan vere opptil 1 m tjukke, silt/sandlaga 3 - 10 cm.

- Materialet i övre og proksimale deler av Straume-avsetninga er altså gjennomgåande fint. Nokre små utrasningar tyder på at det blir endå finare lenger distalt i avsetninga.

V for straumen ligg i dag erosjonsrestar berre opp til 14 m o.h. I eit igjenngrodd snitt ytterst i 14 m-terrassen fann eg eit lag av skjellsand 1 m under overflata. Der var eit heilt eksemplar av *Ostrea* og eit *Mya truncata*, elles for det meste fragment av blåskjell.

Etter dette leita eg også etter skjell i dei store snitta Ö for straumen, men fann ingen.

Sjölvs om skjella er möyre og smuldrar lett opp, er dei truleg unge. Serleg fordi dei berre finst lågare enn 14 m - nivået, og fordi der var eit eksemplar av *Ostrea*.

Proksimalt for 14 m-terrassen er eit snitt som vist på Fig. 57 og 58. Materialet er her generelt grovare enn i övre deler av avsetninga i det omtalte snittet Ö for straumen.

Mest interessant i dette snittet (Fig. 58) er det lågaste partiet lengst proksimalt. Både kornfordeling og konsolidering tyder på at dette er morene. Morenelommen kan tyde på eit lite framrykk av isfronten, men han gir ikkje grunnlag for å rekne med noko større framrykk. Fig. 59 viser forstyrra lag distalt for morenepartiet. Inni grov grus og sand er der tynne lag av silt som er böygde opp. Over morenen ligg eit parti med korttransportert glasi-fluvialt materiale. Desse jordartene kan vere vanskelege å skilje, serleg her som også steinfraksjonen i morenen er godt runda. Det glasi-fluviale materialet er likevel langt mindre konsolidert.

Stratigrafien i snittet er elles vist på Fig. 58. I alle større lag er det teke prøver for kornfordeling (Fig. 62). Desse viser mindre variasjon i kornstorleik frå lag til lag enn ein får inntrykk av i feltet. Grunnen til det er truleg at fraksjonar større enn 19 mm ikkje er tekne med i dei kumulative kurvene.

Ved prøve nr. 83 (Fig. 58) er der eit parti med graderte sandlag. Desse er serleg tydelege i erosjonsskilen (Fig. 60).

Lengst distalt i sandpartiet finst tydelege flamme- og lommestrukturar (Fig. 58 og 61).

Dei överste to m av snittet kan kort karakteriserast som grovt glasi-fluvialt materiale. Enkelte lag kan inneholde opptil 50 % grovgrus og stein. Det framgår ikkje av kurvene (Fig. 62). Prövene nr. 77 og 79 viser bimodal kornfordeling. Dette tyder på erosjon og ny avsetning av

eldre sediment, noko som kan vere forårsaka av skiftande elvelöp. Også den tydelege erosjonsgrensa midt i snittet indikerer skiftande löp.

At mesteparten av materialet er så grovt, tyder på kort transport frå isfronten.

I snittet finst og finare materiale, som siltpartiet distalt for 81 (Fig. 58). Derfor kan også isfronten periodevis ha trekt seg lenger tilbake.

### Randavsetningar i Öyadalen og Straumsdalen.

#### Öyadalen.

Ved utløpet av dalen, 200 m frå gardane, ligg nokre markerte ryggar framfor der elva svingar mot venstre. Ein del av desse er fast fjell, ein del morene. Det er uklart om desse representerer endemorener etter Öyadalsbreen.

Men lenger inne, framfor Tresvatnet 246 m o.h., ligg der relativt store morenemengder, og det er tydeleg at Tresvatnet er oppdemt av morene. Nokon heilt tydeleg endemorenerygge er her ikkje, årsaka er at primærformene her, som andre stader i Öyadalen, mykje er utviska av skredavsetningar.

Skal ein dømme etter topografiske tilhøve, er det rimeleg å tenkje seg at endemorenen framfor Tresvatnet er samtidig med Kalland-avsetninga (Pl. 2 og Fig. 73).

På innsida av Tresvatnet finst og nokre moreneryggar, dette er truleg vanlege resesjonsmorener.

#### Straumsdalen.

Ved utløpet av dalen ligg nokre endemorener. Siden Öyadalen og Straumsdalen med Dyvikdalen har omlag same istilførselsområde, er det rimeleg at desse endemorenene er samtidige med morenen framfor Tresvatn, sjölv om det ikkje har vore muleg å følgje sidemorenen mellom desse to dalföra.

Lenger inne der Straumsdalen går over i Dyvikdalen, ligg restar etter ein stor endemorene, 250 - 280 m o.h. (Fig. 73). Denne ser ut til å ha sperra Dyvikdalen fullstendig. Størstedelen av morenen har elva omforma til ei stor vifte. Frå nordlege dalside har også ei elv, som har stor materialtransport, avsett stor vifte. Viftene frå denne og Straumselva har støytt ihop og fyller no heile indre del av Straumsdalen (Pl. 2).

#### Området ved Eidsfjorden.

Største avsetningane finst her ved Kalland og Eidslandet. Desse blir av C.F. Kolderup (1907) tolka som "det ytre og det indre ra". I 1907 var der ved Kalland leirtak på distalsida, elles ingen snitt. Seinare kunne N.H. Kolderup (1926) observere ulagdelt leire langt nede på innsida av Kallandsavsetninga, på distalsida var leiren derimot lagdelt.

#### Kalland. (Fig. 63 og 64).

Kallandhalvöya grensar i SV til Veafjorden, i NV til Indre Osterfjorden og i NÖ til Eidsfjorden. Mellom Kallandsklubben og "fastlandet" går eit 50 - 150 m breitt og 600 m langt gjel som er oppfylt av lausmateriale. Högste nivået på denne avsetninga, vel 50 m o.h., ligg midt på halvöya. Eg skal kome tilbake til spørsmålet om marin grense. På distalsida er avsetningane samanhengande med avsetningar lenger SÖ på Björkheim. Ved Björkheim har det også vore materialtilførsel frå det korte, bratte dalföret som går mot ÖSÖ.

Sedimenta i distalsida her eg undersøkt ved lekkosondering i sjöen, boring med 54 mm stempelbor, og i to hustomter. I proksimalsida er der eit stort snitt (Fig. 69).

#### Sedimenta langs snitt AA<sup>1</sup> frå Kallandholmen gjennom Björkheim (Fig. 64 og 65).

Kallandsholmen ligg 250 m ute i fjorden. På innsida av

holmen ligg der store, runda moreneblokker. Djupta mellom holmen og land overstig ikkje 10 m, så det er tydeleg at heile bukta er oppfylt av lausmateriale. Oså ved strandkanten finn ein mykje blokker med diam. opptil 1 m, serleg sør for elva frå Björkheim, men også andre stader.

Snitt ved elva 5 m o.h. viser at materialet i overflata her er finsand og silt. Dette laget er knapt 1 m tjukt, og under støyter ein på morene med stort innhold av finmateriale. Ca. 10 m o.h. ligg nokre tydelege haugar, sett i relasjon til terrenget omkring kan det knapt vere anna enn erosjonsrestar.

Overflata ved nedre hustomt (Fig. 65) ligg ca. 26 m o.h. Dei överste 85 cm består av grus og sand blanda med humus. (Fig. 66). Etter ei skarp grense, truleg erosjonsgrense, er der vidare nedover 0,5 - 1 mm tynne veksellag av fin sand og silt. I denne tomta renn det heile tida ut mykje grunnvatn, også av den grunn ligg det nær å tenkje seg at silten og sanden berre er eit tynt lag oppå morenen. Övre hustomt ligg 43 - 45 m o.h. Her er eit 2 m högt snitt med grovare og meir usortert materiale enn i nedre hustomt. Överst er eit 1 m tjukt lag, konformt med overflata, med så dårleg sortert og runda materiale at det heller bör karakteriserast som flow till en glasi-fluvialt materiale. I det sørlege hjørnet, 1,5 m under overflata, er eit parti med steinhard morene, eit sandlag blir kutta ved morenen.

- I eit snitt 5 m ovafor hustomta finn ein eit parti med godt sortert sand. Fallet på alle laga viser at materialet er kome frå det vesle dalföret som går frå Björkheim mot Ö.

- Det bör nemnast at der var drift på sand på Björkheim i 1930-åra. Heile gjelet frå vegen oppover langs elva har då truleg vore fylt av sand.

I brönn, 55 m o.h. ved elva, er der hard og blokkrik morene. 70 m o.h.: Her er eit tydeleg terrassert nivå



med godt sortert sand i framkanten. Det terrasserte nivået er utravinert på begge sider, i den 5 x 20 m store flata er der sand og tildels stein i overflata.

Denne flata åleine er knapt godt nok argument for å hevde at MG på Kalland er 70 m o.h. Skal ein dømme etter terrenget, kan ho like godt vere danna i ein lomme på sida av fjordbreen.

- I det korte dalføret finn ein vidare oppover til ca. 130 m o.h. morene med store blokker i overflata. Midt mellom Kalland og Björkheim ligg ei stor myr 98 m o.h. Frå denne går der fleire gamle elvelöp ned mot Björkheim. Fjellet i framkanten av myra er fullt av plastiske former.

Etter dette vil eg tolke avsetningane på Björkheim som morene med ei hud av glaci-fluvialt materiale oppå. Materialtilførselen har vore gjennom det vesle dalføret som går mot Ö, og då må ein anta at avsetningane på Björkheim er eldre enn resten av Kalland-avsetninga.

Sedimenta langs snitt frå distal- til proksimalsida på Kalland. (Fig. 64 og 66).

#### Distalsida.

Det gamle leirtaket lengst N i distalsida er for lenge sidan nedlagt og alle snitt overgrodde. Her er likevel ei 30 m brei og 7 - 8 m djup grop som oppe i distal-skråningen no går over i naturlege raviner. Innhold av sand skulle visstnok vere ei plage ved leirdrifta, og årsak til at denne vart stansa.

For om muleg å finne mektigheten av leiren, og skjell til datering, tok eg ei prøve med 54 mm bor. För boringa stakk eg overalt med 2 m sonder-/prövetakingsstav. Dei fleste stader viste det seg å vere umuleg å kome ned meir enn högst  $\frac{1}{2}$  m. I djupaste forsenkninga (leirtaket)

var der overalt blokker. Her, 2 m o.h. 60 cm u.o.fl., tok eg ei prøve med skovlbor, og materialet viste seg å vere morene.

Ved punktet (x) (Fig. 64) gjekk 54 mm boret ned til 405 cm u.ofl. Stratigrafien er:

0 - 90 cm u.o.fl.	Grus, sand, stein, teke med skovlbor.
90 - 110 " " "	Leire.
110 - 170 " " "	Sand.
170 - 205 " " "	Ikkje prøve.
205 - 270 " " "	Homogen blåleire med tynne kvister.
270 - 405 " " "	Utrast ved prøvetaking, truleg fin sand (knitring ved nedpressing av boret).

Ved høgste delen av avsetninga ved veggen, 51 m o.h., er eit lite snitt som viser grov grus og sand, med utydeleg lagdeling.

Proksimalsida. I det store snittet ved fjorden er der kontinuerleg drift på sand, og derfor reine snittveggar (Fig. 69). Fig. 68 viser utsnitt av sør-austlege snittvegg. Av serleg interesse er her erosjonsgrensa 20 m o.h. Over denne ligg eit 1 m tjukt lag usortert materiale, både kantete og runda blokker finst. Dette laget tolkar eg som morene, jfr. R. Dahl (1968, s. 115, Fig.11). Også i den vestlege snittveggen finn ein att dette laget 20 m o.h., over og under finn ein her lagdelt sortert sand. I sanden finn ein fleire stader opptil 5 x 5 x 5 m store blokker som truleg er isdroppa (Fig. 70).

Morenelaget over erosjonsgrensa kan tyde på at isen har trekt seg noko tilbake og deretter hatt eit nytt framrykk. I den vestlege snittveggen er der lengst proksimalt, 14 - 16 m o.h., eit parti med homogen blåleire. Det har ikkje vore muleg å finne skjell i denne. Dei einaste fossilane eg har funne, er nokre kvister. Mangerud har dessutan funne avtrykk av blad og mose.

I strandkanten ved snittet såg ut til å vere eit parti med leire. Herifrå tok vi ein 54 mm kjerne som viste

veksling av fin sand og leire. Boret stoppa på grus og stein 1,85 m u.o.fl. Materialet her er derfor truleg utført av ein bekk frå terrassen. Også erosjonsformer lenger oppe tyder på det. Etter dette kan proksimalsnittet naturleg delast i to, som vist på Fig. 67 H og L. I H over morenelaget er det totalt sett finare materiale enn i L. H er avsett idet isen trekte seg tilbake frå Kalland siste gongen.

Lenger proksimalt ved vegen 45 m o.h. var der ei tomt som avdekka jamt lag av steinholdig silt. Hyttetomt 10 m o.h. midt mellom insta Kallandvikja og Leirvikja viser steinholdig leire. Både dette og topografien elles kan tyde på at det ligg eit samanhengande silt-teppe i heile forsenkninga frå grustaket til Leirvikja.

#### Randmorene på Kalland (Fig. 64 og 73).

Ved nordpynten av Kallandklubben stikk ein morenerygg ut i fjorden. Ryggen er ca. 1,5 m hög og 2 m brei på toppen, breidda aukar mot SSV. I denne retninga kan ryggen følgjast til 8 m o.h., vidare oppover er der eit uttynnande morenedekke, men uvanleg tett med blokker heilt til toppen av Kallandsklubben. Både på og ved ryggen er der blokker med storleik opptil 3 x 3 x 3 m.

I fjorden går ein blokkrygg ut frå moreneryggen. Proksimalt for ryggen er ei sone med sand og runda steinar. På distalsida er materialet finare, fin sand/leire.

For om muleg å følgje ryggen over fjorden er det teke 3 ekkoprofil, Fig. 72, ved II er djupta ned til ryggen 12 m. Snitt IV viser at ryggen 200 m N for neset ligg 33 m under overflata. Ryggen som framtrer på ekkoprofila er nok for det meste fast fjell, kor mykje lausmateriale som ligg oppå er vanskeleg å seie. Ei grabbprøve 200 m frå land viser at materialet i overflata der er steinholdig silt.

Lateralmorener som tilsvarar Kallandtrinnet (Fig. 73 og 74).

Frå proksimalsnittet går ein tydeleg rygg frå 25 m o.h. opp til 40 m o.h. Lenger distalt ligg nokre ryggar 100 - 115 m o.h. Desse representerer truleg lateralmorener for eit eldre trinn på Kalland (Fig. 64 og Pl. 2).

Opp den bratte lia SÖ for Eidsfjorden er ryggen vanskeleg å følgje, men Ö for Kallandsetri støyter ein på blokkbelte som utgjer överste grense for eit morenedekke som blir gradvis tjukkare ned mot Hesjedalsfossen, Midtvatnet og Vikavatnet. V for Vikavatnet er der ei tydeleg övre grense for morenedekket 170 m o.h. I Vikadalen finn ein serleg nokre tydelege ryggar 125 m o.h. Ved Öyo ligg der tydeleg morenedekke opp til 130 m, også ryggane ved utløpet av Öyadalen ligg i dette nivået.

Det ser etter dette ut til at Eidsfjordbreen har sendt ei tunge inn i Vikavatnet. Dette er også rimeleg etter terrengforholda, men det har ikkje vore muleg å dokumentere denne tunga v.h.a. skuring, bortsett frå skuringa ved Vik, nr. 12, som tyder på at isen har gått heilt over i Bolstadfjorden.

På kartet har eg avmerkt dalbrear i Öyadalen og Straumsdalen som samtidige med Kallandtrinnet. Dette er likevel berre sannsynleg, ikkje dokumentert.

På flyfotos framtrer tydelege ryggar ved Midtrinnen, ca. 740 m o.h. I feltet viste det seg å vere ein del materiale på Ö-sida av ryggar med fast fjell i. I nivået 720 - 740 m o.h. er her eit tydeleg belte av blokker som går mot NÖ mot Middagsfjellet. Over högaste passet mellom Eidslandet og Hesjedalsseter går det og ein klar rygg, 2 m hög, med berre lausmateriale. Det kan trass alt ikkje vere tvil om at her er eit tydeleg parti med sidemorener som sannsynlegvis tilsvarar Kallandtrinnet. Bretunga får då frå fronten og 5 km innover ein gjennomsnitleg gradient på 136 m/km. Dette er ein svært hög verdi, men ikkje uvanleg hög. Også Anundsen (1972), Bergström (1971) og Vorren (1973) finn gradientar på over 100 m/km på breoverflata nær fronten.

Fjellsida V for Eidsfjorden har eg berre studert på flyfotos, utan å finne tydelege moreneryggar. Der er også relativt tett skog.

Lenger NÖ, i Ö-sida av Snjofonnfjellet er der tydeleg belte av flyttblokker, bl.a. kvartsdioritt mens berggrunnen er gneis, ca. 860 m o.h. Dette blokkbeltet ligg i luftlinje 8 km NÖ for Kalland. Hvis det er lateralmorene, blir gradienten på isoverflata 0 - 8 km 100 m/km.

Lenger innover har eg ikkje funne lateralmorener som kan tilsvare Kallandtrinnet. Skal ein dømme etter terrengforholda, er det også rimeleg at isen høgare enn 8-900 m går over i platåbre som dekkjer heile terrenget.

#### Eidslandet. (Fig. 75, 76 og 77)

Ved Eidslandet ligg dei største avsetningane i det undersøkte området. Materialet er avsett som glasi-fluvialt frontdelta i Eidsfjorden, og mesteparten er kome frå Eksingedalen. Ein del materialtilførsel har det og vore frå den 3 km lange sekkedalen Möster - Leiro.

Som vist på Fig. 76 og 77 er der ved utløpet av elva ein 150 m lang og 50 - 130 m brei tange av resedimentert sand og grus. Denne er ved rotpunktet 11 m høg.

Sjökart og ekkoprofil viser at inste delen av Eidsfjorden er svært grunn. Botnen skråar så svakt utover at fjorden ved Brörvik framleis ikkje er djupare enn 50 m. Dette tyder på at indre halvdel av fjorden er fylt av sediment.

Som det framgår av Fig. 77, vil det vere naturleg med ei tredeling av Eidslandet - området frå vest til aust.

1. Eidet.

Største terrasseflata, 150 x 250 m, 30 - 40 m o.h., strekkjer seg frå fjellveggen på vestsida av dalen til den framstikkande fjellknausen, Åsen. I distalskråningen er det her to store snitt, N og S distalsnitt (Fig. 77).

Lenger proksimalt ligg ei flate 45 m o.h., denne er mest kvadratisk med sider på 150 m. Proksimalt for denne ligg det største snittet, N proksimalsnitt, ved elva. Den lyse snittveggen på Fig. 75 når opp til 58 m-terrassen som no mest er fjerna. Alle terrassemålingar i Kolderup (1907) er frå Eidet.

S-distalsnitt ved Åsen. Grustaket her er ikkje i drift, så utrast materiale dekkjer størstedelen av snittvegane. Ein ser likevel foresetlag med bratt fall mot fjorden. Materialet vekslar mellom fin og grov sand (Fig. 80, nr. 26 - 27). Dessutan eit 1 m tjukt lag med usortert glasifluvialt materiale omlag midt i snittet.

N distalsnitt (Fig. 78).

Dei nederste 3 m i snittet består av lag som vekslar mellom fin sand, silt og leire. Laga er ofte berre eit par mm tjukke (Fig. 79). Det fine partiet tolkar eg som bottenlag.

Övre grensa på det fine partiet er tilsynelatande horisontal, og over denne er eit parti med kraftig jernutfelling som mange stader har gitt steinhard aurhelle. Overalt i snittet piplar det fram vatn over det fine partiet.

Storparten av materialet vidare oppover ligg i sandfraksjonen, og alt er godt lagdelt. Högast oppe er der eit 1 - 2 m tjukt lag med godt runda steinar og grus, dette er truleg erosjonstopset lag.

Det blir fortalt at dei av og til har funne greiner i sanden i dette snittet, men dei er heilt forvitra.

N proksimalsnitt er det største av alle snitta, den högste veggen er over 40 m hög. Vestveggen (Fig. 81) er den einaste som ikkje er fullstendig dekt av nedrast materiale. Truleg er det i dette snittet C.F. Kolderup (1907) har funne bladavtrykk av *Dryas octopetale*.

Eg har serleg studert stratigrafien i dette snittet i tre profil. Profila er viste på Fig. 82, 83 og 84 som igjen er avmerkte på Fig. 81. Desse figurane viser at der er eit gjennomgåande grovt parti med grus og sand 24 - 27 m o.h. Grovaste materialet finst like under overflata der det overalt er eit lag av større steinar. Fig. 85 er eit utsnitt av det 30 cm tjukke silt/sandlaget på Fig. 82. Dei tynne silt- og sandlaga har her fall  $14^{\circ}$  mot Ö. Eg har elles målt strök og fall på ei rekkje lag ymse stader i snittet. Resultata er, som venta i eit slikt delta, svært skiftande.

Nokre detaljar i deltasedimenta er viste på Fig. 85 - 88. I hovudtrekka viser snittet primære deltalag, og størstedelen av materialet ligg i sandfraksjonen. I dei 3 - 4 m som ligg nærast overflata er materialet oftast grovare, og aller överst finst generelt eit stein- og blokklag. Dei överste laga tolkar eg som erosjonstopset.

Verken i dette eller i dei andre snitta ved Eidet har eg funne materiale eller erosjonsspor som tyder på at isen har rykt så langt fram over deltaet. I lågare proksimale deler er her ikkje åpe snitt i denne avsetninga, men i övre deler er hovudtrekka dei same som i deltaet ved Straume.

## 2. Nordheim.

Som det framgår av Fig. 75 - 77, ligg Nordheim på Stor-elvas austside. Her er ei 300 m lang og 200 m brei flate som ikkje er omtalt av C.F. Kolderup (1907). I distalsida er her små snitt i vegkanten. Desse viser i hovud-

trekka glasifluvialt grus. Ved overflata er materialet også her svært grovt. I eit snitt i distalkanten av overflata ser ein eit tett lag av godt runda steinar med diameter opptil 30 cm. Der overflata på terrassen ikkje er oppdyrka, viser det seg å vere også tildels store steinar.

Mest interessant på Nordheim er likevel ein morenerygg (Fig. 89 og 90) lengst proksimalt på flata. Ryggen ligg tvers over heile flata som ein 200 m lang boge med den konvekse sida mot fjorden. Ryggen kan berre følgjast til austlege fjellside, vidare er det bratt fjellvegg. På vestsida av elva finn eg berre litt morenemateriale, ingen klar rygg. Der er også så bratt at alt materiale kan vere vekkskylt. Eit par stader ser det ut til å ha brote vatn gjennom ryggen.

Denne moreneryggen viser at isen under oppholdet ved Eidslandet har hatt eit lite framstøyt.

### 3. Möster.

På Mösterøyri er der fleire erosjonsterrassar med høgde ca. 11 m o.h. Oppover mot og forbi høgastliggande gardane finn ein erosjonsterrasser i fleire nivå som tilsvargar erosjonsnivåa ved Eidet. Største flate ligg 45 m o.h., som ei av dei største på Eidet. 63 m-nivået finn ein både N og S for elva, serleg godt utvikla er terrassen i nordlege dalside, og det ser ut til at flata stig svakt innover dalen. Lengst inne i dalen ligg ei 20 x 30 m stor flate (Fig. 91). Eg skal kome tilbake til nivel- lering av denne, og MG-spørsmålet.

Materialet: Distalt for Mösterbrua ligg ein del silt oppover skråningen mot Åsen. Silten ligg som eit tynt lag direkte på fjellet opptil 23 m o.h.

Mösterøyri utgjer eit stort areal, 650 x 300 m, med resedimentert elvegrus og sand. Mesteparten ligg lågare enn 10 m o.h.



Der er få snitt på Möster, men i 63 m-terrassen N for husa er der glasifluvial sand og grus. I den mest proksimale terrassen er materialet sortert. I forsinkinga mellom denne og 45 m-flata som husa ligg på, er materialet svært grovt. Det fine er frakta bort.

Materialmengdene ved Möster er ikkje så store som det kan sjå ut til i første omgang. I distalkanten av 45 m-terrassen stikk det fram fast fjell, det same er også tilfelle fleire stader S for elva. Frå den mest proksimale flata og oppover mot Leiro ligg der blokkrik morene i dalbotnen. 75 m o.h. er der ein tydeleg endemorene, denne kan tilsvare endemorenen på Nordheim.

#### Glasi(marin)/lakustrin silt i Fetdalen.

Fetdalen er ein liten trang dal mellom Eidslandet og Eikefet (Fig. 77). Dalen munnar ut i eit roleg parti av elva ved Eikefet.

Lengst V der dalen startar finn ein eit 1 - 1,5 m tjukt teppe av silt of finsand (Fig. 92) opptil ca. 55 m o.h. Silten er ikkje samanhengande. Her er svært bratt, og materialet er truleg rast ned i dalbotnen der mykje no ligg under ei stor myr. Mest nede ved elva ligg ein stor silt/leir-rygg, 43 - 47 m o.h.

Under avsetninga av silten kan fjorden ha nådd inn i Fetdalen og vidare inn til Eikefet, for erosjonen av deltaet ved Eidslandet har truleg gått like hurtig som landhevninga. Fetdalen har då vore ei roleg bukt med gode vilkår for sedimentasjon av finmateriale. Sidan myra i dalbotnen ligg 30 m o.h., må fjorden ha stått inn i Fetdalen i ein relativt lang periode.

#### Erosjonsformer.

Fjellknausane proksimalt for isranddeltaet er sterkt prega av plastiske former. Serleg eit parti frå 75 m o.h. og ned mot elva (Fig. 77).

Frå Fetdalen går det to erosjonsløp mot elva. Det vestlegaste har passpunkt 50 m o.h., det andre 55 m o.h. I sidene av disse finn eg fleire stader halve jettegryter, i botnen er det myr. Dei fleste forfattarar som i seinare tid har omtalt plastiske former, meiner at dei er danna av subglasialt smeltevatn, bl.a. Dahl (1965) og Holte-dahl (1967).

- Desse formene er også truleg spor etter subglasialt materialförande smeltevann frå då isfronten låg ved Eidslandet.

Lateralmorener som tilsvarar Eidslandtrinnet (Fig. 73, 74 og Pl. 2).

V for vegen i området Eidslandet - Eikefet har eg ikkje funne klare moreneryggar, berre enkelte blokkbelte, serleg ved 75 og 120 m o.h. V for Fetdalen. I lia ÖSÖ for Eikefet fann eg tydeleg blokkbelte 310 m o.h. (Fig. 77) som kan følgjast over ein strekning på ca. 200 m. Hvis dette er lateralmorener som tilsvarar Eidslandtrinnet, har isoverflata nær fronten vore svært bratt, 250 m/km 0 - 1 km frå fronten. Sjølv om dalen er trang og bratt, er ein så stor gradient urimeleg. I dalsida lågare nede er der for bratt til at morene kan bli liggande.

Dei tydelegaste lateralmorenene i heile området ligg i dalsida S for Nese (Fig. 93 og 94). Som figuren viser er her eit belte med 2 - 3 parallelle ryggar. Desse gir breoverflata 0 - 7 km ein gjennomsnittleg gradient på 80 m/km.

Også i nordlege dalside N for Nese ligg tydelege moreneryggar 740 - 770 m o.h. (Fig. 95).

I dalsida S for Lavik er der moreneryggar 820 m o.h. Hvis desse tilsvarar Eidslandtrinnet, stig isoverflata 100 m frå Flatekvål til Lavik, dvs. 25 m/km. Ein slik gradient kan vere rimeleg så langt frå isfronten når dalbotnen er flat. S for Lavik finn ein elles morene-

belte opptil 970 m o.h. Desse gradientane samsvarar med tal som andre har funne mange stader i Vest Norge. Andersen (1954, s.321), Anundsen (1972), Bergström (1971) Fareth (1970, s.92), Follestad (1972, s.42), Vorren (1973, s.25).

### Konklusjon.

Materialet på Eidslandet er avsett som glasifluviaalt delta i fjorden då denne stod 64 m høgare enn idag. I dei store snitta finn ein hovedsakeleg primære foresetlag av sand og grus, men også finare bottomset - lag i N distalsnitt. Silten i Fetdalen viser at fjorden har stått inn forbi deltaet etter at isen trekte seg tilbake. Randmorener tyder på at isen under oppholdet på Eidslandet har hatt eit lite framrykk. Lateralmorener som tilsvarar Eidslandtrinnet kan følgjast omlag til Lavik.

### Eikefet (Fig. 77, 96 og 97).

Eikefet ligg på Ö-sida av elva 2 km NÖ for fjordenden. Ein finn her tre store terrassenivå, 45, 50 og 55 m o.h. Desse nivåa samsvarar med terrassehøgder både ved Eidet og Möster, også det viser at fjorden har stått inn til Eikefet i postglasial tid.

Lengst distalt finn ein små terrasserestar 45 og 50 m o.h. også V for elva. Også ved Eikefet utgjer 45 m terrassen det største arealet. Avsetninga er i 45-m nivået svakt bogeforma på tvers, og ein finn tydeleg elvelöp også ved austlege fjellside.

Den høgste terrasserte avsetninga stikk ut som ein rygg frå Löberget (Fig. 77 og 96), og på proksimalsida av denne er der ei forsenkning med myr i botnen (Fig. 97). Myra er overalt djupare enn 2 m.

Materialet er avdekka i eit snitt ved Storelva i proksimale deler av avsetninga. I snittet finn ein hovudsakeleg

horisontale lag av sand og finsand. Mot overflata blir materialet grovare med variasjon frå grus til stein.

Største deler av avsetninga er udyrka, og omlag overalt ligg eit tett lag av blokker i overflata. Dei fleste blokkene er godt runda og rundt 30 cm store, men blokker med diameter opptil 1 m finst også.

Dei fleste spora tyder på at materialet ved Eikefet er avsett som isranddelta framfor ei istunge som låg i det austlege parallellaldalføret (Fig. 96), og isfronten har lege i forsenkninga som er vist på Fig. 97. Proksimalskråningen på Fig. 97 minner om iskontakt, og i ei grøft som eg grov i høgste proksimalkanten, viste det seg at materialet mot proksimalskråningen er grov grus og stein. Elles er der nær overflata omlag horisontale lag som vekslar mellom sand, grus og stein. Eit sandlag viser  $4^{\circ}$  fall mot ÖSÖ.

Erosjonsrestar som finst rundt om i heile den proksimale forsenkninga (der istunga først låg) opp til eit nivå på ca. 40 m o.h., er samansette av langt finare materiale, silt og finsand med tynne, horisontale lamina. Dette materialet ser ut til å vere avsett i vatn, på eit seinare tidspunkt enn 55 m-terrassen, truleg samtidig med silten i Fetdalen. Ein erosjonsrest omlag midt i forsenkninga (Fig. 97) tyder på at det tidlegare bassenget her har vore oppfylt av silt til ca. 40 m o.h.

Etter kvart som fjordnivået vart lågare, har elva erodert ned deltaet og ført bort finmateriale slik at omlag berre stein ligg att i overflata no. Straumforholda har truleg vore slik at materialet har vorte ført forbi Fetdalen, som har vorte liggande i ei bak-evje og fått avsett berre silt.

At elva har hatt stor materialtilførsel, viser også på den store postglasiale erosjonen, minst 10 m, i fast fjell ved Nordheim.

- Sidan MG på Eikefet er 55 m o.h., har landet heva seg 7 m på den tida isen har brukt på å smelte tilbake frå Eidslandet til Eikefet. Det skulle bli 50 - 60 år.

#### Lateralmorener som tilsvarar Eikefet.

I Övre Tverrdalen NV for Hövik ligg der ein tydeleg morenerygg (Fig. 98) 350 m o.h. Denne vil gi isoverflata frå Eikefet ein gjennomsnitt sgradient på 72 ~~m~~/km 0 - 4 km frå fronten. I tilsvarande sørlege dalside ved Hövikstölen 350 m o.h. ser også ut til å ligge morenemateriale, dette området har eg berre sett på flyfotos.

#### Eksingedalen frå den gamle fjordenden ved Eikefet og oppover.

Elveprofilet (Fig. 74) viser stigning på 600 m frå Eidslandet til Gullbrå. Lavik midt i dalen ligg 290 m o.h., så tilsynelatande er stigninga jamn. Ser ein nærare etter, er dalbotnen likevel flat over strekningar på opptil 5 km (Fosse - Bergo, Flatekvål - Lavik). Mellom desse er det gjerne fossar og stryk med ulik fallhögde.

#### Löland.

Löland ligg ved elvas austside, mellom Eikefet og Eikemo (Fig. 77). Nivået på Storelva er her 65 - 67 m o.h., avsetninga har sitt högste nivå og rotpunkt lengst NÖ 90 m o.h. 250 m distalt for rotpunktet er ein 3 m hög terrassekant (Fig. 99) og 150 m distalt for denne er ein ny terrassekant i same nivå som den förste, 85 m o.h. (Fig. 77). Husa ligg på ein rygg mellom desse to terrassekantane. Ved austre fjellvegg går eit gammalt elvelöp.

Materialet. Lengst proksimalt der avsetninga er högst er materialet svært grovt, steinar med diameter opptil  $\frac{1}{2}$  m og litt sand imellom. Langs det mest turre elvelöpet lengst N ligg  $\frac{1}{2}$  m tjukt dekke av fin, godt sortert sand.

Lengst distalt (SV) er der ein 3 m djup ravine. I denne ser ein fin sand med tynne, skarpe lag (Fig. 100) med  $8^{\circ}$  fall ut mot utløp til Storelva. Frå utløpet er det 12 % stigning mot sanden.

Dannelse: To forhold er klare. For det første er materialet så grovt lengst proksimalt at det må vere avsett under avsmeltingsperioden. Materialmengdene er også svært store, dessutan er dei plasserte slik at rein fluvial avsetning er utelukka.

For det andre er materialet hovudsakeleg avsett av smeltevatn som har rent gjennom det austlege løpet der vegen går i dag. Dette fordi avsetninga er høgast inn mot dette løpet, men det grovaste materialet og høgaste delen startar først 100 m distalt for dalutløpet. Det ligg derfor nær å tru at isen har lege i det austlege dalføret, og at materialet er utspytt som sandur.

Materialrestane som ligg lenger distalt er litt vanskelegare å tolke, og to alternativ for avsetningsmiljøet kan vere riktige.

I det første tilfellet kan ein tenkje seg følgjande situasjon: Samtidig med at materialet vart utspytt frå det austlege dalføret, har ei istunge frå det vestlege dalføret (der elva i dag renn) fylt heile Löland mellom den proksimale (Fig. 99) og den distale (Fig. 77) terrassekanten. Desse terrassane minner om kame-terrassar. Ryggen som husa står på, kan då vere ein liten esker, men i denne er der ingen snitt. Den fine sanden lengst distalt er så tydeleg lagdelt og sortert (Fig. 100) at han må vere avsett i vatn, og det kan vanskeleg ha skjedd utan ved oppdemming av is. Fallet på sandlaga viser også at det oppdemde vatnet har hatt sitt utløp over passet 50 m V for sanden (Fig. 77).

Det andre alternativet er at dei nemde terrassane kan vere sider i gamle elvelöp, og ryggen som husa står på kan vere erosjonsrest. Hvis dette er riktig,

må ein tenkje seg at elva frå den austlege dalen først har avsett materiale over heile Löland opp til same nivået som dei to terrassane. I neste omgang har ho erodert.

Dette er likevel etter mi meining mindre sannsynleg enn første alternativet, serleg fordi elveerosjonen vidare inn mot utløpet er liten samanlikna med den store erosjonen mellom dei to terrassane.

I alle tilfelle kan det under materialavsetninga ha lege noko is i djupaste del av dalføret der elva renn i dag. For både ved Eikemo og Löland har det materialførande smeltevatnet rent langs austlege dalside og ikkje langs dalbotnen.

Eit anna forhold er at Eikemovatnet (Fig. 101) er tomt for sediment, og det trengs berre 10 m høgare elvenivå for å få smeltevatn inn der. Eikemovatnet kan derfor ha vore fylt av is under materialtilførselen ved Eikemo og Löland.

Riktignok kan plasseringa av sedimenta ved Eikemo kanskje forklarast ut frå glasifluviale straumforhold, men det er vanskelegare å forklare avsetninga ved Löland på den måten.

Konklusjonen blir då at den første forklaringa er mest sannsynleg.

#### Eikemo (Pl. 2 og Fig. 101).

Ved Eikemo svingar dalen mot V, vidar seg ut og blir flatare slik at elva får avlasta materiale.

Avsetninga startar der dalen svingar mot V, går vidare som ein slak blokkrygg S for gardane, og er mest samanhengande ned til Löland. Blokkmaterialet i ryggen er svært grovt med  $\frac{1}{2}$  - 2 m diameter på blokkene der ryggen startar. Blokk- og steinmaterialet er også godt runda.

Lengst proksimalt ligg den grove avsetninga 95 - 100 m o.h. Det er berre få m høgare enn den proksimale delen av av-

setninga på Löland. Derfor kunne ein kanskje tenkje seg ein esker som startar her og endar på Löland. - Eller ein kraftig lateral smeltevass-straum. Meir sannsynleg er det likevel at isen har lege med fronten i dalsvingen like Ö for Eikemo og spylt materialet utover sletta som ein sandur. Det passar med at materialet er grovast lengst proksimalt. Elva kan seinare ha omforma største-delen av sanduren til den elvesletta ein har idag. Ein liten rest av elvesletta, som er 10 m høgare enn elvenivået idag, finst også på N-sida av elva. Derfor kan det sjå ut til at heile sletta har vore oppfylt til dette nivået.

#### Lateralmorener.

Stötsidemorenen V for gardane på Hövik (Fig. 46) ligg opp til eit övre nivå 275 m o.h. Denne grensa markerer truleg eit övre nivå for dalbreen då denne låg ved Eikemo.

600 m V for Hövik ligg der nokre tydelege moreneryggar ved utløpet av Tverrdalen ca. 230 m o.h. Også desse kan korrelerast med oppholdet av isfronten ved Eikemo.

#### Erosjonsformer i området Eikemo - Hövik.

Mens dalsida S og Ö for elva langs første stykket er dekt av talus, er heile den 75 m høge fjellknausen N for vegen (der denne svingar frå Ö mot N) full av P-former. 1 km lenger oppe finn ein fleire jettegryter, dei største ved elvas Ö-side (Fig. 102). Ved utløpet av Tverrdalen (100 m Ö for gammalt sagbruk) er der eit par halve jettegryter ved vegen.

#### Hövik. (Fig. 103).

Her er ei 300 m lang og 150 m brei ryggforma avsetning som på mange måtar minner om avsetninga ved Eikemo. Eit lengdesnitt (Fig. 104) viser at knapt 100 m ovafor terskelnivået ved Poylefoss er avsetninga oppbygd til 168 m o.h., dvs. 15 m høgare enn terskelnivået på fossen.



I proksimalsida og S-sida har avsetninga 10 - 13 m hög skråning ned til elva. N for den ryggforma avsetninga er her ei 500 x 400 m stor elveslette med ei rekkje gamle elvelöp (Fig. 105).

Fig. 106 viser snitt lengst distalt i ryggen. Nederste del av snittet er lagdelt med finsand i finaste laga. Överste del består av ulagdelt sortert grus og godt runda steinar, dei störste med diameter opptil 1 m. Rundingsanalysen (Tabell 4) viser at materialet er dårlegare runda enn f.eks. materialet ved Eidslandet og Eikefet. I avsetningane ved Eidslandet og Eikefet er der ikkje fyllitt, i denne er fyllittinnholdet 3 %, dvs. at ein del av materialet er frakta minst ei mil.

Dannelse. Materialet har glasifluvial karakter, og sidan så grovt materiale er avsett på flatt terreng, er det sannsynleg at isfronten har vore nær under avsetningsperioden. Proksimalskråninga på avsetninga tyder og på iskontakt. Fallet på laga indikerer at materialet er avsett frå hovuddalen, det same gjer bergartsinnholdet.

Mykje av finmaterialet er fört ned i Langhöljane nedafor Poylefoss. Avsetninga der er högast lengst distalt, noko som truleg har si årsak i seinare elveerosjon.

Lengdeprofilen (Fig. 104) kan tyde på at dei to avsetningane har vore samanhengande, serleg fordi det er rart at den glasifluviale avsetninga er så högt oppbygd like ovafor fossen. Den postglaciale erosjonen av terskelen til fossen ser ut til å vere högst 2 m.

#### Vetlejord (Pl. 2).

Vetlejord ligg også ved ei utflating på elveprofilen, og her er ei ryggforma avsetning med endå grovare materiale enn ved Hövik. Lengst proksimalt finn ein blokker med diameter opptil 2 m. Over heile den 350 m lange strekningen til der elva kuttar gjennom avsetninga

ligg det store, runda blokker i overflata. Overflata er omlag horisontal frå den proksimale til den distale delen, bortsett frå ei svak bogeform på tvers. Lengst distalt har elva kutta seg ned 10 - 12 m, og her er eit snitt som viser grov grus og stein.

Det er mest sannsynleg at også dette materialet er avsett som sandur. Seinare har elva erodert på sidene slik at avsetninga har fått svak ryggform. Det ser i alle fall ut til at elva har gått i det låge partiet langs vegen.

Det må nemnast at der også lenger distalt ved husa ligg ei avsetning opptil 5 - 6 m høgare enn dagens elvenivå. Materialet i denne er sand og grus. Avsetninga er truleg samtidig med den store blokksletta.

#### Moreneavsetningar i området Vetlejord - Nese - Flatekvål.

I Juvbotnen er der eit tydeleg morenenivå 250 - 55 m o.h., dvs. 30 m over elva, ved N-sida av vegen der denne ligg lengst NV. Også S for elva er der morenerestar opp til dette nivået. Dette tyder på at dalen her har vore fylt av eit 30 m tjukt morenedekke, som truleg er opphavsmaterialet til sandurane på Vetlejord og Hövik. Tabell 3 og Fig. 38 - 42 viser at bergartsinnholdet er omlag det same i morenen i Juvbotnen som i sanduren ved Hövik.

I Krokalia mot Vetlejordstølen er der ved 300 m o.h. eit øvre nivå med blokker og ryggar. Disse ligg 1 km frå avsetninga på Vetlejord, og ca. 80 m høgare enn denne. Dei kan derfor samsvare med oppholdet som isen har hatt ved det flate Vetlejordpartiet.

Lenger Ö i Juvbotnen ligg også ein stor morenerygg 330 m o.h., 90 m over vegen. 0 - 1,5 km frå Vetlejordfronten får isoverflata då ein gjennomsnittsgradient på 73 m/km.

Ryggen er 4 m hög, bratt på distalsida og utravinert på proksimalsida. Også i sørlege dalsida ligg mykje blokkmateriale opp til dette nivået.

Ved Flatekvål finn ein fleire nivå i det påklistra morenedekket i den bratte lia V for Pensjonatet, serleg frå 360 m o.h. og nedover. Morenedekket har ei tydeleg övre grense 565 m o.h. Denne kan markere ei övre grense for dalbreen då fronten låg ved Vettlejord eller Eikemo. Dei lågare nivåa er vanskelege å korrelere med randavsetningar lenger nede i dalen.

#### Nese.

I förste omgang ser her ut til å ligge store avsetningar. Men i området ved husa N for elva er der likevel berre tynne sandlag over fast fjell.

#### Endemorenen ved Flatekvål (Fig. 107 og 136).

Distalt for husa på Osen er ein tydeleg rygg med morenemateriale. Lengst til venstre på Fig. 107 ligg morenen klistra oppetter ein fjellknaus, men der er også isolerte ryggar med berre lausmateriale.

N for Osen, midt på Fig. 107, renn elva gjennom eit parti med grovt materiale. Ein del av dette kan vere talus, men det er ingen grunn til å tru at rasmaterialet skulle gå lenger uti elva her enn like nedafor. Som det framgår av Fig. 107 er ryggen tydeleg N for fylkesvegen. Vidare oppover lia mot Flatekvålstölen ligg der serleg tydelege ryggar 385 m o.h. Desse vil eg tolke som lateralmorener, og dei viser at dalbreen ved Flatekvål har hatt ein gradient på ca. 150 m/km nær fronten.

#### Lavik (Fig. 108 og 109).

Her ligg, NÖ for gardane, den störste glasifluviale avsetninga i dalen. Avsetninga er 2,5 km lang, og gjennomsnittleg 150 m brei, og ho er oppbygd 10 - 15 m over dagens nivå. Overflata er omlag horisontal både på langs og tvers. Også her finst dei störste blokkene i overflata lengst proksimalt. Eit snitt distalt ved elva viser at materialet er grovt, og dårlegare runda enn i nokon av dei glasifluviale avsetningane lenger nede i dalen.

Dannelse. Sidan ein finn grovt materiale over ein så lang horisontal strekning og rundinga i det distale snittet er så dårleg, kunne det tenkjast at avsetninga er utvaska bunnmorene. Men materialet må i alle fall vere noko transportert sidan blokkene i overflata er så godt runda.

Ein kunne også tenkje seg materialet avsett umiddelbart framfor ein gradvis tilbakerykkande isfront. Lengst proksimalt er der likevel ein skråning som minner om iskontakt. Lenger oppe er der også ein tydeleg morenerygg S for elva ved Öksendalen, 420 m o.h. Denne viser truleg kvar isen låg då materialet ved Lavik vart avsett. I same nivå som denne ryggen ligg övre grense av morenen V for vegen til Öksendalen.

Desse morenene viser at isoverflata i hovuddalen nær fronten hadde ein gradient på over 100 m/km då Laviksanduren vart danna. Fagerdalsbreen har også i ein periode truleg hatt fronten der Laviksanduren startar, elles hadde neppe materialtilgangen vore så stor. Denne perioden har eg prøvt å rekonstruere på Fig. 110.

#### Avsmeltinga frå Lavik til Gullbrå.

I Fagerdalen 800 m N for dalmunningen ligg ein 4 - 5 m hög morenerygg mellom elva og skulehuset (Fig. 112). Endemorenen kan følgjast oppover som haugar i vestlege dalside. Også i austlege dalside er ein tilsvarande rygg.

Endemorenen kan tyde på eit klimatisk forårsaka framrykk av breen. Samstundes kan isen ha rykt litt fram i hovuddalen, for den omtalte spisse sidemorenen S for Öksendalen minner om framstöytsmorene. Hvis dette er riktig, låg isen i hovuddalen med fronten ved Laviksanduren samstundes med at endemorenen i Fagerdalen vart danna.

Mellom Fagerdalen og Öksendalen ligg ein morenefylt tverrdal. I denne er der eit glasifluvialt erosjonslöp (overlöp), som er vist på Fig. 109 og 113, frå Öksendalen til Fagerdalen. Löpet er 100 m langt, 20 m breitt og 6 - 7 m djupt. Passpunktet ved Öksendalen ligg 468 m o.h.

I Öksendalen ser morenen ut til å ligge opp til eit övre nivå på ca. 470 m o.h. Lengst inne i dalen og Ö for husa ligg nokre haugar med sortert sand. Elles har eg teke mange stikkpröver nedover markene. Desse viser at her ligg eit teppe av fin sand og silt.

Både elvelöpet og sedimenta tyder på at der i Öksendalen har vore eit isdemt vatn som vist på Fig. 111. Dette må ha drenert gjennom dalföret mot NV til Fagerdalen. Der dette dalföret munnar ut i Fagerdalen, er det avsett ei 250 x 250 m stor glasifluvial vifte (Fig. 114) som ikkje samsvarar med den vesle bekken som renn der i dag.

- Denne vifta er også ein indikasjon på det tidlegare nemde forholdet at Fagerdalen vart tidlegare isfri enn hovuddalen ved utlöpet av Öksendalen.

Vidare oppover hovuddalen er der berre få randavsetningar og glasifluviale avsetningar.

Midt mellom Binningebö og Bergo er ved vegen eit lite snitt som viser at fluvialt og glasifluvialt materiale ligg som ei to m tjukk hud utpå morene.

Ved Nesheim (Fig. 115) har elva under avsmeltingsperioden hatt andre löp enn i dag. Det gamle innlöpet V for Pensjonatet er i dag skjult av myr, men ved drenering av myra er det funne runda steinar, og ved Pensjonatet finn ein i dag grov, sortert grus og runda steinar. Elva må ha rent over eit passpunkt 6 m högare enn elveleiet i dag. Det nye elvelöpet er uterodert i fyllitt, og den postglasiale erosjonen kan her anslåast til minst 8 m.

I fjellet ved det gamle elvelöpet er der mange jettegryter. Også högdeforholda på avsetningane nedafor Pensjonatet taler for at elva tidlegare har rent lenger V. Avsetninga er högast ved kyrkja, derifrå skråar dei jamt ned mot elvas noverande löp. Der fossen frå Pensjonatet har rent ned, er ei 9 m djup tjörn, og materialet har samla seg i halvsirkelforma haugar rundt fossen. Mesteparten av haugane er nyleg utjamna.

Rundt mest heile Nesheimsbassenget er der terrassar (Fig. 116) som ligg 7 m høgare enn vatnet i dag. Dette nivået samsvarar nøyaktig med eit passpunkt i det sør-austlege hjørnet av bassenget. På distalsida av dette passpunktet har fjellet slipte og runda former. Det er tydeleg at her har rent ein stor foss. Distalt for nedslagsfeltet til fossen ligg ei stor urd (Fig. 117) med slipte blokker, og elva har rent ut i Bergovatnet ved den austlege kanten av urda. Seinare har elva teke nytt løp i det vestlege hjørnet av Nesheimbassenget. Årsaka er uklar, det kan ikkje utelukkast at det vestlege løpet har vore isdemt.

#### Ekse (Fig. 118).

Ved gardane ligg ei bratt vifte på S-sida av elva (Fig. 119). Både dei store mengdene, største blokkene 2 m lange, og materialtypen tyder på at vifta er glasifluvial. Nokre lag har  $20^{\circ}$  fall ned mot Storelva og  $20^{\circ}$  oppover dalen. Også bergartsinnholdet med 59 % fyllitt viser at materialet er kome frå Tjörnaldalen i sør. Transporten har ikkje vore lang, for materialet er mest like dårleg runda som morene.

Også lenger Ö ved Gullbrå viser det seg at ei sideelv frå S som er lita i dag, har frakta mykje materiale. Sidan materialet ser ut til å vere frakta på plass etter at hovuddalen var isfri, ligg det nær å tenkje seg at sideelvane har vore store p.g.a. det seine isdekket i Kvitanos - Kjerringanostraktene.

#### Teigdalen.

Det glasifluviale deltaet ved dalmunningen på Fadnes er oppbygd til 67 m o.h. Like innafor dalmunningen (400 m) er terrassane berre 25 m høge. Dette tyder på at isfronten har hatt eit lengre opphold ved Fadnes. Skreden (1967, s. 21) er også enig i dette.

5 km lenger inne i dalen, ved Sevaldstad 60 m o.h., ligg ein del ryggforma morene som kanskje kan vere endemorene.

Ved Langeland (Pl. 2) ligg ei stor urd som sperrar omlag heile dalen. Reusch (1905) meiner at denne er rast ned frå vestlege dalside. Dette kan delvis vere riktig, men hvis urda utelukkande var talus, ville ho neppe ha lege tvers over mest heile dalen. Eg meiner derfor at blokkene gjennom ein lengre periode kan ha rast ned på isoverflata lenger inne og vorte førd ut hertil. Liknande tilfelle har ein også eksempel på andre stader, Rye (1963).

Tidskorrelasjonar er vanskelege så lenge ein ikkje kan følgje samanhengande lateralmorener. Det er likevel rimeleg at randavsetningane på Eidslandet og Fadnes er samtidige, vidare at isfronten låg omlag samtidig ved Langeland og Flatekvål.

I alle fall er det rimeleg at Teigdalen vart seint isfri sidan han ligg så nær det seine issenteret mellom Kvitanosi og Lönahorgi.

#### Yngre randmorener i sidedalane og fjellområda.

Skuringsobservasjonane har vist at der til slutt låg platåbrear i fjellområda. Ei rekkje endemorener (Fig. 73 og Pl. 2) syner at desse truleg også har hatt framrykk.

Den største av alle er kanskje endemorenen V for Flatekvålstölen 520 m o.h. Distalskråningen er 25 - 30 m hög, proksimalskråningen er 5 m hög (bratt dal) og skålforma (Fig. 120). Elva har fjerna det meste av ryggen og materialet ligg no som ei svær vifte nede i hovuddalen. Ryggen er bogeforma og ganske spiss, og minner på den måten om framstøytsmorene.

I Sördalen er der store morenemasser 540 m o.h. Fornene er truleg endemorener, men kan vere berre ravinerte dalfyllingar. Desse ligg 540 m o.h. og kan derfor, hvis det er endemorener, vere samtidige med morenen ved Flatekvålstölen.

Lenger inne i dalen, ved Nesstölen er også ein konsentrasjon av haugforma morenemasser.

Inst i Fagerdalen ligg ein stor endemorene framfor Haugenstölen 660 - 70 m o.h. Her kan ha lege isolert botnbre eller samanhengande bre til Skjerjevatnet.

Mellom Nesheim og Brakestadstölen er heile dalen oppfylt av morene, 550 m o.h. ligg ein stor rygg som kan vere endemorene.

I Norrdalen mellom Trefall og Askjelldalsvatn er der rundt sørlege del av Beinhellervatnet morene opp til eit visst nivå, 710 m o.h. N for Beinhellerstölen kan morenen følgjast som blokkbelte (Fig. 121). Derfor kan også dette representere framrykk.

Lokalbre mot N finst det spor etter ved Selhamarsvatnet. Dette er ein 2 - 3 m hög bogeforma rygg på sletta N for nordenden av vatnet, 890 m o.h. lenger SÖ, NÖ for Valsvikstölen, er der ein morene-rygg som etter forma kan vere avsett både frå N og S.

Den seine platåbreen i Kvitenosområdet har sendt armar mot både Myrkdalen, Vöss, Teigdalen og övre Eksingedalen, dessutan ut sidedalane til Torvedalen. I Södalen 830 - 50 m o.h. ligg ein relativt tydeleg rygg tvers over dalen. Her er ingen vilkår for topografisk opphold. Derfor representerer ryggen mest sannsynleg eit lite framstöyt. Også S for Gullbråknausen ved utløpet av Kvitenosdalen ligg ein del morene, men ingen klar rygg.

Ved utløpet av Store Volavatn, 905 m o.h. ligg store morenemasser (Fig. 122) distalt for demningen. Der er også ein tydeleg rygg ved vatnet lenger Ö. Ryggen representerer truleg eit lokalt framstöyt.

- Det kan tilföyast at også Sindre (1973) har funne spor etter lokalglasiasjon i traktene N for Vossestrand.



Isavsmeltinga - diskusjon og konklusjon.

Randavsetningane viser at tilbakesmeltinga har stansa opp ei rekkje stader, og fronten kan også ha rykt litt fram.

Dei tre glasifluviale frontavsetningane ved ytre Bolstadfjorden ligg slik plasserte i terrenget at oppholdet av isfronten mest sannsynleg er topografisk betinga. Eg har ikkje funne sikre sidemorener som kan korrelerast med nokon av avsetningane, men så har eg også berre studert flyfotos i størstedelen av det aktuelle området.

Den langt større avsetninga ved Straume kan tyde på at isen her har hatt eit lengre opphold enn ved Stamnes.

Innover frå Straume gir den djupe fjorden gode vilkår for kalving. Isfronten har derfor trekt seg hurtig inn til Bolstadöyri etter oppholdet på Straume.

Ein oversikt over randavsetningane ved Eidsfjorden og i Eksingedalen er gitt på Fig. 73. Både frontavsetningane i dalen og lateralmorenene i dalsidene og fjella er tydelege, men det vil framgå av Fig. 73 og 74 at rekonstruksjonen av breprofilar på Fig. 74 byggjer på få lateralmorener. Som nemt i innleiinga er få og usamanhengande morener eit generelt trekk for Nordhordland. Dette er ikkje alltid lett å forklare. I det undersøkte området vil stupbratte dalsider kunne ta litt av skulda for manglande lateralmorener. Både for Kalland- og Eidsland-trinnet finn ein tydelege lateralmorener først i overgangssona mellom dalside og fjellplatå (Fig. 93). Etter at terrenget har jamna seg ut til fjellplatå, kan heller ikkje moreneryggane følgjast langt. Dette har truleg si årsak i at dalbreen her har gått over i samanhengande platåbre.

Ut frå dei relativt få spora er truleg Fig. 74 ein riktig rekonstruksjon, då har dalbreane nær fronten vore bratte samanlikna med andre område (Tabell 5). Dette har delvis si årsak i terrenget som vil gi platåbre med

korte og bratte utløparar. Vidare vil den store nedbøren medføre stor materialutveksling, noko som igjen vil gi brattare gradientar på dalbreane (Vorren, 1973, s. 26).

Forma på endemorener og lateralmorener tyder på at isen har hatt klimatisk betinga opphold eller framrykk ved Kalland, Eidslandet og Flatekvål.

Sandurane i Eksingedalen er truleg hovedsakeleg topografisk betinga, men der er likevel så spisse sidemorener som tilsvarar sandurane ved Vettlejord og Lavik, at det kan diskuteras om isen ved desse stadene har hatt framrykk.

Ved Kalland representerer truleg morenen ved Kallandsholmen og Björkheim det eldste materialet. Etter avsetninga av denne har isen trekt seg tilbake, og under avsmeltinga er det avsett glasifluvialt materiale oppå morenen på Björkheim. Samtidig er også den store glasi-fluviale avsetninga på Kalland danna.

Isen har så hatt eit nytt framrykk. Følgjande spor tyder på det: Morenerygg på nordspissen av halvøya, morenerygg ved vegen som fører ned til grustaket, og dessutan lateralmorener som viser grensene for ein 8 km lang fjordbre. Alle desse moreneryggane samsvarar bra, og dei viser at breen har gjort eit lite framrykk.

Så er det erosjonsgrensa i deltaet. Denne kan godt vere forårsaka av det same framrykket, men det er ikkje sikkert. For dei glasifluviale massene under denne grensa virkar så godt konsoliderte at dei gjerne kan ha hatt ein langt tjukkare is over seg. Hvis Kalland var isfritt i Alleröd, noko som er sannsynleg hvis Voss var isfritt, kan den påpeika erosjonsgrensa vere spor etter Yngre Dryas framstøytet. Ein ödometeranalyse av den proksimale leiren ville kanskje kunne gi ein peikepinn om dette.

Det store glasifluviale deltaet ved Eidslandet tyder på at isen her har hatt eit lengre opphold. Moreneryggen på

Nordheim og sidemorenene i fjellområda (stadvis parallelle ryggar) viser at isfronten under dette oppholdet har svinga litt fram og tilbake. Dette oppholdet er både topografisk og klimatisk betinga. - Topografisk fordi kalvinga i Eidsfjorden har stansa opp slik at det ei stund har vorte jamvekt mellom istilførsel og avsmelting. Klimatisk fordi spisse moreneryggar i fjella tyder på at isen også har hatt små framrykk.

I Eksingedalen finst ei rekkje frontavsetningar, særleg i form av sandurar, som viser at tilbakesmeltinga har gått rykkvis.

Sjølv om der finst lateralmorener som samsvarar med dei fleste av sandurane, meiner eg likevel at dei i stor grad er topografisk betinga, for dei ligg alle på stader der dalen svingar mot V, vidar seg ut og lengdeprofillet blir flatare (Fig. 74 og Pl. 2).

I dei bratte dalpartia vil isen i ein periode vere i rørsle p.g.a si eiga tyngde og fordi dalen er smalare (Fig. 103 venstre del). Derfor kan istilførselen i ei tid vere i jamvekt med avsmeltinga slik at isfronten i denne tida blir liggande ved foten av dei bratte, trange dalpartia. Liknande forhold har ein i dag f.eks. ved utlöparar av Jostedalsbreen der isfronten blir liggande ved foten av bratte dalparti i årevis.

Frå Lavik og oppover er der ingen store glasifluviale- eller moreneavsetningar. Topografisk skulle forholda ligge like godt til rette som lenger nede i dalen. Ein kan f.eks. spørje kvifor der ikkje ligg sandur ved Trefall like gjerne som ved Lavik. Forklaringa må vere at også klimatiske forhold spelar ei rolle. Etter oppholdet ved Lavik må då isen p.g.a. klimabetring, ha smelta tilbake frå dalen utan nye opphold eller framrykk.

I fjellområda finst likevel ei rekkje spor etter yngre lokalglasiasjon.

## AVSMELTINGA - TID OG KLIMA.

Det er tidlegare klart at områda til og med Trengereid og Eikangervåg var isfrie i Alleröd. Mangerud og Skreden (1972) har funne indikasjonar på at også Voss var isfritt då. Eg har ikkje funne sikre spor etter Alleröd i det undersøkte feltet. Den omtalte avsmeltinga må då ha skjedd etter Yngre Dryas-framstøytet, dvs. i Preboreal og kanskje i Boreal.

Utan fleire C-14 dateringar er det vanskeleg å tidfeste absolutt når isen smelta bort frå dei ulike stadane. Terrassemålingar og pollenanalyse har likevel gitt eit visst grunnlag for relative samanlikningar.

Senking av likevektsliner under avsmeltingstida i forhold til likevektsliner i dag blir ofte brukt som eit uttrykk for skilnaden mellom klimaet i dag og under avsmeltingstida. Eg har også funne eit visst grunnlag for å utnytte dette.

Likevektsliner.

Likevektslina blir definert som den lina som knyter saman dei punkta på breen der nettobalansen ved slutten av eit balanseår er null. (Journ. of Glac. 1969, s. 6). Den midlere likevektslina blir av T. Vorren (1970, s. 74) definert som midlere høgde av den årlege likevektslina i eit gitt år. Den sanne likevektslina representerer den høgda likevektslina har når samla ablasjon i breen er lik samla akkumulasjon. Liestöl (1967, s. 42-48) har for Storbreen funne at den sanne er ca. 95 m lågare enn den midlere likevektslina. Det er derfor viktig å vite kva slags likevektsline ulike forfattarar refererer til. Vorren (1970 og 1973) meiner at den midlere likevektslina gir best uttrykk for klimaet i dag og brukar derfor denne som utgangspunkt for sine utrekningar. Bergström (1971, s.75) byggjer derimot på den sanne likevektslina.

Eg har, som Bergström, brukt Östrem & Liestöls (1964, s. 326) kart over isohypsar i Sör-Norge. Grunnlaget for dette er den sanne likevektslina målt på 34 brear i Sör-Norge. For Stölsheimen er dette grunnlaget noko usikkert

sidan her ikkje er aktive brear, og isohypsane er opp-  
trekte etter skjönn mellom Ålfotbreen og Folgefonni.  
Kartet er etter mi meining uriktig, for den store ned-  
bören i Stölsheimen vil gi ei forskyvning av isohypsane  
mot kysten. I Breatlas 1973 har heller ikkje Liestöl  
trekt opp isohypser for Stölsheimen. Med dette atter-  
haldet har eg likevel brukt kartet som viser at den  
sanne likevektslina ved Eidslandet i dag er omlag 1300 m  
o.h., og 1350 m o.h. ved Flatekvål. Som Andersen (1968)  
har eg brukt högastliggande lateralmorener som grunnlag  
for å finne högda av likevektslinene under Kalland- og  
Eidslandtrinnet. Etter korrigerering for Preborealt hav-  
nivå finn eg at likevektslina under Kallandtrinnet låg  
 $380 \pm 50$  m lågare enn i dag.

Hvis ein reknar at senkinga av sommartemperaturen er  
 $0,65^{\circ}$  pr. 100 m senking av likevektslina, blir sommar-  
temperaturen under Kallandtrinnet  $2,5^{\circ}\text{C}$  lågare enn idag.

Under Eidslandtrinnet låg likevektslina  $300 \pm 50$  m lågare  
enn i dag. Dette gir  $2^{\circ}\text{C}$  lågare sommarmiddel-temperatur  
enn i dag. I Aurland har Bergström (1971) funne senking  
av likevektslina på  $300 \pm 25$  m under Tæro-Loven stadiet  
som er omlag samtidig med Kallandtrinnet. Denne relativt store  
senkinga av likevektslina under Kallandtrinnet indikerer  
at nedbören også i Preboreal er større i Stölsheimen.

T. Vorren (1973, s. 33) finn at likevektslina under  
Gaupne stadiet midt i Preboreal var  $300 \pm 50$  m, altså  
same verdi som eg finn for Eidslandtrinnet. Pollendatering  
(seinare avsnitt) indikerer at også Eidslandtrinnet har  
ein alder på ca. 9 500 år.

- Ei rekkje målingar frå ulike stader i Sör-Norge har vist  
at likevektslina under Yngre Dryas ligg mellom 350 og  
575 m lågare enn i dag. Om ein reknar med same nedbör som  
i dag, gir dette ei senking av sommarmiddel-temperaturen  
på  $3-4^{\circ}\text{C}$ .

Verdiane som eg har funne for Kalland- og Eidslandtrinnet  
indikerer derfor at desse er av Preboreal alder, og at

sommarmiddel-temperaturen på den tida har vorte markert betre enn under Yngre Dryas.

### Marine terrassar.

I Tabell 6 er oppførde nokre terrasseflater som tidlegare ikkje er målte, f.eks. Vik, Straume, Nordheim og Möster. I det undersøkte feltet har eg dessutan gjort om igjen dei fleste terrassemålingar, serleg fordi det ikkje alltid er lett å vite kva slags flater, eller kva slags del av flata som tidlegare er målt. Nivellering er utført på MG terrassar som ikkje er kartlagde i målestokk 1 : 1000. Der anna ikkje er nemt, er fjordnivået brukt som utgangspunkt for målingane. Det vil elles framgå av Tabell 6 korleis terrassen er målt.

Stamnes. C.F. Kolderup (1907) har her nivellert høgste terrasse til 56,8 m o.h. Dette stemmer bra med 1 : 1000 - kartet som viser at terrasseflata er høgast ved nordlege fjellvegg ved staden der eg har påført 57 m o.h. på 1 : 10 000 kartet (Fig. 51). Fossilinnholdet i pollen-diagrammet frå Stamnes (Fig. 43) tyder på at MG ikkje er høgare enn 59 m o.h. Desse indikasjonane peikar mot at MG ved Stamnes er 57 m o.h.

- Det kan likevel ikkje utelukkast at straumen i det trange fjordløpet har erodertein del i det fine materialet i terrasseoverflata.

Vik. Her er to terrasserte nivå i lausmasser som ikkje er synlege frå fjorden. Eg har her nivellert det överste og störste nivået, ei 100 x 75 m stor flate, der eg fekk 59 m o.h. midt mellom sørlege terrassekant og knekkpunktet mot den nordlege skråningen (Fig. 51). Det var flo sjö, og skilnaden flo - fjære er i dette området 0,3 - 0,5 m. Framkanten ligg 2 m lågare og indre kant 2 m høgare enn det målte nivået. Denne flata ligg i ei avstengd bukt med liten sjanse for postglasial erosjon. Det er derfor sannsynleg at flata representerer MG for dette området.

Straume. Ved nivellering frå fjorden viste det seg at sentrale deler av austlegaste flata ligg 57 m o.h. som angitt på Fig. 51. Flata stig svakt frå vestlegaste terrassekant mot den austlege fjellsida. Men midt på flata viste ho seg å vere horisontal langs eit snitt i retning N - S, ho er altså ikkje vifteforma, så sjölv om ein del materiale er kome frå sidene, har fjorden sannsynlegvis stått minst opp til 57 m-nivået. Sikting frå P<sub>30</sub> (ved 57 på 1 : 10000kartet) viste at vestkanten av den sørlegaste og største flata på Straume ligg like høgt som P<sub>30</sub>. Men størstedelen av denne flata ligg lågare enn den nivellerte. P.g.a. den strie straumen som også må ha vore i avsmeltingstida, er det heller ikkje urimeleg at den sørlegaste flata er litt nederodert.

Ein liten terrasse, 4 m brei og 9 m lang, Ö for P<sub>30</sub>, viste seg å ligge 65,6 m o.h. (Fig. 51).

Det ser etter dette ut til at 57 m o.h. er ein minimumsverdi for MG ved Straume.

For Stanghelle, Dale, Bolstadøyri, Evanger og Voss byggjer Tabell 6 på Kolderup (1907) og Skreden (1967). På Fadnes ved utløpet av Teigdalen har eg målt högaste terrasseresten med Paulin og fått 67 m o.h. (som Kolderup).

#### Marine terrasser ved Eidsfjorden.

Kalland. Kolderup har her oppgitt 51,1 m o.h. på högaste flate. Men ved vegen midt på avsetninga er der inga horisontal flate, heller eit ryggforma erosjonsnivå. Lengst NV (Fig. 64) ligg ei flate 55 m o.h., nivellert frå fjorden.

Eidslandet. Tidlegare er berre terrassar V for elva, ved Eidet, målte. Den store flata ved Nordheim er 59 m hög i distalkanten, og 63 m midt på flata, målt med Paulin. Dette stemmer med 1 : 5000 kart. På flata er der også ein haug, kanskje erosjonsrest som når opp i 69 m o.h.

Möster. 63 m-nivået finst både i nordlege og sørlege dalside. Eg har målt dette nivået ei rekkje stader med Paulin. Både desse målingane og økonomisk kart antyder at nivået stig svakt mot Ö innover dalen.

Lengst inne i dalen ligg ei tydeleg, horisontal og 30 x 40 m stor terrasseflate (Fig. 77 og 91). Nivel-  
lering frå trigpunkt ved gardane 400 m lenger V viste at flata ligg 65,5 m o.h.

Om flata representerer MG kan diskuteras. Hvis det er samanheng mellom denne og 63 m nivået lenger distalt, kan flata vere rotpunkt i ei glasifluvial vifte som er avsett av Mösterelva, og som skråar svakt utover dalen.

Men sjölve flata er så horisontal og har så skarp knekk mot terrenget bak at ho neppe er rotpunkt i ei vifte. Materialet i distalkanten er også sortert grus, i ei vifte ville ein proksimalt vente grovare materiale.

På alle sider er flata omgitt av morene. Eg meiner derfor at då fjorden stod inn hit, kan der ha föregått ei utplanering av morenen her og i dalsidene lenger distalt.

Det kan og tenkjast at heile Mösterområdet har vore oppfylt av glasifluvialt materiale. Det krev, sjölv om fjellet stikk fram mange stader, store materialmengder. Likevel er dette godt muleg når ein tenkjer på dei store materialmengdene som er förte ut i fjorden.

Konklusjonen må bli at 65 m-flata representerer marin grense for Möster. Denne blir då litt högare enn marin grense på Nordheim ved utløpet av Eksingedalen. Det er også rimeleg at Mösterdalföret vart litt tidlegare isfritt enn Eksingedalen. Mens Möster har lite dreneringsområde, har Eksingedalen fungert som takrenne for den seine isen i Stölsheimen.

#### Strandlinediagram (Fig. 124).

Den nöyaktige isobaseretninga i området er ikkje kjend, men ifölgje Aarseth & Mangerud (1974) går isobasene ved kysten V for det undersøkte området omlag i retning N-S.



Mitt diagram byggjer på ei parallellforskyvning av desse isobasene (Fig. 123) mot Ö, deretter har eg lagt eit plan vinkelrett på isobasene. Dette er usikkert, så i neste omgang må synkrone terrassar fastleggast også i dette området, slik at ein kan finne den nøyaktige isobaseretninga.

Den överste lina i diagrammet er ei rettlinja forlenging av Yngre Dryas strandlina frå Aarseth & Mangerud (1974). Dette er sjölvsagt ei sterk forenkling. Etter det ein i dag veit om isostatiske rørsler (Andrews, 1974) ville gradienten på ei slik tenkt strandline avta nær innafor isfronten. Denne grove tilnærminga er likevel brukt i mangel av meir sikre referansenivå.

Den överste lina viser at landhevinga frå då isen låg ved Herdla til Eidslandet - Dale vart isfritt, har vore ca. 30 m ved Eidslandet. Hvis ein reknar 6 m landhevning pr. Hundreår, vil dette seie at Eidslandet vart isfritt ca. 9 500 B.P.

Stamnes og Kalland ligg på same isobase. Desse stadane har påfallande låge marine grenser samanlikna med f.eks. Eidslandet som ligg berre 3 km lenger inne. Ein strandlinegradient på 1,2 m/km vil gi Eidslandet 3,6 m høgare isobasenivå enn Kalland/Stamnes. Ein usikker faktor er sjölvsagt kor lang tid avsmeltinga frå Kalland til Eidslandet har teke.

Vidare viser diagrammet at Dale, Straume, Eidslandet og Mo ligg omlag på same isobase. Sidan Dale og Eidslandet har like høge MG, er det då rimeleg at desse stadene vart samtidig isfrie. Hvis MG ved Straume er 57 m o.h., må forklaringa vere at isen i Bolstadfjorden har smelta seinare enn i Eidsfjorden. Dette er rimeleg fordi også frontavsetningane tyder på at isen har hengt seg opp ei stund i den ytre grunne delen av Bolstadfjorden. Men ein skal heller ikkje glöyme den vesle 65 m-flata ved Straume (Fig. 51).

Isen har så kalva hurtig inn til Bolstad. Ved Fadnes er MG 5 m lågare enn ved Evanger, endå om desse stadane ligg nær same isobase. Det tyder på at isen har lege ved munningen av Teigdalen etter at Evanger var isfritt. Hvis

ein tenkjer seg at Eidsland-strandlina har ein gradient mellom Yngre Dryas lina og den tenkte Tapes-lina, vil MG ved Fadnes ligge lågare. Det indikerer at Fadnes også vart seinare isfritt enn Eidslandet. Derimot vil Romarheim falle på Eidsland-strandlina. Hvis MG ved Mo er 54 m o.h., er det ein klar indikasjon på at dette området vart seinare isfritt enn Eidslandet. Det samsvarar med at randmorenen distalt for Mostraumen er samtidig med Eidslandtrinnet. Denne morenen framtrer tydeleg på flyfotografia, sjökartet viser også eit grunt parti der ryggen dukkar ned i fjorden. Etter dette kan ein trekkje ein samtidig isfront gjennom Eidslandet, distalt for Mostraumen, og gjennom Romarheim. Men kvar isen samstundes låg i Bolstadfjorden er noko uklart. Det blir ved Straume hvis ein godtar den vesle 65 m flata som MG.

#### Pollenanalyse og C-14 datering.

Formålet med pollenanalyse av prøvene frå Stamnes og Eidslandet var i første rekkje å finne sikrere alder på brerandtrinna der. Under analysen har det også kome fram opplysningar om vegetasjonsutviklinga. Både ved Stamnes og Eidslandet har eg prøvt å finne basseng i omlag same nivå som høgste terrassane. Pollenanalysen kunne dermed kanskje gi opplysningar om marin grense.

#### Lokalitetar og feltmetodar.

Prøvene er samla v.h.a. 54 mm stempelbor. Men først er bassenga sonderte for å finne grensa mellom organisk og minerogent sediment, for det hadde i første rekkje interesse å få samanhengande prøve i næraste nivåa over og under ei eventuell slik grense.

Ved Stamnes er prøva samla i Stamnes canyon distalt for terrassen. Canyonen som truleg er danna subglasialt, startar ved den sørlege distalkanten av høgste terrassen, og munnar ut ytterst i det sørlege innløpet av Bolstadfjorden (Fig. 51). Canyonen har 6 - 7 m høge sider med

mange halve jettegryter, i botnen er der myr og nedrast stein.

Største myra, 8 x 7,5 m i overflata, ligg i ei jettegryte med lågaste terskel 59 m o.h. (Fig. 125 og 126), høgste nivå på Stannesterrassen er 57 m o.h. Passpunktet i canyonen 5 m lenger distalt ligg 63,5 m o.h. Prövesondring avslørte ein del nedrast stein i myra. Det var likevel muleg å få ned 54 mm boret i djupaste delen av myra. Vi brukte 80 cm prøverör og tok prøve frå 2 til 2,75 m under overflata (Fig. 127). Grensa mellom organisk og minerogent sediment viste seg å ligge 2,46 m u.o.fl. Under grensa er der steinholdig leire, og over gyttje.

Ved Eidslandet er prøva henta frå Fetmyra, 70 m o.h., (1 km frå fjordenden). Myra ligg ved fylkesvegen på passpunktet mellom Eidslandet og Eikefet, 150 m innfor fjordenden. Myra som har 8 x 15 m stor overflate er danna i eit fjellbasseng med tersklar i begge endar. Tersklane ligg mindre enn 1 m under overflata. Prövesonderinga viste at der er minerogent sediment 3.17 m under overflata i djupaste del av bassenget. Nær overflata er myra så blaut at det var vanskeleg å skjære den svampaktige kvitmosen inni 54 mm prøverör. Vi fjerna derfor ca.  $\frac{1}{2}$  m av det överste materialet med skovlbor, og tok deretter samanhengande prøve frå 1,35 til 4,05 m under overflata. Djupare kom vi ikkje. Til det var sanden for grov og myra for blaut til å gi feste for jordskruane. Sanden raste delvis ut då vi tok opp röret. Resten vart forstyrra under prøveutstøyting og splitting, så eg stolar ikkje på pollenpreparata frå den minerogene delen av denne kjernen (Fig. 128).

#### Laboratorie arbeid.

##### Glödetap.

Dette er ein enkel og effektiv metode til å finne kor stor vektprosent av organisk materiale vi har i eit sedi-

ment. Forutan å beskrive sjölve sedimentet, kan då glödetapet fortelje om sedimentasjonsmiljøet i bassenget og vegetasjonsforholda i området rundt.

Eg har brukt same prosedyre som Mangerud (1970). Materialet er først tørka ved  $110^{\circ}\text{C}$ , så glöda ved  $750^{\circ}\text{C}$ . Vektprosent av glödetap er deretter utrekna i forhold til den tørka prøven.

#### Pollenpreparering.

Prøver for pollenteljing er tekne ut av kjernen som vist på Fig. 127. Pollenprepareringa er gjort etter Erdtmans acetolysemetode (Fægri & Iversen 1964). Prövene Stamnes 1 - 3 er i tillegg behandla med HF. Også i prøvene Stamnes 4 - 10 var der litt minerogent materiale, men dette var så grovt at det var muleg å fjerne det meste ved gjentatt dekantering.

Generelt har prøver med finkorna minerogent materiale stått i kald HF i minst 1 døgn. Kald HF er brukt fordi det har vist seg å gi betre resultat enn koking med HF. Så har eg vaska dei 3 - 4 gonger med HCl og deretter  $\text{H}_2\text{O}$ . Etter dette har eg brukt vanleg acetolyse-prosedyre.

Ved HF-metoden er der visse problem. Under flussinga har det gjerne lett for å danne seg svarte fluorid. For mykje av desse kan gjere teljinga vanskeleg eller umuleg. Dei svarte fluss-forbindelsane har eg fjerna ved å koke kraftig med KOH, idet eg heile tida tilsette destillert  $\text{H}_2\text{O}$  slik at konsentrasjonen av KOH ikkje skulle overstige 10 %. Det la seg då eit svart lag på veggen av begerglaset, dermed vart prøvene reinare.

- Det kan diskuteras om nokre typar pollenkorn går tapt ved denne metoden. Sidan dei fleste pollenkorna er relativt runde og glatte, vil dei neppe feste seg så lett på glasveggen som HF-forbindelsane, då dei siste har form av tynne flak. Eitt svar ville ein fått ved å prøve denne og bromoformmetoden parallellt.

### Pollenteljing.

Björn Bergström har talt prøva Stamnes 4. Resten har eg talt sjölv, første timane under rettleiing av vit.ass. Jan Berge. Seinare har også stipendiat P.E. Kaland, konservator D. Moe og fleire studentar hjelp til med vanskelege pollenkorn. - All teljing er gjort på Botanisk Museum.

Pollendiagramma skal omtalast seinare.

Etter pollenteljing i borkjerner ei rekkje stader, viste prøva frå Stamnes seg å vere mest lovande. Dette medførte at dei underste 5 cm organisk sediment (Fig. 127) vart sendt til C-14 datering. Dateringane vart utført ved Laboratoriet for radiologisk datering i Trondheim.

### Pollen og C-14 datering.

Dateringane frå Stamnes, T-1487, gav som resultat  $9\ 760 \pm 180$  år B.P. (1950). Dette viser at området distalt for Stamnes vart isfritt seinast for 9 760 C-14 år sidan, om ein ser bort frå standardavviket. Stamnes har då vorte isfritt omlag samtidig med Busnes utafor Eidfjord der Anundsen (1967) har fått  $9\ 720 \pm 330$  B.P. Dessutan har datering av Tæro-Loven stadiet i Aurland, ifølgje Bergström (1971), gitt 9 790 år B.P.

Etter plasseringane av Stamnes og Kalland skulle ein vente at desse stadane vart omlag samtidig isfrie. Polleninholdet i den proksimale leiren ved Kalland er også dominert av *Betula*, *Pinus* og *Ericales*. Det kan tyde på at vegetasjonen ved Kalland då materialet vart avsett, var omlag den same som første vegetasjonen ved Stamnes.

Underste vegetasjonen i Fetmyra ved Eidslandet har preborealt preg, men sidan *Corylus*oppgangen startar mest heilt nederst, er det lite sannsynleg at første vegetasjonen ved Eidslandet er representert i Fetmyra. Dei fleste dateringane av *Corylus*oppgangen i Hordaland ligg mellom 8 800 og 8 900 år B.P. Ved Eidslandet må ein i tillegg anta litt seinare *Corylus*oppgang enn i ytre

deler av Hordaland. Bergström (1971) har funne at Corylus- og Alnusoppgangen i Aurland fell omlag i hop.

Derimot har eg talt ei pollenprøve frå bottomsetlage i 15 m o.h. i N distalsnitt. I 3 cm<sup>3</sup> silt var der 86 pollenkorn og 227 sporar. Følgjande arter er representerte:

<u>AP:</u>	Betula	32	stk.
	Pinus	1	"
	Salix	1	"
	Junip.	5	"
	Alnus	3	"
		<u>42</u>	<u>stk.</u>

NAP:	Gram.	37	stk.
	Eric.	1	"
	Dryas	5	"
	Artem.	1	"
		<u>44</u>	<u>stk.</u>

Dessutan følgjande sporar: Dryopteris 205 stk., Polygod. 5 stk., Lyc.annot. 5 stk., Lyc.clav. 4 stk., Lyc.selag. 6 stk.

Pollenspektret indikerer at materialet vart avsett i ein periode då vegetasjonen omkring var dominert av Betula og Graminea.

Vidare er det omlag like mykje AP som NAP, hvis ein samanliknar med Stamnes, peikar det mot tidleg Preboreal.

Av interesse er det her å legge merke til at Kolderup (1907) fann bladavtrykk av Dryas octopetale i rustraude sandlag 35 - 40 m o.h. i 58,3 m terrassen.

Absolutt datering av Eidslandtrinnet har ein likevel ikkje fått, men sidan Betula dominerer så sterkt, peikar det mot Betula-maksimum i midten av Preboreal, noko som også strandlinediagrammet og senking av likevektslina kunne tyde på.

Som tidlegare nemt kan terrassehøgden tyde på at Eikefet vart isfritt 50 - 100 år seinare enn Eidslandet. Men elles er det vaskeleg å vite kor hurtig avsmeltinga vidare oppover dal en har gått.

### Samanfatning og konklusjon.

Sikraste holdepunktet for tidfesting av avsmeltinga er C-14 dateringa frå Stamnes. Denne viser at etter Yngre Dryas trekte isen seg hurtig tilbake frå kysten og låg ved munningen av Bolstadfjorden før 9 760 ± 180 B.P. Så hurtig avsmelting som i Sognefjorden og Hardangerfjorden har det likevel ikkje vore i dette området, men det kan ein heller ikkje vente ut frå topografiske forhold. Dessutan er der langt mindre nedbør i næringsområda til Hardanger- og Sognefjordbreen.

Senking av likevektslina kan gi ein pekepinn om klimaet under Kalland- og Eidslandtrinna, vidare om når tid desse trinna stammar frå. Det er i dette området funne større senking av likevektslina enn f.eks. for omlag samtidige trinn i Aurland. Dette er ein indikasjon på at nedbøren også i Preboreal var større i Stølsheimen enn i områda omkring.

Anundsen og Simonsen (1968) meiner at Bömoen ved Voss er danna samtidig med Eidfjord - Osa. Dateringa ved Stamnes tyder på at isfronten under Eidfjord - Osa stadiet låg lenger ute i Vossedalføret, kanskje ved Stamnes.

Bömoen tilsvarar truleg eit seinare trinn i Preboreal.

Frå Stamnes og innover har isen hatt opphold både i Bolstadfjorden og i Eidsfjorden, og låge marine terrasser tyder på sein avsmelting.

Både ved Kalland (Björkheim) og Straume er der små terrasserestar som ligg høgare enn dei store terrasseflatene. Hvis ein f.eks. godtar 65 m-flata ved Straume som MG, vil konklusjonen bli at Straume, Eidslandet, området utafor Mostraumen, og Romarheim vart samtidig isfrie.

Landhevinga tyder vidare på at dette skjedde for ca. 9 500 år sidan, noko som kan samsvare med polleninnholdet i det glasifluviale materialet i bottomsetlaga ved Eidslandet (Betula maks.).

50 - 100 år seinare vart også Eikefet isfritt. Men sidan isen framleis var aktiv, kan det endå ha teke nokre hundre år før heile Eksingedalen og Stølsheimen vart isfrie. Bergström (1971) har på grunnlag av dateringar av steinalderbuplassar antyda at fjellområda mellom Aurland og Lærdal var isfrie seinast ved 8 500 B.P.



## POSTGLASIALE FORHOLD

Elveavsetningar.

Totalt sett har elveavsetningar størst omfang av alle avsetningar i Eksingedalen (Pl. 2), og det ville føre litt langt med ei grundig omtale av desse. I det følgjande skal eg først omtale elveavsetningar som ser ut til å ha fått si form i løpet av kort tid etter isavsmeltinga. Deretter skal eg ta opp forholda seinare i postglasial.

Av det trappeforma elveprofilet (Fig. 74) vil det framgå at ein oppover dalen får ei rekkje lokale sedimentasjonsbasseng med stryk og fossar i mellom. Etter isavsmeltinga kan ein generelt seie at berre finare materiale enn sand er frakta frå eit basseng til det nedafor. Hvis to basseng ligg så nær kvarandre at hovudelva imellom dei ikkje har fått tilført materiale frå sideelvar, blir gjerne det nederste bassenget liggande tomt for grovmateriale. Beste eksempel er Nesheim - Bergo.

Størst omfang har elveviftene framfor sideelvane. Desse fyller ofte heile dalbotnen. Den største er kanskje vifta/deltaet som Sördalselva har bygd ut i Nesevatnet, denne er 600 m lang og 600 m brei distalt. Materialet er grovt med runda blokker med diameter opptil 1 m ved rotpunktet. Opphavsmaterialet er serleg bunnmorenen i Sördalen, gjennom denne renn Sördalselva relativt bratt langs ein strekning på 4 - 5 km. Ho har først bygd ut ei vifte ovafor terskelen på Flatekvålfossen, deretter det store deltaet som no fyller omlag heile Nesevatnet (Fig. 129).

Lenger Ö på Flatekvål har den bratte Skorvedalselva frå N avsett ei 250 x 250 m stor vifte, ved Öyane på Fig. 136, som fyller heile dalbotnen. Opphavsmaterialet til denne er som tidlegare nemt, morenen ved Flatekvålstölen, og det grove materialet på Fig. 131 viser at elva har hatt stor transportkapasitet. Sand og finsand frå denne og andre vifter er avsett i form av store elvesletter lenger distalt på Flatekvål, denne sanden ligg opptil 10 m høgare enn dagens elvenivå.

Lenger Ö har nokre sidebekkar avsett brattare, kjegleforma vifter. Også ved Lavik utgjer vifter frå sideelvar i sørlege dalside arealmessig største delen av avsetningane.

- Ein annan type elveavsetningar er elvesletter direkte omforma frå glasifluviale sandurar. Desse har altså i hovudtrekka fått sin materialtilførsel langs hovuddalen.

Slike finst serleg ved Eikemo, Hövik og Lavik. På desse finn ein gamle elvelöp, serleg ved Hövik (Fig. 105) som ligg høgare enn dagens elvenivå. Slettene ligg også opptil 8 - 10 m høgare enn elvenivået i dag. Årsakene til dette har eg ikkje undersøkt systematisk. Men sidan det er eit generelt trekk, ligg det nær å tenkje seg elvenivået har vore høgare p.g.a. større vassføring. Det kan ha skjedd både i slutten av avsmeltingstida og under seinare flaumar.

Endring av lokal erosjonsbasis kan vere ei medvirkande årsak nokre stader, og då er det serleg lausmateriale som har demt, for i fjelltersklane er det sjeldan muleg å påvise postglasial erosjon. Unntak er likevel Nordheim og fyllitt-terskelen nedafor Ekse.

#### Skredavsetningar.

Slike finst overalt og følgjande tre grupper er viktigast: Talus, reine snöskredavsetningar, og blanding våtsnöskred/flaumvifter. Talus finst overalt under bratte dalsider, og serleg ved Trefall (Fig. 132). Talusskråningane startar her ved den store deltaflata og ved vatnet, og når 30 - 100 m opp i dalsidene. Blokkene kan ofte vere på storleik med vanlege hus. Ved Flatekvål finst talus oppå elvesletta (Fig. 133).

Snöskredavsetningar finn ein serleg ved Gullbrå i vestlege dalside i eit 3-400 m breitt belte der elva svingar mot SV. Det blir fortalt at skreda her går heilt i elva. Materialet nær overflata er karakterisert ved flate kantete

steinar og ein del finmateriale. På grunnlag av dette og overflateformer kan avsetningane skiljast frå morene.

Våtsnöskred-/flaumvifter. Eksempel på slike finst i sørlege dalside ved Fosse (Fig. 109). Den største ligg ved utløpet av lita sideelv rett overfor husa, denne er 300 m lang ved Storelva og rotpunktet ligg 40 m oppe i dalsida. Materialet i vifta er serleg frakta på plass av snöskred. Det blir fortalt at her gjekk nokre store våtsnöskred i 1928. Dette var eit katastrofeår for Fosse. Først kom der eit snöskred som demde opp sideelv frå N slik at denne rann inn i fjöset. To personar som var i fjöset drukna. Deretter kom eit skred frå sørlege dalside og tok huset. Ei kone omkom då.

Også 3-400 m lenger Ö ligg eit par store vifter. Sjölv om det også her renn sideelvar, er det ikkje tvil om at mykje av materialet er kome på plass v.h.a. snöskred. Dette framgår bl.a. av forma på den eine, der rotpunktet stikk opp som ein kjegletopp (Fig. 134). Der er også mykje usortert materiale som ein ikkje ville finne i ei rein elvevifte. Dessutan står der mange björketre omkring som er brotne 1 - 1,5 m oppe på stammen.

Jordskred. Etter ein periode med kraftig regnver gjekk der i oktober 1973 eit stort jordskred i Juvbotnen 250 m o.h. (Fig. 135). Skredet vart utlöyst av ei steinblokk som raste ut 600 m oppå i fjellsida. Under normale forhold ville blokka truleg ikkje löyst ut massene i dalsida. Men no var massene, morene, snöskredavsetningar, og litt talus överst, gjennomblaute og derfor ustabile. Store masser raste ut, furuskog og björkeskog vart rydda og skredet stansa berre 3 m frå fylkesvegen.

#### Flaumlag i myr ved Flatekvål.

På elveslettene er der fleire stader djupe myrar. P.g.a. omfattande dreneringsarbeid var det somrane 1972-73 muleg å studere stratigrafien i slike myrar lengst aust på Flatekvål. Av serleg interesse vart området N for elva (Fig. 136 og 137) der det viste seg å vere sandlag i ei

mest 2 m djup myr. Dei geologiske forholda kunne tyde på at det dreia seg om flaumlager frå elva.

### Gröft I.

Som det framgår av Fig. 139, ligg denne gröfta nærast elva. I botnen av denne er der grov grus og stein, og oppover i torva finn ein fleire lag av sand og grus. Desse laga er 5 - 10 cm tjukke.

### Gröft II (Fig. 139, 140, 141).

Her er færre minerogene lag enn nærare elva, og materialet er langt finare. Stratigrafien er, som vist på Fig. 141, følgjande frå botnen og oppover:

Grus, sand og finsand i botnen, over denne lys brun, fast torv med humifisering 2-3. Ved pressing av torva kjem det lysebrunt vatn ut. Vi ser masse planterestar, pinnar og røter, gras og starr. Torva kan derfor kallast skogstorv. Underst er torva svært fast, dvs. godt konsolidert.

1 cm under underste sandlag er fargen på torva mørk brun til nesten svart. I underste sandlag er der ein del humus. Over dette laget er der igjen torv som er lik den underste, pinnar, masse røter og gras. Så eit stykke med få sandlag før den överste sanden. Pinnane i torva mellom det første store - og det neste litt markerte sandlaget kan makroskopisk identifiserast som gråor.

Opp mot det överste sandlaget er der eit parti med sterkt omdanna homogen torv, humifisering ca. 8, denne torva inneheld lite pinnar og røter. Dei 3-4 siste cm før överste siltlag er mindre humifiserte.

Over överste siltlag følgjer 10 cm med middels humifisert starrtorv, 4-5. Så ei relativt skarp grense til torv over. Ein del pinnar finst like over siltlaget, men etter kvart forsvinn dei heilt. Starrtorva når opp til skarp grense ca. 20 cm under overflata, opptil dit er torva temmeleg fast.

Over den skarpe grensa følgjer laus, lysebrun sphagnum/starrtorv med masse røter. Grensa kan kanskje vere forårsaka av tidligare torvtak.

Sandlaga, er ikkje horisontale, heller bølgete. Dette kan ha si årsak både i opphaveleg ujamn myroverflate og seinare konsolidering. Dei kan heller ikkje følgjast samanhengande til elva, derfor er det ikkje absolutt avgjort at dei er komne frå elva. Men laga er så lange og samanhengande at det talar for avsetning frå stor vassflate, dvs. frå Storelva.

Eit anna argument som talar for dette, er at materialet i laga i grøft I nærare elva er grovare enn i grøft II, i grøft I er der også fleire lag. Dette kan tyde på at under flaumer er grovaste materialet avsett nærast elva, det finare er ført innover myra. Vidare har berre dei største flaumane nådd høgt nok til å frakte materiale innover myra til grøft II.

Fig. 139 viser at elva må ha stått ca. 3 m høgare enn vanleg for å nå inn til grøft II. Det øverste siltlaget som er det tjukkaste og mest gjennomgåande, må ha vorte avsett under ein eller fleire flaumar med elvenivå minst 3 m høgare enn i dag.

- Trass i dette kan det ikkje utelukkast at materialet er kome frå dalsida. Nye grøfter etter C-14 prøvetakinga har vist at der er muleg opphavsmateriale nærare dalsida Ö for grøft II.

Men om laga skulle stamme frå sidene, markerer dei og truleg ein periode med stor nedbör. For det er lite sannsynleg at så lange samanhengande lag av finsand og silt er forårsaka av skiftande bekkelöp.

#### Glödetap.

I grøft II tok eg ut prøver til pollen, glödetap og C-14 datering. Glödetapskurva (Fig. 142) viser at der i nivået mellom 80 og 140 cm under overflata er eit parti

med langt større innhold av minerogent materiale enn i torva over og under. Prøvene ved 80, 120 og 140 cm under overflata er tekne i sand- og siltlag. I nederste sandlaget er glødetapet så lågt som 5 %, i dei to neste laga 20 og 25 %.

Også i det nederste partiet 140 - 195 cm u.o.fl. finst ein del minerogent materiale. Dette kan tyde på at elva også tidlegare har gått innover myra. Noko anna ville heller ikkje vere rimeleg sidan dette partiet også ligg nærere normalt elvenivå.

#### Datering av flaumlaga.

For om muleg å få tidfest perioden med hyppige flaumlag, er det gjort C-14 datering på ei 5 cm tjukk prøve like under underste sandlag og ei 3 cm tjukk prøve like over øverste siltlag. Sidan prøvene er så tjukke, kan dei spenne over eit visst tidsrom.

Resultatet vart følgande:

Over øverste siltlag, T-1488:  $3\ 030 \pm 80$  år B.P.

Under nederste sandlag, T-1489:  $6\ 310 \pm 100$  år B.P.

Dette vil seie at flaumperioden starta i Mellom-Atlantikum-Subkronosone og varte ut Mellom-Subboreal-Subkronosone.

#### Vegetasjonsforhold i flaumperioden.

Meininga med pollenanalysen (Fig. 142) i denne grøfta var for det første å prøve å finne ut om flaumane som avsette sandlaga på nokon måte påvirka vegetasjonen på myra eller i dalbotnen.

- Vidare om vegetasjonen kunne avspegle fuktigare klima i perioden med hyppige sandlag.

Ved underste sandlag ser ein at Graminea, Rosacea og Filipendula går tilbake. Men det same skjer f.eks. ikkje ved det øverste siltlaget, så samanhengen er ikkje eintydig. I det daterte intervallet er der elles ei lang rekkje sandlag. Men desse er så tynne at eg har

ikkje greidd å ta pollen- eller glödetapsprøver som ikkje også inneheld litt av torva over og under.

NAP-diagrammet vil her truleg i sterk grad vere påvirka av lokalvegetasjonen på myra, så det må i første rekkje bli treslaga som kan fortelje om klimaet.

Ein legg merke til at QM-kurva går ned ved underste sandlaget, og det er serleg Quercus som går tilbake. Dette kan tyde på fuktigare klima, men det kan og bety at eika, som serleg veks langs dalbotnen vart drepen av flaumen.

Interessant er det å legge merke til at alle Fraxinus - og mest alle Tilia - pollenkorn som finst i diagrammet, er konserntreerte i perioden med hyppige sandlag. Serleg Tilia, som først og fremst krev høge sommartemperaturar, tyder på at sandlaga er avsette i den varmaste perioden i dette området. Det er då rimeleg å tenkje seg når somrane er varme, går avsmeltinga om våren hurtig, noko som resulterer i stor vassføring i elva.

## VEGETASJONSUTVIKLINGA

Pollenanalysen har også gitt opplysningar om vegetasjonsutviklinga i området, men ingen av dei tre diagramma omfattar heile Holocen. Flatekvål-diagrammet er det einaste som er talt heilt opp til overlfata.

### Pollendiagramma.

AP diagramma viser kvart treslag sin prosentandel av AP. AP er også utrekna i prosentandel av  $\Sigma$  Pollen, dvs.  $\Sigma$  AP +  $\Sigma$  NAP. QM (eikeblandingsskog) omfattar Ulmus, Quarcus, Tilia og Fraxinus. Under AP er medrekna både tre og busker, medan NAP omfattar lyng og urter.

Sporane er framstilte som prosent av  $\Sigma$  P +  $\Sigma$  Sporar. Andel av vassplantar (AqP) er utrekna på grunnlag av  $\Sigma$  P +  $\Sigma$  AqP.

### Pollensoner.

Sedimenta er inndelte i biostratigrafiske soner på grunnlag av deira polleninnhold, og pollensummen er brukt som grunnlag for definisjon av sonegrenser.

- Deretter har eg prøvt å samanlikne diagramma for å sjå i kor stor grad det er muleg å bruke same soneinndeling i dei tre områda.

För ei slik samanlikning er der visse innvendingar som bör nemnast. Flatekvåldiagrammet er som tidlegare nemt ikkje talt med tanke på datering av isavsmeltinga eller kartlegging av vegetasjonsutviklinga.

Ved Eidslandet var eg uheldig med prøvetakinga slik at polleninnholdet i sanden er forurensa og sanden omrørt. Men den organiske delen av kjernen skulle gi eit bra bilete av vegetasjonsutviklinga i området.



Eg har sett opp følgjande soner, delvis tilpassa mine egne problemstillingar:

Krono-soner		Biostratigrafi			
		Def. sonegrenser		Samanlikning	
Hovudsoner		Subsoner	Stad der dei ulike sonene finst		
			Stamnes	Eids-landet	Flatekvål
Sub-Atlantikum	6. Picea-soner	Gramineae Cyperaceae			6
	5. NAP-Betula sone NAP > Betula > andre AP	Sphagnum subsone			5
Sub-Atlantikum	4. QM-Alnus sone Startar der Alnus > 10%	G QM nedgang subsone			G
		F Quercus subsone		4	4
		E Ulmus subsone		F E	
Boreal	3. Corylus sone Corylus > 10%	D Pinus topp subsone	3	3	
		C Corylus topp subsone		C	
Preboreal	2. Betula sone Betula > 50% av Σ P	B Salix- Granimea subsone	2	2	
			B	B	
	1. Betula-NAP sone Betula < 50% av Σ P NAP > 20% -"- Andre < 40% -"-	A Pinus - Ericales Subsone	1	A	

Hovudsoner.

For å vere anvendbare skal hovudsonene ha enklast muleg navn, og ikkje dekkje for kort tidsrom. Hovudsonene har derfor fått navn etter det dominerande eller mest karakteristiske treslaget. NAP er med i navnet hvis NAP-andelen overstig 20 %.

På denne måten vil ofte same hovudsoner kunne brukast i fleire område.

Subsoner.

Med så grov inndeling av hovudsoner er det umuleg å få med f.eks. viktige treslag i varmetida. Ofte kan også NAP-fossilar gi viktige opplysningar om miljøet. Dominerande eller karakteristiske NAP-representantar er derfor tekne med i subsoner.

Definisjon av hovudsonegrensar.

1. Betula - NAP sone. Betula > 40 % og Betula > NAP  
NAP > 20 %
2. Betula sone Betula > 40 %
3. Corylus sone Corylus > 10 %
4. Alnus - QM sone Alnus > 10 %

I sonene 3 og 4 er 10 % valgd fordi når polleninnholdet av Corylus og Alnus overstig denne grensa, kan ein rekne med at dei er representerte på staden.

Ved Eidslandet går Ulmus og Alnus opp omlag samtidig. Det er derfor naturleg å kalle sona i varmetida for Alnus - QM sone. Övre grense for denne sona er berre aktuell i Flatekvål-diagrammet, og grensa er plassert der QM går ut.

5. NAP - Betula sone. NAP > Betula > andre AP. Betula + NAP >  
60 % av ΣP.
6. Picea sone. Ved første pollenkor av gran.

Kronosoner.

Grensen for desse følgjer forslag frå Mangerud (1973, s. 28). Men plasseringa av grensene kan, p.g.a. manglande dateringar, ikkje bli nøyaktige.

Stamnes - diagrammet (Fig. 143).

Betula - NAP\_sone.

Denne sona er serleg karakterisert ved høgt NAP-innhold. Nederst dominerer Ericales med opptil 18 % av Pollen. Mellom spekter 2 og 3 overtar Graminea dominansen, det har eg markert ved ny subsone.

Ericales (lyng) er ikkje identifisert til art, men det er rimeleg at første lyngvegetasjonen var Empetrum (krekling).

Det relativt store innslaget av Rumex nederst understrekar også at dette er ein lysåpen pionervegetasjon. Av Artemisia finst ca. 1 %. Dei høge pinusverdiane i dei to nederste spektra kan neppe tolkast slik at Pinus har vokse på staden så tidleg. Det finst heller ingen salt-, vassindikatorar i prøvene. Derfor er det vanskeleg å forklare Pinusinnholdet ved marin overrepresentasjon. Den mest sannsynlege forklaringa er då at den lokale vegetasjonen var sparsom og produserte lite pollen. Derfor kunne endåtil fjernttransport av Pinus utgjere 30 % av det totale pollenregnet. Det høge innholdet av Pinuspollen er på den måten ein sterk indikasjon på at dette laget er avsett like etter isavsmeltinga.

I slutten av sona må Pinus vike plassen for Betula og Graminea som går kraftig opp, ein viss oppgang har også Salix. Likevel ligg Salix i heile diagrammet under 10 %, noko som er uvanleg for pionervegetasjonen nærare kysten (jfr. Mangerud, Skår og Sönstegaard). Det kan kome av at her i dette området helst er nakne turre bergknausar som gir Salix dårlege vokstervilkår. Det same gjeld også for Eidslandet. Sidan Salix er innsektbestöva, kan ein heller ikkje vente transport av dette pollenkornet frå meir kystnære område. Det kan elles tilföyast at heller ikkje Fægri (1949 og 1970) finn over 10 % Salix ved Voss, og der burde det vere meir gunstige grunnforhold.

Betula sone.

Betula går kraftig opp i øverste del av Betula - NAP sona og oppgangen held fram til 7 cm over grensa minerogent/organisk materiale, der Betula dominerer fullstendig med 84 % av AP. Gjennom heile denne sona er området prega av mest rein bjørkeskog, ingen av dei andre treslaga når opp i 10 %.

I første halvdel av sona ligg NAP-andelen over 20 %, og no er det Graminea som dominerer mens Ericales går tilbake. Høgt innhold av Filipendula og nokre andre urter viser at klimaet må ha vore ganske gunstig også for skogen vandra inn og urtene måtte vike plass.

C-14 dateringa i underste del av sone 2 gav  $9\ 760 \pm 180$  år B.P. Då kan underste del av sone 2 kronostratigrafisk plasserast i første halvdel av Preboreal Kronosone (el. i Tidleg-Preboreal-Subkronosone), Mangerud (1973, s. 27).

Corylus sone.

Corylus-oppgangen er heilt klar i diagrammet. Samtidig går både Pinus og Ericales opp. Sidan den biostratigrafiske grensa mellom Betula sone og Corylus sone ikkje er C-14 datert, er det usikkert kor nær denne vil falle grensa mellom Preboreal Kronosone og Boreal Kronosone.

Ei rekkje C-14 dateringar har likevel vist at Corylus-oppgangen i Hordaland er ganske synkron og ligg mellom 8 800 og 8 900 år B.P.

Stannesdiagrammet viser derfor vegetasjonsutviklinga i området dei første 1000 C-14 åra etter at området vart isfritt.

Eidsland - diagrammet (Fig. 144)

Her startar Corylus-oppgangen nederst i den organiske delen av kjernen. Sjølv om glacialgeologiske forhold tyder på at Eidslandet vart seint isfritt og lokaliteten ligg proksimalt for isfrontavsetninga, kan ikkje dette

området ha vorte isfritt så lenge som 1000 år seinare enn Stamnes.

Det ser derfor ikkje ut til at første vegetasjonen er representert i den organiske delen av Eidsland-kjernen.

#### Betula\_sone.

Denne sona som kun omfattar to spekter, er dominert av Betula. Her som på Stamnes når Betula maksimum opp i 84 % av AP. Både Pinus og Corylus går opp mens Salix går tilbake. Det er altså omlag same vegetasjonsutvikling her som i sone 2 ved Stamnes.

#### Corylus\_sone.

Corylus-oppgangen er langt brattare her enn ved Stamnes, truleg p.g.a. meir langsom sedimentasjon i bassenget. Pinus går også hurtig opp og urtevegetasjonen blir trengt tilbake. Corylus når sin högste verdi 307 cm under overflata, mens Pinustoppen først kjem seinare. Dette samsvarar med den generelle vegetasjonsutviklinga på Vestlandet, Fægri (1944).

#### QM - Alnus\_sone.

Denne sona startar der Alnus overstig 10 % av  $\Sigma$  Pollen. Corylus får eit nytt oppsving i denne sona, også på Jæren og Bömlo har Corylus to maksima.

Ulmus går opp omlag samtidig med Alnus, men oppgangen er ikkje så hurtig. Det er derfor naturleg å setje grensa for Ulmus subsone litt högare enn grensa for QM - Alnus sona.

Quercus har ein hale av spreidde korn langt nedover i diagrammet, men oppgangen startar først 20 - 30 cm högare enn Ulmusoppgangen, og 230 cm u. o.fl. har Quercus nådd opp i 13,4 % av AP. I dette området finst også idag ein del eik.

Total-diagrammet og NAP-diagrammet viser at der er få urter i området, skogen dominerer fullstendig. Ein legg likevel merke til at mens Graminea dominerte i dei to underste sonene, er der omlag i heile QM - Alnussona meir Ericales enn Graminea. Dette samsvarar med sone VII og VIII i Barnatjern - diagrammet (Fægri 1970, s. 128). At Ericales dominerer i NAP - diagrammet indikerer, ifölge Fægri, at vassplantar og lyskrevjande plantar har spelt ei lita rolle, m.a.o. åpa vassflate i sedimentasjonsbassenget, med skog heilt inntil kantane. Lokaliteten tyder på at det same kan ha vore tilfelle ved Eidslandet.

- Til slutt kan nemnast at dette er eit sedimentasjonsbasseng som etter Fægri & Iversen (1966) har gunstig storleik, og dessutan tilsynelatande jamn sedimentasjon. Pollenkorna er også svært godt oppbevarte, så bassenget kunne eigne seg til å følgje vegetasjonsutviklinga heilt fram til i dag.

#### Flatekvål - diagrammet (Fig. 142).

Dette diagrammet er som nemt utarbeidd først og fremst med andre siktemål enn å klarlegge vegetasjonsutviklinga. Dårlege oppbevaringsforhold for pollenkor og stor lokal NAP-produksjon er viktige hindringar for at myra kan avspegle den regionale vegetasjonsutviklinga. Store furustubbar og pinnar av or viser at myra også i visse periodar har vore skogkledd.

Eg har likevel sett opp følgjande pollensoner:

#### QM - Alnus sone.

I underste del av diagrammet er Alnus alt på veg tilbake. Det er derfor tvilsomt at underste torva er serleg eldre enn 7 500 år B.P., sidan dei fleste dateringar av Alnusoppgangen i Hordaland ligg rundt 7 700 år B.P.

Sona er karakterisert ved relativt høgt innhold av QM. Ulmus ligg oftast mellom 1 og 2 %, men her som elles i indre fjorddistrikt på Vestlandet kan ein viss nedgang av Ulmus merkast. Quercus-kurva er meir ujamn. Av Tilia

finst nokre korn som helst konsentrerer seg i den biostratigrafiske subboreale delen av perioden, noko som samsvarar med Fægri's påvising (Fægri 1945a) av at Subboreal i Vest Norge er ein gunstigare periode enn Atlantikum.

Etter ein markert nedgang i övre del av sona, går QM til slutt heilt ut. Dette tyder på at forholda er ugunstigare her enn både på Voss og ved Otterstadstölen (Fægri 1949, s. 24) som ligg 230 m o.h., men nærare fjorden og kysten.

Corylus går tilbake frå 10 til 1 % i denne perioden. Betula er heile tida det dominerande treslaget.

60 cm under overflata går Alnus tydeleg tilbake. Dette representerer kanskje den første jordbruksfasen. Litt høgare oppe finst også innslag av Plantago lanceolata og Chenopodium. Det er derfor sannsynleg at nedgangen i Alnus er forårsake av rydding for jordbruk. Det same er kanskje delvis også forklaringa på at Ulmus går ut.

#### Picea\_sone.

Fægri (1949) antar at grana på si vandring mot vest kom til Voss for 1000 - 700 år sidan. Grana på Otterstadstölen er truleg yngre enn 400 år, og Fægri antar at denne granskogen er planta. På Flatekvål fann eg første granpollen 10 cm under overflata. Överste datering, 77 - 80 cm under overflata gav 3 3030 ± 80 år B.P. Hvis ein interpolerer og samtidig ser på stratigrafien, er det lite sannsynleg at 10 cm tilsvarar meir enn 300 år. I den överste prøva utgjer Picea pollen 7 % av AP, derfor er det vanskeleg å seie om desse er fjernttransporterte eller dei har sitt opphav i lokal granskog. 10 - 40 cm under overflata viser snittet rein Sphagnum - og blanding av Sphagnum/Starrtorv. Dette avspeglar seg også tydeleg i pollendiagrammet, og det indikerer kaldare og våtare klima. Elles er Sphagnum lite motstandsdyktig mot acetylyse (Fægri & Iversen 1966, s. 163), det kan vere litt av forklaringa på det låge Sphagnum-innholdet vidare nedover.

Av sporane er elles *Lycopodium inundatum* (Myrkråkefot) mest interessant, serleg fordi hærtidlegare ikkje er funnen som fossil i Norge. Det er ein 2 - 3 cm hög plante med 5 - 10 cm lang krypande bogeforma stengel med gulgröne mjuke blad (Lied 1963). Konservator Dagfinn Moe identifiserte planten i ei overflatepröve som eg tok ca. 2 m frå pollenlokaliteten. I pollen-spektret frå same overflatepröva er *Lycopodium inundatum* fullstendig dominerande blant sporane.

Konklusjonen blir etter dette at den postglasiale vegetasjonsutviklinga i Eksingedalen har mange fellestrekk med utviklinga på Voss. Stamnes diagrammet går likevel lenger tilbake, her er den yngste vegetasjon omlag den same som tidleg Holocen vegetasjon ved Blomvåg, men *Salix* er mindre representert. Stor andel av fjerntransporterte *Pinus*, viser at den lokale pionervegetasjonen ved Stamnes var fattig.



## ISAVSMELTINGA, DISKUSJON.

Det er rimeleg å anta at den eldste vestlege skuringa i høgareliggande område stammar frå tida før Alleröd.

I Alleröd var Eikangervåg isfritt ved  $11\ 930 \pm 140$  B.P. (Mangerud, 1970) og Trengereid  $11\ 560 \pm 150 - 11\ 260 \pm 150$  B.P. (Mangerud 1973, Aarseth & Mangerud 1974). Men sidan det er eit langt tidsrom frå 11 900 fram til det nye framstøytet ved slutten av Yngre Dryas, er det rimeleg at også store område aust for Trengereid og Eikangervåg vart isfrie då. Mangerud og Skreden (1970b) har funne indikasjonar på at Voss var isfritt under Alleröd, og eg har funne indikasjon på at Kalland var isfritt.

Ved slutten av Yngre Dryas rykte isen igjen ut til kysten 4 mil vest for Starnes. I dette stadiet har isen nådd lenger vest og nærare kysten i Nordhordland enn nokon stad elles i Sør Norge. Hvis ein samanliknar med eit nedbörskart (Liestöl 1969), viser det seg at den maksimale nedbörsona ligg på same stad som det maksimale breframstøytet. Ei viss rolle kan også topografien ha spelt. I Hardanger og i Nordfjord - Möre har topografien gitt isolerte issentra distalt for eit samanhengande Yngre Dryas - isdekke. Stölsheimen med sitt relativt store platåareal og trange dalar har derimot utgjort ein akkumulasjonsskul på eit samanhengande Yngre Dryas isdekke.

Avsmeltinga av dette dekket starta for ca. 10 000 år sidan, så siste avsmeltinga i mitt felt har derfor skjedd i Preboreal. Randavsetningane viser at denne isen under avsmeltinga har hatt både framrykk og kortare eller lengre opphold.

Dette understrekar det andre tidlegare har påpeikt: Preboreal er ikkje ein periode med einsidig og kontinuerleg avsmelting.

På Austlandet har ein f.eks. Ås - Ski og Akertrinna.

I Vest Norge har Fareth (1970) påvist bl.a. Eidestadiet og Vinsryggstadiet som var svært aktivt. Vorren (1973) har for Lusterområdet sett opp følgjande klimatostratigrafisk einingar:

Frå 10 200  $\pm$  200 år B.P. til 9 800  $\pm$  200 år B.P.:

Luster interstadial med kraftig avsmelting av breane.

Frå 9 800  $\pm$  200 år B.P. til 9 500  $\pm$  200 år B.P.:

Gaupne Stadial, framrykk og stagnasjon.

Så ein mildare periode, og deretter:

Högemo stadial.

Etter 9 100  $\pm$  200 år B.P. var det hurtig avsmelting.

Bergström (1971) har funne preboreale stadium i Aurland, det same har Sindre (1973) gjort ved Vossestrand. Vidare kan nemnast Trollgaren stadiet i Ryfylke (Andersen 1968), og det yngre Blåfjellstadiet (Anundsen 1972). Tilsvarande klimasvingingar er også påviste i Alpane og Alaska.

At klimatiske framstøyt skulle vere synkrone over så store område, er lite sannsynleg. Men utløparane frå eit så avgrensa senter som Stölsheimen har truleg hatt synkrone framstøyt. Det skulle f.eks. bli analogt med 1750-framstøyta rundt Jostedalsbreen.

Parallellt med andre område er det og at eg i fjella har funne spor etter lokalglasiasjon.

Meir spesielt for dette området er det trappetrinnforma lengdeprofilen som i Eksingedalen har medvirka til ei rykkvis tilbakesmelting her. Isen har i kortare og lengre tid vorte liggande ved foten av dei bratte partia og avsett sandurar på dei flate partia.

Utan tvil har også stor nedbør gitt meir istilførsel her enn i mange andre område. Istilførselen har påverka isdynamikken i fjella slik at isen sjeldan eller aldri har vore klimatisk død. Manglande laterale dreneringsspor tyder på dette. Til slutt låg lokale iskapper igjen på høgaste fjellplatåa. I andre område som sentrale deler av Austlandet, vart derimot høgaste fjella først isfrie.

## SAMANFATNING MED HOVUDKONKLUSJONAR:

Isrørsler og isavsmeltingsforløp i deler av Indre Nordhordland er kartlagt hovudsakeleg på grunnlag av skuringsanalyse, rekonstruksjon av israndlinjer v.h.a. randavsetningar, marine nivå, pollenanalyse og C-14 datering.

Viktigaste resultatata er :

1. Den eldste regionale isrørsla har vore mot vest. Lenger NV i Stølsheimen bøyer eldste isen av mot Sognefjorden. Isrørsler i Yngre Dryas er markert avbøygde mot Sognefjorden og Hardangerfjorden, og no har også topografien elles fått ei viss innvirkning på isrørslene. (Eg har berre funne indikasjon på at Kalland var isfritt i Alleröd).

Etter ei avsmeltingstid med fjord- og dalbrear har det til slutt lege lokale iskapper igjen i høgste fjellområda.

2. Ved Eidsfjorden og i Eksingedalen er det funne framstøytmorener ved Kalland, Eidslandet og Flatekvål. Isen har og hatt ei rekkje opphold andre stader i Eksingedalen. Under desse er det avsett sandurar ved Löland, Eikemo, Hövik, Vetlejord og Lavik. Ved sandurane finst det tilsvarende sidemorener, og ved Vetlejord og Lavik er desse morenene så spisse at isen kanskje har hatt framstøyt. Manglande glasifluviale avsetningar vidare oppover dalen tyder på at isen etter oppholdet ved Lavik relativt hurtig har smelta tilbake frå hovuddalen. Til slutt låg det lokale iskapper igjen i høgste fjellområda.
3. C-14 datering ved Stamnes viser at munningen av Bolstadfjorden var isfri seinast ved  $9\ 760 \pm 180$  B.P. Mellom Stamnes og Voss er der store frontavsetningar ved Nedre Bolstadstraumen, Straume, Bolstadøyri og Evanger. Det er

derfor svært sannsynleg at isfronten låg i Bolstadfjorden og ikkje ved Voss i tida mellom 9 700 og 9 800 B.P. Pollendiagram frå Stamnes viser at vegetasjonen her på denne tida er ein utprega pionervegetasjon, og første vegetasjonen som kom etter at isen trekte seg tilbake, er truleg representert.

4. Marine nivå tyder på at Eidslandet vart isfritt ca. ved 9 500 B.P. Dette blir støtta ved at polleninnholdet i bottenetlag ved Eidslandet fullstendig er dominert av *Betula*.  
Marine nivå tyder vidare på at isen låg samtidig ved Eidslandet, randavsetning distalt for Mostraumen, Romarheim og i Bolstadfjorden ved Straume. - Dessutan at Mo i Modalen og Fadnes ved munningen av Teigdalen vart seinare isfrie.
5. Relativt stor senking av likevektslina tyder på at nedbøren også i Preboreal var større i Stølsheimen enn i omkringliggende område. Dette har gitt rikeleg istilførsel og sein avsmelting i næraste sona rundt Stølsheimen, noko som også dei låge marine terrassane i botnen av fjordane kan tyde på.
6. Hovudtrekka av Holocen vegetasjonsutvikling i området er vist ved ei samanstilling av pollendiagramma frå Stamnes, Eidslandet og Flatekvål. I diagramma er det mange fellestrekk med Fægri sine pollendiagram frå Voss.
7. C-14 datering og pollenanalyse er prøvt som hjelpemiddel til å kaste lys over postglasiale prosessar. Eit parti med flaumlag i ei myr på Flatekvål viser seg å vere avsett i tidsrommet  $6\ 310 \pm 100 - 3\ 030 \pm 80$  år B.P. Dette samsvarar ifølgje pollendiagrammet med den klimatisk sett gunstigaste perioden i området. Innhold av *Tilia* indikerer høge sommar-temperaturar. Sandlaga kan då tolkast som eit resultat av hurtig snøsmelting om våren og følgjelig store flaumar.

## TABELLAR

1. Skuringsobservasjonar	103 <sup>s.</sup>
2. Kornfordelingsanalyser, EDB-utskrift vedlagt i mappe	
3. Bergartsinnhold i morene- og glasiflu- viale avsetningar	133
4. Runding av morene og glas.fluv.avsetn	135
5. Gradientar på breoverflater	137
6. Marine terrassar	138

TABELL 1. SKURINGSOBSERVASJONAR.

Kompass: 360°

Den skurte flata: H = horisontal  
 SF mot Ö = svakt fall (<10°) mot Ö  
 F mot Ö = fall (>10°) mot Ö  
 Gn = gneis Kv. sitt = kvartsitt  
 Gr = granitt Fy = fyllitt  
 Kv = kvarts

Nr. viser til Pl. I.

Lokalitet

Nr. Stad	H o. h. (m)	Ba.	Flate	Retning	Merknad
1 Stanghelleholmen	0 - 5	Gn	Varierende	236-227° 214-209° 190°	Sjå detaljsskisse, Fig. 26
2 Tettesnes	0 - 3	Gn	H	234° 214° 199°	Yngst Eldre Eldst
3 Fokstad	0 - 3	Gn	SF mot Ö	184° 202°	
4 Osphaugen	0 - 3	Gn	SF mot Ö	179° 184° 200°	
5 Kjenesetet	0 - 2	Gn	SF mot Ö	174° 158°	Dominerende Enkelte striper

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
6	Ljoshellerneset	0 - 2	Gn	SF mot NÖ	170°	
7	Askerneset	1 - 3	Gn	SF mot Ö	168°	
8	Vedaa (Veao)	1 - 3	Gn	SF mot Ö	186°	
					198°	
9	Bukkestein	1 - 2	Gn	SF mot ÖSÖ	202°	
10	Straume SV	1 - 3	Gn	F mot Ö	354°	Litt utydeleg
11	Straume SÖ	0 - 2	Gn	H	320°	Markerte striper
12	Vik	60	Gn	SF mot S	134°	Yngst
					158°	
					eL. 338°	Eldst
13	Stannes proks. sn.	50	Gn	F mot VSV	244°	Yngst m/sigdbrudd
					294°	Eldre
					264°	Alder ubestemt
14	Stannes dist.	1 - 3	Gn	F mot S	244°	M/sigdbrudd
					275°	Eldst
15	Kallandholmen	0 - 1	Gr	SF mot N	224°	N-sida av holmen
					194°	Ö-sida av holmen
		4		SF mot Ö	188°	Tp. av holmen
16	Sanddal	0 - 2	Gn	SF mot Ö	224°	Eldst
					194°	
					234°	
					255°	Grove striper

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
17	Björkheim	60	Gn	SF mot N	285°	
18	Kallandstölen	230	Kv	H	301°	Går igjen på fleire små toppfl. på kv.gang
19	Kalland prox.	2	Kv	F mot N	244°	
20	Kalland NÖ	1	Gn	F 16° - Ö	274°	30 cm langt og 2,7 cm djupt sigdbrudd i forb. med denne
21	Kalland dist for 20	1	Gn	SF mot N	279°	Grovare striper enn v.20
22	Kalland hyttetomt	40	Gn	SF mot N	274°	Like tydelege
23	Tp. Kallandklubben	70	Gn	H	254°	
24	Simmenes S	1	Gn	SF mot Ö	264°	Tynne striper. Yngst.
25	Simmenes N	1	Gn	SF mot Ö	274°	Litt forvittra gneis
26	Ml. Simmenes og Brörvik	0 - 2	Gn	F mot SSÖ	224°	
27	2. neset SV for Brörvik	0 - 2	Gn	F mot SSÖ	204°	Svært tydeleg
28	Brörvik	0 - 2	Gn	F mot S	224°	Utydeleg skuring. Fine sigdbrudd



FJELLOMRÅDET ÖSÖ FOR EIDSFJORDEN

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
29	Dyvikdalen	470	Kv. sitt	F 40° - SÖ	236°	Utydeleg
30	Illbrunfjellet	810	Kv. sitt	H	346°	Tydeleg. Kwartsflate Like ved
31	Illbrunfj. lenger V	790	Gn		304°	Eldre enn 304
32	Illbrunfj. lenger V	800			304°	
33	V for Hesjedalsvn.	580	Gn	H	292°	Enkelte striper
					181°	Yngst (Tillegg)
					237°	Eldre
					266°	Eldst
					208°	Mot Öyadalen
34	Hesjedalssstølen	640	Gn	H	227°	
35	Dekkjene	800	Kv	SF mot N	227°	
36	Dekkjene	805	Gn	H	227°	
37	Dekkjene ved tp.	806	Kv	H	223°	Denne retn. går igjen på mange kv.flater i området.
38	Dekkjene NÖ for tp.	770	Kv	H	227°	

EIDSLANDET - EIKEMO, FJELLOMRÅDET MOT MOFJORDEN.

Nr.	Stad	H o.h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknader
39	Eidsland, v. Mysterbrua	8	Gn	F 30° mot Ö	196°	Yngst
40	Eidsland, v. Mysterbrua	14	Gn	F 30° mot Ö	204-214°	Tydelegast
41	Eidet v. elva		Gn	SF mot NÖ	224°	Eldst
42	Eidet v. elva		Gn	SF mot NÖ	204-214°	
					216°	
					201°	Utydeleg
					209°	Utydeleg
					216°	Yngst (?)
43	Eikefet SV		Gn	SF mot NÖ	218°	
44	Kalvahjellane	94	Kv	SF mot Ö	222°	
					229°	
45	Kalvahjellane	135	Gn	SF mot Ö	210-220°	M/sigbrudd
46	Kalvahjellane	140	Kv	H	216°	
47	Löland (V for elva)	90	Kv	SF mot NÖ	224°	Utydeleg
					214°	
48	Löland i stien til Eikefet	90	Gn	SF mot NÖ	204°	M/sigbrudd
49	Eikemostölen	450	Kv	H	212°	
50	Eikemovn.	160	Kv	H	215°	
51	Fetstölen	465	Kv	H	208°	

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
52	Snjofonnfjell	730	Kv	H	214° 226° (208°)	Få m lenger oppe)
53	Snjofonnfjell	820	Kv	H	210°	
54	Snjofonnfjell v. tp.	930	Kv. sitt	H	214° 224°	
55	Snjofonnfjell lenger NÖ	930	Kv	H	270° 224°	Korte lesidestr. Eldst?
56	Snjofonnfjell lenger NÖ	920	Kv	H	236°	Utydeleg
57	Slettefjell SV	900	Kv	H	244° 254°	Eldst
58	Slettefjell NV	820	Kv	H	(234° 231°)	Flate like ved 57)
59	Hodnefjell	920	Kv	H	214°	Sigdbr. på kvarts
60	Hodnefjell v. tp.	930	Kv	H	224°	Svært tydelege striper
61	Hodnefjell N for tp.	920	Kv	H	216° (224°)	fl. like ved)
62	Hodnefjellvn. V	650	Gn	H	219°	Str. + fine sigdbr.
63	Nipekråi Ö	710	Kv	H	226°	Litt utydeleg.

HÖVIK - LAVIK M/FJELLOMRÅDET I N OG S

Nr.	Stad	H o.h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
64	Hövik	160	Kv	SF mot Ö	282° 287° 304° 214°	Utydelege striper
65	Vetlejord	208	Kv	H	254°	
66	Nese	261	Gn	F 28° mot S	302°	Litt utydeleg
67	Nese	260	Gn	SF mot SÖ	224°	Yngst, hovedretn.
68	Flatekvål	290	Gn	F 20° mot SÖ	236° 252°	Eldre Eldst
69	Flatekvål	360	Kv	H	216° 242°	Uklart aldersforhold
70	Likhg.	550	Gn	SF mot SSÖ	299°	Tydelege striper
71	Likhg.	620	Kv	H	317°	
72	Likhg.	755	Gn	H	238° 256° 267°	Yngst Eldre Eldst
73	Likhg.	755	Kv	H	257°	Dom. retning
74	Likhg.	770	Kv		272° 244° (234°)	Få striper Gneis dist for 74)

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
75	Höhafjell	800	Gn	H	254°	M/ sigdbrudd
76	Högafjell	950	Gn	F 15° mot SV	234°	
77	Högafjell S for Vesttp.	980	Gn	H	258°	Tydelege str.
78	Högafjell	985	Kv	H	246°	Svært markerte str.
79	Högafjell (v. nordlegaste vatn)	980	Gn		242°	(Eldst)
80	Högafjell v. NV tp.	990	Gn	H	222°	Ei enkelt stripe
81	Högafjell ö for tp.	980	Kv	SF mot ö	234°	Markerte striper
82	Högafjell V for varden	1020	Gn	H	247°	Eldst
83	Högafjell ved varden	1020	Gn	H	200°	
84	Högafjell ö for varden	980	Gn	H	251-254°	
85	Storavn. NÖ	855	Kv. sitt	SF mot V	242°	
86	Storavn.	880	Gn	SF mot V	256°	Fleire parallelle striper
87	Storavn.	890	Gn	SF mot SV	242°	Enkelte parallelle striper
88	Gavlane	930	Kv	H	237°	Dominerande retn.
					238°	Eldst
					214°	Tydeleg sk.
					222°	
					236°	
					254°	
					252°	

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
89	Nipo N	840	Kv	H	238-240° (250°)	1.8m lange striper Lenger dist )
90	Nipevn. S	840	Kv	H	252°	Få striper. Eldre?
91	Flatekv. Ö	330	Kv (Kv)	F 30°mot Ö H	270° 328°	Utydelege striper
92	Flatekv. Ö	320	Gn	F 12°mot SÖ	338°	Kv.fl. like ved 91)
93	Flatekv. v.ungd.heimen	287	Gn	SF mot SÖ	327°	Utydeleg
94	Sördalen	400	Gn	H	227° 185°	
95	Sördalen	430	Kv	H	191°	Eldst
96	Fj.omr.N for Saudalsnovi	820	Gn	H	217°	
97	Fj.omr.N for Saudalsnovi	870	Gn	H	178°	
98	Fj.omr.N for Saudalsnovi	880	Kv	H	246°	M/sigdbrudd (Lokal is)
99	Fj.omr.N for Saudalsnovi	910	Kv	H	312° 238°	
100	Fj.omr.N for Saudalsnovi	950	Gn	H	288° 304°	
101	Fj.omr.N for Saudalsnovi	1080	Kv	H	258°	Berre få striper
102	Fj.omr.N for Saudalsnovi 20 m N for v.varden	1111	Kv	H	253°	
					259°	Tp. av flata
					283°	Eldst (?)

Nr.	Stad	H o.h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
103	Saudalsnovi	1100	Kv	H	271°	
104	Saudalsnovi	1080	Kv	SF mot Ö	254°	
105	Saudalsvn. N	1060	Gn	SF mot Ö	249°	
106	Saudalsvn. NÖ	1000	Gn	H	249°	
107	Grönbakken SV	890	Kv	H	235°	
108	Grönbakken SV	935	Kv	H	250°	
109	Flatafj. N	980	Gn	H	250-258°	M/sigbrudd
110	Flatafj. N	1035	Kv	H	318°	
111	Flatafj.	1040	Kv	H	312°	Tydelegast
112	Flatafj.	1020	Kv	H	344°	
113	Flatafj.	960	Kv	H	265°	Svært tydeleg
114	Kvanngrönovene	940	Kv	H	344°	På fleire Kv.toppar
115	Kvanngrönovene	880	Kv	H	239-254°	Alle overgangar. God lok.
116	Storejelet Ö	850	Gn	H	(252°	Kv.fl. litt högare oppe)
117	Storejelet Ö	760	Kv	H	234°	Litt utydeleg
118	Blånipa Ö	850	Kv	F 20° mot Ö	238°	
119	Blånipa SÖ	900	Kv	H	282°	Utydeleg
					282°	Litt utydeleg
					254°	Litt utydeleg

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
120	Slettefj. Ö	950	Kv	H	239°	Dominerande
					270°	Truleg eldst. Kun 2 striper
121	Blåfjellet N	940	Kv. sitt	H	226°	M/sigdbrudd
122	Blåfjellet N	1010	Kv	H	222°	Litt utydeleg
123	Blåfjellet N	1030	Gr	H	249°	Grove striper. Markerte sigdbrudd
124	Blåfjellet toppområde NÖ for varden	1100	Kv	H	250°	
125	Blåfj. 10m V for varden	1100	Kv	H	229-244°	M/sigdbrudd
126	Fossestölv.	920	Kv	H	227°	Også på fyllitt like ved
127	Fossestölv.	820	Gr	H	224°	
					244°	
128	Fossestölv.	810	Gr	SF mot N	34°	Friske striper m/sigdbrudd
129	Fossestölv.	770	Gr	SF mot N	34°	
130	Lavik	295	Gr	F mot ÖSÖ	216°	
131	Öksend.kryssset	350	Gr	SF mot S	286°	Usikker
132	Öksund	375	Gr	F mot ÖSÖ	242°	Eldst
					274°	Yngst
133	Öksund	405	Gr	H	224°	Hovedretning
					234°	
					244°	
134	Fjellanger	440	Kv. sitt	F mot SÖ	227°	Litt utydeleg



OMRÅDET BREKKHUS - NESHEIM - SKJERJEVATN.

Nr.	Stad	H o.h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
135	Lii	306	Gr	SF mot SÖ	192-198°	
136	Storebotnen S	310	Gr	SF mot S	209°	
137	Storebotnen S	380	Gr	H	175-192°	Tydelege fasettar
138	Solhorgi	1039	Gr	H	154°	Forvittra
139	Solhorgi NÖ	970	Gn	H	152-178°	Forvittra
140	Solhorgi NÖ	900	Gn	H	164°	Yngst
					185°	Eldst
141	Solhorgi	860	Gn	H	174°	
					194°	
142	Ornaset SÖ	670	Gn	H	154°	Yngre enn 174
					164°	
					174°	Dominerande
143	Ornaset	600	Gr		139°	
					154°	
144	Ornaset Ö		Gn	H	168°	Yngst
					170-182°	Alle overgangar
					(174°)	Går igjen mange stadar i området)
145	Ornaset ved vegen	690	Kv. sitt	H	196°	Yngst
					190-226°	Alle overgangar

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
146	Vinningsleitet	800	Gn	F mot V	164° 174° 194° 204°	Dominerande Få striper Enkelte striper Lesidestriper
147	Örnahaugen	970	Kv	H	178°	
148	Rap N	830	Kv	H	208°	
149	Rap	840	Kv	H	213°	
150	Rap v. stien	890	Kv	H	211°	
151	NNV for Svartanipo	965	Fy	H	214° (206°)	Stor kv. fl. 10m lengst proksimalt)
152	Rap N	912	Kv	H	212° 224°	Tydelege fasettar Eldst
153-155	Detaljkart					
153	Vinningsleitet	720	Kv. sitt	SF mot V	144° 154° 184° 204°	Enkelte striper Yngre enn 184 Grove striper Enkelte tynne striper
154	Vinningsleitet	726	Kv. sitt	H	144° 174°	2 - 3 striper. Yngst Eldst

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
155	Vinningsleitit	730	Grönsk.	SF mot N	162°	
156	Vinningsleitit nærare Nesheim	715	Fy	H	196°	Dominerande
157	Bergovn. N	464	Kv. sitt	SF mot NNÖ	196-204° 208°	Alle overgangar 157-59 Detaljkart
158	Bergovn. N	466	Kv	F 22° mot NNÖ	224°	Yngst
159	Bergovn.	470	Kv	H	218°	
160	Almatjörn S	487	Kv	H	234°	
161	Nesh.nipa SÖ	765	Kv	H	234°	Berre på toppar. Resten forvittra bort.
162	Nesh.nipa	780	Kv	H	236°	
163	Nesh.nipa V for tp.	1000	Kv	H	244°	Hovedretning
164	Nesh.nipa Ö for tp.	1016	Kv	H	262° 222° (252°)	Eldst Korte striper. Usikker. Nærare varden)
165	Brakestadst.	665	Gn	F mot S	186°	
166	Öv. Blåvn. Ö	750	Gn	H	184°	
167	Öv. Blåvn.	830	Kv. sitt	H	209°	
168	Öv. Blåvn.	835	Kv. sitt	H	207°	Svært tydeleg
169	Öv. Blåvn.	860	Kv	H	222° 237°	Eldst

Nr.	Stad	H o.h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
170	Öv. Blåvn. SV	950	Gn	H	228°	
171	Ned. Trollavn. V	920	Gn	F 30° mot Ö	212°	Markerte striper
					216°	Ei enkelt stripe
172	Ned. Trollavn.	1050	Kv	H	224°	
					(218°)	Nokre m lenger V)
173	Ned. Trollavn.	1060	Kv	H	234°	Dominerande
					270°	Eldst. Utydeleg
174	Eggjane	1070	Kv	H	232°	
175	Eggjane	1075	Kv	H	220°	(Like Ö for trig.pk.)
176	Eggjane	1060	Kv	H	230°	
177	Giljafj.	940	Gl. skifer	SF mot SÖ	216°	
178	Skjerjevasshovden	1250	Kv	H	252°	(Like NV for varden)
179	Skjerjevasshovden N	1240	Kv	SF mot N	260-276°	
180	Skjerjevasshovden N	1200	Kv	H	261°	
181	Skjerjevasshovden N	1150	Gn	H	252°	
182	Skjerjevasshovden	1130	Gn	H	226-240°	Sigdbrudd
183	Kvanndalen S	840	Kv	H	198°	Tydelege striper
					201°	
					217°	Utydeleg
184	Kvanndalen S	820	Kv		192°	Ei enkelt stripe
					201°	Fleire parallelle striper

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
185	Kvann dalen S	810	Kv	H	196°	Yngst. Berre på tp.
					237°	Hovedretning
					249°	Eldst(?) Berre lesida
186	Kvann dalen	790	Kv	H	232°	
187	Nord dalen	680	Fy	F mot V	184°	
188	Beinhellerstølen S	760	Kv	H	149°	
189	Storebotnen Ö	820	Kv	H	218°	
					224°	
190	Askjell dal svn. S	970	Gn	SF mot Ö	200°	Tydeleg. M/sigdbrudd
					236°	Utydeleg. M/sigdbrudd
191	Askjell dal svn.	940	Gn	SF mot SÖ	236°	
192	Askjell dal svn. I vatnet (nedtappa)	775	Fy	H	194°	
					204°	Dominerande
193	Askjell dal svn.	780	Gn	SF mot NÖ	234°	
194	Askjell dal svn. SV	960	Gn	SF mot SÖ	246°	
195	Skjerjevn. Ö	960	Gn		212°	Usikker
					234°	Eldre enn 254°
					254°	Yngst
					274°	Eldre enn 154°
196	Skjerjevn.	1000	Kv	H	247°	
197	Skjerjevn.	1000	Kv	H	235°	

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
198	Askjellfjellet	1100	Kv	H	249°	
199	Askjellfjellet S for tp.	1150	Kv	H	254°	
200	Askjellfjellet	1180	Kv	H	39°	Første mot N. Tydelege stöt-lesider.
201	Askjellfjellet ved varden	1200	Kv	H	249°	
					(226°	
202	Askjellfjellet N for tp.	1190	Kv	H	237°	Nokre m lenger N)
					54°	
					267°	Usikker. Eldst.
203	Askjellfjellet	1130	Kv	H	24-34°	Også på fyllitt like ved
204	Askjellfjellet N for tp	1080	Kv	H	29°	Også på fyllitt like ved
205	Grøndalseggjene	1040	Kv	H	21°	
206	Raudbergvn. SSV	1000	Kv	H	28°	Klare stöt og lesider
207	Raudbergvn. S	920	Kv	H	40°	Klare stöt og lesider
208	Raudbergvn. v. osen	858	Kv	H	22°	
					(32°	Betre fl. Ö for elva)
209	Raudberget S	92	Kv	H	55°	
210	Selhamarsvn. NÖ	880	Kv	H	36°	Klare fasettar
211	Kvilesteinsvn. SV	900	Kv	H	4°	
					25 og 32°	Kv. flater like ved)

Mr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
212	Kvilesteinsvn.	910	Kv	H	6° (25°)	Mange kv. flater Kv. fl. 920 m o. h.)
213	Kvilesteinsvn.	990	Kv	SF mot SÖ	36° (34°)	
214	Hundeggji Ö	1060	Kv	H	47° 51°	Fyllitt like ved)
215	Hundeggji	1100	Kv	H	37°	
216	Hundeggji SÖ	1100	Kv	H	37°	Tydeleg fasett
217	Kvanndalsleitet	1040	Kv	H	36°	
218	Kvanndelsleitet	1060	Kv	H	22°	Fasettar antyder N
219	Kvanndalen	890	Kv	H	214°	
220	Rjupe skard fjelltp.	1115	Kv	H	204°	
221	Rjupe skard fjelltp. NÖ	1100	Gl. sk.	H	194° 212° 224°	Uklart aldersforhold
222	Rjupe skard fjell	1070	Kv	H	199°	
223	Rjupe skard fjell	1090	Kv	H	242° 14° 224°	Sikker retning. Dias I så fall Yngre enn 242° I så fall Eldre enn 242°

N - S spm. vanskeleg å avgjere  
} eller 224°

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
224	Eitro V	1050	Kv	H	209° eller 29°	
225	Eitro	1020	Kv	H	224°	
226	Eitro ö	1020	Kv	H	34° el. 214°	
227	Blyfjell N	1160	Kv	H	22°	
228	Blyfjell	1190	Gl. sk.	SF mot V	el. 202° 6° el. 186° 254° 303°	Flata forvittra i endane Yngre enn 254?
229	Bly-fjell	1210	Kv	H	7° el. 187°	
230	Blyfjell v. varden	1235	Kv	H	(238° 354° el. 174°	Gneisflate like ved) Fasettane tyder på N Skiferflate like ved
231	Blyfjell S for varden	1190	Gn	H	284° 162° 248° 288°	Enkelte striper Eldre enn 248°



Nr.	Stad	H o.h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
232	Blyfjell	1110	Skifer	H	234° 254° 262° 284° 292° el. 112°	Dominerande. Truleg yngst. Tynne striper. Lesider. Eldst.
233	Blyfjell	1040	Kv	H	74° 76° el. 256°	Yngst
234	Blyfjell	1030	Kv		67° el. 256° 177°	Yngst ?
235	Blyfjellbetnane	910	Fy	F mot Ö	232° 194°	I le for 76° hvis 76° er riktig. Eldst Yngst, usikker
236	Gröndal svn. SV	860	Kv	H	64° 227°	Yngst Tydelege fasettar
237	Gröndal svn. SV	810	Kv. sitt	H	(Fleire fl. m 227° også NÖ på desse) 246° 264° 274°	
					el. 94°	Fasettar tyder på 94°

Nr.	Stad	H o.n. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
238	Gröndalsvn.	820	Kv. sitt	H	234°-244° 214°	Yngst Få striper, eldre.
<u>239 - 252 Gröndalsvn. demning (Sjå Fig. 27):</u>						
239	Gröndalsvn. demn.	750	Kv. sitt	H	190° 230° 282°	Eldst Yngst Yngst
240		750	Kv. sitt	SF mot N	220° 282°	Eldst Yngst
241		750	Kv. sitt	H	226°	
242		750	Kv. sitt	H	138° 286°	
243		750	Kv. sitt	H	188° 290°	Eldst Yngst
244		750	Kv. sitt	H	190° 230-238° 284°	
245		750	Kv. sitt	H	294°	Uklar alder
246		750	Kv. sitt		296° 310°	Isolert stripe

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
247	Gröndal svn. demn.	750	Kv. sitt	H	154°	Yngst av alle. Berre på toppen.
					199°	Eldst
					234°	Eldre
					274°	Yngre enn 199 og 234
248		750	Kv. sitt	F 50° mot NV	mot Ö og SV.	For bratt til å oppgi grader.
249		750	Kv. sitt	SF mot V	254°	Leside
250		750	Kv. sitt	H	254°	Gammal
					332°	Ung
251		750	Kv. sitt	H	190°	Eldst
					224°	Yngst
252		750	Kv. sitt	H	194°	
253	Asbjørgsdalen	840	Fy	H	278°	
254	Gröndalen	700	Kv. sitt	SF mot N	228°	
255	Gröndalen ö	900	Fy	F 25° mot V	226°	Eldst
					261°	Yngst
256	Gröndalen ö	910	Fy	F 25° mot V	204°	Svært tydeleg
					239-244°	Dominerande
					267°	Bøyer av på lesida. Foto.
					291°	Yngst, mot Grönd.vn.

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
258	Gröndalen ö	920	Fy	SF mot V	254° 294°	Markerte striper Yngst
259	Gröndalen ö	950	Fy	SF mot V	254-264° 309°	Dominerande Yngst
260	Gröndalen ö	970	Fy mot V	SF mot V	224° 264°	Eldst. Dias. Blå blyant Yngre enn 224. Raud blyant
261	Sötebakkseggi	1000	Fy	H	276° 257°	Ung, markert sk. Kvit blyant Yngst
262	Sötebakkseggi	1040	Fy	H	284° (267°	Dominerande. Eldst(?) Dom. overalt elles.)
263	Sötebakkseggi ved tp.	1060	Fy	H	244° 267°	Dominerande
264	Sötebakkseggi ö tp.	1050	Fy	H	259° 272°	Tynnestriper Breie striper
265	Sötebakkseggi NÖ	1040	Fy	H	268° 277°	Dominerande
266	Brattebakkseggi SV	1030	Fy	H	256° 254°	
267	Brattebakkseggi	1020	Fy	H	248° 262° 294°	Få striper Eldre enn 294° Mot Asbj. dalen.

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Rätning	Merknad
268	Brattebakkseggi	1090	Fy	H	282° el. 102°	
269	Brattebakkseggi V	1080	Fy	H	279° 296°	
270	Brattebakkseggi V	1060	Fy	H	284° 314°	Yngst
271	Asbjörgsdalen Ö	1000	Fy	H	284°	
272	Torvedalen Ö	920	Fy	H	242° 246°	Korte striper Dominerande
273	Torvedalen	910	Fy	H	242°	
274	Torvedalen	880	Fy	H	235°	Korte lesidestriper
275	Torvedalstj.	820	Fy	H	252°	
276	Gullbrå S	820	Fy	H	267°	Utydeleg
277	Gullbrå	700	Kv	H	234°	
278	Ekse	585	Fy	H	272°	
279	Ekse V	575	Kv. sitt	H	261°	Tydelegare enn nr. 279
280	Ekse	578	Kv	SF mot Ö	240°	Usikker
281	Tjörnallidalen	740	Kv	H	284°	
282	Tjörnallidalen	750	Kv	H	299°	Få striper
283	Tjörnallidalen	780	Kv	H	195° 207° 218°	Få striper Få striper Dominerande

Nr.	Stad	H o.h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
284	Tjörnälidalen, högda av stien	880	Kv		217°	Tydeleg fasett
285	Eksestölen NNÖ	890	Kv	H	218°	Tydeleg fasett, går igjen fleire stader på kv.gang.
286	Kjerringanosi V	1000	Kv	H	214-220° (236°	Alle overgangar, m/sigdbrudd Mange fl. i same omr.)
287a	Kjerringanosi tp. SSÖ	1180	Kv	H	Ein stad: 236° i le for 214° 256°	
b					238-244°	Fyllittflate like ved
c					254°	Nærare tp.
288a	Kjerringanosi ved varden	1187	Kv	H	264°	Yngst
b	Kjerringanosi ved varden		Fy	H	248°	Eldre
c	Kjerringanosi		Fy	H	264°	Eldst
289	Kjerringanosi N	1150	Fy	H	274°	Litt nærare varden
290	Södalen	830	Fy	SF mot Ö	264°	Yngst
291	Södalen lenger S	830	Kv	H	274°	Dominerande, m/sigdbrudd
292	Södalen	850	Kv	F mot Ö	291°	Eldst. Få striper
293	Dauermålsfjell	935	Kv	H	342° 246° 332° 322°	Eldst Yngst Svært tydeleg

Nr.	Stad	H o. n. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
294	Kvitenosdalen NV	900	Fy	H	32°	
295	Kvitenosdalen	825	Fy		309°	Eldst ?
					342°	
296	Kvitenosdalen	900	Kv	H	24°	
					el. 224°	Dominerande
					311°	Utydeleg
297	Jomarsnosi V	1010	Kv	H	24°	
298	Jomarsnosi	1040	Fy	H	244°	
299	Jomarsnosi	1090	Kv	H	33°	Tydelege fasettar
300	Jomarsnosi	1120	Fy	F mot V	234°	
					el. 54°	For bratt flate til å gi
					274°	nøyaktig observasjon
					301°	
301a	Jomarsnosi tp.	1200	An	H	41°	Yngst av alle
					234°	Eldst av alle
					250°	
					263°	
					254°	
					(264°)	Lenger ö )
					55°	Yngst
302	Jomarsnosi	1230	Kv	H	270°	Eldst
303	Mykjedal svn. V	1225	An	H	68°	

Nr.	Stad	H o.h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
304	Mykjedalsvn. V	1225	An	H	107°	
305	Mykjedalshovden	1225	Fy	H	97°	
306	Jomardalen	1090	Kv	H	249°	Klar fasett
307a	Jomardalen V	1000	Fy	H	236°	Yngst
					262°	Eldst
					288°	Y.enn 262°, E.enn 342°
	b Jomardalen lenger SV		Fy	H	34°	
					e1.214°	Yngst
					264°	Eldst
308	Jomardalen/Torvedalen	900	Kv	H	230°	
309	Skreieggi SV	1170	Fy	H	154°	
					e1.324°	
					192°	Yngre enn 206°
					206°	Dominerande
					238°	Eldre enn 206° og 192°
310	Skreieggi	1100	Fy	H	184°	Yngst
					206°	Dominerande
311	Kvitenosi V	1390	Kv.sitt	H	249°	
					234-259°	Kont.vridning
312	Kvitenosi like V for vard.1420		Kv.sitt	F mot SV	217°	Yngst
					242°	Eldst



Mr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
313	Kvitenosi v. tp.	1433	Kv. sitt	H	234°	Yngst
					245°	Enkelte striper. Yngre.
					259°	Dominerande. Eldst
314	Kvitenosi SV platået	1400	Kv. sitt	H	254°	Yngst
					264°	Eldst
315	Kvitenosi SSV	1370	Kv	H	255°	
316	Kvitenosi SÖ	1360	Kv. sitt	H	244°	Kraftig forvitring
317	Kvitenosi Ö	1260				
318	Tp. SÖ for Kvitenosi	1280	Kv. sitt	H	246°	Utydeleg
					259°	Utydeleg
319	Ved elv. Kun. Volane	1080	Kv. sitt	Rundsva	164°	Yngst, mot Volakuten
					199°	Dominerande
					254°	Tydelege. Utforma svaberget
					268°	Sigdbrudd
320	Volakroken V	1010	Kv.	H	180°	
321a	Volakroken	980	Kv. sitt	F 28° mot S	209°	Dominerande
					234°	
	b Volakroken	982			206°	Yngst. Dominerande
322	Volakroken	900	Kv	H	224°	Få striper
323	Volakroken Ö	910	Kv. sitt	SF mot Ö	243°	
					254°	M/sigdbrudd

Nr.	Stad	H o. h. (m)	Ba	Flate	Retning	Merknad
324	Volakroken Ö	920	Kv. sitt	H	229°	Yngst
					244°	Dominerande. M/sigdbrudd
					264°	Eldst
325	Volavn. demn. Ö	910	Grönsk.	SF mot SV	242°	
					234°	Yngst
					260°	Eldst
326	St. Volavn./St. Borgavn.	1000	Fy	H	214°	
327	St. Volavn./St. Borgavn.	1000	Kv	H	249°	
328	St. Borgavn. V	1010	Kv	H	239°	Toppskuring
					307°	Lesideflate. F - SV
329	St. Borgavn. N	1070	Fy	H	226°	Mot St. Volavn.
330	St. Borgavn. v. osen	960	Kv. sitt	H	252°	
331	St. Borgavn. S	1000	Kv	H	243°	
332	St. Borgavn. SÖ	995	Kv	H	260°	
333	St. Borgavn. NÖ	950	Fy	H	236°	Tynne striper

Skuringsobservasjoner etter Anders Kristoffersen.

	Tilnærma högde o. h. (m)	Retning	
<u>1964</u>			
1. Storefjellet, vestenfor toppen	1100 (?)	240° (?)	
2. Högafjell	1000 (?)	245°	
3. Saudalsnovi	1100	241°	
<u>1965</u>			
4. Eidsland, på nylig blottet fjellside, skrånende 20° mot Möster, ved e i Eidet	40	204°-214° 192°	Usikker. Krys. sk.
5. Varen (mellom Hövik og Mo- dalen, ved a i Varen)	6-700 (?)	229°	Usikker
6. Mo		229°	
7. SV-enden av V Skjerjevattn	800	274°	Usikker
8. S for V Skj.vatns utløp	800	244°	
9. NNÖ for Skjerjevasshytta	8-900	238°	Usikker
10. " " - " - (150m Ö for 9)	" (?)	248°	
11. NNÖ for Skjerjevasshytta (like ved toppen 1084m)	1084	247°	
12. Ved turiststien rett Ö for Harekupvann	800	267°	
<u>1966</u>			
13. Ved utløpet av Solrennings- vatn	600	246°-244°	
14. På toppen av Blåfjell	900	342° 244°-238°	Kryssende
15. Vetlebotn Ö	900	258°	Usikker
16. 500 m NNÖ for Alrekstölene	700	48°	eller 248°
17. 3-400 m S for Budeievatn	700	62°	eller 242°

Kompass med 360° inndeling er brukt. Skuringane for 1964 er korrigererte av A.K. for 5°V misvisning. Dei andre har eg trekt ifrå 6° p.g.a. vestleg misvisning. Lokalitetane er tekne frå A.K.s dagböcker, og högdene har eg ført på etter omtrentleg plassering av lok. på gradteigskarta Modalen og Kyrkjebö.

Februar 1972.

R. Aa

Tabell 3. Bergartsinnhold i morene- og glasi-fluviale avsetninger.

Prøve nr.	Lokalitet	Gneis o. a.	Granitt kv. dioritt raude kvite	Kvartsitt	Fyllitt gl. skifer res. kvarts	Amfibolitt	Anortositt
1.	Straume G	79	3 2	2	4	2	3
2.	Vikadalen M	85	5 2	1		1	1
3.	Eidsland Gh	95	2 2			1	2
4.	Eikefet Gh	76	3 10	5		1	5
5.	Tverrdalen Mh	89	6 3		1	7	5
6.	Hövik Gh	71	2 3	16	3	3	2
7.	Juvbotnen Mh	66	8 14		6		6
8.	Sördalen Ms	82	2 6	2	5	3	
9.	Lavik Gh	50	4 7	17	15		9
10.	Ml. Öksend. og Fagerdal Mh	36	9 2	23	10	1	10
11.	Fagerd. sk. Ms	32	7 1	30	29		1
12.	Öksd. ov. löp. Ms	34	1 4	26	33		2
13.	Haugenst. V Ms	63	8		29		
14.	Bergo, nedre Mh	25	7	26	29		5
15.	Bergo, övre Mh	12	1	64	19		3

Pröve nr.	Lokalitet	Gneis o. a.	Granitt kv.dioritt raude kvite	Kvartsitt	Fyllitt gl.skifer res.kvarts	Amfi- bolitt	Anorto- sitt
16.	Vinningsleite	Ms 60	2	26	15		2
17.	Kvannдалen	Ms 74			24	1	1
18.	Ekse vifte	Gh 18		19	59		4

M = morene

G = glasifluvialt materiale

h = hovuddal

s = sidedal.

Tabell 4. Runding av morene og glasifluviaalt materiale.

Prøve nr.	Pettijohn (1957)		Sub- angulære		Sub- runda		Godt runda		Reichelt (1961)				
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	K	KR	R	GR
Maddel (1932)													
Lokalitet/Matr.													
1.	Straume G	2	12	34	29	19	2	1	1				
2.	Vikadalen M	29	53	17	1					63	32		5
3.	Eidslandet Gh		3	17	47	15	18			15	85		
4.	Eikefet Gh		4	2	27	43	17	6	1		67	27	6
5.	Tverrdalen Mh	30	35	28	5	2							
6.	Hövik Gh		12	19	37	14	14	4		17	77		6
7.	Juvbotn Mh	30	54	15	1								
8.	Sördalen Ms	55	43	2									
9.	Lavik Gh		27	21	23	19	6	4			66	25	9
10.	Öksd./Fagerd. Mh	36	45	17	3	2	1			52	45		3
11.	Fagerd. sk. Ms	68	26	5	1					67	32		1
12.	Öks.d.o.löp. Ms	54	38	7	1					70	30		
13.	Haugenst. V Ms	50	46	4									
14.	Bergo nedr. Mh	24	18	18	18	15	5	2					
15.	Bergo övre Mh	55	33	11	1					56	43		

Tabell 4 forts.

		Pettijohn (1957)					Sub-			Reichelt (1961)				
		Angulære					angulære			Runda				
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	K	KR	R	GR
Waddel (1932)														
Pröve nr.	Lokalitet/Matr.													
16.	Vinningst. Ms	26	58	14	3						21	78	1	
17.	Kvannдалen Ms	78	22								72	28		
18.	Ekse vifte Gh	36	38	18	8						44	51	4	

M = morene  
 G = glasifluvial  
 h = hovuddal  
 s = sidedal

Tabell 5. Gradientar i m/km på overflata av fjordbreen ved Kalland og dalbrear i Eksingedalen.

Km frå fronten	0-1	0-2	0-3	0-4	0-5	0-7	0-8	0-13
Kalland					136		100	
Eidslandet	250?					80		70
Eikefet				75				
Eikemo		60	58					
Vetlejord	80	75						
Flatekvål	150							
Lavik	110							



Tabell 6. Marine terrassar.

Stad	Marin Erosjonsnivå		Merknad
	grense	grense	
	m o.h.	m o.h.	(Kolderups tal er avrunda)
Bolstadfj. 1. Voss	97		
2. Evanger	72		I bekkevifte
3. Fadnes	67	27	Paulin (som Kold.)
4. Bolstadøyri	63	43,29,20	Kold. Skreden
5. Dale	65	46	
6. Stanghelle	61		
7. <u>Straume</u>	<u>57(656)</u>	14	
8. <u>Vik</u>	<u>59</u>		
9. Stamnes	57	19	<u>1:1000 kart + Paulin.</u>
Eidsfjord 10. Eidslandet, <u>Möster</u>	<u>65,5</u>	60,45,40,10	Paulin, 1:5000kart
11. " <u>Nordh.</u>	<u>63</u>		" "
12. " <u>Eidet</u>	55	45,40,35	" "
13. <u>Eikefet</u>	55	50,45	
14. <u>Kalland</u>	<u>55</u>		
Mofjorden 15. Mostraumen		33,17,10	Kolderup
16. Mo	54	37,30,24,10,11	- " -
Romarh.fj. 17. Romarheim	57	19	- " -
18. Lille Urdal		45,32,20,17,14,12	- " -
19. Eikefet-Eikemo	79	44 21	
	70	35	
Masfjorden 20. Matre	63	61,28,17	

\_\_\_\_\_ Nivellerte terrasseflater

..... Terrasseflater målte med Paulin

LITTERATUR.

- Aarseth, I. 1971: Deglaciasjonsforløpet i Björnafjordsområdet  
Hovedfagsoppgåve i kvartærgeologi og geomorfologi ved  
Univ. i Bergen.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas Endmoraines  
between Hardangerfjord and Sognefjord, Western Norway.  
Boreas nr. 3, in print.
- Ahlmann, H. W:son 1919: Geomorphological studies in Norway.  
Geogr. Annaler, Vol. I.
- Andersen, B.G. 1954: Randmorener i Sørvest-Norge.  
Norsk geogr. Tidsskr. 14, s. 273-342.
- Andersen, B.G. 1960: Sörlandet i sen- og postglasial tid.  
Norges geol. Unders. 210. 162 s.
- Andersen, B.G. 1968: Glacial geology of Western Troms, North  
Norway. Norges geol. Unders. 256. 160 s.
- Andrews, J.T. 1974: Glacial Isostasy. Benchmark Papers in  
Geology. Vol. 10. Pennsylvania.
- Anundsen, K. 1972: Glacial chronology in parts of Southwestern  
Norway. Norges geol. Unders. 280. 24 s.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1967: Et Pre-Borealt breframstöt på  
Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jo-  
tunheimen. Årbok for Univ. i Bergen. Mat.-Naturv.Serie,  
1967 (7). 42 s.
- Bergersen, O.F. 1969: Undersökelse av steinfraksjonens rundings-  
grad i glasigene jordarter. Norges geol. Unders. 266,  
s. 252 - 256.
- Bergersen, O.F. & Garnes, K. 1972: Ice movements and till stra-  
tigraphy in the Gudbrandsdal Area. Preliminary Results.  
Norsk geogr. Tidsskr. 26, s. 1-16.
- Bergström, B. 1971: Deglaciasjonsforløpet i Aurlandsdalen og  
områdene omkring. Hovedfagsoppgåve i kvartærgeologi og  
geomorfologi ved Univ. i Bergen.

- Dahl, R. 1965: Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland, Norway. Geogr. Annaler Ser. A, 47. s. 83-140.
- Dahl, R. 1968: Late-glacial accumulations, drainage and ice recession in the Narvik - Skjomen district, Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 22, s. 101-165.
- Fareth, O.W. 1970: Brerandstadier i midtre og indre Nordfjord. Hovudfagsoppgåve i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. i Bergen.
- Follestad, B.A. 1972: The glaciation of the south-western part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland. Norges geol. Unders. 280, s. 42.
- Fægri, K. 1940: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. Bergens Mus. Årbok 1939-40, Naturvit. Rekke 7, 201 s.
- Fægri, K. 1944: Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bönlo. Bergens Mus. Årbok 1943, Naturvit. rekke No.8, 100 s.
- Fægri, K. 1950: Studies on the Pleistocene of Western Norway. IV. On the immigration of *Picea Abies* (L.) Karst. Univ. i Bergen. Årbok. Naturvit. rekke. 1949, no.1, 53 s.
- Fægri, K. 1970: A pollen diagram from Voss, W. Norway. Colloquium Geographicum, Bonn, 1970. Bd. 12, s.125-133.
- Fægri, K. & Iversen, Johs. 1966: Textbook of Pollen Analysis, 237 s. Munksgaard, Copenhagen.
- Garnes, K. 1973: Till studies in the Gudbrandsdal area, eastern central Norway. Bull. Geol. Inst. Univ. Upps. 5.
- Gjessing, J. 1953: Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslofjorden. Norsk geogr. Tidsskr. 14.
- Gjessing, J. 1965: On "plastic scouring" and "subglacial erosion". Norsk geogr. Tidsskr. 20, s. 1-37.

- Hillefors, Å. 1969: Västsveriges glaciala historia och morfologi. Medd.Lunds Univ.geogr.inst.avh., 60, Göteborg 1969.
- Holtedahll, H. 1964: An Alleröd fauna at Os, near Bergen, Norway. Norsk geol.Tidsskr. 44, s. 315-322.
- Holtedahll, H. 1967: Notes on the formation of fjords and fjordvalleys. Geogr.Ann.Ser.A 49, s. 441-458.
- Hödal, J. 1945: Rocks of the anortosite kindred in Vossestrand, (Norway). Norsk geol.Tidsskr. 24.
- Journal of Glaciology, 1968, 52, s. 3-7.
- Kaldhol, H. 1941: Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. Hellesylt. 206 s.
- Kildahl, E.S. 1971: Geologien i Stølsheimenområdet. Rapport frå Stølsheimenutvalget. Ås. s. 27-32.
- Kjerulf, Th. 1878: Udsigt over det sydlige Norges geologi. Kristiania 262 s. + atlas.
- Klovning, I. 1963: Kwartærgeologiske studier i Flåmsdalen og omkringliggende fjellområder. Hovedoppgave, Univ. i Bergen. 57 s. + ill.bind.
- Klovning, I. & Hafsten, U. 1965: An Early Post-glacial pollen profile from Flåmsdalen, a tributary valley to the Sognefjord, Western Norway. Norsk geol.Tidsskr. 45, s. 333-338.
- Knaben, G. 1950: Botanical Investigations in the middle Districts of Western Norway. Univ. i Bergen, Årbok. Naturvit. rekke nr.8, 1950.
- Kolderup, C.F. 1908: Bergensfeltet og tilstødende trakter i sen-glacial og postglacial tid. Bergen Mus. Årbok 1907, Nr. 14, 268 s.
- Kolderup, N.H. 1926: Bygningen av morener og terrasser i Oster- og Sörfjorden ved Bergen. Bergen Mus. Årbok 1926. Nat.vit. række nr. 1.

- Krumbein, W.C. & Pettijohn, F.J. 1938: Manual of sedimentary petrography. Appleton - Century - Crofts, Inc. New York. 514 s.
- Kvale, A. 1960: The Nappe Area of the Caledonides in Western Norway: Int. Geol. Congr., 21. Guide to excursions No. A7 and No. C4.
- Kvale, A. 1969: Hvordan Bergsdalsfjellene ble til. Årbok for Bergen Turlag 1969, s. 81-92.
- Landmark, J.D. 1917: Relieffet ved Dale i Bruvik. Bergen Mus. Årbok 1916-17. Nat.vit. række nr. 2., s. 1-29.
- Lied, J. 1963: Norsk og svensk flora. Det norske samlaget, 800 s. Oslo.
- Liestøl, O. 1963: Et senglacialt breframstöt ved Hardangerjökulen. Norsk Polarinst. Årbok 1962, s. 132-139.
- Liestøl, O. 1967: Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. Norsk Polarinst. Skr. 141. 63 s.
- Ljungner, E. 1943: Isdelarstudier vid polarcirkelen. G.G.F., 65.
- Mangerud, J. 1965: Dal fyllinger i noen sidedaler til Gudbrandsdalen, med bemerkninger om norske mammutfunn. Norsk geol. Tidsskr. 45, s. 199-226.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 24, s. 121-148.
- Mangerud, J. & Skreden, S.A. 1972: Fossile ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, Western Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52, s. 73-96.

- Mangerud, J. 1973: Kritisk oversikt over stratigrafisk terminologi og klassifikasjon av Kvartær i Norge. Univ. i Bergen.
- Mangerud, J. 1974: Hordalands natur, under og like etter istiden. Frå Fjon til Fusa. Årbok for Nord- og Midthordland Sogelag. 26. årg., s. 7-43. Bergen 1973.
- Myhre, L.A. 1972: Geomorfologiske og maringeologiske undersøkelser i og omkring Osterfjorden, Hordaland. Hovedfagsoppgave, Univ. i Bergen.
- Mæland, P.J. 1963: Kvartærgeologiske studier i området mellom Granvin og Voss. Hovedfagsoppgave, Univ. i Bergen.
- Ramsdal, O. 1956: Geologiske og geomorfologiske undersøking i Boddalen, Voss. Hovedoppgave. Univ. i Bergen.
- Rekstad, J. 1909: Geologiske iagttagelser fra strøket mellom Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. Norges geol. Unders. 53.
- Reusch, H. 1905: Fjellbygningen innen rektangelbladet Voss. Norges geol. Unders. 40.
- Rye, N. 1963: Kvartærgeologiske undersøkelser i noen dalstrøk i Sogn og Fjordane. Hovedfagsoppgave. Univ. i Bergen.
- Rye, N. 1971: Einergrein av Preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest Norge. Norges geol. Unders. Arb. 1969, s. 246-251.
- Rye, N. & Follestad, B.A. 1972: The Ice Movement and the Ice Divide in the Hardangervidda Area. Norges geol. Unders. 280, s. 25-30.
- Simonsen, A. 1963: Kvartærgeologiske undersøkelser i indre Hardanger. Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen.
- Sindre, E. 1973: Kvartærgeologiske undersøkelser i området mellom Vossestrand og Nærøyfjorden og tilgrensende fjellstrøk. Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen.

- Skreden, S.A. 1967: Kwartærgeologiske undersøkelser i området Voss - Bolstadøyri samt Bordalen. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. i Univ. i Bergen.
- Strömberg, B. 1971: Isrecessionen i området omkring Ålands hav. Isskuring. Varvkronologi. Stockh. Univ., naturgeogr. inst. Forskningsrapport, 10. 156 s.
- Svensson, H. 1959: Glaciation och morfologi. Medd. från Lunds Univ. Geogr. Inst., avh. XXXVI, Lund 1959, 283 s.
- Tams-Lyche, H. 1954: Notes on the Hydrography of Bolstadfjorden, a land-locked Fjord near Bergen. Univ. i Bergen, Årbok 1954, s. 1-14.
- Vorren, T.O. 1970: Deglaciasjonsforløpet i området mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. i Bergen. 150 s. + ill. bind.
- Vorren, T.O. 1972: Interstadial sediments with rebedded interglacial pollen from inner Sogn, west Norway. Norsk geol. Tidsskr., 52. nr. 3, s. 229-240, Oslo 1972.
- Vorren, T.O. 1973: Glacial geology of the area between Jostedalsbreen and Jotunheimen, South Norway. Norges geol. Unders. 291, s. 1-46.
- Undås, I. 1945: Drag av Bergensfeltets kvartærgeologi. I. Norsk geogr. Tidsskr. 25, s. 433-448, Oslo 1945.
- Östrem, G. & Liestöl, O. 1964: Glaciologiske undersøkelser i Norge 1963. Norsk geogr. Tidsskr. 14, s. 281-340.
- Östrem, G. og Ziegler, T. 1969: Atlas over breer i Sør-Norge. Norges Vassdr. og El.vesen. medd. 20.