

T O R K I L L N O R D A H L O L S E N

KVARTERGEOLOGI MED ANVENDTE VURDERINGER AV HOVEDDALENE'S
LØSMASSER, I OMRÅDET FRA OG MED EIKEFET-EIKEMO TIL OG MED
MODALEN OG SENTRALE DELER AV STOLSHEIMEN, NORDHORDLAND.

2 bind

T E K S T B I N D : 403 SIDER .

I L L U S T R A S J O N S B I N D : 91 FIGURER

3 VEDLEGG

HOVEDFAGSOPPGAVE I KVARTERGEOLOGI VED GEOLOGISK
INSTITUTT, avd. B; UNIVERSITETET I BERGEN:

VÅREN 1977.

FORORD.

I samråd med dosent dr.philos.Jan Mangerud ble undersøkelsene i Modalen samt dalførene langs Romarheimsfjordens nordside påbegynt sensommeren 1973.

Feltsesongen 1973 ble av den grunn svært kort, og den gikk i hovedsak med til å gjøre seg kjent i områdene som skulle undersøkes. Det meste av feltarbeidet ble således utført sommerene 1974 og 1975, med hovedvekten lagt på sommeren 1974.

Det meste av feltarbeidet er utført i perioder med stor nedbør, noe som uten tvil har satt sitt preg på innsamlingen av data.

Sommeren 1974 fikk jeg muligheten til å drive masseinventering i disse områdene. Dette ble utført i samarbeide med Statens veglaboratorium i Oslo, som velvilligst lot meg benytte analyseresultatene fra dette arbeidet i denne oppgaven. I den forbindelse vil jeg rette en takk både til universitetslektor Moralf Rye som formidlet denne kontakten, og til Statens veglaboratorium i Oslo som har stått for en stor del av analysene av det innsamlete prøvematerialet.

Under utarbeidelsen av den avsmeltingshistoriske delen har jeg benyttet meg av samtaler og diskusjoner med mine medstudenter og ansatte ved Geologisk institutt, avd. B, og jeg vil herved takke alle impliserte for den velvilje og hjelp de har lagt for dagen i denne sammenheng.

Spesielt vil jeg takke min veileder, dosent dr.philos. Jan Mangerud, for den veiledning han har bistått med, og for de muligheter han har gitt meg til på en selvstendig måte å foreta denne undersøkelsen.

Teksten er i separat bind fra figurene, og vedleggene,
som i teksten er merket med "Pl.nr!", er lagt ved bak i
illustrasjonsbindet.

13/5 - 77

Torill Rindahl (Os)

INNHALDSFORTEGNELSE.

INNLEDNING.....	Side	1
Områdets beliggenhet.....	"	1
Historikk.....	"	1
Problematikk.....	"	3
BERGGRUNNSGEOLOGI.....	"	4
Kort kommentar til bergartsforholdene...	"	5
GEOMORFOLOGI.....	"	6
ISSKURING.....	"	8
Isbevegelser i Stølsheimenområdet basert på isskuring.....	"	9
JORDARTSKARTLEGGING.....	"	12
Glasifluviale og fluviale jordarter.....	"	12
Morenemateriale.....	"	12
Skredmateriale.....	"	13
Kort sammendrag.....	"	14
Oversikt over fjellområdene.....	"	14
OMRÅDEBESKRIVELSER.....	"	15
Metode.....	"	15
Dalføret Eikefet-Eikemo.....	"	17
Store Urdal.....	"	20
Lille Aurdal.....	"	23
Romarheim.....	"	25
Området sørøst for Håhovden.....	"	26
Området vest-sørvest for Håhovden.....	"	27
Området fra Håhovden og ca.1 km nordover Romarheimsdalen.....	"	28
Romarheimsdalen videre nordover til vannskillet.....	"	30

Mostrømmen.....	Side	31
Området ca. 700 m øst for Mo.....	"	32
Dallomma ca. 11-1200 m nordøst for Mo....	"	33
Granheim.....	"	36
Nedre Helland.....	"	38
Hellandsdalen.....	"	40
Området fra sørenden av Steinslandsvannet og ca. 4 km sørover.....	"	42
Dalsidene langs Steinslandsvannet.....	"	44
Sidedaler til Modalen.....	"	46
Nygård.....	"	47
MINERALOGISKE UNDERSØKELSER.....	"	49
KORRELERINGER AV MORENERYGGER FRA EIDSLANDET TIL EIKEFET-EIKEMO.....	"	51
Området fra Eidslandet til området ved Nottveit.....	"	52
Området fra Nottveit til Romarheimsdalen "	"	52
Området vest for Romarheimsdalen.....	"	53
Sammenfatning.....	"	53
MARINE NIVÅER.....	"	55
Metode.....	"	55
Oversikt over MG-bestemmelser.....	"	56
ISAVSHELTINGEN.....	"	61
ANVENDT KVARTERGEOLOGI: (MASSEINVENTERING).....	"	65
Eikefet-Eikemo.....	"	67
Store Urdal.....	"	67
Lille Aurdal.....	"	68
Romarheim.....	"	68
Området sørøst for Håhovden.....	"	68
Området vest-sørvest for Håhovden.....	"	69

Kommentarer til steinmaterialenes petro- grafiske og mekaniske egenskaper i det vestlige området.....	Side	70
Mostrømmen.....	"	71
Avsetningen ca.700 m øst for Mo.....	"	71
Dallomma ca.11-1200 m nordøst for Mo.....	"	72
Granheim.....	"	72
Nedre Helland.....	"	73
Eikebakken.....	"	75
Området fra sørenden av Steinslandsvannet og ca.4 km sørover.....	"	75
Steinslandsvannets vestre dalside.....	"	76
Deltaet i nordenden av Steinslandsvannet.	"	77
Sammenfatning.....	"	78
POSTGLASIALE FORHOLD.....	"	79
Elveavsetninger.....	"	79
Skredavsetninger.....	"	81
Snøskred.....	"	83
Sammenfatning.....	"	84
SAMMENDRAG.....	"	85
TABELLER.....	"	87
LITTERATUR.....	"	100

INNLEDNING.

Områdets beliggenhet.

Det undersøkte området, fig. 1, er geografisk plassert i Nordhordland, og strekker seg fra dalføret Eikefet-Eikemo i yttre Romarheimsfjorden, nordøstover til området rundt Solrenningsvannet i den sentrale delen av Stølsheimen. I tillegg dekker det undersøkte området i grove trekk fjellområdene opp til vannskillet i hele den over nevnte lengdeutbredelsen.

En kan si at området i både kommunalt og kommunikasjonsmessig henseende er delt i to, med

a: en yttre del, tilhørende Lindås kommune. Denne delen omfatter de nord-sørgående dalene fra Eikefet-Eikemo til og med Romarheim og Romarheimsdalen, samt de omliggende fjellområdene.

Og

b: en indre del, tilhørende Modalen kommune. Denne delen omfatter mer eller mindre området fra Nottveit, i indre Romarheimsfjorden, og hele Modalen med sidedaler, samt områdene helt nord til Solrenningsvannet. I tillegg kommer de omkringliggende fjellområdene.

Historikk.

I det av meg undersøkte området er kvartærgeologiske undersøkelser svært sparsomme fra før.

C.F.Kolderup (1908) og N.H.Kolderup (1926) har begge gitt en oversikt over terrassemålinger, både fra den yttre og indre delen av området. N.H.Kolderup (1955) har videre omtalt et ras i Modalen fra 1953.

Myhre (1972) har sammenfattet en geomorfologisk oversikt over områdene langs Modalen og Romarheimsfjorden.

Avsmeltingen i de yttre deler av Hordaland er avklart tidligere, hovedsakelig av Mangerud (1970) og ved støtte i flere C-14 dateringer. Yngre Dryas endemorenen i Nordhordland er kartlagt av Aarseth og Mangerud (1974).

Avsmeltingen etter Yngre Dryas i det undersøkte området har inntil Aa (1974) vært relativt lite omtalt. Imidlertid er det av flere personer som har drevet undersøkelser i tilgrensende områder, nevnt et Preborealt glasiasjonssenter i Stølsheimen. Blant disse personene finner vi Klovning (1963), Mæland (1963), Skreden (1967), Anundsen og Simonsen (1967), Aarseth (1971), Bergstrøm (1971 og 1975), Anundsen (1972), Mangerud og Skreden (1972), Sindre (1973) og Vorren (1973).

Før Aa (1974) var det likevel ingen som visste noe nærmere om dette glasiasjonssenteret. Det har bare vært antydning at det var av en slik mektighet at isen har strømmet herfra og over de 1100 m høye fjellene sør for Voss, og ellers påvirket isbevegelsene i store deler av Hordaland.

I forbindelse med sine undersøkelser i Eksingedalen fant Aa (1974) det av stor betydning å få kartlagt dette antydte glasiasjonssenteret.

Han fant at i store trekk gikk den eldste isbevegelsen i Stølsheimen rett mot vest, uavhengig av terrenget. Da bortsett fra helt i nord og sør, hvor det var en viss avbøyning mot Sognefjorden og yttre Hardangerfjorden. Isfronten lå sannsynligvis i denne fasen et sted ute i Nordsjøen.

Yngre isbevegelser ~~ble~~ så stadig mer av mot de to over nevnte betydelige dreneringsområdene.

Aa (1974) konkluderer sine undersøkelser med at en må anta et aktivt issenter i Stølsheimen i Preboreal tid, men at dette har hatt en mindre utstrekning og mindre virkning på isbevegelsen enn tidligere antatt.

Problematikk.

Med utgangspunkt i dette, falt det naturlig å følge opp undersøkelsene om avsmeltingsproblematikken i tiden etter Yngre Dryas innen området undersøkt av meg.

For å kunne danne meg en avsmeltingsmodell i området, har jeg foruten det som kommer fram av jordartskartet, Pl. 1, 2 og de mer detaljerte beskrivelsene knyttet til jordartene, basert meg på følgende:

- a: skuringsobservasjoner og andre retningsindikatorer
- b: fastsettelser av marine grenser, MG
- c: korrelering av sannsynlige tidsynkroner randmoreneavsetninger.

I tillegg til dette har jeg sett noe nærmere på løsmassene innen området. Da med henblikk på disse massenes anvendbarhet til vegbyggningsformål. Dette er gjort i samarbeide med Statens Veglaboratorium i Oslo.

Til slutt har jeg valgt å ta med en kort oversikt over de prosesser som har vært aktive innen dalførene i området helt fra isavsmeltingen og fram til i dag. Dette dels fordi det viser seg at disse prosessene har relativt stor betydning for ulike næringsgrupper innen dalførene, og dels for å peke på en problematikk som jeg mener er verd å følge opp ved en eventuell senere anledning.

BERGGRUNNSGEOLOGI. Kort oversikt.

Den følgende oversikten bygger på preliminært berggrunnskart Bergen NP 31,3214, målestokk 1:250 000, sammenstilt ved NGU, juni 1973, av T. Torske, og geologisk kart over Stølsheimenområdet, etter Kildahl (1971).

Hele det undersøkte området ligger innen det som vanligvis betegnes som "det vestlige gneisområdet", eller bare "gneisområdet".

Som en ser av fig. 2 og 3, består dette gneisområdet hovedsakelig av to hovedtyper gneisbergarter som ligger i nord-sørgående soner, suprakrustale og infrakrustale gneiser. De infrakrustale gneisene er av prekambrisk alder, og er eldre enn de suprakrustale. De stikker også dypere og er mer omdannet og mer homogene enn de suprakrustale, som gjerne har bedre markert planstruktur. Dette gir seg utslag i overflateformene, og gjør at grensene mellom de ulike sonene oftest markerer seg tydelig i landskapet.

Romarheimsdalen er anlagt langs en nord-sørgående forkastningssone som skjærer gjennom både suprakrustale og infrakrustale soner. Området langs Romarheimsfjordens, og tildels Mofjordens nordside er ikke kartlagt berggrunnsgeologisk. Mo sentrum ligger i en suprakrustal sone. Ellers ligger Modalen opp til Steinslandsvannet i en infrakrustal sone. Steinslandsvannet ligger i en nord-sørgående forkastnings- eller skyve-sone med infrakrustale på vestsiden og suprakrustale på østsiden. Disse sonene kan følges nordover til de sentrale deler av Stølsheimen.

Kort kommentar til bergartsforholdene.

Bergartsforholdene i det undersøkte området og de nærmest tilstøtende områdene, gjør det svært vanskelig å benytte noen av bergartene som ledebergarter. I tillegg til at de ligger i tildels smale soner som strekker seg nord-sør, ser de alle svært like ut i håndstuffer. Dette gjør det vanskelig å skille dem ved hjelp av feltmetoder.

Av den grunn er det i denne undersøkelsen gjort lite med problematikken angående både transportretninger og transportlengder av løsmaterialene innen området denne undersøkelsen omfatter.

GEOMORFOLOGI.

Geomorfologien i det av meg undersøkte området er tidligere behandlet av Myhre (1972), og for Stølsheimen generelt kort omtalt av Aa (1974). Jeg finner det her likevel riktig for oversiktens skyld, å ta med et kort historisk, geomorfologisk resyme over de for denne undersøkelsen aktuelle områder. Mer detaljerte geomorfologiske betraktninger er ellers i undersøkelsen dratt inn der det har vist seg å være nødvendig. Den følgende oversikten bygger i alt vesentlig på Myhre (1972).

I gneisområdet ligger ca. 55% av arealet over 600 m o.h. Tilsammen utgjør området høyere enn 300 m o.h. mer enn 75% av gneisområdets samlede areal.

Fjorden fra Modalen i øst til skjærgården vest for Bergen er en typisk glasierodert fjord med terskler og overfordypete basseng, se fig. 4. I gneisområdet er den trang, med ofte loddrette fjellsider. Fjordens bredde varierer her fra 100-200 m til maksimum 2 km i Romarheimsfjorden.

Den beregnede relative overfordypningen avtar fra vest mot Stølsheimen. Dette har ført til antagelsen om en avtagende glasial erosjon østover mot Stølsheimen.

Dreneringen i midtre og indre deler av Hordaland har i tidligere tider sannsynligvis i hovedsak gått over "den gamle Vossedalen". Denne har munnet ut i det yttre av Osterfjordsområdet, og trolig drenert vestover den flate Lindåshalvøya. De indre deler av Osterfjordsområdet, med blant annet Modalen, har sannsynligvis drenert samme vegen, og følgelig vært en sidedal til den mektige Vossedalen.

Området er dominert av to hovedsprekkeretninger, en som går nord-sør og en som går nordøst-sørvest.

Når det gjelder utformingen av øvre deler av Modalen med sidedaler, trekker Myhre fram at vannskillet mellom Steinslandsvannet og Krossdalen ligger helt inntil Steinslandsvannets østside. Dette kan bety at Steinslandsvannet representerer en yngre drenering enn Krossdalen, altså et mer umodent stadium enn Krossdalen. Og følgelig antydes ut fra dette at de nord-sørrettete dalområdene har en mindre fluvial utvikling enn de nordøst-sørvestrettete.

Videre pekes det på at de nordøst-sørvestrettete dalene har utviklet to dalgenerasjoner, mens de nord-sørrettete bare har utviklet en.

Myhre trekker derfor den slutningen at de nord-sørrettete dalene er yngre enn de nordøst-sørvestrettete.

ISSKURING.

Av de som tidligere har drevet isskuringsobservasjoner innen det undersøkte området, eller tilstøtende områder, bør først og fremst Aa (1974) trekkes fram. Da flere av hans observasjoner ligger tett opp til området undersøkt av meg, finner jeg det naturlig å benytte en del av hans målinger. Disse observasjonene er på skuringskartet, Pl. 3, merket RA.

Ellers har A. Kristoffersen (dagbok 1964-65-66, etter Aa 1974) foretatt en del målinger innen området. Der det viser seg at jeg uten kjennskap til hans målinger, har foretatt observasjoner selv, har jeg funnet det riktigst å benytte mine egne målinger. Det dreier seg her i første rekke om området like nord for Skjerjevasshytta. Mine målinger faller godt sammen med Kristoffersens, men med enkelte målinger fra 5 til 10⁰ over hans. Kristoffersens målinger er merket AK på skuringskartet.

Noen få observasjoner i det vestlige området er etter Mangerud (dagbok 1963). Disse er merket JM på skuringskartet.

Mine egne målinger er merket med fortløpende nummer.

Det er brukt 360⁰ kompass til alle målinger. Missvisning er trukket fra for samtlige retninger framstilt på skuringskartet, Pl. 3 og i tabell nr. 1.

Alle målinger innen områder på 100x100 m er framstilt på kartet som en lokalitet, og da bare med retninger som klart skiller seg fra hverandre.

De grovkrystalline bergartene i Stølsheimen gjør det vanskelig å få bevart skuringsmerker. I høyfjellet ligger bergartsoverflaten eksponert for alle typer forvitring. Flere målinger er foretatt på kvartsganger. Dette bruker vanligvis

å være sikre lokaliteter for mikroskuring, men dette varierer sterkt i Stølsheimen. Bergartsoverflaten er ofte så sterkt forvitret at kvartsgangene står opp til 1-3 cm over denne. Dette fører svært ofte til at disse gangene "flaker" av under frostforvitring, og gjør at flatene som isskuringen kan måles på ligger løs og forskjøvet oppe på kvartsgangen.

Grunnet de store nedbørsmengdene som preger dette området, har det vært vanskelig å finne gunstige lysforhold til observasjoner av isskuring i de periodene feltobservasjoner har vært drevet. De ganger værforholdene har tillatt det er det benyttet oljekritt for å få fram stripene bedre. Ellers er det benyttet vann, børste og forstørrelsesglass.

Bergartenes strøk går overveiende nord-sør i hele området. Dette vanskeliggjør målinger av eventuelle skuringsstriper som følger denne retningen eller ligger nær opp til den.

Isbevegelser i Stølsheimenområdet basert på isskuring.

Aa (1974) sammenstiller sine egne observasjoner med andres og kommer fram til en tredelt modell for isbevegelsene i Stølsheimen, se fig. 5, 6 og 7.

Den eldste bevegelsen, som baserer seg på skuringsobservasjoner på topper og i de høyestliggende fjellområdene ellers, finner han går hovedsakelig mot vest uavhengig av topografien. I de nordligste områdene bygger tolkningen på Bergstrøm (1971). Han mener at den eldste bevegelsen, som sannsynligvis stammer fra tiden mens brefronten lå ute i Nordsjøen, hadde i de nordlige deler av Stølsheimen en avbøyning mot nord, mot

Sognefjorden. Bergstrøm (1971) mener Sognefjorden med sitt store relative relieff har påvirket isdreneringen selv mens breen var på det mektigste. Dette finner han støtte for hos Vorren (1973), hvis undersøkelser er fra Lusterfjordsområdet.

Aa (1974) finner videre en yngre brebevegelse som uten tvil har vært påvirket både av Hardangerfjorden i sør og Sognefjorden i nord. Han finner at breen sannsynligvis under Yngre Dryas kronosone, Mangerud, S.T. Andersen et al. (1974), har hatt en brekul, eller et isskille, liggende i de sentrale deler av Stølsheimen. Dette isskillet er antatt å ha ligget tvers over Steinslandsvannet, sør for dagens vannskille. Isdreneringen ut fra denne brekulen har så på grunn av fjordene i nord og sør fått en markert avbøyende bevegelse mot disse.

Den yngste bevegelsen finner Aa (1974) skyldes mindre, lokale iskapper liggende igjen i de høyestliggende områdene i Stølsheimen. Disse har medført en isdrenering som i alt vesentlig er lokalt topografisk avhengig og følger dalførene.

Ser en så på mine observasjoner fra Stølsheimenområdet, finner en ingen målte observasjoner som faller utenfor dette opptrukne mønsteret. På lokaliteter hvor det er mulig å skille ut relativ alder på isskuringen, finner jeg konsekvent at den eldste skuringen peker mot vest. Morsom i denne sammenheng er den rett vestlige skuringen målt ved Steinslandsvannets vestsida, lok. 24. Denne skulle støtte opp under påstanden om en topografisk uavhengig brebevegelse. Støt og lesider som storformer angir også en vestlig bevegelse innen hele området.

Når det gjelder yngre brebevegelser, finner jeg i området sør for det antatte isskillet på tvers av Steinslandsvannet, at yngre skuring dreier mot sør. Nord for dette isskillet

finner jeg tilsvarende at den yngre skuringen dreier mot nord. Av de målinger jeg har foretatt finner jeg heller ingen som skulle angi en yngste isdrenering som avviker fra modellen framsatt av Aa(1974), om en isdrenering som er lokalt topografisk avhengig og følger dalførene.

Ut fra dette synes det som om de allerede konstruerte isbevegelsesmodeller for Stølsheimenområdet ser ut til å være akseptable også innen området undersøkt av meg.

JORDARTSKARTLEGGING.

Samtlige områder innen det undersøkte feltet, hvor en finner at jordartene er av en viss utstrekning og mektighet, begrenser seg til hoveddalførene. Dette har medført at jeg under jordartskartleggingen har konsentrert meg om hoveddalene samt de best markerte sidedalene til disse. Fjellområdene har jeg valgt å betrakte mer generelt, da med unntak av områdene rundt Stølsvatni og Solrenningsvannet.

Jordartskartene er over dalførene framstilt i målestokk 1:20 000, se Pl. 1, 2. Under kartleggingen har jeg søkt å holde meg til Norges Geologiske Undersøkelses standard av 1972, utarbeidet av A. Reite, N. Rye, R. Sørensen og T. Østerås. Kartleggingen er utført på grunnlag av feltobservasjoner, samt bruk av flybilder i målestokk 1:15 000.

Fordelingen av jordartene i dalførene.

Glasifluviale og fluviale jordarter.

Disse er de dominerende jordartene i samtlige av de større dalførene. I det vestlige området synes de å dominere bildet i de sørlige delene av dalførene, mens i det østlige området finner en disse jordartene i hele Modalens lengde. Avsetningsformene består i alt vesentlig av elvesletter, sanduravsetninger, randdelta-sandurdeltaavsetninger og flomskredvifter.

Morenemateriale.

I det vestlige området danner morenematerialet den dominerende jordarten over det øverste marine nivået. Morene-

materiallet ligger oftest i vestlige og nordvestlige dalsider, og da oftest som påklistret, hardpakket bunnmorene. Sannsynligvis avsatt som støtsidemorener under en topografisk uavhengig brebevegelse. Yngre morenemateriale er oftest representert i form av randavsetninger som krysser dalene, da gjerne i ryggform. Morenemateriale danner uten tvil den dominerende jordarten i sidedalene.

I det østlige området finner en morenemateriale av nevneverdig utstrekning og mektighet i første rekke helt nord i Modalen, samt i sidedalene. Noe morenemateriale ligger ellers i dalsidene der disse er relativt slake i forhold til det som er vanlig i Modalen. Det meste av morenematerialet i dalsidene er her som i det vestlige området, påklistret, hardpakket bunnmorene. Denne ligger best markert i vestlige og nordvestlige dalsider. Dette er det samme bilde som Aa (1974) fant for Eksingedalen, og de eldste påklistrete moreneavsetningene i dalsidene er sannsynligvis avsatt som støtsidemorene under en topografisk uavhengig brebevegelse. Yngre morenemateriale i form av ryggformete randavsetninger finnes bare i sidedalene. Det kan synes som om morenematerialet mange steder er avsatt opp til en bestemt øvre grense, men dette ser ut til i disse tilfellene å skyldes de steile dalsidene som ligger over.

Skredmateriale.

Under alle bratte dalsider i områdene ligger skred og rasmaterialer. Disse jordartene ligger oftest som et dekke over en underliggende jordart. Som oftest er denne glasifluvial eller morene. Disse skred og rasavsetningene varierer fra rene storblokkige urer til avsetninger inneholdende de fleste kornfraksjoner. Niye av dette skredmaterialet består av materialer som primært er avsatt som morene.

Kort sammendrag.

Det generelle bildet i disse områdene, er at under bratte dalsider ligger rasmaterialer over moréne eller glasi-fluviale-fluviøle avsetninger.

I det vestlige området dominerer de glasifluviale-fluviale jordartene under det høyeste marine nivået, mens morene er den dominerende jordarten over dette nivået.

I det østlige området dominerer de glasifluviale-fluviale jordartene hele Modalen, mens morenemateriale danner den dominerende jordarten i sidedalene, og er ellers representert i dalsidene helt nord i Modalen.

Oversikt over fjellområdene.

Da fjellområdene bare er dekket av kart i målestokk opp til 1:50 000, har jeg ikke lagt vekt på å framstille noe jordartskart over disse områdene. Så godt som hele det undersøkte fjellområdet kan karakteriseres som snaufjell. I dalsøkk og trange fjelldaler kan en finne rasmaterialer og tildels noe morenemateriale, men da overveiende av liten mektighet og utbredelse. Ellers har fjellområdene hele året stor dekningsgrad av snø. Flyttblokker bestående av bergarter fra gneisområdet er spredt over hele området. Karakteristiske bilder fra fjellområdene er framstilt i fig. 8, 9 og 10. Bildene er tatt i første halvdel av august 1974.

Unntak fra dette vanlige bildet er områdene rundt Stølsvatni og Solrenningsvannet. Disse områdene er i stor grad preget av løsmasser. Fig. 11 viser disse områdene kartlagt av A. Nilsen (1971). Bilder fra disse områdene sees i fig. 12, 13, 14 og 15.

OMRÅDEBESKRIVELSER.

I den følgende beskrivelsen har jeg lagt mest vekt på de større avsetningene i dalførene. De mellomliggende områdene har jeg valgt å behandle mer overfladisk. Dette fordi jeg mener at de best markerte avsetningene er av størst interesse i denne undersøkelsen, og fordi de forteller relativt mye avsmeltingshistorisk i det undersøkte området.

Dette kapittelet er lagt opp slik at det kan leses parallelt med det senere kapittelet om anvendt kvartærgeologi.

Metode.

Framgangsmåten ved prøvetaking til kornfordelingsanalyser har vært å ta mest mulig representativt materiale fra de enkelte lokalitetene. Fra morenemateriale er tatt prøver av størrelsesorden 1 til 2 kg, mens fra glasifluvialt materiale 0,5 til 1,5 kg. Ved prøvetaking til sprøhets og flisighetsanalyser er fulgt de retningslinjer som er vanlige ved Statens Veglaboratorium i Oslo, fraksjonsprøver pluss overstørrelser, tilsammen ca. 15 kg pr. prøve.

Ca. halvparten av de benyttete kornfordelingsanalysene er utført ved Statens Veglaboratorium i Oslo, og etter prosedyre beskrevet i Analyseforskrifter for Statens vegvesen (1966). Resten har jeg analysert selv etter den prosedyren som er blitt vanlig ved Geologisk institutt, avdeling B, ved Universitetet i Bergen. Enkelte prøver er analysert etter begge de nevnte prosedyrer uten at det har kommet fram forskjeller i analyseresultatene.

Sprøhets og flisighetsanalysene er alle utført ved Statens Veglaboratorium i Oslo, og etter prosedyrer beskrevet i Analyseforskrifter for Statens vegvesen (1966).

Frøvelokaliteter samt utregnete kornfordelingsparametre er framstilt i tabell nr.2.

De rundingsgradene som står omtalt for de enkelte prøvene på sprøhets og flisighetsskjemaene, er analyseresultater fra Statens Veglaboratorium i Oslo, og er kommet fram etter analysemetoder som er vanlige i bruk der på materiale som brukes til sprøhets og flisighetsanalyser. Resultatene angir bare de dominerende klassene uten prosentvis inndeling.

Høydemålinger er foretatt med "Paulin"luftbarometer, og ved hjelp av økonomisk kartverk i målestokk 1:5000, med ekvidistanse 5 m.

Beskrivelser fra det vestlige området.Dalføret Eikefet-Eikemo.

Dette dalføret strekker seg tilnærmet rett nord-sør, og er vel 300 m bredt og ca. 1,5 km langt.

Fra Eikemo, som ligger an mot en dalende, strekker en forlengelse av dalføret seg som en smal tarm videre nordover.

Hele dalføret mellom Eikefet og Eikemo er preget av meget steile, tilnærmet loddrette fjellsider, og løsmasseakkumulasjoner dekker hele dalbunnen.

Eikemo, helt nord, ligger oppe på en deltaoppbygget terrasseavsetning. Distalt i dette deltaet har det tidligere vært drevet masseuttak, og dagen mål på terrasseavsetningen er ca. 500x300 m. Terrassens høyeste punkt er proksimalt, ca. 81 m o.h., men dagens ytterkant, distalt, ligger ca. 68-69 m o.h. Terrasseskrenten i sør er ca. 25 m høy. Terrasserester i samme nivå som Eikemoterrassen finnes også i dalsiden øst for Eikemo.

I den distale terrasseskrenten, som er sterkt preget av utrast materiale, ligger et blokklag fra 62 til 64 m o.h. Det inneholder blokker som virker rundete og som er opp til ca. 1 m i diameter, se fig. 16. Dette blokklaget kan følges i hele skrentens lengde. I følge muntlige opplysninger fra fastboende på Eikemo ligger blokklaget horisontalt, mens de sandige, grusige lagene på omlag 1 m tykkelse som ligger under skråer sterkt mot sør. Lagpakken over blokklaget faller mindre enn 5° mot sør.

Fra dagens sørskrent må terrassen minimum ha strukket seg 100 m lengere sørover. Det er denne delen som er fjernet ved grusdrift.

Ved foten av dagens sørskrent kommer en ned i bottomsetlagene. Disse er horisontale, inneholdende relativt godt sortert sand, se fig. 20 pr. 40. Terrassematerialets kvalitet er antydning i fig. 21.

Terrassens overflate bærer spor etter tidligere drenering, og overflaten har i de sentrale deler en antydning til terrassekant som i mindre buktninger kan følges på tvers over det meste av terrasseflaten. Denne kanten er der den er best markert, opp mot 1 m høy, se fig. 17. Mens terrasseflaten sør for denne kanten er relativt jevn og horisontal, er den nord for kanten mer ujevn og stiger merkbart inn mot rotpunktet. Det ligger også blokker på opp til 1 m i diameter spredt over overflaten inn mot terrassens rotpunkt. Denne lave kanten ligger i et nivå opp mot 70 m o.h., og kan på mange måter minne om en strandvoll.

Dette, sammen med fjellterskelen på omlag 78 m o.h. i terrassens rotpunkt, gjør at jeg antar at de høyestliggende delene av Eikemoterrassen ble bygd opp til noe over avsetningstidens havnivå. Den samme antagelsen hadde C.F. Kolderup (1908), men uten å gi noen begrunnelse for sitt syn.

I dalføret fra Eikemoterrassen og sørover til Eikefet, er løsmassene bygd opp til et toppnivå på 42 m o.h., og et lavere nivå er utplanert i en høyde av 30 m o.h. Overflaten av disse avsetningene er kupert, og spredt over hele overflaten ligger blokker opp til 1 m i diameter.

Massene i denne delen av dalføret er hovedsakelig avsatt i delta, med 0,5 til 1,5 m tykke forsetlag, se fig. 18 og 19, og deres kvalitet er angitt i fig. 20 pr. 5, 6 og 6B og fig. 22.

Noe materiale er avsatt i fossile elveløp. Disse massenes kornfordeling er angitt i fig. 20 pr. 8 og 9.

Det meste av materialet i den sørlige delen av dette dalføret er i dag tatt ut ved sand og grusdrift.

Nivåene på henholdsvis 42 og 30 m o.h. finnes også igjen som terrasserester i morene på dalens vestside.

Diskusjon.

Sør for Eikemoterrassen har jeg ikke funnet spor som tyder på at hele dalføret sør for denne har vært fylt opp av løsmasser til denne terrassens nivå.

Eikemoterrassen ble sannsynligvis bygd opp av materiale som ble fraktet ut dalføret som fortsetter som en smal tarm nordover fra Eikemo.

Området sør for Eikemoterrassen synes å ha fått utplanert sitt høyeste nivå på 42 m o.h. Dette området har sannsynligvis fått tilført sitt materiale både fra nord og nordvest. Sannsynligvis er mye av dette materialet sekundært utvasket og avsatt fra materialet i Eikemoterrassen

Da det glasifluviale materialet som er avsatt fra og med Eikemoterrassen og sørover dette dalføret er overveiende grovt og relativt dårlig rundet, faller det naturlig å anta at da i det mindste Eikemoterrassen ble avsatt, lå isen ikke langt nord for avsetningsområdet. Det er da nærliggende å tolke Eikemoterrassen som et isfrontdelta, avsatt opp til eller mest sannsynlig, noe over avsetningstidens havnivå.

Store Urdal.

Fra Store Urdal og videre nordover strekker det seg et relativt smalt dalføre. Det kan i store trekk sies å gå rett nord-sør. Den østre dalsiden er tildels meget steil, og er preget av utrast materiale, mens den vestre er betydelig slakere og er preget av påklistret bunnmorene i de laveste delene. I enkelte partier er også den vestre dalsiden tildels preget av utrast materiale. Dette sees som blokker i overflaten.

De første 2 km nordover fra Store Urdal er dalbunnen preget av fluviale og glasifluviale løsmasseavsetninger. Gårdene på Store Urdal er lagt på terrasseflater i løsavsetningene ved dalførets munning, se fig. 23. Materialet i disse terrasserte avsetningene er typisk glasifluvialt materiale avsatt som delta, med foresetlag på 1 til 2 m tykkelse, og med fall på 28° mot sør. Kvalitative prøver fra disse avsetningene er framstilt i fig. 25 pr. 41 og i fig. 26. I tillegg til disse analyse-resultatene kan anmerkes at foresetlagene ved Store Urdal inneholder ganske meget stein opp til ca. 25 cm i diameter.

Det har tidligere vært drevet masseuttak fra disse avsetningene, og dagens eier påstår at det i bunnen av det igjenraste grustaket ligger et ca. 1 m tykt, nesten horisontalt lag med "leirliknende" materiale. Under dette følger horisontale lag med godt sortert, "ren støpesand". Dette skulle være ca. 3 til 5 m over dagens havnivå.

C.F. Kolderup (1908) nivelerte opp den antatte høyeste terrasseflaten ved Store Urdal til 65,8 m o.h. Dette mener jeg er for lavt, da det viser seg at samtlige av de høyeste terrassenes innerkant målt av meg, ligger i et nivå 69-70 m o.h.

En terrasserest som ligger an mot en svakt framstikkende fjellrygg på østsiden av dalen like nord for Sore Urdal, angir også det samme nivået i sine høyeste områder.

Ca. 600 m innenfor Store Urdal ligger en terrasse som strekker seg omlag 1,5 km videre nordover dalen. Denne terrassen inneholder i de sørligste delene overveiende silt og finsand. Denne delen ligger som ravinerte rester langs den østre dalsiden og er bygd opp til omlag 70 m o.h. Nordover er denne terrassen bredere og fyller det meste av dalbunnen, se fig. 24.

Overflaten av terrassen er her jevn, tilnærmet horisontal. I sørenden av denne bredere delen ser en i samme snitt både topset, foreset og bottomsetlag innen en vertikal høyde på noe over 4 m. Topsetlagpakken er en ca. 0,5 m tykk "hud" med overveiende godt rundet stein opp til 25 cm i diameter. Foresetlagene, som faller fra 10 til 15° mot sør, inneholder sandig grusig glasifluvialt materiale i lag med omlag 0,5 m tykkelse. Bottomsetlagene er tilnærmet horisontale, og består i alt vesentlig av laminert, tildels lagdelt finsand. Material-eksempler er vist i fig. 25 pr. 2 og 3. Rester etter denne terrassen som sannsynligvis er avsatt i hele dalens bredde, finnes også på dalens vestside.

I den nordlige delen stiger terrassen raskt opp til 75 m o.h. Overflaten i dette området og videre nordover er ujevn og har et markert blokkinnhold, tildels storblokkig. Dette området strekker seg opp til ca. 90 m o.h. Her blir dalen skåret på tvers av en godt markert, blokkrik randmorenerygg. Denne ryggen er best markert på dalens østside, hvor den er 6-8 m høy, men sees også tydelig på vestsiden.

Fra denne moreneryggen og nordover opp til ca. 270 m o.h. ligger hardpakket bunnmorene klistret til både dalbunn og

dalsider. Overflaten av denne er storblokkig, enkelte steder med blokker opp til flere m³. Eksempel på dette morenematerialet er angitt i fig. 25 pr. 1

Diskusjon.

Det synes som om isen under tilbakesmeltingen i dette dalføret har hengt seg opp like nord for dalforsnevringen ved Store Urdal. I denne fasen antar jeg at de høyestliggende deltaavsetningene ved Store Urdal ble avsatt.

Deretter har isfronten trukket seg videre tilbake innover dalen. Hvor langt vites ikke, men moreneryggen i 90 m nivået antyder en senere framrykking.

Dalfyllingen distalt for denne moreneryggen går over i et delta med tilnærmet horisontalt utformet overflate. Nivået på denne flaten er det samme som det høyeste nivået ved Store Urdal og terrasseresten i dalforsnevringen rett nord for dalmunningen.

Ut fra dette ser jeg det sannsynlig at disse høyeste terrassenivåene representerer avsetningstiden havnivå, ca. 70-71 m o.h.

Proksimalt for moreneryggen i 90 m nivået synes alle spor å tyde på en relativt rask avsmelting.

Lille Aurdal.

Dalføret som munner ut ved Lille Aurdal har et tilnærmet rett nord-sør forløp. Munningen av dalføret er betydelig videre enn den delen som fortsetter nordover. Den vide delen av dalmunningen er ca. 500 m lang og ca. 300 m bred. Denne delen er tildels fylt opp av terrasserte løsmasser. Materialet i terrassene ved Lille Aurdal er i alt vesentlig ca. 1 m tykke, skråttstilte lag som faller 28-30° mot sør. Lagene inneholder overveiende sand og grus med stein opp til 25 cm i diameter, Dog med et par lag inneholdende stein opp til 0,5 m i diameter, se fig. 27. Skrålagene ved Lille Aurdal fortsetter ned under dagens havnivå. Kvalitative analyseresultater av materialet ved Lille Aurdal er framstilt i fig. 28 pr. 42 og fig. 29.

I følge C.F. Kolderup (1908) er den høyeste terrassen i dette området nivelert til 45,5 m o.h. Selv mener jeg dette er for lavt. Der den smale tarmen av en dal nordfra vider seg ut ved Lille Aurdal, ligger en glasifluvial terrasserest målt til 72 m o.h. Denne terrassen har en horisontal, vasket, steinrik "hud" ca. 0,5 m, tykk liggende over sandige grusige, skråttstilte lag. Og den må ha hatt fri åpning ut mot sjøen da den ble avsatt.

Fortsetter en dalføret nordover fra denne terrasseresten, finner en at det i alt vesentlig er dekket av bunn og ablasjonsmorene, oftest blokkrik i overflaten. Ved enkelte dalforsnevninger krysser mindre randmorener rygger dalføret.

Diskusjon.

Det virker som om hele denne videre dalmunningen har vært fylt helt opp av løsmasser. Ved senere senkning av erosjonsbasis, har så elva og sjøen sterkt medvirket til den terrasserte utformingen dalmunningen har i dag.

Terrasseflaten målt til 72 m o.h. antar jeg må representere avsetningstiden høyeste havnivå i området. Nord for og høyere enn denne terrasseflaten ligger morenemateriale uten spor etter utvasking. I dette området virker det som om isfronten har smeltet relativt jevnt tilbake, bare avbrutt av et par mindre oppheng ved enkelte dalforsnevninger.

Romarheim.

Bebyggelsen på Romarheim er anlagt på en godt markert løsmasseavsetning helt i munningen av Romarheimsdalen. Denne avsetningen som er avsatt som et isfrontdelta, er distalt terrassert ned mot fjorden, mens proksimalskråningen, som antas å være en iskontaktskråning, C.F. Kolderup (1908), Mangerud (dagbok 1963), faller relativt bratt og jevnt ned mot et større flattliggende område, en elveslette, som strekker seg nordover mot Håhovden. Videre ligger denne avsetningen an mot fast fjell både i øst og vest.

Isfrontdeltaets høyeste område er i dag fjernet ved masseuttak, men er av C.F. Kolderup (1908) nivelert til 43 m o.h., et tall jeg finner rimelig.

Hele avsetningen synes å ha hatt en minimum 2 m tykk "hud" med finere materiale som toppdekke. Under dette ligger opp til 1 m tykke lag som faller mot sør. Materialet i disse lagene syntes å være svært likt i alle de lagene som var observerbare. Materialeksempler fra denne avsetningen er framstilt i fig. 31 pr. 51 og 52.

På Romarheimsavsetningens østside, oppe i fjellsiden, ligger rester etter glasifluvialt, sandig, grusig materiale i skråttstilte lag som faller mot sør. Denne terrasseresten ligger mellom 70 og 75 m o.h.

Området sørøst for Håhovden.

I dallomma på sørøstsiden av Håhovden ligger restene etter et større delta, eller om en vil, restene etter to sammenfallende delta, se fig. 30.

Det ene tilførselsområdet til disse avsetningene, er den nord-sørgående Romarheimsdalen. Materialet herfra er avsatt over en 60-72 m høy framstikkende fjellterskel på Håhovdens vestside. Det andre tilførselsområdet er et mindre dalføre som munner ut helt inne i bunnen av dallomma. Dette dalføret har et forløp som er nordøstlig-sørvestlig.

Det meste av materialet avsatt ut Romarheimsdalen, er fjernet ved masseuttak. Rekonstruksjonen av denne delen bygger derfor på spredte igjenværende materialrester, samt kart og flybilder. Materialet i dette deltaet synes å ha vært av en noe vekslende karakter. Nærmest fjellterskelen, proksimalt, er massene grove med mye stein av ulik størrelse opp til ca. 35 cm i diameter. Over dette, i de sentrale deler av avsetningen, ligger et omlag 2 m tykt siltholdig lag. Over dette følger så materiale av samme karakter som det under det siltholdige laget. Helt distalt ligger lag med relativt godt sortert sand-finsand. En kvalitativ framstilling av materialer fra denne avsetningen er gjort i fig. 31 pr. 48 og 49 samt at fig. 32 antas å være representativ også for disse avsetningene.

Lagene lengst proksimalt faller 33° mot sørøst. Lengere distalt blir fallet på lagene betydelig slakere, helt ned i 18° .

Sentralt snitt i deltaet som er avsatt fra nordøst, viser overveiende samme materialtype som vist i fig. 31 pr. 49.

Et par av disse omlag 1 m tykke lagene som faller rett mot sør, inneholder imidlertid noe bedre sortert, sandig materiale.

Materialeksempel fra disse lagene er framstilt i fig.31 pr.50. Ellers er resultatene fra denne avstningens sprøhet og flisighetsanalyse framstilt i fig.33.

Begge disse deltaene er bygd opp til omlag 72 m o.h.

Området vest-sørvest for Håhovden.

I dette området ligger kun rester etter en betydelig terrassert avsetning, se fig.30. Restene viser imidlertid tydelig nok at det var et isfrontdelta som har ligget her. Så og si alt materialet er fjernet herfra ved masseuttak.

Rekonstruksjonen antyder at avsetningen her har bestått av øverst en ca. 2 m tykk, horisontaltliggende "hud" uten lagdeling. Denne har inneholdt stor, rundet stein i sandig grusig matriks. Under denne har ligget 0,5 til 1 m tykke, grusige skrålag, med fall omlag 20° mot sør. Fig.31 pr.49 samt fig.32 kan også sies å være representativt for dette materialet.

Denne terrassen synes å ha vært avsatt opp til ca. 70-72 m o.h.

En lavere terrassering, som fortsetter sørover i kontakt med denne, inneholder materiale av samme karakter. Denne terrassens overflate ligger ca. 4 m høyere enn elveslettas.

Området fra Håhovden og ca. 1 km nordover Romarheimsdalen.

Nord for de over nevnte avsetningen i Romarheimsdalen, er dalen fylt opp til over 70 m o.h. med glasifluvialt materiale. Fra Håhovden kan en så godt som sammenhengende følge terrasserte avsetninger ca. 1 km nordover dalen. Terrasserestene ligger an mot begge dalsider, men er tydeligst langs østsiden.

Materialet er hovedsakelig sandig, grusig, glasifluvialt materiale avsatt i lag som faller ca. 15° mot sør. Lagtykkelsen varierer fra 0,5 til vel 1 m.

Helt i nord ligger denne terrasseresten an mot en godt markert frontmorenerygg som ligger på tvers av dalen. Ca. 400 m distalt for denne moreneryggen går terrasseoverflaten opp i over 75 m o.h. Samtidig øker blokkinnholdet i overflaten merkbart i dette området.

Diskusjon.

Avsmeltingshistorisk ser det ikke ut til at Romarheimsavsetningen ble avsatt opp til avsetningstidens høyeste havnivå. Dette antas på bakgrunn av de betydelig høyere nivåene på avsetningene rundt Håhovden, samt nivået på terrasseresten i dalsiden rett øst for Romarheim. Også den minimum 2 m tykke, siltige lagpakken som dekker blant annet de høyeste delene av Romarheimsavsetningen, skulle støtte opp om denne antagelsen. Det høyeste antatte marine nivået jeg finner i dette området, er på terrasseresten nordover fra Håhovden, og det er målt til 74-75 m o.h. Den delen av denne terrasseresten som er avsatt over dette nivået antar jeg er avsatt over avsetningstidens høyeste havnivå. Dette på bakgrunn av det merkbart tiltagende blokkinnholdet i overflaten, samt den tydelig mer ugjevne overflaten av avsetningen i dette området.

Under avsmeltingen har isfronten først hengt seg opp i dalforsnevringen ved Romarheim, hvor dagens terrasserte avsetning ble bygd opp. Herfra har så isfronten trukket seg tilbake til det smale området rett vest for Håhovden. Denne stansen medførte at avsetningene sørøst og vest for Håhovden ble bygd opp. Disse avsetningene antar jeg tilhører samme avsetningsfase, og det er rimelig å anta at de rett etter avsetningen dekket et sammenhengende område på tvers over dalen i dette området. Samtidig synes også deltaet avsatt ut fra det nordøst-sørvestgående dalføret innerst i dalloppet å være avsatt.

Alle disse avsetningene er bygd opp til samme nivå, noe som gjør at jeg antar de ble bygd nær opp til avsetningstidens havnivå.

Isfronten har så trukket seg videre tilbake nordover Romarheimsdalen, og har så under stagnasjon eller svak framrykking, avsatt moreneryggen ca. 1 km nord for Håhovden. Denne ryggen bærer ikke preg av noen utvaskning i distalsiden, noe som skulle støtte antagelsen om at den er avsatt over havnivå.

Romarheimsdalen videre nordover til vannskillet.

Fra moreneryggen ca. 1 km nord for Håhovden og nordover til vannskillet, er Romarheimsdalens dalsider sterkt preget av morenemateriale og rasmateriale. I de bratteste dalsidene dominerer rasmaterialet, mens morenematerialet er det dominerende i de slakere dalsidene.

Best markert er dette påklistrete bunnmorenematerialet i området som strekker seg fra Laksevann og nordover forbi Nipo, til og med området rundt vannskillet, hvor en finner noe ablasjonsmorene, se fig. 34 og 35. Materialprøver fra disse moreneavsetningene er framstilt i fig. 36 pr. 43 og 44.

Rene randmorenerygger, som vitner om stagnasjon eller mindre framrykninger av isfronten under avsmeltingen, er flere steder godt markert i dalens lengde. De best markerte ryggene er, regnet sørfra og nordover:

Ryggen ca. 1 km nord for Håhovden.

En rygg ca. 1 km nord for den over nevnte ryggen, se fig. 37.

En rygg som demmer sørenden av bassenget ved Laksevann, se fig. 34.

Langs vegen opp til Stussdal er funnet lateralmorener i to nivå, 205-215 m o.h. og 150 m o.h. Begge ryggene er avsatt med distalsiden konveks mot vest i lengdeutbredelsen, og de inneholder begge sandig, grusig materiale med betydelig innslag av stein opp til ca. 30 cm i diameter, se fig. 38.

Hvis en antar at den høyeste sidemorenen tilhører stadiet ved Håhovden, skulle det tilsi en brefrontgradient på omlag 135-150 m på de første 1,5 km. Antar en så at den laveste ryggen tilhører stadiet ca. 1 km nord for Håhovden, skulle dette tilsi en brefrontgradient på ca. 70-75 m på de første 0,5 km. Dette er gradienter som ikke skiller seg fra de som tidligere er utregnet for dalbreer i tilsvarende områder av Vorren (1973), Aa (1974) og Bergstrøm (1975).

Beskrivelser fra det østlige området.

Mostrømmen.

I den vestre delen av det smale sundet som skiller de indre deler av Romarheimsfjorden fra Mofjorden, er avsatt et betydelig isfrontdelta, av C.F.Kolderup (1908) omtalt som "Mostraumsraet". Dette deltaet er gjennomskåret av en grunn, smal strøm langs den nordlige fjellsiden, se fig. 39 og 40.

Den høyeste terrassen er ifølge C.F.Kolderup (1908) nivelert til 32,86 m o.h., men avsetningens høyeste punkt, som ligger under den sørøstre fjellveggen, er nivelert til 42,1 m o.h.

Snitt i den vestre, distale delen av avsetningen, viser en skråttstilt lagpakke som faller mot vest, med underst fin lagdelt sand, og over denne lag med utpreget storsteinet grus. Flere steder finnes det store blokker i sanden. Den østre, proksimale delen er i dag preget av store blokker, de fleste lagt igjen som rester etter tidligere masseuttak i denne delen. Det er ingen snitt i denne delen av avsetningen. Ifølge C.F.Kolderup (1908) er også avsetningens høyeste del lagdelt.

Diskusjon.

C.F.Kolderup (1908) mener at denne avsetningen ikke er bygd opp til avsetningstidens havnivå. Dette vil bli nærmere omtalt under kapittelet om marine nivå i området.

Ellers er avsetningen et isranddelta, avsatt glasimarint foran en bre ut Mofjorden, men typisk glasifluvialt i karakteren.

Mo.

Mo sentrum ligger på et resent delta innerst i Mofjorden. Dette deltaet ser i dag ut til å få tilført relativt lite materiale. I fronten av dagens delta er anlagt kai.

Ca. 700 m øst for Mo.

Her ligger på begge sider av ølføret rester etter en større isfrontavsetning.

Tiltross for at det meste av materialet på elvas sørside er fjernet, er det nok spor igjen til å rekonstruere den delen av frontavsetningen som har ligget her. Avsetningsformen kan ennå sees tydelig på den nylig eksponerte fjellveggen på dalens sørside, se fig. 41.

I avsetningens sentrale deler er blottlagt horisontale, godt sorterte sandlag, bottomsetlag. Over disse ligger rester etter skrålag med fall mot vest, foresetlag inneholdende sandig, grusig materiale, se fig. 42. En liten rest som når helt opp til avsetningens høyeste del, se fig. 41, viser øverst horisontale lag, topsetlag, inneholdende grus og stein. Rester etter et sterkt usortert, moreneliknende materiale er også observert i de sentrale deler av avsetningen. Dette lå med skarpt avgrenset, vertikal diskordans til de omliggende bottomsetlagene, se fig. 43. Dette materialet så ikke ut til å ha stor mektighet, og den skarpe avgrensningen mot det omliggende materialet, antyder at det moreneliknende materialet er avsatt som en frossen blokk.

Materialprøver fra denne avsetningen er angitt i fig. 44 pr. 37, 38 og 38B samt i fig. 45.

Avsetningen på nordsiden av elva, ligger proksimalt an mot en nord-sørgående fjellrygg. Distalt er avsetningen terrassert i flere nivå. De sentrale og høyeste delene av denne avsetningen er fjernet ved masseuttak, men snitt i den sentrale delen viser skrålag med tykkelse ca. 1 m, som faller 17° mot vest. Materialprøve fra disse foresetlagene er angitt i fig. 44 pr. 39. Ellers skulle fig. 46 være representativ for denne avsetningen.

Det er ingen klare spor etter topsetlag på avsetningen på nordsiden av elva. Den synes å være avsatt opp til et noe lavere nivå enn avsetningen på sørsiden, men øverst proksimalt, ligger rester etter et siltig, sandig lag med tykkelse 0,5 til 2 m, se fig. 47.

Høydene på disse avsetningene er vanskelig å angi helt eksakt, da de høyestliggende delene er fjernet ved masseuttak. Men ut fra det som er igjen pluss den eksponerte fjellsiden på sørsiden av dalen, finner jeg at den høyeste delen må være avsatt opptil omlag 45-47 m o.h.

Dallomma ca. 11-1200 m øst for Mo, på nordsiden av elva.

Her ligger i dag kun rester etter en stor deltaoppbygget avsetning. Så og si alt materialet er fjernet herfra gjennom mange års masseuttak.

Rester som står igjen viser i snitt foresetlag med fall mot nordvest. Over dette sees proksimalt, rester etter topsetlag med godt rundet, steinrikt materiale, se fig. 48. Ut fra de rester som er igjen, synes det som om denne avsetningens materiale har vært svært likt materialet i avsetningen ca. 700 m øst for Mo. Avsetningen synes også å ha vært bygd opp til det samme nivået som de ca. 700 m øst for Mo, se fig. 49.

Dette deltaet har fylt en dallomme omgitt av steile fjellsider. Materialet avsatt lengst distalt er ikke fjernet. Det består overveiende av finsand og silt i uregelmessig lagning, med en tendens til finere materialer mot lavere delen av avsetningen. Lagene er så og si horisontale. I vest ligger denne avsetningen distalt an mot den samme fjellryggen som tidligere er omtalt proksimalt for avsetningen på nordsiden av elva ca. 700 m øst for Mo. Lengst inne, mot nord, i dallomma, er terrenget ravinert, og en kommer under den grovere silten ned i fin silt og tildels leirig silt.

Diskusjon.

Regner en med overflategradienter på dalbrefronter av samme størrelsesorden som Vorren (1973), Aa (1974) og Bergstrøm (1975), 100 til 130 m/km nær fronten, finner en at da det vestligste av disse deltaene ble avsatt, var breen sannsynligvis mektig nok til å fylle det meste av dallomma, om ikke hele.

En kan derfor anta at isfronten først har hatt et stopp i tilbakesmeltingen ved den vestligste fjellterskelen. Her har en så fått avsatt det vestligste av disse deltaene. Deretter har så isfronten trukket seg tilbake til den neste naturlige dalforsnevringen, ved Åsen, hvor den så sannsynligvis har ligget under oppfyllingen av dallomma. Rester etter denne avsetningen finnes ikke på dalens sørside, her er bare storsteinet ur.

Det groveste materialet har så blitt avsatt som et frontdelta nærmest breen, mens finere materialer som silt og leir har blitt avsatt i en bakevje, dannet av fjellterskelen

mot vest, dallomma og det stadig utbyggende frontdeltaet mot nord og øst.

Beliggenheten og det gjevne toppnivået på disse avsetningene tilsier at de må være avsatt med relativt liten tidsforskjell. Jeg har ikke funnet spor etter overvasking i den bevarte delen av proksimalskråningen på avsetningen på dalens sørside. Heller ikke har jeg funnet spor etter siltlag i den høyeste delen av denne avsetningen. Siltlaget i toppen av den noe lavere avsetningen på nordsiden av elva, antas å være av samme opprinnelse som silten i de distale deler av den østligste avsetningen

Topsetlagene i den østligste avsetningen er bygd opp til samme nivå som det høyeste nivået i den vestligste, 45-47 m o.h., og det er ikke funnet spor etter høyere terrassenivå eller andre marine nivå i dette området.

Ut fra dette antar jeg at disse avsetningene ble bygd opp til et nivå svært nær avsetningstidens havnivå.

Granheim.

Ca. 4 km innenfor Mo, på sørsiden av dalen ligger rester etter betydelige avsetninger. Disse avsetningene er representert ved to terrasserte deltaoppbygninger, avsatt i kontakt med hverandre, se fig. 50.

Det nordligste deltaet er det bare rester av i dag, da store deler av avsetningen er fjernet ved masseuttak. Denne avsetningen ligger like sør for en forsnevring i dalen, og terrasseresten ligger i ly av framstikkende fast fjell, så proksimalsiden er noe uklar. Topsetlagene som delvis er skrellet av, inneholder betydelig grovere materiale enn foresetlagene, se fig. 51. De ca. 1 m tykke foresetlagene som faller 30° mot sørvest, synes alle stort sett å inneholde svært likt, grusig materiale. Materialets kvalitet er antydnet i fig. 52 pr. 32 og fig. 53. Denne avsetningen som uten tvil er et brefrontdelta, er avsatt opp til 50 m o.h.

Sør for, i kontakt med denne høyeste terrassen, ligger det et lavere delta, bygd opp til 32-33 m o.h. Denne laveste terrassens strategrafi i de distale deler, er framstilt i fig. 54, og materialprøver er angitt i fig. 52 pr. 33, 34, 35 og 36.

Avsetningene ved Eikhaugane, på nordsiden av elva, se fig. 50, antas å tilhøre samme avsetningsfase som den høyeste terrassen, og antas å inneholde omlag samme type materiale.

Diskusjon.

Under avsmeltingen har brefronten sannsynligvis hengt seg opp i dalforsnevringen proksimalt for den høyeste terrassen. Her har så det isfrontdeltaet som omfatter både Eikhaugane og den høyeste terrassen ved Granheim, blitt bygget opp til 50 m o.h., noe jeg antar er nær avsetningstidens havnivå.

Hvorvidt noen av de horisontale lagene i den laveste terrassen kan sies å være bottomsetlag, tilhørende den høyeste terrassen, er vanskelig å avgjøre. Jeg observerte rester etter foresetlag helt distalt i den høyeste terrassen, i nesten 3 m lavere nivå enn overkanten av de horisontale lagene helt distalt i den laveste terrassen. Mest sannsynlig finner jeg det at lagene fra og med det leirige siltlaget og nedover er bottomsetlag tilhørende den høyeste terrassen, mens den horisontale lagpakken over hører til samme avsetningsfase som lagpakken som faller innover dalen. Lagpakken avsatt i denne fasen antar jeg er avsatt på et betydelig senere tidspunkt enn den høyeste terrassen. Sannsynligvis består den laveste terrassen av materiale som sekundært er vasket ut fra den høyeste terrassen og avsatt i en form for bakevje, eller basseng distalt for den høyeste terrassen. Denne laveste terrassen regner jeg for å være avsatt fluvialt, og den har uten tvil hatt større utstrekning sørover enn den har i dag.

Nedre Helland.

Området fra dalførsnevringen ved Granheim og østover til Hellandsfossen, kan sees som et samlet avsetningsbasseng, med tildels meget steile dalsider. I den vestlige delen av dette bassenget munner fra nord Hellandsdalen ut, og fra sør munner et smalere og mindre markert dalføre ut ved Krosdal. Disse dalførene går rett nord-sør.

Det meste av området rett vest for Hellandsfossen er preget av store terrasserte avsetninger. Den desidert mektigste terrassen fyller storparten av avsetningsbassenget, og er bygd opp av materiale kommet ut Modalen.

Elva har i dag erodert seg ned i den største terrasseavsetningens, Hellandterrassens, sørkant, og her finner en terrasseskreinter med høyder på opp til 30 m.

Overflaten av Hellandterrassen faller gjevnt mot vest. Den er 52 m o.h. i østkant og 44 m o.h. i vestkant. Terrasseflaten er gjevn, unntatt i nordvest hvor et stort steinskred i 1953 har lagt opp store mengder materiale. En finner også spor etter tidligere elveløp på terrassens overflate. De beste snittene i denne terrassen finner en i massetak i de midtre og distale deler.

Alle snitt viser det samme. Avsetningen er bygd opp som et delta, med markert topsetlagpakke, 1 til 2 m tykk, og med tydelige 1 til 2 m tykke foresetlag med fall 32° mot vest i de proksimale deler og $15-20^{\circ}$ mot vest i de sentrale og distale deler. Materialet i terrassen synes å være gjevnt grovt, glasifluvialt materiale, se fig. 55 pr. 22 og fig. 56 og 57. Bare et mindre område helt distalt, i det nordvestre hjørnet, viser noe mer variabelt materiale. Her finnes svakt skrånende lag mot

nord, med vesentlig finsand-silt i lagpakken med ellers grovt, glasifluvialt materiale, se fig. 55 pr. 23, 24 og 25 og fig. 58.

Langs sørsiden av bassenget ligger også en terrasse rest etter denne store avsetningen som sannsynligvis har fylt opp hele dalbredden i dette området. Dette før elva grov seg ned og medvirket dannelsen av de lavere terrassenivåene langs Hellandterrassens sørside. Denne terrasseresten på bassengets sørside viser i snitt i sentrale deler 1 m tykke lag med finsand-silt, med grovt, glasifluvialt materiale i lag både over og under, se fig. 55 pr. 21. Slike finstofflag har jeg ikke funnet i snitt i Hellandterrassen, men jeg vil ikke av den grunn utelukke at tilsvarende finnes.

Jeg har ingen steder observert bottomsetlag i denne avsetningen, noe som tyder på at de ligger lavere enn dagens elvenivå.

Utløpet av det smalere dalføret ved Krosdal er fylt opp av terrasserte løsmasser. Terrassene på østsiden av elva som drenerer dette dalføret, er av oppbygning lik Hellandterrassen, og de består alle av samme type materiale som denne, glasifluvialt, grusig, sandig materiale i lag som faller ca. $15-20^{\circ}$ mot vest. Fig. 59 angir dette materialets sprøhet og flisighet.

På vestsiden av dette smale dalføret ligger en mindre terrasse, 100 x 30 m, bygd opp til 55 m o.h. Materialet i denne ligger i ca. 1 m tykke lag som faller 20° mot nord. Materialeksempel herfra er vist i fig. 60 pr. 30 og 31. Denne avsetningen som øyensynlig er avsatt fra sør, er bygd ut distalt for to paralelle frontmorenerygger. Disse ryggene som er ca. 2 m høye og ca. 5 m brde, antas å være avsatt foran en bretunge fra sør ned dette smale dalføret. Materialeksempel fra disse morenene er angitt i fig 60 pr. 29.

Hellandsdalen.

Ved munningen av Hellandsdalen ligger en avsetning av betydelig størrelse. Denne avsetningen er bygd opp til vel 100 m o.h. Nord for denne avsetningen ligger et tynt dekke med blokkrikt morenemateriale over fast fjell.

Avsetningen er i særskrenten terrassert i et nivå på 50-51 m o.h. Over dette terrassenivået finnes ikke lagdeling. Her er det 100% kantet materiale. En utvasket lagpakke viser seg å kile ut i terrassenivået, se fig. 61. Under denne lagpakken ligger samme type materiale som over terrassenivået, grovt, blokkholdig, usortert morenemateriale. Materialeksempler er angitt i fig. 62 pr. 26, 27 og 28, samt fig. 63.

I dag drenerer elva på avsetningens vestsida, men det er tydelige spor etter en tidligere drenering på østsida.

Det synes som om det her dreier seg om en større frontmorene avsatt foran en bre ned Hellandsdalen.

Diskusjon.

Det er ingen tvil om at materialet i Hellandterrassen er avsatt ut Modalen. Ut i fra det observerte materialet antas det at sørsiden av bassenget har vært fylt opp minimum til og med Krosdal. Hvorvidt avsetningen har strukket seg lengere mot vest enn dagens utstrekning langs nordsiden, finner jeg ikke å kunne uttale meg om ut fra det foreliggende materialet.

Jeg antar at Hellandterrassens høyeste område, 52 m o.h. proksimalt, representerer avsetningstidens havnivå. Dette støttes av observasjonene av terrasseringene ved Hellandsdalens munning og ved Krosdal. Da jeg ikke finner spor etter høyere marine nivå i dette området, antar jeg at dette nivået, 51-52 m o.h., representerer den marine grense ved nedre Helland.

Hellandterrassen må utvilsomt tolkes som et isfrontdelta, men jeg har ikke funnet spor etter isfronten. Mest sannsynlig er det at den har ligget an mot fjellterskelen 60 m o.h., som danner Hellandsfossens utspring.

I det smale dalføret sørover fra Krosdal, kan det virke som om det har ligget is etter at selve Hellandbassenget var isfritt. Det må også antas at den store frontmorenen ved Hellandsdalens munning ble avsatt etter at bassenget var isfritt.

Området fra sørenden av Steinslandsvannet og ca. 4 km sørover.

Helt i sør smalner Steinslandsvannet sammen og dreneres via en smal, grunn, terskel over i Midtvannet. Dette vannet har samme høyde over havet som Steinslandsvannet, 117 m o.h. Midtvannet dreneres videre via en smal, grunn, terskel over i Aabotvannet, som igjen dreneres over i Herlaugsvannet. De grunne tersklene i begge ender av Midtvannet synes begge å bestå av løsmasser.

Steinslandsvannet synes å være demmet opp av de store løsmasseavsetningene på begge sider av utløpet, se fig. 64. Overflaten av disse er bygget opp til 130 m o.h. Disse avsetningene kan følges med gjevnt skrånende overflate ca. 4 km sørover dalen, helt til fjellterskelen sør for Furneset. Overflaten faller på denne strekningen med ca. 4 m/km. Materialet i denne avsetningen er overveiende horisontalt lagdelt, med vekslende lagtykkelser.

Lengst nord viser lagene overveiende usortert, grovt, glasifluvialt materiale. Overflaten i dette området viser også stort blokkinnhold, noe en ikke finner i områdene sørover på avsetningen. I de midtre deler av avsetningen, er det vanlig med bedre sorterte sandlag inne mellom grovere lag med dårlig sortering. Helt sør på Furneset ligger en lagpakke mer enn 4 m tykk, med godt sorterte sandlag.

Avsetningens materiale er angitt fra og med fig. 65 til og med fig. 73.

Overflaten viser også spor etter tidligere dreneringsløp.

Diskusjon.

Det synes som det her dreier seg om en ca. 4 km lang, sammenhengende dalfylning, en sandur. Denne er avsatt foran en antatt ispølse liggende i Steinslandsvannet, og har som særlig begrensning fjellterskelen sør for Furneset.

Når det gjelder tolkninger av Midtvannet og Herlaugsvannet, har jeg bare formen på disse vannene pluss deres beliggenhet å holde meg til. I følge Falck-Muus (1954) kan strømgroper anlagt i fine sedimenter anta betydelige dimensjoner. Men sedimentene det i dette tilfellet dreier seg om, samt den nevnte formen og beliggenheten, gjør at jeg ser disse vannenes dannelse lettere i sammenheng med dødisgroper.

Aabotvannet kan også betraktes som en slik, men som vannet ligger i dag skyldes det i første rekke deltautbyggingen foran utløpet av Namdalselva.

Dalsidene langs Steinslandsvannet.

Den østre dalsiden.

Denne dalsiden er svært bratt, og den er overveiende preget av rasmateriale i overflaten i de lavere deler. Dette rasmaterialet består for det meste av blokkrike masser. I de slakere partiene helt nord, ligger noe morenemateriale klistret på dalsiden. Disse partiene er tildels sterkt vegetasjonsdekket.

Den vestre dalsiden.

Denne dalsiden er betydelig slakere enn den østre. Så godt som langs hele Steinslandsvannets vestsida er det akkumulert løsmasser. Toppdekket er overveiende rasmateriale, tildels storblokkig.

I vegskjæringer sees flere steder horisontalt lagdelte, glasifluviale masser under rasmaterialet. Disse kan enkelte steder følges helt inn til fjellsiden. Lagene varierer i tykkelse og sammensetning. Et vertikalt snitt fra skjæringen ved Godstrand er representativt for materialet og finner i disse glasifluviale avsetningsrestene, se fig. 74A, 74B pr. 15, 16 og 17, samt fig. 74C. Denne glasifluviale lagpakken er i sør bygd opp til 135 m o.h., mens ved Steinslandsgårdene, helt nord, er den bygd opp til 140 m o.h.

Der sideelver og bekker kommer ned den vestre dalsiden, bygges det ut blokkrike vifter i ulike størrelser, som dekker denne glasifluviale lagpakken. En kan i de fleste tilfeller her benytte betegnelsen "flomvifter" eller "flomskredvifter" om disse avsetningene. Materialeksempel fra en av de største av denne typen, viften rett nord for Straumestølen, er framstilt i fig. 74D.

Ved Steinslandsgårdene ligger morenedekkete områder i fjellsiden, oftest påklisset bunnmorene. Materialprøve vist i fig.75. Sørøver langs Steinslandsvannet synes det meste av det som eventuelt har ligget som tilsvarende avsetninger å være rast eller søget ut, og en finner disse massene blandet med skredmateriale som stammer fra områder høyere oppe i dalsiden.

Diskusjon.

Det jevne toppnivået på disse latterale, glasifluviale sedimentene, og deres horisontale lagning, tyder på at det her dreier seg om rester etter en latteraldrenering i hele Steinslandsvannets lengde. Disse latteralavsetningene går i sør over i sanduravsetningene ved Straume.

Sporene etter denne latteraldreneringen støtter opp om antagelsen om en ispølse som har ligget og fylt hele Steinslandsvannet. Denne ispølsa har sannsynligvis vært dynamisk død da disse avsetningene ble dannet.

Sidedaler til Modalen.

I hele Modalens lengde drenerer elver og bekker ut i dalen fra begge dalsider. Disse elvene og bekkene munner de fleste steder ut i Modalen som fosser, og de har sitt utspring i relativt små dalfører som så og si alle er hengende til Modalen. Kun to av sidedalene kan sies å være av noen betydelig størrelse. Det er Hellandsdalen, som munner ut i bassenget ved nedre Helland, og Namdalen, som munner ut like nord for øvre Helland.

Hellandsdalen, som har et forløp rett nord-sør, har sitt utspring i en stor botn, som er utløpsområde for flere mindre botner. Dalsidene er steile, enkelte steder tilnærmet loddrette. Dalføret er smalt, ca. 200m bredt, og det er ca. 4-5 km langt. Dalbunnen er hovedsakelig dekket av et tynt, storblokkig morenedekke over fast fjell. Bare i munningen finnes større avsetninger. Disse er beskrevet tidligere i dette kapittelet.

Namdalen, som i de øvre deler går over i Krossdalen, har et forløp fra nordøst mot sørvest. Den har sitt utspring i bassenget ved Nygård. Dalsidene som er meget steile i de nedre deler blir betydelig slakere i de øvre deler. Dalbunnen er i alt vesentlig dekket av morenemateriale, tildels blokkrikt. I de øvre deler av dalføret er de mange, tildels meget klare moreneryggene som krysser dalbunnen, et markert trekk. Disse ryggene inneholder så godt som samtlige sandig-grusig materiale, med en del store stein og små blokker. Bergartsinnholdet er det samme som i Modalen ellers, granittiske, gneisige bergarter.

Nygård.

I bunnen av bassenget ved Nygård ligger Krossvatnet, 373,5 m o.h. Dette bassenget er omgitt av høye fjell med tildels bratte fjellsider.

Området rett nord for vannet er flatt, lavt, myrlendt og delvis oppdyrket land. Dette går mot nordøst over i et høyere-liggende, ravinert landskap. Toppnivået på dette landskapet er relativt \bar{g} jevnt, ca. 400 m o.h. I enden av ryggene mellom ravinene i dette området stikker fast fjell i dagen. Snitt i disse ravinerte avsetningene viser siltig-sandig materiale i horisontal lagning. Dominerende er enkelte ca. 1 m tykke, rene siltlag.

Ved vegen i nordvestre deler av bassenget sees, i en terrasserest, grovt, glasifluvialt materiale i lag som faller ca. 10° mot sør. Dette materialet er også avsatt opp til 400 m o.h.

Hele den nordøstlige siden av Krossåsen er dekket av storblokkig morenemateriale. Passpunktet sørøst for Krossåsen ligger mellom 415 og 420 m o.h.

Det er tydelige spor etter tidligere dreneringsløp for elva som munner ut i det nordlige hjørnet av bassenget.

Diskusjon.

Det synes som det under senere deler av avsmeltingen har ligget igjen en isrest i bassenget ved Nygård. Nord for denne isresten har finere materialer som silt og sand blitt avsatt i et antatt bakevjeområde mellom elvene som munner ut i det nordlige og østlige hjørnet. Elven fra nord har avsatt grovt, glasifluvialt materiale langs bassengets vestsida. Materialtilførselen fra øst synes å ha vært relativt sparsom på grovt materiale, men en må anta at tilførselen herfra i høy grad har vært medvirkende under oppbyggingen av avsetningene i det i dag ravinerte området.

Ravineringen, slik den sees i dag, skyldes fastfjellstersklene som ligger og beskytter deler av dette fine materialet fra utvasking.

Både det finere materialet i den nordlige delen av bassenget, og det grovere, glasifluviale materialet i den vestlige delen er avsatt opp til 400 m o.h. Hva som har forårsaket dette nivået har jeg ikke kunnet påvise. Muligens forsvant "demningen" sammen med den siste isresten.

MINERALOGISKE UNDERSØKELSER.

Fra Modalen er materiale fra 19 kornfordelingsprøver mineralogisk undersøkt. De fraksjoner som er undersøkt er: 1-0,5 mm, 2-1 mm, 4-2 mm og 8-4 mm. Samtlige av disse undersøkelsene er foretatt ved Statens veglaboratorium i Oslo etter de retningslinjer som der er vanlig i bruk, Grønhaug (1969). Resultatene av disse undersøkelsene er framstilt i fig. 76, 77, 78 og 79, samt i tabell nr. 3.

Framstillingen i fig. 76 til og med fig. 79 viser relativt klart at materialet i hele dalføret er svært homogent, med hensyn til mineralogien i de fraksjoner som her er undersøkt. Det samme bilde viser seg petrografisk både for Modalen og det vestlige området om en sammenholder bergartsbestemmelsene av overstørrelsene i prøvematerialet til sprøhets og flisighetsanalysene.

Av de mineralogisk undersøkte prøvene er det kun i fraksjonen 1-0,5 mm en finner prøver med nevneverdig innhold av svake mineraler, i dette tilfellet glimmer. Det er prøvene 20, 34, 36 og 38. Dette kan vel sies å være normalt, da alle disse fire prøvene representerer materiale avsatt i helt rolig vann. Prøve 20, som inneholder hele 35% glimmer, er avsatt helt distalt i sanduren sør for Steinslandsvannet. Prøvene 36 og 38 representerer materiale avsatt i bottomsetlag, mens prøve 34 representerer materiale avsatt i et antatt bakevjeområde.

Prøve 26 er den eneste rene moreneprøve mineralogisk undersøkt i denne sammenheng. Resultatet av denne undersøkelsen viser at mineralogisk faller dette morenematerialet helt sammen med det glasifluviale materialet ellers i dalføret.

Undersøkelsen viser at alle de større avsetningene i Modalen består av bergarter lik de lokale bergartene. Uten å ha undersøkt mindre fraksjoner av dette materialet, bør en vel ikke trekke for store slutninger angående transportretninger og transportlengder. Det som imidlertid synes klart på bakgrunn av denne undersøkelsen, er at ingen resultater antyder en transport av materialer fra områder utenfor gneisområdet og til Modalen.

KORRELERING AV MORENERYGGER FRA EIDSLANDET TIL HIEFET-BYGNING.

Mange har etter hvert påpekt at Preboreal ikke er en kronosone med ensidig og kontinuerlig avsmelting. I Vest-Norge har Fareth (1970) påvist blant annet Eidestadiet og Vinsryggstadiet som var svært aktive. Vorren (1973) har fra Lusterområdet satt opp følgende klimatostrategrafiske enheter: Fra 10200[±]200 år B.P. til 9800[±]200 år B.P.: Luster interstadial med kraftig avsmelting av breene.

Fra 9800[±]200 år B.P. til 9500[±]200 år B.P.: Gaupne stadial, framrykk og stagnasjon.

Så en mildere periode, og deretter: Høgemo stadial.

Etter 9100[±]200 år B.P. var det hurtig avsmelting.

Bergstrøm (1971) har påvist preboreale stadium i Aurland, og det samme har Sindre (1973) gjort ved Vossestrand. Fra Ryfylket er beskrevet Trollgaren stadiet, Andersen (1963), og Anundsen (1972) har beskrevet Blåfjellstadiet. Videre har Aa (1974) også funnet klare spor etter Preboreale framstøt i Eksingedalen.

At klimatiske framstøt skulle være synkrone over så store områder, er lite sannsynlig, men Aa (1974) antyder at utløperene fra et så avgrenset senter som Stølsheimen, sannsynligvis kan sees på som synkrone. Det skulle bli analogt med 1750-framstøtene rundt Jostedalsbreen.

Ut fra dette fant jeg å ville se nærmere på det ifølge Aa (1974) best markerte framstøtet i Eksingedalen, ved Eidslandet. Ved hjelp av feltobservasjoner i hoveddalene og deres dalsider, samt bruk av flybilder i målestokk 1:15 000 over fjellområdene, har jeg forsøkt å påvise antatte synkrone framstøt innen de undersøkte områdene. Da hovedsakelig ved å

følge front og sidemorener. Jeg har hele tiden forsøkt å benytte meg av klare ryggformer, og metoder for korrelering av morenerygger står beskrevet hos Andersen (1975).

Resultatene av disse undersøkelsene er beskrevet i det følgende, samt framstilt i fig. 80.

Området fra Eidslandet til området ved Nottveit.

Når det gjelder Eksingedalen og dalsiden fra Eidslandet til Nipekråi, har jeg benyttet meg av resultatene fra Aa (1974).

Ryggen ned fra Høgafjell (1020 m o.h.) antar jeg tilhører et yngre stadium enn det som skal behandles her.

Langs nordsiden av Nipekråi, i nivå ca. 750 m o.h., ligger en klar rygg som kan følges nær innpå 2 km.

Nord for Hodnefjell ligger mindre morenerygger både inne i dalsøkk og ute på kanten mot bratthenget ned mot Hofjorden. Disse ryggene ligger i nivå rundt 600 m o.h.

Nordvest for Snjofonnfjell ligger også mindre morenerygger i ulike nivå. Den høyestliggende ligger i nivå ca. 400-450 m o.h., og den er delvis skjermet av en framstikkende fjellrygg (dalskulder). De to i laveste nivå ligger så lavt at jeg antar de tilhører stadiet ved Mostrømmen.

Sørvest for Snjofonnfjell ligger en ryggform noe i underkant av 300 m o.h. Denne er konveks mot sør. En liknende, men noe kortere og mindre rygg, ligger i dalåret vest for toppen 615 m o.h.

Ryggen over indre deler av Romarheimsfjorden, nær Nottveit, er tidligere påvist av Myhre (1972), se fig. 4.

Området fra Nottveit til Romarheimsdalen.

Fra Nottveit og langs Raunefjellets østside ligger

et bredt vegetasjonsdekket morenedelke, med overveiende bart fjell på begge sider.

Rett nord for Raunefjellet ligger en mindre, men tydelig rygg ca. 480-520 m o.h.

Nord-nordøst for Høgafjell (975 m o.h.) ligger tydelige markerte rygger rundt vannet 775 m o.h.

Vest for Eiterdalsfjellet ligger i dalsiden øst for et par vann, en tydelig morenerygg, ca. 600 m o.h.

Vest for Nottveit ligger en morenerygg som tydelig vitner om en bretunge som har drenert gjennom det vestenforliggende skaret.

Herfra og ned til avsetningene ved Håhovden, ligger flere tydelige morenerygger i de østre dalsidene.

Området vest for Romarheimsdalen.

Fra dette området er tidligere omtalt de to ryggene ved vegen opp til Stussdal.

I alle dalførene som fører ut mot Romarheimsfjorden, ligger mindre ryggformete morenerester.

Både på øst og vestsiden av Stussfjellet ligger tydelige ryggformete morener. Det samme er tilfellet med toppen 620 m o.h. sørvest for Stussfjellet.

Sammenfatning.

Disse ryggene som her er nevnt er av meg antatt å tilhøre ett og samme framstøt. Jeg har stiplet antatt brerandbeliggenhet mellom disse ryggene, og fått en brerand med beliggenhet som fig. 80 viser.

Ut fra det bildet ser det ut til at det har ligget

en platåbre i sentrale deler av Stølsheimen da disse ryggene ble avsatt. Videre virker det som om fjellområdet fra Nipekråi og sørover har vært isfritt før denne isekspansjonen. Det samme ser ut til å ha vært tilfelle med Eiterdalsfjellet, Høgafjellet og Raunefjellet.

Hvorvidt denne brekappen i Stølsheimen har vært sammenhengende med isen vest for Stussfjellet, har jeg ikke nok observasjoner til å kunne uttale meg om, men mye tyder på at fjellryggen fra Stussfjellet til Blåfjellet har ligget som et isfritt skille mellom disse breområdene. *Hvor det i dette fall er det som har skjedd*

Ser en på bregradientene for det en kan kalle "Modalsbreen", finner en at på de første 4 km fra brefronten ligger den på ca. 100 m/km. Fra 4 til 10 km ligger gradienten på ca. 60 m/km. Dette er gradienter som en finner igjen i andre tilsvarende områder, Vorren (1973), Aa (1974) og Bergstrøm (1975), men de er noe større enn Lysefjordbrens gradienter, Andersen (1954). Det er vel også naturlig når en tenker på hvor tilførselsområdene ^m Modalsbrens brefront lå i forhold til Lysefjordsbrens.

Jeg konkluderer derfor ut fra dette med at antagelsen om et synkront Preborealt breframstøt i dalførene ut fra Stølsheimen synes å være holdbar. Det synes som om det har vært en generell isekspansjon i Stølsheimen etter at isavsmeltingen var kommet godt i gang.

*Jeg gleder meg for dette -
Søren Rissø*

Det synes som om isekspansjonen etter isavsmeltingen har vært generell isekspansjon i Stølsheimen.

MARINE NIVÅER.

For å få et bedre bilde av forholdene under isavsmeltingen langs Osterfjorden, Romarheimsfjorden og Modalen, har jeg gjort forsøk på å bestemme de marine grensene (MG) i disse områdene. I første rekke ble da randdeltaene og sandurdeltaene i områdene undersøkt. Resultatene av disse undersøkelsene er allerede for en stor del meddelt i kapittelet om de forskjellige brerandtrinnene og om sedimentene i dalbunnene.

Det skulle der framgå at jeg finner de øverste marine nivåene målt av C.F.Kolderup (1908) mange steder for lave. Flere steder synes han å ha oversett terrasser med høyere beliggenhet i terrenget enn de han har antatt var de høyeste. Aa (1974) som har benyttet flere av C.F.Kolderup (1908) sine målinger innen disse områdene, mener jeg derfor har fått et noe skjevt utgangspunkt for sitt strandlinjediagram, med hensyn til de høyestliggende marine nivåene. Jeg velger derfor ikke å kommentere hans strandlinjediagram noe videre ut over dette.

Metode.

Metoder til MG-bestemmelser på delta-terrasser er beskrevet flere steder. Andersen (1960) trekker fram en rik litteratur om disse terrassene og deres stilling i forhold til MG. Jeg har derfor under mine fastsettelse av MG søkt å holde meg til Andersen (1960). Samtlige av mine målinger er foretatt ved hjelp av "Paulin" lufttrykkbarometer, samt økonomisk kartverk i målestokk 1:5000 med ekvidistanse på 5 m. Feilmarginen ved målingene antar jeg ikke er større enn ± 1 m. Ved lokalitetstolkninger er feltobservasjoner samt flybilder i målestokk 1:15 000 nyttet.

*Paulin
barometer*

V. Aa

Oversikt over MG-bestemmelser.

Det vestlige området.

Eikemo.

Jeg har funnet det svært vanskelig å fastsette noen eksakt MG på Eikemoterrassen. Dette fordi det mangler klare spor som angir det høyeste marine nivået i området.

Imidlertid, ut fra mine observasjoner, samt MG-studier i de østenforliggende, parallelle dalførene innen det vestlige området, finner jeg å måtte sette MG ved Eikemo til 68-70 m o.h.

Store Urdal.

Da jeg ikke finner noe som antyder et marint nivå høyere enn de omtalte terrasseflatene i dette dalføret, har jeg satt MG ved Store Urdal til 70-71 m o.h.

Lille Aurdal.

Den høyeste målte terrasseflaten er det øverste spor etter marine nivå jeg finner i dette området, og jeg setter derfor MG ved Lille Aurdal til 72 m o.h.

Romarheimsdalen.

Det høyestliggende spor etter marint nivå i dette området, ligger distalt for den tidligere omtalte randmoreneryggen ca. 1 km nord for Håhovden. Det gjør at jeg setter MG i Romarheimsdalen til 74-75 m o.h.

Det østlige området.Mostraussviki.

Gårdene her ligger på en terrasseflate utformet i løsmasser. Denne terrasseflaten er den høyeste jeg har funnet i dette området, og den måler i innerkant 42 m o.h.

Materialet i terrassen synes å være avsatt ut det lille dalføret som går mot sør.

Da jeg ikke finner spor etter høyere antatte marine nivå her, har jeg med visse forbehold satt NG ved Mostraussviki til 42 m o.h.

Grønhaug.

Rett opp for Grønhaug pensjonat, ca. 1,5 km vestsørvest for Mo, ligger en terrasserest inneholdende glasifluvialt materiale. Overflaten er en vasket, horisontaltliggende, steinholdig "hud". Denne er målt til 44 m o.h.

Dette er det høyeste antatte marine nivået jeg finner her, og setter derfor med et spørsmålstegn NG ved Grønhaug til 44 m o.h.

Området ca. 1 km øst for Mo.

De omtalte terrasseflatene er det høyeste marine nivået jeg finner i dette området. Desverre er så mye materiale fjernet at det er vanskelig med en nøyaktig måling. C.F. Kolderup (1908) målte disse terrassene til å være 44,6 m o.h. Selv har jeg målt det høyeste punktet jeg har funnet, til 47 m o.h. Ut fra dette har jeg funnet å kunne sette NG ved området ca. 1 km øst for Mo til å være 45-47 m o.h.

Granheim.

Toppflaten på den høyeste terrassen her er det høyestliggende marine nivået jeg finner i dette området. Jeg setter derfor MG ved Granheim til 50 m o.h.

Nedre Helland.

MG ved nedre Helland har jeg ifølge tidligere beskrivelser satt til 51-52 m o.h.

Diskusjon.

Ved å projisere høydene på mine MG-lokaliteter inn på et vertikalt plan, finner en at de fordeler seg langs to rette linjer. Umiddelbart er det lett å anta at MG-lokaliteter som ligger på en rett linje er tilnærmet tidssynkrone. Dette skal vi se noe nærmere på.

For det vestlige området blir denne antagelsen støttet av Aa's (1974) påstand om at det maksimalt har gått 200 år fra isen lå ved Herdla til den lå ved munningen av Bolstadfjorden. De vestlige MG-lokalitetene fordeler seg over et meget kort strekk av denne distansen.

For det østlige området finner jeg ingen støtte til denne antagelsen. Her representerer sannsynligvis hver MG-lokalitet en strandlinje med avtagende gradient jo lengere øst en kommer. Mange ting som vi har sett, og som vi skal se, tyder på en rask avsmelting fra området rundt Nottveit og inn Modalen. Dette samt det faktum at en ikke med full sikkerhet kan si om de enkelte terrasseflatene som er nyttet representerer det

høyeste marine nivået i området, gjør at jeg likevel har valgt å betrakte den østlige linjen som en strandlinje basert på tilnærmete tidsynkrone MG-lokaliteter. Eller rettere sagt, som en sone av strandlinjer basert på tilnærmete tidssynkrone MG-lokaliteter.

Ved i det vestlige området å nytte MG-lokalitetene ved Eikemo, Lille Aurdal og Romarheimsdalen til konstruksjon av isobaseretningen, finner jeg den til å være omlag rett nor-sør i dette området. Dette støttes også i observasjonen i dalsiden rett øst for Romarheim, hvor terrassemålingen som faller svært nær MG i Romarheimsdalen, blir liggende på en nord-sør linje med denne.

Nytter en MG-lokalitetene ved Mostraumsviki, Grønhaug og nedre Helland til liknende konstruksjon for det østlige området, finner en den samme retningen for isobasene som i det vestlige området.

Det vil si at retningen for isobasene i disse områdene i de tidsperiodene det her er snakk om, er den samme som retningen for Yngre Dryas isobasene ute ved kysten. Disse er konstruert av Aarseth & Mangerud (1974).

Linjen for det vestlige området får ved bruk av denne isobaseretningen en gradient på 1,2 m/km, mens linjen for det østlige området får en gradient på $0,9^{1,0}$ m/km, se fig. 81. I følge Aarseth & Mangerud (1974) har Yngre Dryas isobasene langs Nordhordlandskysten en gradient på omlag 1,3 m/km.

Fra Romarheimsdalen til Mostraumsviki faller MG med 33 m. Dette tilsvarer et fall i MG ved Mostraumsviki på 36 m. På det nevnte strekket grunner fjorden raskt opp fra å være over 200 m dyp til å være ca. 16 m dyp ved terskelen nær Nottveit.

Det er nærliggende å anta at den forholdsvis kraftige kalvingen som må ha funnet sted lengere ute i fjorden, har avtatt det siste strekket som grunner opp mot terskelen.

Moreneryggen som i dette området antyder en Preboreal isekspansjon, angir en framrykkende bre, men jeg har ikke funnet spor som angir hvor langt isfronten trakk seg tilbake før dette framstøtet. Sannsynligvis ble isfronten "hengende" enten på terskelen ved Nottveit, eller ved Mostrømmen i tiden som ligger mellom avsmeltingen og det antatte Preboreale framstøtet.

Regner en landhevningen til å vært omlag 6 m pr. hundre år, Aa (1974), finner en at det dreier seg om ca. 600 år fra MG-terrassen i Romarheimsdalen ble avsatt til terrasseringen ved Mostraumsviki ble utformet.

Aa (1974) kom fram til at Eidslandet var isfritt omlag 9500 B.P. Da MG ved Eidslandet er 65 m o.h., må det ha skjedd før Mostraumsviki ble isfritt for godt. Det Preboreale framstøtet som jeg antar er synkront i dalførene i disse områdene, synes derfor ut fra dette å ha foregått en gang i løpet av første halvdel av det som i følge Mangerud, S.T. Andersen et al. (1974) omtales som sen Preboreal subkronosone.

Mostrømmen.

I følge C.F. Kolderup (1908) ligger den høyeste delen av avsetningen her under den sørøstre fjellveggen, og er målt til 42,1 m o.h. Plotter en denne høyden inn i strandlinjediagrammet for det østlige området, finner en at punktet faller på strandlinjen, se fig. 81. Ut fra dette er det nærliggende å anta at den øverste delen av avsetningen ved Mostrømmen ble avsatt tett opp til avsetningstidens havnivå, og at 42 m o.h. kan betraktes som MG ved Mostrømmen.

ISAVSMELTINGEN.

I det følgende har jeg sammenfattet de innsamlete observasjoner og data i et forsøk på å konstruere en isavsmeltingsmodell for områdene fra og med Eikemo-Eikefet til og med de sentrale deler av Stølsheimen.

Etter at isen i Allerød trakk seg tilbake inn forbi Eikangervåg, Mangerud (1970), og Trengereid, Mangerud (1973), Aarseth & Mangerud (1974), lå isfronten ved slutten av Yngre Dryas igjen ute ved kysten. For ca. 10 000 år siden lå den helt ute ved Herdla, Mangerud & Aarseth (1974). Under dette framstøtet utgjorde Stølsheimen med sitt relativt store plataareal og trange daler, en akkumulasjonsskul på et sammenhengende Yngre Dryas isdekke, Aa (1974).

En C-14 datering fra Stammes, Aa (1974, T-1487), ga 9750 ± 180 B.P. Denne dateringen viser at på ca. 200 år trakk isfronten seg fra skjærgården og inn forbi munningen av Bolstadfjorden. Enda raskere avsmelting er påvist både i Hardanger og Sogn av Anundsen & Simonsen (1967), Bergstrøm (1971) og Vorren (1973).

Denne raske tilbakesmeltingen, som uten tvil skyldes kalving i fjordene, har så sannsynligvis avtatt sterkt i indre deler av Romarheimsfjorden. Her grunner fjorden opp fra dyp på over 200 m til 16 m nær Nottveit.

Under denne første avsmeltingsfasen antar jeg så at IG-terrassene i det vestlige området ble avsatt.

Det synes deretter som om isfronten har trukket seg tilbake til området rundt Mostrømmen. I denne fasen har så Eidslandet blitt isfritt. Etter Aa (1974) skulle det være omlag

158 Kan ha vært Stikeland

9500 B.P. Deretter har så isen i Stølsheimen generelt ekspandert, og medført det antatte synkrone breframstøtet i dalene helt fra Eksingedalen til Eikemo-Eikefet vest i Romarheimsfjorden. Det synes på bregradientene som om det i denne fasen har ligget en platåbre i høyfjellet, og at det fra denne har drenert relativt mektige bretunger ned de her omtalte dalførene.

Etter dette framstøtet synes det som om isen har smeltet raskt tilbake inn Hofjorden og opp Modalen. Det generelle bildet er at isfronten under denne avsmeltingsfasen har hengt seg opp ved alle naturlige naturhindringer, såsom dalforsnevninger og dalterskler opp Modalen. Under den tids havnivå har en så fått dannet isranddelta, som de ved Mostømmen, de ca. 1 km øst for Mo, ved Granheim og ved nedre Helland. I områdene over MG videre oppover Modalen, finner en spor etter avsmeltingen i form av sandurer, dalfyllinger mellom fastfjellsterskler. Området sør for og langs Steinslandsvannet vitner om en dynamisk død ispølse i Steinslandsvannet, med avsnørte dødsklumper sør for denne, samt drenering mellom ispølsa og dalsiden.

^{Modalen} Sidedalene til Modalen antyder så at isen har trukket seg tilbake opp i Stølsheimen for så til slutt å smelte helt bort.

Horeneryggene i munningen av Hellandsdalen og Krosdalen ved nedre Helland, antyder at det har ligget is ned disse dalene etter at Hellandbassenget ble isfritt. Ellers finner en spor etter is som har trukket seg opp i høyfjellet både i dalførene rundt Nygård og i Norddalen og Stølsdalen. Dette, samtidig som at det i fjellområdene ikke finnes smeltevannspor som antyder en vertikal nedsmelting, antyder at vi her har med en avsmelting som står i kontrast til den vertikale nedsmeltingen på Østlandet.

Jeg finner bare å kunne støtte Aa (1974) når han sier at det sene issenteret i Stølsheimen er forårsaket av stor nedbør og relativt stor høyde, samt at Stølsheimen i de sentrale deler er et relativt stort fjellplatå som må ha gitt gode vilkår for en platåbre.

I det vestlige området synes også isen å ha smeltet raskt tilbake etter det synkrone framstøtet. Da kun avbrutt av mindre stagnasjoner eller framrykk ved dalforsnevninger hvor en så har fått lagt opp mindre morenerygger.

Materialsammensetningen i de undersøkte områdene, synes å være svært homogen. Det er ikke funnet spor som antyder at avsetningene i dalførene er bygd opp av annet enn materialer som stammer fra de lokale bergartene i gneisområdet. På bakgrunn av det som er kommet fram i denne undersøkelsen, synes derfor materialene i dalene å kunne karakteriseres som relativt korttransportert.

Går en ut fra en landhevning i området på 6 m/100 år, Aa (1974), samt at Eidslandet og Mo ligger på samme isobase, finner en at Eidslandet ble isfritt omlag 300 år før Mo. Den samme verdien for landhevningen gir ca. 600 år mellom MG-avstningene ved Romarheim og terrasseringen ved Mostraumsviki. Benytter en disse verdiene tiltross for de mange usikkerheter de er beheftet med, samt at en antar at MG-nivåene i det østre området er tilnærmet tidssynkrone, finner en at MG-nivåene i det vestre området ble dannet noe før 9800 B.P., mens nivåene i Modalen ble dannet omlag 9200 B.P.

Modellen for isavsmeltingen i disse områdene i Preboreal kronosone blir ut fra dette:

I de første 2-300 år av Preboreal kronosone: Rask avsmelting.
De påfølgende 2-300 år: Avtagende isavsmelting, stagnasjon?
Anslagsvis mellom 9500 B.P. og 9200 B.P.: Framrykk, en stadial.
Fra og med ca. 9200 B.P.: Rask avsmelting.

Denne modellen viser i store trekk det samme som den tidligere, under kap. om korrelering av morenerygger, omtalte modellen etter Vorren (1973).

ANVENDT KVARTERGEOLOGI. (MASSEINVENTERING).

I følge Lyngvær og Lønøy (1974) er Hordaland et underskuddsfylke når det gjelder naturlige løsmasser. Samtidig er Modalen en av de største overskuddskommunene innen fylket. I tillegg kommer så Lindås kommune som er selvforsynt med naturmasser. Bjerkli (1975) kom i sin undersøkelse fram til samme resultat. Begge de over nevnte undersøkelsene bygger på intervju, og de forteller ingen ting om kvaliteten på massene.

Sommeren 1974 fikk jeg anledning til å drive masseinventering i områdene rundt Romarheimsdalen samt Modalen, da med henblikk på massenes anvendbarhet til vegformål. Denne masseinventeringen ble utført i nært samarbeide med Statens veglaboratorium i Oslo, og gikk ut på en grovere kvalitets og kvantitetsbedømmelse av de større avsetningene. De resultater som her framstilles, bygger på en avsluttet rapport til Statens veglaboratorium i Oslo høsten 1974, samt resultatene av det i denne forbindelse innsamlete og analyserte prøvematerialet.

De materialanalyser jeg har å bygge på er:

Kornfordeling.

Sprøhet og flisighet.

Mineralogiske undersøkelser av utvalgte fraksjoner i materialet nyttet til kornfordeling. Se tidligere kap.

Petrogrfisk bedømmelse av overstørrelser i materialet nyttet til sprøhets og flisighetsanalyser.

Disse analysene er foretatt ved Statens veglaboratorium i Oslo, og etter de prosedyrer som står beskrevet i Analyseforskrifter for Statens vegvesen (1966), samt Grønhaug (1969).

De fleste vurderinger av det analyserte materialet er også utført ved Statens veglaboratorium, og bygger i alt vesentlig på Grønhaug (1969), samt de standarder som er vanlige i bruk ved Statens veglaboratorium i Oslo.

Samtlige kvantitetsberegninger er utført ved hjelp av feltobservasjoner, tolking av flyfoto i målestokk 1:15 000, samt bruk av økonomisk kartverk i målestokk 1:5000 med 5 m ekvidistanse. Ved alle beregninger er det tatt forbehold mot skjulte fastfjellsterskler o.l. Ellers er samtlige beregninger oppgitt i minimumsmål for den delen av avsetningen som ligger over dagens lokale elvenivå eller naturlige beregningsnivå. Samtlige beregninger refererer seg til august 1974.

I denne framstillingen blir avsetningene omtalt i samme rekkefølge som under områdebeskrivelsene av jordartene, se tidligere kap., og for detaljebeskrivelsene henvises derfor til det kapittelet.

Det vestlige området.Eikefet-Eikemo.

Eikemoterrassen antaes å inneholde i overkant av 1,8 mill.m³. Resten av dalføret ned til Eikefet antaes å inneholde ca. 1,5 mill.m³.

Prøve 40.

Siktekurven indikerer telefarlig materiale, uegnet til vegbygningsmateriale.

Prøve 5 og 6.

Siktekurvene indikerer grus, brukbar i forsterknings- og bærelag, i betong og i bituminøse vegdekker. Små justeringer av siktekurvene kan bli nødvendig, avhengig av hva grusen skal brukes til.

Prøve 6B og 9.

Siktekurvene indikerer telefarlig materialer, uegnet til vegbygningsmaterialer.

Prøve 8.

Siktekurven indikerer sand, brukbar til støpesand og muligens som filterlagssand.

Store Urdal:

Området ved Store Urdal antaes å inneholde ca. 0,5 mill.m³.

Prøve 41.

Siktekurven indikerer grus, brukbar i forsterknings- og bærelag, i betong og i bituminøse vegdekker. Små justeringer av siktekurven kan bli nødvendig, avhengig av hva grusen skal brukes til.

Lille Aurdal.

Området ved Lille Aurdal antas å inneholde noe i overkant av 0,7 mill.m³.

Prøve 42.

Siktekurven indikerer grus, brukbar i forsterknings- og bærelag, i betong og i bituminøse vegdekker. Små justeringer av siktekurven kan bli nødvendig, avhengig av hva grusen skal brukes til.

Romarheim.

Denne avsetningen er så tett bebygd at det ikke kan tas ut mer masse herfra under dagens forhold.

Prøve 52.

Siktekurven indikerer telefarlig materiale, uegnet til vegbygningsmateriale.

Prøve 51.

Siktekurven indikerer grus, brukbar i forsteknings- og bærelag, i betong og i bituminøse vegdekker. Små justeringer av siktekurven kan bli nødvendig, avhengig av hva grusen skal brukes til.

Området sørøst for Håhovden.

Avsetningen som er avsatt ut Romarheimsdalen er vanskelig å masseberegne, da det bare er rester som står igjen. Restene antas å inneholde omlag 0,2 mill.m³.

Prøve 48.

Siktekurven indikerer telefarlig materiale, uegnet til vegbygningsmateriale.

Prøve 49.

siktekurven indikerer grus, brukbart i forsterknings- og bærelag, i betong og i bituminøse vegdekker. Små justeringer av siktekurven kan bli nødvendig, avhengig av hva grusen skal brukes til.

Avsetningen som er avsatt ut det nordøstlig-sørvestlige dalføret antas å inneholde ca. 0,3 mill. m³.

Prøve 50.

Siktekurven indikerer telefarlig materiale, uegnet som vegbygningmateriale.

Området vest-sørvest for Håhovden.

Mens restene i den nordligste av disse avsetningene antas å inneholde ca. 0,1 mill. m³, antas den laveste terrassen sør for denne å inneholde ca. 0,5 mill. m³.

Kommentarer til steinmaterialenes petrografiske og mekaniske egenskaper i det vestlige området.

På prøve nr. F17-74, F18-74, F19-74, F20-74, F21-74 og F22-74 (fig. 21, 22, 26, 29, 32 og 33) er det utført enkle steintellinger (petrografiske analyser) og fallprøver. Følgende kan sies om disse prøvene på grunnlag av analysene:

Steinmaterialet i prøvene er ensartet, petrografisk sett. Det synes å være sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag i vegger med bituminøse dekkér. Steinmaterialet i prøvene synes også å være sterkt nok til bruk i asfaltslitedekker på vegger med årsdøgntrafikk, ÅDT, opp til 3000.

Prøvene var for små til fullstendige fallprøver, det er bare oppnådd ett til to punkter i fallprøveskjemaene. Det er derfor vanskelig å si noe om hvorvidt steinmaterialet er sterkt nok til bruk i oljegrus.

Steinmaterialet i alle prøvene kan brukes som betongtilslag.

Det østlige området.Mostrømmen.

I følge Lyngvær og Lønøy (1974) antas Mostrømmen å inneholde ca. 0,2 mill.m³.

Avsetningene ca. 700 m øst for Mo.

Avsetningen på sørsiden av elva antas å inneholde ca. 0,2 mill.m³. Det samme antas den på nordsiden av elva å inneholde.

Prøve 37 og 39.

Siktekurvene indikerer sandig, siltig grus. Ved små korreksjoner av siktekurvene (fjerne telefarlige fraksjoner) kan en få materialet til å falle innenfor grensekurvene for de fleste overbygningsmaterialer.

Prøve 38.

Siktekurven indikerer mellom-/finsand. Filterlagssand?

Prøve F15-74 (fig. 45).

Steinmaterialet i prøven er friskt og uforvitret, og det inneholder ikke spesielt svake bergarter. Det er sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag, som tilslag i asfaltslite-dekker på vegger med ÅDT opptil 3000 (muligens mer), i oljegrus på vegger med sommerdøgnstrafikk, SDT, opptil 300 (muligens mer) og i betong.

Prøve F16-74 (fig. 46).

Steinmaterialet i prøven er friskt og uforvitret, og det inneholder ikke spesielt svake bergarter. Det er sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag, som tilslag i asfaltslite-dekker på vegger med ÅDT opptil 6000 (muligens mer), og i olje-

grus på vegger med SDT opptil 1000 og i betong.

Dallomma ca. 11-1200 m øst for Mo, på N-siden av elva.

Denne avsetningen antaes å inneholde under 0,1 mill.m³.

Granheim.

Tilsammen i disse to avsetningene antaes det å være tilbake i underkant av 1 mill.m³. Eikhaugane antaes å inneholde i overkant av 0,7 mill.m³.

Prøve 32.

Siktekurven indikerer grusig sand. Ved små korreksjoner av graderingen kan en få siktekurven til å ligge innenfor grensekurvene til de fleste vegoverbygningsmaterialer.

Prøve 33.

Som for prøve 32.

Prøve 34.

Siktekurven indikerer siltig mellom-/finsand.

Filterlagssand?

Prøve 35.

Siktekurven indikerer leirig silt. Telefarlig og ubrukbar i vegoverbygninger.

Prøve 36.

Siktekurven indikerer mellom-/finsand. Filterlagssand?

Prøve F14-74 (fig. 53).

Steinmaterialet i prøven er friskt og uforvitret, og det inneholder ikke spesielt svake bergarter. Det er sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag, som tilslag i asfaltslitedekker på vegger med ÅDT opptil 6000, i oljegrus på vegger med SDT opptil 500 og i betong.

Nedre Helland.

Avsetningene i dette bassenget antas å inneholde ca. 11 mill.m³, fordelt på:

Den store Hellandterrassen med i underkant av 8,5 mill.m³.

Krosdal med ca. 1,2 mill.m³.

Munningen av Hellandsdalen med i underkant av 1,5 mill.m³.

Prøve 21.

Siktekurven indikerer siltig, leirig sand. Meget telefarlig og ubrukbar i vegoverbygninger.

Prøve 22.

Siktekurven indikerer grusig sand. Kan brukes som filterlags- og forsterkningslagsmateriale. Ved å sikte fra endel av sandfraksjonen kan kurven forholdsvis greitt tilpasses kravene til bærelags- og dekkematerialer. En vil imidlertid bli sittende igjen med store mengder mellom- og finsand som vanskelig kan avsettes.

Prøve 23.

Siktekurven indikerer silt. Meget telefarlig og ubrukbar i vegoverbygninger.

Prøve 24.

Siktekurven indikerer ensgradert (godt sortert) finsand.

Filterlagssand?

Prøve 25.

Siktekurven kan, med små justeringer, tilpasses kravene til de fleste vegoverbygningsmaterialer.

Prøve 26.

Siktekurven faller innenfor grensekurvene for materialer til asfalt (enkelte typer), oljegrus og materialer til velgraderte bærelag.

Prøve 27.

Siktekurven indikerer sandig, siltig grus. Materialet er litt telefarlig. Ved vasking og/eller sikting, kan en sannsynligvis få et materiale som faller innenfor grensekurvene til de fleste overbygningsmaterialer.

Prøve 28.

Siktekurven indikerer leirig silt. Telefarlig og ubrukbart i vegoverbygninger.

Prøve F9-74 (fig.56).

Som for prøve F5-74, se fig.71.

Prøve F10-74 (fig.57).

Steinmaterialet i prøven er friskt og uforvitret, og det inneholder ikke spesielt svake bergarter. Materialet er sterkt nok til bruk i asfaltslitedekker på vegger med ÅDT opptil 3000, i oljegrusdekker på vegger med SDT opptil 300 og i betong.

Prøve F11-74 (fig.58).

Steinmaterialet i prøven er uten videre sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag. Brukbarhetsområdet forøvrig kan ikke vurderes før en får undersøkt uforvitrete prøver.

Prøve F12-74 (fig.63).

Steinmaterialet i prøven er friskt og uforvitret, og det inneholder ikke spesielt svake bergarter. Det er sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag, som tilslag i asfaltslitedekker på vegger med ÅDT opptil 6000, i oljegrus på vegger med SDT opptil 500 og i betong.

Prøve F13-74 (fig.59).

Som for prøve F12-74 (fig.63).

Eikobakken.

Området rett nord for Hellandsfossen antas å inneholde omlag $0,4 \text{ mill.m}^3$.

Prøve F8-74 (fig.58B).

Som for prøve F5-74 (fig.71).

Området fra sørenden av Steinslandsvannet og ca.4 km sørover.

Hele sanduren antas å inneholde i overkant av 4 mill.m^3 , hvorav ca. $1,7 \text{ mill.m}^3$ ligger i avsetningen ved Straume, og ca. $1,6 \text{ mill.m}^3$ ligger i Furneset og sørspissen av sanduren.

Prøve 13.

Siktekurven indikerer ensgradert finsand som muligens egner seg som filterlagssand.

Prøve 14.

Siktekurven indikerer grus med en liten sandpukkkel. Kurven må justeres på grunn av sandpukkelen, dersom den skal falle innenfor de gitte grensekurvene for overbygningsmaterialer.

Prøve 18.

Siktekurven indikerer sandig grus, og den ligger innenfor toleransegrensene for materialer til asfalt (enkelte typer), oljegrus og materialer til velgraderte bærelag.

Prøve 19.

Siktekurven indikerer grov-/mellomsand. Filterlagssand?

Prøve 20.

Siktekurven indikerer siltig sand. Neppe brukbar i vegoverbygninger.

Prøve F2-74 (fig.69).

Brunt belegg pluss litt forvitret steinmateriale tyder på at prøven er tatt forholdsvis grunt. En vil tro at uforvitret steinmateriale av denne typen prøven viser, vil være sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag, i asfaltslitedekker

på vegger med ÅDT opptil 3000 og i betong. Det er usikkert om steinmaterialet er sterkt nok til bruk i oljegrusdekker.

Prøve F4-74 (fig.70).

Anvendelsesområde som for prøve F2-74, se over.

Prøve F5-74 (fig.71).

Steinmaterialet i prøven er uten videre sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag. Brukbarhetsområdet forøvrig kan ikke vurderes før en får undersøkt uforvitrete prøver.

Prøve F6-74 (fig.72).

Som for prøve F5-74, se over.

Prøve F7-74 (fig.73).

Som for prøve F5-74, se over.

Steinslandsvannets vestre dalside.

Langs hele dalsiden er avsatt løsmasser. Disse er tildels vanskelig å beregne størrelsen på. De best markerte avsetningene i dette området er:

A: Flomskredviften rett nord for Straumestølen. Denne avsetningen antas å inneholde ca. 0,4 mill. m³. Avsetningen er fluvialt dannet og mer enn 50% består av stein på 20-30 cm i diameter og blokker opp til 2 m³.

Prøve F1-74 (fig.74D).

Steinmaterialet i prøven er friskt og uforvitret, og det inneholder ikke spesielt svake bergarter. Det er sterkt nok til bruk i forsterknings- og bærelag, som tilslag i asfaltslitedekker på vegger med ÅDT opptil 6000, i oljegrus på vegger med SDT opptil 500 og i betong.

B:Området fra grustaket ved Godstrand og ca. 1,5 km sørøver antas å inneholde mer enn $0,5 \text{ mill.m}^3$.

Prøve 15.

Siktekurven indikerer ensgradert grov-/mellomsand. Muligens brukbar som filterlagssand.

Prøve 16.

Siktekurven indikerer sandig grus. Kurven ligger nær opptil grensekurvene for oljegrus, men inneholder for lite av materialet grovere enn 10 mm. Ved tilsetting av materiale grovere enn 10 mm og finere enn 0,5 mm, kan en få en siktekurve som passer til de fleste formål i vegoverbygning.

Prøve 17.

Siktekurven indikerer ensgradert mellom-/finsand. Muligens brukbar som filterlagssand.

Prøve F3-74 (fig. 74C).

Som for prøve F2-74. Se over og fig. 69.

Deltaet i nordenden av Steinslandsvannet.

Avsetningen er bygd opp fra 0 til 1,5 m over normalvannstanden. Deltaet dekker ca. $160\,000 \text{ m}^2$. Mektigheten er ukjent, og det består av fluvialt materiale.

Sammenfatning.

Sammenholder en analyseresultatene fra det vestlige området med de fra det østlige, finner en at materialene ligger svært nær hverandre i sammensetning. Det synes som om de undersøkte områdene inneholder ensartet materiale, petrografisk sett.

Sannsynligvis vil en ved utvidete mineralogiske undersøkelser (se tidligere kap.) komme fram til de samme resultatene i de finere fraksjonene.

Både det vestlige og det østlige området synes pr. august 1974 å inneholde store løsmasserereserver av god kvalitet til bruk i vegbygning. Det vestlige området antas samlet å inneholde i overkant av 5,5 mill.m³, mens det østlige området antas samlet å inneholde omlag 13 mill.m³.

Lyngvær og Lønøy (1974) baserte sine undersøkelser på intervju, og kom fram til ca. 6 mill.m³ i Modalen. Den store forskjellen skyldes at de har basert seg på kontrakterte samt kjente forekomster. Etter som jeg har drevet totalinventering på løsmassene innen området vil det derfor være naturlig at mine resultater langt overskrider deres.

For det vestlige området er forholdet det samme, men der i langt mindre målestokk. I dette området kom Lyngvær og Lønøy (1974) fram til ca. 3 mill.m³.

Som konklusjon på denne undersøkelsen kan en si at det synes som om disse områdene som her er undersøkt, sitter inne med betydelig større løsmasserereserver enn det som tidligere har vært antatt. Sannsynligvis er ikke dette noe særegent for disse områdene, men det vil først vise seg ved liknende undersøkelser i andre, tilsvarende områder.

POSTGLASIALE FORHOLD.

Elveavsetninger.

De avsetninger som kanskje i sterkest grad preger Modalen i dag, er elveavsetningene. En grundig gjennomgåelse av disse vil i denne sammenheng føre for langt. I det følgende skal derfor de elveavsetningene som fikk sin form i løpet av kort tid etter avsmeltingen, samt forholdene i senere deler av Føstglasial tid og dagens forhold, kort bli omtalt.

Selv om en av elveprofilen opp Modalen, se fig. 32, får inntrykk av at dalen er gjevn, med bare to markerte trappetrinn, finner en ved nærmere iakttagelser i felt at det ligger fastfjellsterskler med ulik avstand i hele Modalens lengde. Mellom disse tersklene ligger naturlige sedimentasjonsbasseng. Eksempler på slike basseng finner en ved Meset-Eikebakken, rett innenfor Hellandsfossen, og ved Farestveit, omlag midt mellom nedre og øvre Helland. De avsetningene en her finner kan vel omtales som elvesletter som direkte er omformet fra glasifluviale sandurer. På overflaten av disse finner en gamle elveløp, og slettene ligger opp til 5 m over dagens elvenivå.

Materialet i disse avsetningene er sannsynligvis avsatt primært som glasifluvialt materiale foran den tilbake-smeltende breen, og slettens tildels høye nivå i forhold til dagens elvenivå, antyder at materialet ble avsatt i en periode med betydelig mindre dalgradient enn dagens. Elven har så under senere tider med endret erosjonsbasis, erodert i disse avsetningene, en erosjon regulert av dagens fjellterskler.

Eksempel på resedimentert, primært glasifluvialt materiale finner en i den laveste terrasseavsetningen ved Granheim. Materialet i denne avsetningen kan med rimelig grunn antas å stamme fra den høye terrassen den ligger an mot. Dette er forhold Andersen (1960) tar opp i forbindelse med avsetninger på Sørlandet. Ellers kan en vel anta at elveslettene mellom de større isfrontdeltaene i dalførets nedre del, er bygd opp og utformet av denne type materiale.

Foran så godt som samtlige sideelver, finner en i hele dalens lengde, avsatt elvevifter. Det kanskje beste eksempel på slike finner en avsatt foran Namdalselvas utløp. Her fyller viften så godt som hele dalbredden. Avsetningene foran mange av de bratte sideelvene og større bekkene som fører ned fra høyfjellet, kan i svært mange tilfeller betegnes som Flomskredvifter. Disse får sitt materiale tilført under flomperioder. I perioder med lite eller normal nedbør fører mange av disse elvene lite, eller så godt som ikke, vann i det hele. Flomskredviftene er best markert langs Steinslandsvannets vestsida, hvor de i de fleste tilfeller dekker glasifluviale lateralavsetninger. Materialet i disse viftene er oftest storsteinig og blokkrikt.

Elvene ned Norddalen og Stølsdalen fører i flomperioder med seg store mengder materiale. Det groveste blir for det meste fraktet ut og avsatt i deltaet ved nordenden av Steinslandsvannet, mens en del finere materiale ofte har blitt avsatt innover dyrket mark på Steinslandsgårdene.

I tillegg til deltaet i nordenden av Steinslandsvannet finner en et resent delta ved Mo. Dette siste får bare finere materiale tilført i dag, og en kan vel si at utbyggingen her er minimal under dagens forhold.

Skredavsetninger.

Avsetninger av denne typen finner en i hele Modalens lengde. Det kan synes, uten at nøye undersøkelser er foretatt, som om nordlige og vestlige dalsider er sterkere dominert av denne typen avsetninger enn andre dalsider i området.

Talus, som oftest storblokkig, finner en under alle bratte dalsider. Områdene med talus er i dag flere steder vegetasjonsdekket, men oftest ikke tettere enn at en med letthet ser de tildels meget store og markerte urene i dalsidene. Eksempler på denne typen avsetninger finner en i den nær 300 m høye og ved foten 350 m brede "Vaulurði" ved Farestveit, og i nordveggen rett ovenfor terrassen på nedre Helland. Fra denne ura ved nedre Helland har N.H. Kolderup (1955) beskrevet et større ras fra 1953.

Kl. 14,30 den 14. august 1953 løsnet en stor steinblokk øverst i Storfjellet, omlag 500 m o.h. Det er beregnet at blokken veide omlag 24 000 tonn. Blokken falt i nesten fritt fall 200 m og landet ifølge øyenvitner i ura med et svedsvende brak. Først da den gråhvite steinrøyken som innhyllet ura hadde lagt seg, kunne en se hva som hadde skjedd.

Ura som på rasstedet nådde opp til 330 m o.h., har nede mellom de store blokkene i overflaten inneholdt sand, leire og annen finmasse. Dette er ifølge Hangerud (1976) nokså vanlig i urene. Det er bare i overflaten blokkene ligger fri, uten noen ting i mellomrommene.

Det enorme sjokket fra den fallende blokken gjorde at massene i ura ble nesten "flytende", og hele ura seilte ut. Det er beregnet at de utraste massene veide ca. 300 000 tonn, altså tolv ganger så mye som blokken som utløste det hele.

Skredet var nede omlag 200 m bredt, og det gikk 200 m utover den flate terrassen. Det la igjen skredmasser som var 5 til 10 m tykke. I ytterkant lå massene med en høy, vel avgrenset kant. Omlag 45 mål dyrket mark ble for alltid begravd.

Langs fjellsiden var det før skredet en flombekk som hadde gravd seg en ca. 10 m dyp dal i grusen. Hele terrassen skrånet svakt mot denne bekken som drenerte alt overflatevannet. Skredet demmet denne bekkedalen, og under de påfølgende regnvarer dannet det seg en stor sjø bak skredmassene. Vannet fra denne sjøen trengte etter hvert ned i terrassen og vasket finere masser ut i Moelva i terrassens nedre deler. Av blant annet fare for utrasninger medførte dette at en måtte grave en dreneringskanal for å tappe sjøen.

Dette raset ble primært utløst av det som Rapp (1960) omtaler som primært fall. Det vil si av nylig løsnete blokker. Rasets utseende i 1973 kan sees av fig. 83. Ras materialet synes å ha glidd ned fjellsiden og ut på terrassen uten at det har foregått noen merkbare erosjon hverken i fjellsiden eller i terrassen. Dette tilmotross for at materialet har passert over den omtalte bekkedalen. Det kan være fristende å sammenlikne med omtalte ras fra utenlandsk litteratur, hvor det antydes at massene blir "båret" fram på en luftpute som dannes under skredmassene, Gilluli, Waters & Woodford (1968).

Eksempel på ras som er initiert stort sett av samme agens, men hvor en har fast bunnsmorene liggende på dalsiden i stedet for ur, finner en like nordvest for bebyggelsen på Steinsland. Her har en blokk løsnet oppe i fjellsiden for så å rase nedover den kun vegetasjonsdekkete dalsiden og dra med seg materialer som så igjen har fortsatt gjennom relativt

hardpakket bunnmorene i de nedre deler av dalsiden, se fig. 84. Mens rassporet i den øvre, kun vegetasjonsdekkete delen har et relativt bredt forløp, samler det seg til en smal renne der det graver seg gjennom morenemassene, se fig. 85. Bemerkesverdige er det hvor lite materiale som er blitt fraktet helt fram i tunga. Det virker som om det meste av rasmaterialet er bygd opp i leveer langs sidene av rassporet, se fig. 84, 85 og 86. Videre virker det som om rasmassene har erodert merkbart i den underliggende faste fjellsiden i det morenedekket område, mens det bare har glidd på overflaten i de øvre områdene uten sedimenter.

Begge de over omtalte rasene er utløst i perioder med stor veksling i dag og nattemperatur, og i perioder som påfølger sterke nedbørsperioder.

Eksempel på ras med blokker så store som hus, finner en rett sør for gårdene på Steinsland. Her ligger en stor rasvifte nesten tvers over dalen, og er medvirkende i flomperioder til å demme elven ned fra de sentrale deler av Stølsheimen. Dette raset synes å ligge oppe på dagens delta i nordenden av Steinslandsvannet.

Ellers skjer ras forårsaket av steinsprang med påfølgende utglidninger årvisst i Modalen. De siste av meg registrerte rasene av denne typen (1976) har funnet sted i dalsiden rett over tunnelinnslaget for tunnelen over til Eksingdalen, på Modalens side, og på nordsiden av dalen ca. 400 m øst for Mo. Det siste inneholder blokker på flere m³, se fig. 87.

Snøskred.

Når det gjelder snøskred finner en de beste eksemplene langs Steinslandsvannets vestsida. Her går ifølge lokalbefolkningen

på Straume flere snøras hver vinter. Årvist bygger det seg opp store fionner langs toppen av vestre dalside. Disse fionnene raser så ut i tur og orden, og medfører at vegen langs vestsiden av vannet ofte må stenges i løpet av vintersesongen. Snøskredene trekker ofte med seg løsmaterialer fra den underliggende fjellsiden og er sannsynligvis årsaken til flere av de store rasviftene som dekker det underliggende glasifluviale materialet i disse områdene. De fleste av disse skredene må karakteriseres som våtsnøskred.

Spor etter det en kan omtale som tørrsnøskred, hvor det minerogene innholdet i snømassene er minimalt, finner en i Stølsdalens vestside. Her kan en se trær som er knekt av midt på stammen. Liknende tilfeller er omtalt fra Eksingedalen av Aa (1974)

Sammenfatning.

Da det i Modalen ligger lite løsmasser på fjellveggene, noe som skyldes de bratte dalsidene, foregår de fleste skredene ved steinsprang som den utløsende faktor. I første omgang vil dette medføre at en talus blir bygd opp. Blir denne av en viss størrelsesorden kan den bli ustabil, og i enkelte tilfeller som ved nedre Helland, gli ut ved utsettels av et stort nok sjokk.

De forholdene som her er omtalt er alle tatt fra Modalen, men å kalle dem særegne for dette dalføret vil være uriktig. De fleste av de omtalte forholdene finner jeg igjen i santlige av de undersøkte dalene i det vestlige området, men som oftest i mindre målestokk. De fleste forholdene er også omtalt fra Eksingedalen av Aa (1974) og fra Nord-Sverige av Rapp (1960). Det ligger nærmere virkeligheten å påstå at disse forholdene er typiske for glasialutformete fjord og dalområder i nordiske eller tilsvarende områder

SAMMENDRAG.

På bakgrunn av undersøkelsene i denne oppgaven er det ikke tilført noe som avviker fra det av Aa (1974) oppsatte dreneringsmønster for isen i Stølsheimen. Modellen med den eldste dreneringen som gikk topografisk uavhengig mot vest, og yngre, topografiske avhengige dreneringer som bøyde av mot fjordene i nord og sør, blir stående urørt.

Undersøkelsen har vist at Preboreal kronosone i indre Nordhordland ikke har vært en tidsperiode med gjennomsnittlig avsmelting. Dette støttes av det antatt synkrone breframstøtet i dalene som fører ut av Stølsheimen, samt det store fallet i HG fra Romarheimsområdet til Mostraumsviki. I tillegg viser de ulike frontavsetningene foran hver dalforsnevring at brefronten har hatt stopp underveis i tilbakesmeltingen. Først på slutten av Preboreal kronosone trakk breen seg opp i høyfjellet og forsvant.

Det virker videre som om isobaseretningen for Preboreal kronosone i indre Nordhordland går rett nord sør.

Sedimentene under HG i dalførene synes å være svært like i hele det området undersøkelsen dekker. De består overveiende av grovt, glasifluviaalt materiale avsatt i brefrontdelta. Over HG dominerer i det vestlige området morenemateriale, mens i det østlige området er det glasifluviale materialet dominerende i hele Modalen, mens morenematerialet dominerer i sidedalene.

De mineralogiske og petrografiske undersøkelsene viser at materialenes sammensetning er svært homogen i hele området, og at det kun består av lokale bergarter fra gneisområdet

Den anvendte delen av undersøkelsen viser at disse dalførene sitter inne med betydelig større løsmasserereserver enn det som tidligere var antatt, og at disse massene egner seg svært godt til vegbygningsformål.

De prosesser som i dag er de mest aktive i disse områdene, er først og fremst steinsprang med ofte påfølgende skred, samt snøskred og flombeskadigelser i forbindelse med den store nedbøren disse områdene har.

TABELLER.

Tabell nr. 1.
SKURINGSTABELLER

Alle retninger er korigert
 for misvisning.

H=tilnermet horisontal flate
 (mindre enn 10°helning).
 Gn= gneis
 Gr= granitt

Nr	Gradteig Kartblad	m o.h.	Bergart	Flate	Retning	M 711 Kartblad	UTM	Merknad
1	B 32 V	330	Gn	H	261°	1216 III	126367	
2	B 32 V	350	Gn	H	207° 224° 254°	1216 IV	169445	254°eldre enn 224°
3	B 32 V	330	Gn	H	201° 257°	1216 IV	168439	
4	B 32 V	520	Gn	H	265° 285°	1216 IV	193511	
5	B 32 V	640	Gn	H	250° 264°	1216 IV	213515	
6	B 32 Ø	1000	Gn	H	249°	1216 IV	263527	svak skuring
7	B 32 Ø	840	Gn	H	265°	1216 I	293569	sterk skuring

Nr	Gradteig Kartblad	m o.h.	Bergart	Flate	Retning	M 7II Kartblad	UTM	Merknad
8	B 32 Ø	1080	Gn	H	253°	1216 I	306569	
9	B 32 Ø	850	Gn	H	265°	1216 I	294574	
10	B 32 Ø	870	Kv	H	265°	1216 I	296577	
11	B 32 Ø	860	Gn	H	269° 297°	1216 I	297578	eldst yngst
12	B 32 Ø	880	Gn	H	249° 269°	1216 I	293580	eldst yngst
13	B 32 Ø	870	Gn	H	251° 271° 285°	1216 I	304587	eldst mellom yngst
14	B 32 Ø	1000	Kv	H	273°	1216 I	315596	svak skuring
15	B 32 Ø	900	Gn/Gr	H	272° 281°	1216 I	317611	usikker skuring svak skuring
16	B 32 Ø	1050	Kv	H	280°	1216 I	328628	
17	B 31 Ø	1040	Gn/Gr	H	292°	1217 II	364679	

Nr	Gradteig Kartblad	m o.h.	Bergart	Flate	Retning	M 7II Kartblad	UTM	Merknad
18	B 31 Ø	1050	Gn	H	309°	1217 II	374688	svak skuring
19	B 31 Ø	980	Gn	H	319°	1217 II	426695	
20	B 31 Ø	940	Gn	H	351°			
					355°	1217 II	425690	
21	B 31 Ø	930	Gn	H	323°	1217 II	428688	
22	B 31 Ø	1060	Gn	H	304°	1217 II	436676	
23	B 32 Ø	600	Gn/Gr	H	252°	1216 I	436645	
24	B 32 Ø	130	Gn	20°motØ	191°			
					197°			
					259°	1216 I	358556	
25	B 32 Ø	130	Gn	15°motØ	175°			
					193°			
					223°	1216 I	358552	

Nr	Gradteig Kartblad	m o.h.	Bergart	Flate	Retning	M 7II Kartblad	UTM	Merknad
26	B 32 Ø	430	Gn/Gr	H	243°	1216 I	396546	
27	B 32 Ø	140	Gn	H	275°			
					287°	1216 I	366517	
28	B 32 Ø	130	Gn	H	195°			
					280°	1216 I	362515	
29	B 32 Ø	15	Gn	23° mot V	185°			
					207°			
					221°			269° yngre enn
					269°	1216 IV	274473	både 185° og 221°
30	B 32 Ø	180	Gn	H	229°	1216 IV	245465	svak skuring

Skuringsopservasjoner tatt fra Aa (1974).

54	Snjofonnfjell v.tp.	930 m o.h.	214 ⁰ 224 ⁰ 270 ⁰	
55	Snjofonnfj.lengere NØ	930 m o.h.	224 ⁰	
57	Slettefj. SV	900 m o.h.	244 ⁰ 254 ⁰ (234 ⁰	eldst flate like ved)
58	Slettefj. NV	820 m o.h.	231 ⁰	
60	Hodnefj. v.tp.	930 m o.h.	224 ⁰	svært tydelige
61	Hodnefj. N for tp.	920 m o.h.	216 ⁰ (224 ⁰	flate like ved)
62	Hodnefj. vann V	650 m o.h.	219 ⁰	str.+fine sigdbr.

Samtlige av disse målingene er korigert for misvisning, og de er plottet på skuringskartet med signaturen RA.

Skuringsopsevasjoner tatt fra J.Mangeruds dagbok (1963).2-8-63:

..."Høyt oppe i lia mot Gråsida fantes temmelig sikre skuringsstriper på noe forvitret gneis, retning 261° . Flaten skråner 30° mot Ø."...

5-8-63:

..."S for Fagerskaryann fant jeg i fjellsida temmelig sikre skuringsstriper 262° . Det var på en planstrukturflate i gneis. Flaten var noe forvitret og mosegrodd, men stripene var over 1 m lange og rettlinjete."...

Området opp mot Tverrvassfjellet:

..."I temmelig fri beliggenhet Ø for de første små vann jeg kom opp til, var ganske sikker skuring 260° på gneis."

Mangerud nevner at det videre oppover fantes flere striper med denne retningen og opp til 265° . Disse stripene fant han også delvis i fri beliggenhet.

Samtlige av skuringsopsevasjonene lånt fra Mangeruds dagbok (1963) er plottet på skuringskartet med signatur JM, og de er korigert for misvisning.

Skuringsopservasjoner etter Anders Kristoffersen.1964

Storefjellet V for tp.	1100 m o.h.	240 ^o
Høgafjell	1000 m o.h.	245 ^o

1965

Varden (mellom Høvik og Modalen, ved a i Varden)	6-700 m o.h.	229 ^o usikker
Mo		229 ^o
SV enden av V Skjerjevann	800 m o.h.	274 ^o usikker
S for V Skjerjevanns utløp	800 m o.h.	244 ^o
Ved turiststien rett Ø for Harekupvann	800 m o.h.	267 ^o

1966

På toppen av Blåfjell	1100 m o.h.	342 ^o
		244-238 ^o Kryssende
Vetlebotn Ø	900 m o.h.	258 ^o usikker
500 m NNØ for Alrekstølene	700 m o.h.	48 ^o eller 248 ^o
3-400 m S for Budeievann	700 m o.h.	62 ^o eller 242 ^o

Disse målingene er tatt fra Aa (1974). Aa har benyttet A. Kristoffersens dagbøker, og høydene er ført på etter omtrentlig plassering av lokalitetene på gradteigskartene Modalen og Kyrkjebø. Samtlige retninger er korigert for misvisning, og de er plottet på skuringskartet med signaturen AK.

Tabell nr. 2.

Prøvelokaliteter samt noen utregnete, statistiske parametre.

Pr.no.	m o.h.	Lokalitet	M711		Dyp under overflaten	Solmer-Olsen Vegvesenets			telegrupe
			Kartblad	UTM		Id	So	Sk	
1	250	N St.Urdal	1216 III	120374	0,5m	0,134	1,28	+0,22	T2
2	71	"	"	125351	4,5m	0,152	0,32	-0,04	T1
3	71	"	"	125351	5 m	0,08	0,26	0	T1
5	30	Eikefet	"	114352	4 m	2,7	1,48	-0,32	T1
6	30	"	"	"	8 m	0,047	0,86	0	T1
6B	30	"	"	"	8,5m	0,07	0,44	0	T2
8	30	"	"	114353	1 m	0,25	0,44	0	T1
9	30	"	"	"	5 m	0,025	0,62	0	T3
10	152	Steinsland	1216 I	357605	0,5m	1,66	1,77	-0,23	T3
13	130	Middvann	"	360520	1,5m	0,35	0,31	-0,05	T1
14	130	"	"	"	3 m	5,75	1,15	-0,16	T1
15	137	Godstrand	"	359548	1 m	0,7	0,46	-0,02	T1
16	137	"	"	"	2 m	2,0	0,58	0	T1
17	137	"	"	"	7 m	0,2	0,2	+0,02	T1
18	130	Straume	"	358522	2 m	4,1	0,88	-0,02	T1
19	112	Furneset	"	356500	6 m	0,55	0,36	0	T1
20	112	"	"	355499	7 m	1,1	0,34	+0,04	T1
21	44	Nedre Helland	"	301480	15 m	0,027	0,54	-0,05	T4
22	44	"	"	299484	13 m	0,33	0,53	0	T1
23	44	"	"	298486	1,5m	0,029	0,50	0	T4
24	44	"	"	"	1 m	0,17	0,33	-0,02	T1
25	44	"	"	"	2,5m	2,6	0,82	+0,16	T1
26	60	Hollandsdalen	"	293489	1 m	5,5	0,92	-0,02	T1
27	35	"	"	293488	1 m	0,9	1,35	+0,13	T2
28	32	"	"	295488	1 m	0,01	0,54	-0,02	T4
29	56	Krossdalen	"	295480	1 m	0,084	0,58	+0,06	T2

No.	m o. h.	Lokalitet	1711 Kartblad	UTM	Dyp under		Selmer-Olsen			Vagvesenets telegruppe
					overflaten	Md	So	Sk		
30	52	Krosdalen	1216 I	295480	2 m	4,6	0,74	-0,18	T1	
31	52	"	"	"	3 m	0,2	1,17	+0,2	T2	
32	50	Granheim	"	286476	5 m	1,1	0,91	+0,1	T1	
33	33	"	"	286475	5 m	0,45	0,55	+0,06	T1	
34	33	"	"	"	9 m	0,15	0,43	0	T1	
35	333	"	"	"	11 m	0,01	0,45	0	T4	
36	33	"	"	"	13,5m	0,18	0,31	-0,03	T1	
37	10	No	1216 IV	269469	2 m	1,2	1,62	-0,28	T3	
38	15	"	"	"	2 m	0,13	0,34	0	T1	
38B	15	"	"	"	3 m	1,3	0,76	+0,03	T1	
39	20	"	"	269470	6 m	1,9	1,57	-0,14	T2	
40	45	Nikemo	1216 III	114357	1 m	0,13	0,44	0	T2	
41	35	Storeurdal	"	126343	2,5m	0,52	1,06	+0,16	T1	
42	15	LilleAurdal	"	157362	4 m	1,9	1,02	0	T1	
43	40	N for Nipo	1216 IV	161457	0,5m	0,4	1,54	+0,13	T2	
44	33	"	"	161446	2 m	0,55	1,66	0	T2	
45	33	33 NØ oven	1216 III	163387	3 m	0,041	0,62	-0,08	T4	
46	33	"	"	"	5 m	0,57	0,88	+0,10	T1	
50	60	"	"	169383	5 m	0,094	0,40	0	T2	
51	42	Roserheim	"	171377	4 m	0,73	0,76	+0,12	T1	
52	42	"	"	"	1 m	0,014	0,73	-0,04	T4	

Tabell nr. 3.

Mineralogiske undersøkelser av prøver fra Modalen.

Fraksjon 1-0,5 mm. 200 talte korn. Prosentvis fordeling.

KLASSE	Feltspat				
	Kvarts	(K-feltsp)	Glimmer	Mørke min.	Bergartskorn
PRØVE NR.					
13	26	36(29)	3	4	31
14	31	27(16)	2	5	35
15	35	33(21)	1	4	27
16	24	31(22)	1	3	41
17	30	29(18)	1	3	37
18	26	34(22)	2	5	33
19	24	31(24)	2	3	40
20	18	24(21)	35	-	23
22	35	32(25)	3	7	23
24	29	35(28)	5	2	29
25	26	35(24)	2	3	34
26	26	35(32)	3	7	29
32	34	32(24)	3	3	28
33	27	33(27)	4	6	30
34	37	35(25)	10	3	15
36	26	35(28)	16	3	20
37	28	41(35)	3	3	25
38	30	37(29)	9	4	20
39	28	34(29)	5	6	27

Fraksjon 2-1 mm. 100 talte korn. Prosentvis fordeling.

KLASSE PRØVE NR.	Korn med granittisk sammensetn.	Korn med gabbroid amfib.sammens.	Kvarts	Feltsp.	Mørke min.
13	65	5	15	10	5
14	65	15	10	5	-
15	70	15	10	5	-
16	75	10	10	5	-
17	70	10	15	5	-
18	70	15	10	5	-
19	65	15	10	10	-
22	70	5	15	10	-
26	65	10	15	10	-
32	55	5	20	20	-
33	65	5	15	15	-
37	65	10	15	10	-
39	65	5	10	20	-

Fraksjon 4-2 mm. 100 talte korn. Prosentvis fordeling.

KLASSE	Granittiske Gabbro/ gneiser	amfibolitt	Kvartsitt	Feltspat	Glimmergneis
PRØVE NR.					
13	70	10	15	5	-
14	70	20	5	-	5
15	80	10	10	-	-
16	80	15	5	-	-
18	70	20	10	-	-
22	75	10	10	5	-
25	70	15	15	-	-
26	85	10	5	-	-
32	80	5	10	-	5
33	80	5	10	5	-
37	75	10	10	-	5
39	70	10	15	5	-

Fraksjon 8-4 mm. 100 talte korn. Prosentvis fordeling.

KLASSE	Granittiske Gabbro/ gneiser	amfibolitt	Kvartsitt	Glimmergneis
PRØVE NR.				
14	74	10	10	5
16	85	10	5	-
18	80	10	10	-
25	75	10	10	5

LITTERATUR.

- Aarseth, I. 1971: Deglaciasjonsforløpet i Bjørnarfjordsområdet.
Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved
Univ. i Bergen.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas Endmoraines
between Hardangerfjord and Sognefjord, Western Norway.
Boreas, Vol. 3, pp. 3-22.
- Andersen, B.G. 1954: Råndmorener i Sørvest-Norge.
Norsk geogr. Tidsskrift. 14, s. 273-342.
- Andersen, B.G. 1960: Sørlandet 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.
- Andersen, B.G. 1975: Glacial Geology of Northern Nordland,
North Norway. Norges geol. Unders. 320. 74 s.
- Anundsen, K. 1972: Glacial chronology in parts of Southwestern
Norway. Norges geol. Unders. 280. 24 s.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1967: Et Preborealt breframstøt på
Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og
Jotunheimen. Årbok for Univ. i Bergen. Mat.-Naturv.
Serie, 1967 (7). 42 s.
- Bergstrøm, B. 1971: Deglaciasjonsforløpet i Aurlandsdalen og
områdene omkring. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi
og geomorfologi ved Univ. i Bergen.

- Bergstrøm, B. 1975: Deglasiationsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge. Norges geol.Unders. 317. s. 33-69.
- Bjerkli, K. 1975: Sand og grus i kyst-Norge. NGU rapport nr. 1335/1. 58 s.
- Grønhaug, A. 1969: Om forekomster, prøving, bedømmelse og forbedring av steinmaterialer til vegbygging i Norge. Ingeniørnytt nr.9 og 10. 2 artikler. Eller Statens Vegvesen, Veglaboratoriet. Intern rapport 334. 6 s.
- Falck-Muus, R. 1954: Strømgroper. Norsk geogr.Tidsskrift. 14 s. 15-44.
- Gilluly, J., Waters, A.C. & Woodford, A.O. 1968: Principles of Geology. San Francisco. pp.197-204.
- Kildahl, E.S. 1971: Geologien i Stølsheimenområdet. Rapport fra Stølsheimen utvalget. Ås. s. 27-32.
- Kolderup, C.F. 1908: Bergensfeltet og tilstøtende trakter i sen-glacial og postglacial tid. Bergen Mus.Årbok 1907, nr. 14. 268 s.
- Kolderup, H.H. 1926: Bygningen av morener og terrasser i Oster- og Sørfjorden ved Bergen. Bergen Mus.Årbok 1926. Nat.vit. række nr. 1.
- Kolderup, H.H. 1955: Raset i Modalen 14. august 1953. Norsk geol.Tidsskrift, 34. s. 211-217.

- Klowning, I. 1963: Kvartærgeologiske studier i Flomsdalen og omkringliggende fjellområder. Hovedoppgave, Univ. i Bergen. 57 s.+ ill.bind.
- Lyngvær, J.K. & Lønøy, S-Å. 1974: En økonomisk analyse av sand- og grusdriftneringen på Vestlandet med hovedvekt på Nordhordland. Individuelt seminar ved NHH. 67 s.
- Mangerud, J. 1963: Dagboknotater fra perioden 1/8-1963 til og med 6/8-1963.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichelian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. Norsk geogr. Tidsskrift 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. Tidsskrift 52. s. 73-96.
- Mangerud, J. 1973: Hordalands natur, under og like etter istiden. Frå Fjon til Fusa. Årbok for Nord- og Midthordland Sogelag. 26. årg., s.7-43. Bergen 1973.
- Mangerud, J., Andersen, S.T. et al. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas. Vol.3, pp.109-123.
- Mangerud, J. 1976: Fra istid til nåtid. Hordalands natur. s. 111-151.
- Myhre, L.A. 1972: Geomorfologiske og maringeologiske undersøkelser i og omkring Osterfjorden, Hordaland. Hovedfagsoppgave. Univ. i Bergen.

- Meland, P.J. 1963: Kwartærgeologiske studier i området mellom Granvin og Voss.Hovedfagsoppgave, Univ. i Bergen.
- Nielsen, A. 1971: Jordartskart fra områdene rundt Solrenningsvannet og Stølsvatni.Rapport fra Stølsheimenutvalget.
Ås. s. 33-38.
- Sindre, E. 1973: Kwartærgeologiske 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 Bergen.
- Torske, T. 1974: Preliminært berggrunnskart i målestokk 1:250 000 ,Bergen, NP 31,32 14. NGU 1974.
- Rapp, A. 1960: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geogr.annaler, vol.XLII, nr. 2-3.
- Vorren, T.O. 1973: Glacial geology of the area between Jostedalbreen and Jotunheimen, South Norway. Norges geol. Unders. 291, s. 1-46.
- Aa, R.A. 1974: Isavsmeltinga i Eksingedalen og områda omkring. Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen.