



Tillates innlemmet i U. B. B.'s manuskript-
samling.

Bergen, 11.4.1967.

Gvein Anne Skredan.

H O V E D O P P G A V E

I

KVARTERGEOLOGI OG GEOMORFOLOGI.

Universitetet i Bergen,
Vårsemesteret 1967.

Oppgaven består av:

Del I - tekstbind

Del II - illustrasjonsbind

Del III - kartrull.

Svein Arne Skreden:

KVARTÆRGEOLOGISKE UNDERSØKELSER I OMRÅDET

VOSS - BOLSTADØYRI SAMT BORDALEN.

Del I - tekstbind.

Forord.

Området Voss - Bolstadøyri samt Bordalen ble foreslått for en hovedoppgave våren 1964 av amanuensis Jan Mangerud i forståelse med dosent Hans Holtedahl som på den tiden var i Amerika. Feltarbeidet ble startet opp allerede sommeren 1964, men første sommer gikk med til å bli kjent i feltet. Den vesentligste del av undersøkelsene ble gjort somrene 1965 og 1966.

Jeg vil takke dosent Hans Holtedahl for verdifull veiledning under feltarbeidet og ved bearbeidingen av oppgaven. Særlig var det nyttig for meg at han kunne være med meg i feltet en tur.

Likeledes skylder jeg amanuensis Jan Mangerud for de mange faglige diskusjoner og praktiske råd. Etter initiativ fra han gjennomførte jeg de to geotekniske analysemetodene (ødometeranalyse og poretallsmåling) ved undersøkelsen i en hustomt på Voss.

Det øvrige personalet ved Geologisk Institutt fortjener også stor takk for alle tjenester.

Ødometeranalysen ble utført under ledelse av tekniker Flaate ved Materialprøveanstalten i Bergen. Her fikk jeg også låne det utstyr som trengtes. Jeg vil takke for at det kunne la seg gjennomføre på en så grei måte.

Universitetet i Bergen, april 1967.

Svein Arne Skreden.

INNHOLDSFORTEGNELSE.

Innledning	s. 1
Eldre arbeider	s. 2
En berggrunnsgeologisk oversikt	s. 3
Bruk av forskjellige sedimentpetrografiske metoder	s. 7
Kornfordelingsanalyser	s. 7
Steintellinger	s. 9
Rundingsgradanalyse	s. 11
Tungmineralanalyse	s. 13
Lengdeakseorienteringer av stein	s. 13
Beskrivelse av løsavleiringene	s. 15
Kartlegging og klassifisering	s. 16
Det fluvialt avsatte materiale	s. 17
Bolstadøyri	s. 18
Teigdalen - Saghaug - Geitle	s. 20
Bulken - Liland	s. 22
Vannjolo	s. 23
Bordalens munning	s. 23
Voss sentrum	s. 29
Lønevatn - Lundarvatn	s. 32
Konklusjon	s. 33
Morenedekket	s. 35
Isens forskjellige bevegelsesretninger og is-sentra belyst ved skuringsstriper	s. 40
Avsmeltningsforløpet	s. 49
Terrassemålinger, marine nivåer og marin grense	s. 52
Undersøkelser i en hustomt	s. 55
Beskrivelse av lokaliteten og dens beliggenhet	s. 55
Beskrivelse av snittene	s. 57
Sandlaget	s. 58
Undre morene	s. 63
Lagdelt leire/silt/sand	s. 65
Øvre morene	s. 67

Beskrivelse av noen spesielle strukturer	s. 69
Den ene typen kiler med strukturert materiale	s. 69
Den andre typen kiler med usortert materiale	s. 71
En diskusjon om kilenes dannelse	s. 72
Forsøk på en tidsangivelse	s. 79
En ødometeranalyse benyttet til et forsøk på å måle isens sannsynlige tykkelse	s. 81
Områdets geomorfologi - en oversikt	s. 87
Sammenfatning og konklusjon	s. 92

Innledning.

Arbeidet er i det vesentlige utført med støtte fra NGU og Universitetet i Bergen. Kartleggingen har foregått på den måten at utbredelsen av de forskjellige jordarter er inntegnet etter en visuell bedømmelse i felten. For min problemstilling har det vært av betydning å få dannet et bilde av hendelsesforløpet under siste nedisning samt avsmeltningen i Vossebassenget og tilstøtende områder. De fleste resultater er fremkommet ved å analysere det innsamlede materiale ved hjelp av forskjellige sedimentpetrografiske metoder. Jeg har likeledes benyttet meg av et par geotekniske analysemetoder, uten at disse har gitt meg entydige resultater. Likevel har jeg tatt dem med i oppgaven og beskriver dem grundig, fordi jeg mener at et utvidet kjennskap til geotekniske data kan være til verdifull støtte for en kvartærgeologisk tolkning.

I felten har jeg noen ganger på et rent morfologisk grunnlag trukket visse slutninger med hensyn til en avleirings genesis og type. Men stort sett kan en si at overflateformene alene har vært for spinkelt grunnlag for en kartlegging. Som regel har jeg vært avhengig av gode snitt for å få et sikkert bilde. Det sier seg da selv at grensene mellom de forskjellige slags materialtyper vil være vanskelig å trekke opp, derfor må de taes med et visst forbehold, selv om jeg har vært freidig nok til å tegne dem inn på kartet, fig. 1.

Jeg har gjort en relativt omfattende skuringsanalyse i området, og dette har vært til stor hjelp for meg ved tolkningen. Særlig fordi jeg har manglet opplysninger om sikre ende- eller sidemorener slik de finnes i andre nærliggende områder, (Simonsen, 1963).

De rent geomorfologiske undersøkelser har jeg vært nødt til å legge liten vekt på. I denne oppgaven tar jeg bare med en oversikt over noen av de geomorfologiske trekk som finnes, dessuten noen profiler tegnet på grunnlag av det utmerkete kartmateriale i målestokk 1 : 5000 som foreligger for enkelte strøk. Dette kartleggingsarbeid er under utførelse for kommunene i distriktet og vil om kort tid kunne gi mange opplysninger til støtte for en geomorfologisk undersøkelse.

Eldre arbeider.

Vossebassenget og tilstøtende fjell- og dalområder har vært, kan en si, forholdsvis, lite undersøkt ut fra et kvartærgeologisk synspunkt. Reusch (1905) har i sitt arbeide om Voss gitt en del beskrivelser av løsavsetninger, vesentlig i daler og forsenkninger. Han sier at han ikke noe sted har notert morenerygger eller eskere, ellers er deltadannelser i fjellvann ubetydelige.

C.F. Kolderup (1907) har i sitt arbeide om Bergensfeltet og tilstøtende trakter gitt en oversikt over en rekke målinger av terrassehøyder i dalføret Voss - Evanger.

Reusch (1901) bygger i sin avhandling på Davis' teori om landhevingen i sitt syn på de forskjellige erosjonssyklusler. I Voss hoveddalføre sier han at det er vanskelig å skille den palæiske overflate fra det forholdsvis nye dalsystem.

Geomorfologisk har området vært nokså omfattende beskrevet av Ahlmann (1919), der han har lagt særlig vekt på en undersøkelse av dalgenerasjonsutviklingen. Her har han tatt for seg hele dalsystemet i området Stalheim - Oppheim - Voss - Raundalen - Skjervet - Evanger. Jeg kommer nærmere inn på dette arbeidet i den geomorfologiske oversikten.

I de senere år er det gjort en undersøkelse i Bordalen av Ramsdal (1956), som har beskrevet området ut fra et berggrunnsgeologisk og kvartærgeologisk/geomorfologisk synspunkt. Han har i siste del særlig lagt vekt på en beskrivelse av dalgenerasjonene i Bordalen.

Dalføret Voss - Granvin er studert av Mæland (1963) både ut fra et kvartærgeologisk og et geomorfologisk synspunkt. Av særlig interesse er det at han ved steintellinger med hensyn på anortositt og funn av smeltevannsspor mener at det har vært en subglacial drenering over Skjervet mot Granvin.

En berggrunnsgeologisk oversikt.

Nesten hele det felt jeg har drevet de kvartærgeologiske undersøkelser i ligger innenfor Vestlandets kaledonske dekkeområde. Det ligger vesentlig i den sydvestlige del av Sogn-Jotunheimen-synklinalen, og forholdene her er nokså kompliserte.

Tidligere er det gjort berggrunnsgeologiske undersøkelser i dette området av blant annet W.C. Brøgger (1893) og K.O. Bjørlykke (1905). Reusch (1905) laget et geologisk kart over området. Med unntak av at det går lenger vest følger det de begrensninger jeg har i mitt felt.

N.H. Kolderup (1931) har gitt en oversikt over den kaledonske fjellkjede på Vestlandet. Der er det også tatt med undersøkelser over berggrunnen i Vossetraktene.

Ramsdal (1956) har undersøkt områdene i og rundt Bordalen. I dette arbeidet har en gitt en nokså detaljert kartlegging av berggrunnen, og også tatt med en god del geomorfologi og litt kvartærgeologi.

Den som har arbeidet mest i området, særlig den vestligste delen, er A. Kvale. Han har gitt ut en rekke arbeider fra disse undersøkelsene. I min beskrivelse her bygger jeg vesentlig på Kvales ekskursjonsguide (1960), som er en sammenstilling av tidligere arbeider og observasjoner. Fig. 3 er et geologisk oversiktskart sammenfattet etter Kvales undersøkelser.

I et større område rundt Voss er det følgende lagfølge, regnet ovenfra og ned:

Øvre Jotun-dekke
Valdressparagmitt

Fyllitt

Øvre Bergsdalsdekke - øvre flak
fyllitt
midtre flak
fyllitt
nedre flak

Fyllitt

Undre Bergsdalsdekke - øvre flak
fyllitt
midtre flak
fyllitt
nedre flak

Fyllitt

Grunnfjell

Den nederste del av lagfølgen er best representert i den vestlige delen langs et profil Sogn - Norheimsund. Den øverste delen finner en vesentlig langs et profil Vik - Voss - Ulvik. Et oversiktskart over dekkene er laget etter Kvale (1960), fig. 4.

Øvre Jotun-dekket domineres fullstendig av bergarter av anortositt-typen som er en dypbergart. Den ligger alloktont, mekanisk forskjøvet over et tynt lag glimmerskifer. Disse bergartene finnes ikke innenfor det området jeg har undersøkt, men ligger nordøst for det langs en grenselinje Mjølfjell - Vossestrand. Denne bergarten spiller en vesentlig rolle ved mine steintellinger, først og fremst fordi den er så lett å kjenne igjen. Ved å kartlegge dens utbredelse i glacifluviale sedimenter og morene har jeg fått et inntrykk av dens transportlengde og transportretning.

Vest for Lønevatn (J-3) er det et felt med bergarter fra øvre flak i Øvre Bergsdalsdekke, det er skilt fra en østlig del av dalføret Vossestrand - Voss. Lønahorgis topp (1412 m. o.h.) ligger i den vestlige delen, der bergartene er kvartsitt, kvartsskifer og metarhyolitt. Øvre flak er skilt fra midtre

flak av et lag av fyllitt med sterkt varierende tykkelse. På begge sider av Lønevatn ligger det en sone av bergarter fra midtre flak, det største feltet er øst for vannet og kan følges nesten helt fram til Hardangerfjorden ved Granvin. Det finnes også i små områder i fjellpartiet sør for Bordalen (J,K-9) og ved Torfinnsvatn (F-8). Bergartene er hovedsaklig av samme type som i øvre flak.

Områdene nord og sør for Vangsvatnet domineres av undre flak i Øvre Bergsdalsdekke, erosjonen i Vossebassenget har skilt det i to adskilte felter, det største sør for vannet. Minimum tykkelse av flaket er antatt å være 3000 m. Den største delen av bergartene tilhører etter Kvaales oppfatning Telemarkformasjonen og er suprakrustaler. Det er kvartsitt, kvartsskifer, kvartsitt-konglomerat o.fl. Likeledes kvartsdioritt og gabbro, som han antar er prekambrisk. Det er også en del granittintrusiver av kaledonsk opprinnelse.

Mellom undre flak i Øvre Bergsdalsdekke og øvre flak i Undre Bergsdalsdekke er det et ganske tykt lag av fyllitt. Særlig rundt Voss, der erosjonen har gått ned i fyllitten, slik at det er et belte av den på begge sider av Vangsvatnet og nordover langs Lundarvatn - Lønevatn. Likeledes er det en bred stripe av fyllitt fra sørenden av Vangsvatnet i retning SV mot Hamlagrøvatn (E-8). Det går også en stripe mot nord, den er nokså smal til nordre del av Eksingedalen, men vider så ut over mot Sogn.

Vest for dette fyllittbelte følger de tre flak i Undre Bergsdalsdekke. Bolstadøyri (A-4) som ligger lengst vest i mitt felt, utgjør omtrentlig grensen mellom dekkeområdet og det store gneissområdet i NV.

Bergartene i øvre flak er omtrent som i Øvre Bergsdalsdekkets undre flak. Det er skilt fra midtre flak med et tynt lag av

fyllitt, ned til et par meter. I midtre flak dominerer metadacit og metabasalt med innslag av de samme typer som i øvre flak. Undre flak er skilt fra midtre med fyllitt, og inneholder for det meste metadacit, metabasalt og dessuten opptrer også granitt.

Bruk av forskjellige sedimentpetrografiske metoder.

Forholdene i Vosseområdet har som tidligere nevnt vært så kompliserte at studier av overflateformer alene ikke har kunnet gi en full forståelse av sedimentenes genesis og avsetningsmiljø. Jeg har derfor benyttet flere sedimentpetrografiske analysemetoder ved undersøkelsen av de forskjellige løsavleiringer. Disse har vist seg å gi et verdifullt supplement til tolkningen av miljø og dannelsesbetingelser. Jeg vil i de følgende avsnitt kort omtale metodene og legge fram resultatene. Jeg har undersøkt løsavsetningene med hensyn på kornfordeling, bergartsinnhold (steintellinger), rundingsgrad og tungmineraler. Den siste nokså begrenset statistisk sett. Likeledes har jeg benyttet meg av steinorienteringsanalyser i morene, disse har gitt meg en god del holdepunkter for tolkningen.

Kornfordelingsanalyser.

Ved innsamlingen av prøver for kornfordelingsanalyse har jeg i de fleste tilfeller forsøkt å ta med materiale som etter en visuell vurdering kan sies å være noenlunde representativt for hele avsetningen. I moreneavsetninger var det relativt enkelt, et snitt i uomlagret morene viste oftest en ganske homogen sammensetning. Riktignok måtte jeg i et par tilfeller utelate de aller største steinene av praktiske grunner. Dette er anført i tabell 1 over resultatene. I fluviale sedimenter med lagdelt, sortert materiale har jeg noen steder valgt å ta prøven fra et lag med en midlere kornstørrelse for snittet. Andre steder har det vært av interesse å finne kornfordelingen i forskjellige lag. For spesielt grovt materiale har det vært uråd å få med representative prøver. I praksis vil stein med en diameter større enn 5 - 10 cm måtte utaltes. Der det har vært mulig har jeg anslått en sannsynlig prosentverdi for den mengde som

da ikke blir med i beregningen. For å oppnå et bedre resultat ville det muligens la seg gjøre å benytte grovere sikter i felten, slik at en kunne sikte fra det grove materiale og veie det ute.

Alle sikteanalysene er utført ved Geologisk institutt, og det er benyttet standard siktesats med maskevidde fra 16,0 til 0,063 mm. Materiale større enn 0,063 er tørrsiktet, ristingen er gjort både for hånd og med ristemaskin i 3 - 6 minutter. Det har vært relativt lite svinn under ristingen, det meste er forsvunnet som støv. Men alt i alt kan en si at disse feilene har vært mindre enn de som ligger i selve prøvetakingen. Resultatene kan forskyves flere prosent i den ene eller den andre retning etter som hvor en tar prøven. Dermed vil feilgrensene ved selve analysen ligge innenfor variasjonsbredden ved prøvetakingen.

Materiale mindre enn 0,063 mm er analysert ved hjelp av pipettemetoden slik den står beskrevet hos Krumbein & Pettijohn (1938). Jeg benyttet som regel 50 gram av prøven til analysen, men i enkelte tilfelle måtte jeg klare meg med mindre, det minste var 20 gram. Prøven ble kjørt i dispergator i 7 minutter etter at det var tilsatt natrium-pyrofosfat. Siste avlesning var 32 timer og 42 minutter etter start, slik at kornstørrelser mindre enn 0,00069 mm ble skilt ut. Det viste seg å være behov for det i enkelte av prøvene.

Resultatene av sikte- og pipetteanalysene er stilt opp i et vanlig kornfordelingsdiagram. De kumulative kurvene er tegnet opp i figurene 5, 6, 7, og 8. Grensene mellom de forskjellige fraksjonene følger Atterbergs inndeling. Quartilene, Q_{25} og Q_{75} , samt medianverdien, Md , er funnet slik Pettijohn (1948) definerer disse. Sorteringen S_o er regnet ut etter formelen $S_o = \sqrt{\frac{Q_{75}}{Q_{25}}}$ og skjevheten Sk etter

formelen $Sk = \frac{Md^2}{Q_{75} \cdot Q_{25}}$. De utregnede verdier for Md, So er satt opp i tabell 1.

Selmer-Olsen (1954) benytter en annen definisjon for disse parametre, og har på grunnlag av en rekke kornfordelingsanalyser i forskjellige typer materiale stilt opp empiriske grenser i et Md - So diagram. Jeg har plottet de verdier jeg finner inn i hans ^{fig.9} diagram, da det også kan benyttes på Pettijohn's definisjon av parametrene. Det viser seg å være god overensstemmelse i de fleste tilfelle. Dette tar jeg forsåvidt bare som en støtte for mine tolkninger.

Resultatene av kornfordelingsanalysene kommenterer jeg etter hvert som jeg beskriver de forskjellige sedimenter i teksten.

Steintellinger.

Hensikten med de steintellinger jeg har gjort er å kartlegge utbredelsen av den karakteristiske anortositten en finner i Øvre-Jotundekket, se det geologiske oversiktskartet fig. 3 . Spesielt har det vært av interesse å se dem i sammenheng med de tellinger Møland (1963) har fra dalføret Voss - Granvin.

Anortositten er svært lett å kjenne igjen, slik at den lett kan plukkes ut av et materiale på 100 stein, som jeg har benyttet i mine tellinger. Jeg valgte stein i størrelsen 2 - 10 cm (etter øyemål). Steinene ble bestemt med hensyn på bergartsgruppene fyllitt, kvartsitt, anortositt, gneiss/granitt, samt de usikre og ubestemte. I avsetningene rundt selve Vossebassenget var det relativt enkelt å bestemme steinene, vanskeligst var det å skille gruppene fyllitt og kvartsitt. Lenger ute i dalføret Voss - Evanger kommer en inn i et felt med gabbro og kvartsdioritt (fig. 3). Disse har jeg latt gå inn i gruppen gneiss/granitt. Mine tellinger

må altså ikke i noe tilfelle sees som absolutte, jeg har bare villet gjøre et forsøk på å grovinnde de bergartsfragmentene som finnes utenom anortositten. Mæland (1963) teller bare opp antall anortositter av de hundre stein.

Der det har vært mulig, har jeg tatt steinene fra mest mulig uforstyrrede lag. Noen steder har jeg måttet telle i det nedraste materiale, men bare der en med sikkerhet kan si at det tilhører vedkommende snitt. Tellingene er utført både på fluvialt og glacifluvialt materiale og på stein fra morene. Resultatene av tellingene er stilt opp i tabell 2. Noen av tellingene er gjennomført utendørs, andre innendørs, de er i tabellen merket med henholdsvis U og I. For å få et inntrykk av hvor pålitelig tellingene har vært er en del prøver kontrolltallet innendørs, det gjelder prøvene nr. 7, 8 og 12, og resultatene av disse viste god overensstemmelse. En viss variasjon for tellinger i samme snitt må en kunne vente. Noe av feilen ligger nok i om materialet statistisk sett er representativt når det plukkes ut 100 stein. For steiner som tilhører bergartsgrupper som ligner hverandre kan det også være vanskelig å bestemme hvor den hører hjemme ut fra et lite håndstykke. Men når anortositten er såpass lett å ta ut, skulle ikke feilen med hensyn på dens prosentmengde være særlig stor. I snitt med forholdsvis lavt anortosittinnhold vil det være store muligheter for at den ikke blir representert blant de 100 som telles opp. Hvis jeg har funnet steiner av anortositt uten at de er med i den prosentvise fordeling, har jeg angitt det i tabellen.

Resultatene av tellingene er satt opp i et kartogram, fig. 10. Hvis det har vært flere tellinger i samme snitt, har jeg her bare angitt resultatet av en telling.

Rundingsgradanalyse.

Til rundingsgradanalyse i et snitt har jeg benyttet 100 steiner i fraksjonen 2 - 10 cm. Jeg har da plukket ut 100 steiner, vanligvis fra uforstyrrede lag. Alle analysene er utført innendørs. Jeg har inndelt steinene etter rundingsgrad i følge det skjema som Pettijohn (1948) stiller opp. Der deler han dem inn i disse klassene: Angulære, subangulære, subrundete, rundete og godt rundete. Klassegrensene defineres etter formelen for rundingsgrad $P = \frac{\sum r_i}{R}$ der r_i er radius i alle innskrevne sirkler i hvert hjørne, N er antall hjørner og R største innskrevne radius i et plan.

Inndelingen bygger på en visuell bestemmelse etter det skjema Pettijohn stiller opp, der han gir en beskrivelse av de kriterier en skal legge til grunn for vurderingen. Etter min erfaring kan denne metode med hell nyttes til en forholdsvis rask bestemmelse av rundingsgraden for en prøve. Målemetoden er god nok for de tolkninger en vil gjøre på grunnlag av de resultater som fremkommer. Dette særlig fordi en oftest er ute etter en sammenligning innbyrdes mellom sedimentene. Når samme person gjennomfører alle analysene innen et forholdsvis kort tidsrom, skulle ikke variasjonene i målingene bli for store. Resultatene er stilt opp i tabell 3, og er fremstilt i søylediagram, fig. 11.

For å finne ut om det var en påviselig tendens til forskjell i rundingen avhengig av bergarten, tok jeg i tre av snittene, nemlig fra Voss sentrum, Haugamoen og Bordalens vifte, to prøver, hver på hundre stein. Den ene prøven besto av stein som skulle representere et gjennomsnitt for avsetningens bergartsinnhold. Den andre besto kun av anortositter. Resultatene av rundingsanalysene er satt opp i tabell 3, prøvene nr. 6, 7, 8, 9, 10 og 11, og de viser klart at anortositten er bedre rundet. Jeg har fremstilt rundingen for de to gruppene i diagrammen, fig. 12, for å illustrere denne forskjellen bedre.

Jeg har også undersøkt om det samme gjorde seg gjeldende for de andre prøvene. Derfor har jeg talt opp antall anortositter i hver rundethetsklasse, og regnet ut denne mengden i prosent av alle stein i hver klasse. Så har jeg tegnet inn prosentmengden som en prikket kurve i søylediagrammene, fig. 11. Det er også her en tydelig tendens til en økning i anortosittmengden med økende rounding.

Når det gjelder disse siste målingene, må en ta i betraktning at materialet var nokså begrenset. I enkelte klasser kunne det være ned til 2 - 3 steiner, og da vil prosenten lett kunne forskyves i den ene eller den andre retning.

Konklusjonen må bli at anortositten skiller seg tydelig ut med hensyn på roundingen. Dette er for såvidt ikke uventet i og med at den sannsynligvis har hatt en lengre transport enn resten av materialet. Av det geologiske oversiktskartet, fig. 3 går det fram at den ligger lengst øst av de bergarter som er representert i løsavsetningene. Likeledes går det fram av steintellingene i morenedekket at også den inneholder anortositt. Det er dermed grunn til å anta at noe av den er utspylt herfra og avsatt i de glacifluviale sedimenter. De forskjellige transporterende agenser har nok også spilt en rolle for roundingen.

Ved siden av slitasjen spiller også bergartens homogenitet en rolle. En bergart som sprekker opp langs spalteflater og er sprø, vil vanskeligere kunne oppnå en god rounding enn anortositten som er relativt homogen og ikke spaltes så lett. Den er muligens også mindre motstandsdyktig mot slitasje enn f.eks. kvartsitten som er nokså hard.

At bergarten spiller en så stor rolle for roundingen betyr at en må ta hensyn til dette når en gjør rundingsanalyse på et sediment. Det er ikke likegyldig hva slags materiale en velger, særlig hvis en er ute etter å sammenligne transportlengde og rounding. Det spørs om det ikke oppnås best resultat ved å undersøke hver bergartsgruppe for seg.

Tungmineralanalyse.

Av det materiale som jeg har benyttet til kornfordelingsanalyse har jeg tatt ut en del prøver som jeg har skilt med hensyn på tunge mineraler. Hensikten med undersøkelsen har vært å se om en kan benytte denne metoden til støtte for tolkningen av visse problem.

Tidligere har metoden vært brukt i kvartærgeologisk forskning av H. Holtedahl (1955), som har analysert en rekke borkjerner fra havbunnen utenfor Møre-Romsdal. Han beskriver også her en rask metode for en slik analyse, der prøven fylles i et centrifugeglass med bromoform (sp.v. 2,8) og ristes. I bunnen av glasset er det et hull med kork, og når kornene er skilt slippes de ut på et filterpapir. Jeg har benyttet denne metoden og analysert fraksjonene 0,063 - 0,125, 0,125 - 0,250 og 0,250 - 0,500 mm. I hver prøve er vekten av tunge mineraler regnet ut i prosent av hele prøven. Resultatene er oppstilt i tabell 5.

Jeg må her med en gang reservere meg noe fordi antallet prøver er så lavt. For å få et statistisk sikrere resultat måtte en god del flere analyser gjennomføres. Jeg tar dem med fordi de gir god overensstemmelse der jeg/benyttet meg av denne metoden, nemlig i Bordalen og i hustomta som jeg beskriver i egne avsnitt. Her har de vært til støtte for tolkningen.

Lengdeakseorienteringer av stein.

Ifølge litteraturen er det en almen oppfatning at stein med tydelig lengdeakse har en tendens til å orientere seg med lengste akse parallellt med isens bevegelsesretning (Holmes, 1941). I noen av mine moreneavsetninger har jeg derfor tatt orienteringen av stein for å prøve å korrelere

med isbevegelsen slik jeg finner den av skuringsobservasjonene. Jeg har målt 100 stein og 50 stein i snittvegger som har vært loddrette, i et tilfelle gjorde jeg orienteringen i en vannrett flate. Retningen ble målt på den måten at jeg grov fram steiner med markert lengdeakse og benyttet kompass. Dersom steinene var skråstilte, målte jeg retningen av vertikalprojeksjonen. Mine målinger var altså kun to-dimensionale. Alle kompassretninger ble så inndelt i grupper med ti-graders intervaller og fremstilt i et rosediagram, se fig. 13-18. Lengdeakseorienteringen er også tegnet inn i søylediagrammet over alle skuringsobservasjoner, fig. 19 og fig. 20.

Dette er en forholdsvis sein feltmetode, særlig dersom en benytter 100 stein. I praksis vil det være nok med 50, målingen av dette antall stein vil gi et bilde av den foretrukne orientering i morenen. Allerede etter målingen av de første 20 - 30 steiner vil en få peiling på hva retningen er. Dette kan også være en svakhet når det gjelder prøvens objektivitet. Men alt i alt er det ingen grunn til å stole mindre på denne metoden enn f.eks. steintellinger.

Beskrivelse av løsavleiringene.

Denne beskrivelsen deler jeg inn i to deler, der jeg først tar for meg det fluvialt avsatte materiale og deretter morenedekket. Jeg behandler ikke små områder for seg, men gir en regional beskrivelse av løsmassene og vil forsøke å dele inn i relasjon til sedimentasjonsmiljø og avsetningstype. Grunnen til at jeg velger å gjøre det på denne måten er at det er såpass sparsomt med løsavsetninger i mitt felt at en oppdeling ikke er nødvendig for å få tilstrekkelig oversikt.

Tidligere er det gjort undersøkelser av geologien i Vosseområdet, og der er det tatt med en beskrivelse av løsmassene. Reusch (1905) sier at han ikke har notert tydelige morener eller eskere noen steder, og deltadannelser i fjellvann er ubetydelige. Bare i daler, og i forsenkninger i bergoverflaten er det mektigheter som er av noen dimensjon. På sitt kart over området har Reusch tegnet inn de steder han finner et såpass tykt dekke at han ikke kan gi noen opplysninger om berggrunnen. Det er i dalen øst for Vangsvatnet, på Bømoen (4, fig. 1) og langs Lønevatn (J3, fig. 1) han finner de største mengder. I fjellområdene er det inntegnet noen få klatter med løsavleiringer, og de stemmer med mine observasjoner. Men noen systematisk kartlegging kan det ikke sies å være, og det er ikke skilt mellom de forskjellige typer av materiale.

Reusch mener at "det er noksaa sandsynligt, at ikke saa lidet morænegrus i tidens løb er bleven skyllet bort fra dalbundene af elvene". I denne forbindelse nevner han spesielt forholdene ved Oppheimsvann.

Senere er det foretatt en del terrassemålinger i dalføret Voss - Bolstadøyri, men disse kommer jeg tilbake til i kapitlet om marin grense.

Ramsdal (1956) gir heller ikke noen omfattende beskrivelse av løsavsetningene annet enn i forbindelse med de berggrunnsgeologiske undersøkelser. Han har skissert opp terrassetrinnene i munningen av Bordalen med flere lavere nivå fra 58 til 115 m o.h., og dessuten tre terrasser i et høyere nivå fra 215 til 245 m o.h. Han mener at det er to adskilte grupper av terrasser uten forbindelse med hverandre. Dannelsesmåten for terrassene sier han ingenting om. Hva angår dekket i ytre deler av Bordalen sier han at det sannsynligvis består av morenemateriale.

Mæland (1963) har ikke foretatt noen detaljert undersøkelse av løsavsetningene rundt Vossebassenget. I forbindelse med ^{dem} avsetningene i Bordalens munning drar han/inn i diskusjonen om marin grense. Jeg vil komme tilbake til dette punkt i et senere avsnitt. Når det gjelder dalføret nord for Voss, langs Lundarvatn (J-4) og Lønevatn (J-3), sier han at det er "store masser løsavsetninger på begge sider. Her er også terrasser, bestemt til 87 m o.h." Ellers beskriver han Tvildemoen som en terrasseflate i høyden 80 - 81 m o.h. Resten av hans undersøkelser ligger øst for mitt felt.

Kartlegging og klassifisering.

Alle observasjoner av de forskjellige materialtyper er tegnet inn på hovedkartet, fig. 1. Jeg har inndelt dem slik vit.ass. ved N.G.U., Arne Reite, har foreslått i brev, der han setter opp retningslinjer for kartlegging av løsavsetninger. Den bygger i noen grad på den inndeling Gunnar Holmsen (1951) har brukt ved sin kartlegging, men med en del forandringer. Holmsen deler inn de fluvialt avsatte i følgende grupper:

Havavleiringer.

Innsjøavleiringer, inkludert issjøsedimenter.

Glacifluviale sedimenter.

Elvesedimenter.

Videre har vi morenemateriale, forvittringsjord, torvjord og endelig bart fjell.

Sammenlignet med de østlandsforhold der denne kartlegging hittil i det vesentlige har vært benyttet, vil en på Vestlandet måtte ta med avsetninger av mindre mektighet i kartleggingen. På Østlandet ville de vel bli kartlagt som bart fjell.

Kartleggingen er i de fleste tilfeller gjort nokså grovt på grunnlag av en visuell bedømmelse. Dessuten har jeg ikke tegnet inn alle områdene med bart fjell. De ville dominere kartet for mye. Jeg har bare tegnet inn masser som etter Vestlandsforhold må sies å være av noen betydning. I fjellområdene er det som tidligere nevnt svært sparsomt dekke de fleste steder, og jeg har bare tatt med et par områder der det er større moreneavsetninger. Ofte treffer jeg i dalsidene og fjellområdene på en kombinasjon mellom morenemateriale og forvittringsjord. Jeg har bare kartlagt dette dekket der tykkelsen kan anslås til å være over en meter.

Er det flere typer materiale i en avsetning, har jeg kartlagt det lag som ligger øverst. Det gjelder spesielt vest for Lundarvatn, der en finner morene øverst, mens det under morenen er flere lag av glacifluvialt materiale.

Det fluvialt avsatte materiale.

Når det gjelder det fluvialt avsatte materiale, kan det være vanskelig å skille det rent glacifluviale fra andre avleiringer som hav- eller innsjøsedimenter. De høyeste terrasser, som er marine, må en tenke seg er avsatt glacifluvialt. Havet har fulgt isfronten innover etter som denne har rykket tilbake. Smeltevann har så spylt ut materiale og avsatt dette rett foran fronten i en rand-

avsetning. Det kan også være ført lenger vekk. Det blir da et definisjonsspørsmål hvor en vil sette grensen. Smeltevann fra isen vil i alle tilfelle transportere det meste av materialet så lenge det ligger is i området. Før isen forsvinner helt vil havnivået stadig synke, slik at noen av de lavere terrasser også er avsatt av smeltevann. Ifølge Flint (1957) kan en dele inn i 1) iskontaktsedimenter og 2) proglaciale avsetninger, men la begge tilhøre de glaci-fluviale avleiringer.

Bolstadøyri.

Den eneste avsetningen som med sikkerhet kan sies å være avsatt glaci-fluvialt, i høyde med marin grense, er den på Bolstadøyri (A-4). Mens dalføret både vest og øst for Bolstadøyri er skrappt for løsmasser, ligger det her ganske store mektigheter langs begge dalsider over en strekning på knapt en halv kilometer. Slik massene ligger, synes det tydelig at de her en gang har fylt dalen helt. Elva har senere erodert ned til sitt nåværende leie og ført med seg det meste av massene.

På grunn av den senere erosjon er det her flere terrasse-trinn. Det høyeste terrasserte nivå er målt i dalsiden ved stasjonen. Høyden her er 62 m o.h. For alle målinger av terrassehøyder henviser jeg til tabell 7 og avsnittet om marin grense. Slik avsetningene ligger i hver dalside er det tydelig at det er erosjonsrester. Sør for elven er de største mengdene konsentrert i en "hylle" ca. 300 m lang, knapt 100 m bred og med en høyde på 60 m over elvens nivå. Overflaten er ikke helt jevn, men bølger seg noe langs dalen, fig. 37a,b. Overflaten er ikke tydelig terrassert noe sted. I denne avsetning har jernbanen hatt grustak i en årrekke, men nå var mye av snittene utydelige på grunn av nedrast materiale. Lagene syntes å falle mot vest.

I sine dagboksnotater har Astrid Monsen (1942) beskrevet dette snittet. Hun sier at gjennomgående er lagene nær horisontale, men hun beskriver også deltastruktur der lagene faller mot SV. I snittene er det vesentlig grov-til fingrus med enkelte linser av leirholdig, blågrå mjele. Helt på toppen er det blokker med en diameter på 50 - 80 cm. Dette tyder på svært varierende strømforhold under avsetningen, og observasjonene stemmer overens med mine på andre siden av elven.

Astrid Monsen refererer også til en steintelling hun har gjort i dette snittet. Her har hun brukt en annen bergartsinndeling enn den jeg har benyttet i mine tellinger, slik at de kan ikke sammenlignes direkte. Hun finner et noe høyere anortosittinnhold enn jeg gjør, til sammen knapt 23 %. Jeg finner et tall på 12 %, men her er det å bemerke at jeg gjorde min telling i et snitt i massene på andre siden av elven, ved Horveid (B-4). I alle tilfelle er det vesentlige i denne sammenheng ikke hvor stort prosentinnhold det er, men at det er anortositt til stede. Hun finner ingen steiner av fyllitt. Dette er helt i samsvar med mine observasjoner.

På nordsiden av elven er det også rester etter de høyeste nivåer, vel 60 m o.h. De største massene finnes ved Horveid, (B-4), der det er store mengder løsmasser i en innbuktning i dalsiden. Overflaten er også her meget kupert, som bildet fig. 38, viser. De høyeste punkter i denne flaten går opp til ca. 62 m o.h.

Lengst øst i denne avsetningen var det et grustak hvor et snitt opp til ca. 40 meters høyde var blottlagt. Her var det tydelig deltastruktur der lagene falt mot vest, (fig. 39). Sannsynligvis var det her rester av de nedre deler, ettersom bare foresetlagene kunne sees. Steintelling nr. 22 er utført i dette snittet, (tabell 2). På grunnlag av lagenes fall og denne tellingen må konklusjonen bli at massene er

avsatt i dalen med den vesentlige del av tilførselen langs dalføret fra øst. Dette betyr at tilførselen må ha skjedd fra områder der det har vært rikelig med anortositt. Men dette trenger ikke bety at det er materiale som er transportert fra anortosittområdet i Raundalen. Av tellinger på stein i morene går det fram at den inneholder en god del anortositt. Dermed kan en anta at mye av den primært er transportert i morene, sekundært spylt ut og ført med som glacifluvialt materiale. På grunnlag av mine undersøkelser ser det ut til at det vesentlige anortosittinnhold i morenen ligger rundt Vossebassenget. Altså skulle den glacifluviale transport i det minste ha gått herfra og ut til Bolstadøyri. Jeg har ikke undersøkt om anortositten kan følges lenger mot vest.

Grunnen til at jeg går så nøye inn på steintellingene med hensyn på anortositt så tidlig, er for å peke på at de kan benyttes til å skille glacifluvialt materiale fra materiale avsatt etter at isen smeltet bort. Jeg har nemlig en mistanke om at den vesentlige del av transporten av anortositt foregikk under avsmeltingen. Forøvrig er dette helt i tråd med de resultater og konklusjoner Møland (1963) legger fram. Men han mener at transporten skjedde fra Raundalen i dette stadiet, og sier ingenting om at det kan være utspylt materiale fra morene. Dette punkt vil jeg forøvrig belyse nærmere i avsnittet om avsmeltingen.

Teigdalen - Saghaug - Geitle.

Mellom Bolstadøyri og Voss finnes det få avsetninger som med sikkerhet kan betegnes som rent glacifluviale. Sett i relasjon til både anortosittinnhold og den marine grense har de en helt annen karakter. De tydeligste fluviale avsetningene ligger alle i munningen av sidedalene. Det gjelder ved Fadnes i munningen av Teigdalen (C-4), og ved

Saghaug og Geitle (begge E-5). Spesielt de to siste bærer tydelig preg av å være avsatt fra sidedalene i hoveddalføret. I munningen av Teigdalen, (fig.40), er det grunn til å tro at isen ikke har ligget så langt unna da løsmassene ble avsatt. Her legger en merke til at det er fylt opp med masser til en høyde på 65 m o.h., d.v.s. i høyde med marin grense på Evanger, (D4, fig 1). Løsavleirningene kan følges på begge sider av elven innover i dalens munning rundt 300 meter. Lenger inn i dalen er det ikke mulig å finne rester etter avsetningen. Det eneste av betydning her er elvesedimenter i dalbunnen. Dersom dalen var isfri da de høyeste terrasser ble avsatt, måtte havet trenge så langt inn som isen lå. Her må en forutsette at isen lå og stengte i munningen, ellers ville havet ha gått inn til innenfor Sevaldstad, (D-2), som ligger omtrent 60 m o.h. Konklusjonen må bli at etter at isen smeltet tilbake fra hoveddalføret gjorde den et opphold her, og en fikk avsatt massene i munningen av dalen. Senere erosjon har spytt vekk det meste av massene, slik at det bare ligger rester igjen i dalsiden. Steintelling nr. 21, tabell 2 viser at materialet må ha kommet fra sidedalføret ettersom avsetningen ikke inneholder anortositt. Innholdet av kvartsitt og granitt/gneiss dominerer. Dette er helt i samsvar med berggrunnen i Teigdalen, se det geologiske kartet, fig. 3.

Materialinnholdet i avsetningene ved Saghaug og Geitle (E-5) viser også lokal karakter. Den ved Saghaug har et øvre terrassert nivå 46 m o.h. og ligger i en vifteform inn mot elven som kommer ut her. En god del større blokker med diameter opp til 0,75 m og med ganske god runding finnes her. Det er tatt ut grus i et snitt, men det er relativt lite finmateriale og en god del store blokker er sortert fra. Denne avsetningen inneholder også for det meste lokalt materiale, telling nr. 20, tabell 2. Det er

noe anortositt som må ha kommet fra dalføret langs Sagelvi, (E5, fig. 1).

Ved Geitle ligger det terrasserester på begge sider av elven som her munner ut. Vest for elven er det et snitt som viser at det er sortert sand og grus. Sanden ser ikke ut til å være av god kvalitet. Den høyeste flate som er terrassert ligger 82 m o.h., og dette nivå er jeg, som vi senere skal se, tilbøyelig til å sette som marin grense her. På østsiden av elven ligger det også et par terrasserte flater i et noe lavere nivå (fig.41). Om det tidligere har vært en sammenhengende avsetning som har fylt sidedalens munning, er det vanskelig å uttale seg om. Det er mye som tyder på at det ikke har vært noen mektig oppfylling, særlig slik løsmassene på østsiden ligger. Her er det nemlig en fjellrygg mellom elven og avsetningen, oppfyllingen synes å ha skjedd over et lite passområde mellom fjellryggen og dalsiden. Materialet er mest lokalt med noe anortositt, telling nr. 19, tabell 2.

Bulken - Liland.

I sidene rundt selve Vangsvatnet er forholdene noe mer kompliserte. Det er større mengder av løsmasser, og forholdene er ikke alltid like lette å tolke. Særlig i ytre deler av vannet er det få snitt som kan fortelle om hva slags materiale det er. Som vi senere skal se, antar jeg at det i det vesentlige er et morenedekke over berggrunnen. Det er kun i munningen av Dyrvodalen (G-5) at det ligger noe fluvialt materiale av større dimensjoner. Det er bygd opp et delta til en høyde på 80 m o.h., med et lavere nivå i høyden 68 m o.h., fig.42. Et lite, utydelig snitt viser fluvialt sortert sand og grus uten store blokker. Rundingen er ikke spesielt god, transporten bærer på alle måter preg av å ha vært kort.

Jeg har ikke tatt noen steintelling her, men avsetningen inneholder noe anortositt. Jeg tolker den slik: Materialet er ført ut fra Dyrvødalen. En god del av morenen en finner i dalbunnen er opphav til den glacifluviale avsetningen. Altså blir forholdene her på mange måter parallelle med de en finner i munningen av Bordalen, bare i så mye mindre målestokk på dette sted.

Vannjølo.

Ved munningen av Vannjølo (H-6), som kommer fra Gråsida (H-7), ligger det en ganske stor glacifluvial avsetning, fig. 43. Det er en rygg av sortert materiale, vesentlig på elvens vestside. Den strekker seg fra Vangsvatnet opp til godt over 150 m.o.h., det vil altså si at den er avsatt høyere enn marin grense. Det finnes ikke noe terrassert nivå i denne høyde, men etter de undersøkelser jeg har kunnet gjøre, forsvinner ryggen gradvis i dette nivå. Det høyeste terrasserte nivå ligger i høyde med veien, 89 m o.h., men dette nivå kan ikke sies å være noe særlig godt markert. Det ser mer ut til at det er erosjonsnivåer i en tidligere avsetning. Slik den glacifluviale ryggen ligger, må den enten være bestemt av en bredemt sjø, eller være subglacial. Sett i forbindelse med de høyeste terrassene i munningen av Bordalen er den første tolkningen mest rimelig. Disse to avsetningene ligger ikke lenger fra hverandre enn at forholdene kan ha vært nokså ensartet. Et svært snitt i et grustak viser at det er godt sortert sand og grus. I steintelling nr. 18 inngår ikke noe anortositt, men jeg har observert anortositt andre steder i snittet.

Bordalens munning (I-5).

I munningen av Bordalen finner en utvilsomt de mest interessante avsetninger. Her er det en rekke terrasserte nivåer delt i to grupper, henholdsvis i intervallene 50 til 97 m o.h. og 176 til 270 m o.h. Det dreier seg her om en mektig avsetning med de største mengder løsmateriale

i de lavere nivåer. Fig. 44 viser avsetningen. Da det meste av flatene er skogkledd, trer ikke terrassene fram. Jeg finner det mest naturlig å beskrive terrassene fra høyere til lavere nivå.

Som tidligere nevnt mener Ramsdal (1956) at det høyeste nivå ligger 245 m o.h. Etter mine observasjoner er dette tallet for lavt. Ved gården Dymbe er det en terrassert flate 270 m o.h., fig. 45. Her ble det gravd ut for en tomt, og snittene viste tydelig at det er fluvialt sortert materiale, til dels svært finkornig. Jeg har tegnet opp lagfølgen i en snittflate som er 3 x 10 meter i fig. 45a. Av den går det fram at det øverst er et 1 meter tykt lag av grus/sand uten strukturer som lagdeling og skiktning. Under dette topplaget er det et lag av sand/finsand med tykkelse 0,60 meter. Så er det nedigjennom en overgang fra sand til leir med et parti lagdelt sand/leir. De nederste 0,75 meter består av ren finsortert leire uten steininhold i det hele tatt. Den lagdelte leir/sand viser tegn til nedfoldninger og forstyrrelser. Innimellom er det enkelte sandlinser. Jeg har tatt kornfordelingsanalyse av leirlaget, prøve 15, og av sandlaget i det mellomste skiktet, prøve 16, tabell 1. De viser klart at det her dreier seg om en fluvial sortering.

Den terrasserte flaten som ligger i vestre dalside kan følges fra munningen og ca. 300 meter inn i dalen (fig. 45). I østre dalside finner en i det hele tatt ikke dette nivå representert. I munningen ligger det en flate 230 m o.h. Den er sannsynligvis rester etter en større utfylling her, fig. 46.

Nivået 176 m.o.h. finner en, i munningen på vestsiden av elven, som en flate i de store masser som her er pøst ut. Begge disse flatene er relativt små.

I kapitlet om morenedekket kommer jeg inn på at en gang må morenen ha fylt hele dalen. Så har det skjedd en erosjon og transport av store mengder løsmasser. I forbindelse med denne materialtransporten må det i en tidlig fase ha vært en bredemt sjø i munningen. Smeltevann ut Bordalen har da erodert i moreneavsetningen og ført de til munningen av dalen, der det har vært et vannspeil 270 m o.h. Av sedimentene som jeg har beskrevet foran ser det ut til at forholdene må ha vært nokså rolige i enkelte faser under sedimentasjonen.

Ved en nedtapning har en så fått dannet de lavere nivåer. Så langt ute i munningen er det vesentlig grovere materiale som tyder på større strømkraft. Slik avsetningen ligger, mener jeg at det nå fylles ut store mengder materiale som blir liggende foran munningen av Bordalen fra vel 200 meters høyde ned til der elven i dag munnar ut av sin canyon i en høyde knapt 100 m o.h., fig. 44. En må tenke seg dette som en deltaavsetning i en bredemt innsjø, slik at hele munningen var fylt opp og elvens nåværende gjel også fylt opp av løsmasser.

Så langt synes forholdene i munningen av Bordalen å være klare, men det vanskelige er å finne ut hvor avløpet for den bredemte sjøen har vært. Det høyeste nivå ligger i høyde med passpunktet over Skjervet, som ligger 266 m o.h. Det kunne da være rimelig å sette avløpet i forbindelse med dreneringen over til Granvin, slik Møland (1963) beskriver den.

Når det gjelder de lavere nivåer, må en tenke seg at nedtapningen har gått en annen vei. Den vil måtte gå mot mindre trykk og kan neppe presses over mot Granvin. Men etter at nedsmeltningen har pågått en tid, må det skje en drenering ut dalen Voss - Bolstadøyri. Som jeg tidligere har vært inne på, er avsetningen ved Bolstadøyri en randavsetning der materialet har vært ført med fra Vosseområdet.

Derfor må en tenke seg at det begynner en drenering subglacialt og en glacialt før isen er smeltet vekk i dalføret. Dimensjonene av de terrasserte flater slik de ligger i dag tyder på at det ikke kan ha vært noen langvarige opphold i nedtapningen da de ble dannet.

Den nedre gruppen av terrasser består av flere trinn fra Vangsvatnets nivå (46 m o.h.) til 97 m o.h. Alle disse trinn mener jeg er marine. Jeg finner det rimelig at etter at de brede sjøer ble tappet ned, lå det her store mengder løsmasser foran munningen av Bordalen. Når så isen i dalføret Voss - Bolstadøyri smeltet vekk, trengte havet inn til Voss, og Bordalselva begynte å erodere i sine tidligere avsetninger som var av stor mektighet og fylte gjelet. Dette gjelet må en tenke seg var fylt opp til erosjonsbasis til enhver tid. Da så havet trengte inn, var det ganske stor transport av materiale, slik at alt ble pøst ut i vifteform foran elvens munning. Da det er såpass store mengder, dannes det en supramarin vifte. Denne viften finner en rester av ved gården Jernes (I-5). Fig. 47 viser rotpunktet, som ligger 105 til 110 m o.h. Fra dette nivå faller det jevnt til 100 m o.h. ved elveskrenten i nord. Et stykke ute på flaten ligger det en markert erosjonsrest bygd opp til 107 m o.h., fig. 48. Dens overflate ligger da i flukt med den supramarine viftes overflate før noen vesentlig erosjon har funnet sted. I viftens overflate kan en se spor etter subaeril drenering.

Et stykke ut fra munningen bestemmer det marine nivå høyden av viften, slik at den her blir terrassert. Kommer en tilstrekkelig langt fra viftens rotpunkt, vil ikke materialet kunne fylles opp til over havnivå. Fra det høyeste nivå faller avsetningen i trappetrinn, se tabell 7, ned mot Vangsvatnet. Det kan ikke noe sted sees brudd i en kontinuerlig senkning av det akvatiske nivå. Jeg ser derfor ingen grunn til å anta at den høyeste terrasse er lakustrin mens de lavere er marine. Derfor må konklusjonen bli at også høyeste terrasse er marin, og at den dermed representerer marin grense på Voss. I kapitlet om marin

grense vil det gå fram at denne verdi ikke er ekstrem i forhold til de andre observasjoner som er gjort.

Når det gjelder selve avsetningen og dens materialinnhold, får en et godt inntrykk av den i et snitt på vestsiden av elven. Dette snittet er ganske stort og går opp til over marin grense, og viser tydelig at det er en homogen sammen-setning fra bunn til topp. Fig.49 viser dette snittet. Snittets høyde er 40 - 50 meter, og bredden er 80 - 90 meter. Materialet er vesentlig i sand/stein/grus - fraksjonen, noe som også vises av kornfordelingsanalyse nr. 13, tabell 1 og kurve nr. 13, fig. 8. I nedre deler er snittet dekket av nedrast materiale, i øvre deler såes strukturene tydelig. Det var tydelig lagdelt med et fall rett ut fra Bordalens munning. Midt oppe i snittet er det en markert skillelinje, og ovenfor den hadde lagene en annen fallretning. Det så her ut til å ha vært forstyrrelser i avsetningsforholdene, enten samtidig med avsetningen eller ved forskyvninger etterpå.

På grunn av at lagdeling og materiale kan følges opp over marin grense og også kan finnes igjen i et snitt ca. 180 m o.h., kan det taes som støtte for at det her er en kontinuerlig avsetning. Snittet på vestsiden tilhører altså det materiale som ble avsatt glacialakustrint.

I et par av lagene i nederste halvdel av snittet (vest for elven) var det flere klumper av hardpakket morene. Disse var tydelig ført med og avsatt sammen med det glaci-fluviale materiale. Den største av klumpene hadde en synlig overflate på $\frac{1}{2} \times 1$ meter, fig. 50. Stein i overflaten av klumpen viste at de var orientert slik en finner det i bunnmorene. Sett i sammenheng med moreneavsetningene i Bordalens ytre deler er det tydelig at det glaci-fluviale materiale foran munningen er ført med av morenen som har

ligget i gjelet og dalens bunn. Dette ser en best ved å sammenligne steininnholdet i henholdsvis morene og fluvial avsetning, spesielt med henblikk på anortosittinnholdet, tellingene nr. 13, 14, 15, 16 og 17 i tabell 2.

Tungmineralanalysene nr. 6 og 8, som er tatt i morenen ved Tillung (J-6), og det glacifluviale materiale viser også en tydelig sammenheng. Dette resultat må bare betraktes som støtte for tolkningen. Ut fra et statistisk synspunkt har jeg for få opplysninger til å kunne gjøre en direkte sammenligning på grunnlag av tungmineralinnhold. Ser en på analysen av moreneklumpen, nr. 7, tabell 5, skulle en jo vente at det her ville være en klar sammenheng, men tallene viser et totalt forskjellig bilde. Dette betyr bare at moreneklumpene kan ha kommet fra vidt forskjellige steder i Bordalen. Den glacifluviale avsetningen som helhet må derimot statistisk sett sies å være mer representativ, og ligger da også nærmere gjennomsnittet for tungmineralprosenten i morenen.

Omtrent 200 meter lenger mot vest, langs veien på sørsiden av Vangsvatnet, er det snitt i to rygger som ligger langs bakkens helning. Disse har ikke noen forbindelse med avsetningen i munningen av Bordalen. Snittene er 2 - 3 meter høye og bortimot 20 meter lange. Det er en god del nedrast materiale i overflaten, men graver en i dem, finner en at de består av leire med tydelig lagdeling. Denne lagdelingen har vært utsatt for kraftige sekundære forstyrrelser, og fig. 54qb viser et utsnitt av strukturene. Lagene er bøyet og omrørt uten noe system, slik at det ikke kan føres tilbake til f.eks. foldninger. Det ser ut til at det mangler foldeakser. Heller ikke synes det å være belastningsstrukturer av samme type som jeg har beskrevet fra hustomta. De minner mer om omrøringer i vannfylte sedimenter av typen "slumping-strukturer", dannet i forbindelse med utglidninger og små ras. Over forstyrrelsene er det en

rekke horisontale lag. Snittet ligger ca. 70 m o.h., altså under marin grense. Det dreier seg her høyst sannsynlig om en avsetning f.eks. i munningen av en liten bekk. Av kornstørrelsen ser en at det må ha vært rolige sedimentasjonsforhold. Utglidningene må ha skjedd under sedimentasjonen.

Voss sentrum.

I Voss sentrum kan avsetningene deles i tre deler, adskilt av elvene Vosso og Raundalselvi. Det er Prestegardsmoen (I-5), Haugamoen og Tvildemoen (J-5) ^{fig. 52} De består alle av terrasserte flater i forskjellige nivåer, der den høyeste flate er 83 m o.h. Denne høyde er best representert ved Tvildemoen, men finnes også igjen på andre siden av elven ved Haugamoen. Det synes rimelig å anta at det her har vært en avsetning som tidligere har fylt dalen og der den høyeste terrasseflaten er best bevart ved Tvildemoen. Slik den ligger er den da også best beskyttet mot erosjon av de to elver som senere har erodert i avsetningene.

Det lavere markerte nivå/i høyden 63 - 65 m o.h., og finnes markert langs Tvildemoens sørlige begrensning, der militærleiren ligger. Likeledes finner en det igjen på Haugamoen ved utstillingsplassen bak Hordaland Mek. Verkstad. Midt ute på Prestegardsmoen er det en erosjonsrest der Voss Landsgymnas ligger. Den har en høyde på 62 m o.h. og må tydeligvis sees i sammenheng med dette nivå. Det kan også parallelliseres med et av de lavere trinn i munningen av Boddalen.

Den laveste terrasserte flate har en høyde på 53 - 55 m o.h. og er best utviklet på Haugamoen og sør for Voss Landsgymnas. Det er tydelig at det har gått elver over avsetningene og erodert disse ned til havnivå ettersom dette sank.

Dette nivå har størst utbredelse rundt sentrum av Voss, og det ligger i høyde med de laveste terrasser i munningen av Bordalen.

Jeg finner ikke noe sted at det høyeste nivå, 97 m o.h., er representert. I den forbindelse skal en bemerke at avsetningen her kan ha begynt noe senere enn i munningen av Bordalen. Det kan skyldes to ting. Enten har havet trengt inn senere, eller så har ikke transporten av glaci-fluvialt materiale kommet i gang så tidlig at en har fått bygd opp noe delta til et havnivå tilsvarende marin grense på Voss. Som tidligere nevnt lå forholdene i munningen av Bordalen vesentlig bedre til rette for å få en ganske rask oppfylling.

Videre er det stor grunn til å anta at den vesentlige del av det glaci-fluviale materiale rundt Voss sentrum kommer fra Raundalen. Dette betyr at mye vil avsettes i Bømoen-forsenkningen før det når Voss sentrum. Spørsmålet reiser seg da om havet har gått inn til Bømoen eller ikke. Terskelen ved Palmafoss har i følge Mæland (1963) en høyde på 79 m o.h., altså lavere enn m.g. Han sier at generelt ligger Bømoens avsetning opp til en høyde på 100 m o.h., med enkelte topper og rygger høyere enn dette. Likeledes er det et par svært store grytehull. Dette tyder etter Mælands oppfatning på at isen har ligget nær og at det har vært drenering. Men samtidig sier han at dersom nivået på 100 m o.h. er lakustrint, må smeltevannsstrømmen ved Palmafoss ha vært 200 meter bred og vel 20 meter dyp. Med så store smeltevannsmengder som det her må ha vært, mener han at det ikke er noen umulighet. Men med et så enormt avløp kan en ikke ha hatt dette 100 meters nivå representert lenge nok til at det har vært tid til å bygge opp den store Bømoen-avsetningen.

Samtidig viser Fægri's senere undersøkelser (pers.medd., Mæland, 1963) at Bømoen var isfri i preboreal. Når en

sammenholder dette med m.g.-målingen i munningen av Bordalen, synes det mer rimelig å anta at havet gikk inn til Bømoen og bestemte det høyeste nivå, 100 m o.h. Dette betyr at det smeltevannstransporterte materiale ble avsatt i Bømoen-bassenget før det nådde Tvildemoen-Haugamoen-Prestegardsmoen. Etter at bassenget er fylt og det blir overløp, fortsetter så materialtilførselen lenger ut. Men når det skjer, står havet lavere, slik at en får dannet terrassene som det i dag er rester igjen av 83 m o.h.

Når det gjelder de høyere topper og rygger over Bømoens generelle nivå, mener jeg at de kan skyldes tidligere avsetninger, muligens da i forbindelse med den subglaciale drenering som det finnes så tydelige spor etter over Skjervet. Forklaringen kan også være en annen. Så lenge en ikke har gode snitt i avsetningene over dette 100 meters nivå, er det vanskelig å si noe bestemt.

Prøver for steintelling er samlet fra snitt både i Haugamoens, Tvildemoens og Prestegardsmoens avsetninger. Hva angår innholdet av anortositt er det ganske høyt, henholdsvis 19, 25 og 22 %, nr. 10, 11 og 12, tabell 2. Sammenholdt med de tall Møland oppgir for Bømoen er det godt samsvar. Disse snittene viser videre tydelig deltastruktur der lagene faller mot vest. Øverst er det et topsetlag knapt 1 meter tykt. Jeg tolker dette slik at materialet er tilført fra Raundalen med smeltevann som først har passert Bømoen. Det har ikke vært så stor transport av glacifluvialt materiale over Lønevatn - Lundarvatn.

Rundingsanalysene nr. 6, 8 og 10 i tabell 3 viser at det er relativt godt rundet materiale. Som en ser av analysene nr. 7, 9 og 11 i samme tabell, er det en markert forskjell mellom steiner av anortositt og resten av materialet. Denne forskjell trer tydelig fram i den grafiske fremstilling i fig. 12. Dette kan enten bety at anortositten

har hatt en lengre transport eller at den rundes hurtigere. I dette tilfelle mener jeg at det er en kombinasjon av de to mulighetene. Som tidligere nevnt er det mye som tyder på at anortositten har hatt en komplisert ferd før den ble avsatt i fluvialt materiale. Her kommer også dette inn at stein i morenen viser en god runding. Derfor spør det om ikke det har vært flere transporterende media. Ser en dette punkt i sammenheng med de opplysninger jeg har om morenedekket og fra hustomta, synes det ikke å være noe i veien for at isen har rykket fram over tidligere glaci-fluviale avsetninger og avsatt dem som morene. Materialet fra morenen er i hvertfall sikkert senere utspylt som glaci-fluvialt materiale igjen, jfr. Bordalens munning.

Lønevatn - Lundarvatn.

Hva angår dette området har jeg tidligere beskrevet løsmassene vest for Lundarvatn i kapitlet om de spesielle funn jeg gjorde i en hustomt her. Ellers er det ikke riktig som Mæland (1963) sier, at det i begge dalsider er store mengder løsavleiringer. Øst for Lundarvatn er det for det meste et tynt lag av forvittringsmateriale og morenejord. Og det er heller ingen terrasser opp til en høyde på 87 m o.h. Derimot, i nordligste ende av Lønevatn, er det et terrassert nivå 83 m o.h. Dette beskriver forøvrig Reusch (1905). Jeg mener at den lavere høyde her skyldes at havet trengte senere inn så langt opp i dalen.

Steintellinger i et snitt i denne terrassen viser at det er en god del anortositt her, 17 % etter tabell 2, nr. 1. Dette tyder på at noe av smeltevannstransporten over fra Oppheim - Vinje også har ført anortositt med seg. Men forklaringen kan også være at det er utvasket materiale fra tidligere moreneavsetninger. Steintellingene fra morenen viser jo klart et visst innhold av anortositt.

Ut fra sitt steininnhold kan en si at materialet må være tilført ved en transport i hoveddalføret. Ser en til sammenligning på tellingene 2 og 3 (tabell 2), som er tatt på fluvialt materiale, så er det vesentlig lokalt materiale med tilførsel fra bekker som kommer ned dalsiden. Disse avsetninger inneholder ikke anortositt. Den kan i det hele tatt ikke sees å være representert.

Konklusjon.

De fluviale avleiringer ser ut til å kunne deles inn i to grupper: En der materialet vesentlig er av lokal opprinnelse (autoktont), og en annen der materialet er tilført fra et større område og har lengre transport (alloktont). Når det fluviale materialet avsettes, synes tilførselen å skje fra blant annet de glaciale avleiringer. Erosjon og løsriving av fragmenter fra berggrunnen har neppe stor betydning i en så sen fase. Det som da er bestemmende for en avsetnings tekstur og steininnhold er hvor smeltevannet har gått og hvor langt det er i stand til å transportere materiale.

De avsetninger som finnes, vesentlig i hoveddalføret, kan sies å tilhøre de alloktone avleiringer dersom følgende er oppfylt:

1. Steintellinger, vesentlig med hensyn på anortositte, viser at det er en betydelig del fremmed, langtransportert materiale,
2. snitt i avsetningene viser deltaskiktning med lag som tilnærmet faller i dalens lengderetning,
3. rundingsanalysene indikerer en lengre transport. Jfr. tabell 3 og fig. 12 som er en oppstilling over anortosittegrad sammenlignet med et gjennomsnitt for avsetningen. Til disse avsetninger hører den ved

Bolstadøyri, rundt Voss og Lønevatn. Og de skiller seg tydelig fra avsetninger som de i munningen av Teigdalen, ved Saghaug, Geitle, Melsvatn og flere. I munningen av Bordalen og Dyrvodalen er forholdene spesielle fordi materialet er utspytt fra allokton morene (se avsnittet om morenedekket).

Morenedekket.

Som tidligere nevnt er det nokså sparsomt med morenedekke i det undersøkte området. En finner de største mektigheter i forsenkninger og daler som ligger på tvers av hovedisbevegelsen. På kartet er det tegnet inn de steder der det er størst tykkelse. I kapitlet om funnene i en hustomt beskriver jeg forholdene vest for Lundarvatn mer i detalj. Øst for vannet er det et nokså tynt dekke av morene og forvittringsjord. I et snitt for en hustomt øst for Melsvatn (I-4) var det knapt to meters tykkelse. En steintelling i morenen ga det resultat som er stilt opp i tabell 2, nr. 4. Som en ser, er det bare lokalt innhold, nemlig kvartsitt og fyllitt. Uten at jeg har kunnet gjøre vesentlig flere tellinger i morenedekket i dalsidene, har jeg et bestemt inntrykk av at materialet hovedsaklig er lokalt. Slik er det også langs Vangsvatnet på begge sider. Jorda her er svært fyllittholdig og har gitt gode forhold for gårdsdrift.

De områder i mitt felt der det er avsatt mest morenemateriale er i Bordalen, og til dels også i Dyrvodalen (G-5). Disse dalene ligger på tvers av isens bevegelsesretning i det tidligste stadium.

Ifølge Mangeruds undersøkelser fra Gudbrandsdalen (1965) har han der funnet dalfyllinger etter en isbevegelse på tvers av dalens lengderetning. Han tenker seg da prinsipielt avsetningen slik den er framstilt i fig. 53. Både på grunnlag av steinorienteringer i morenen og skuringen i de omkringliggende fjellområder trekker han den konklusjon at de er avsatt under en isbevegelse på tvers av dalen. Ser en på bildet (fig. 54), som er tatt fra munningen og inn dalen, er forholdene de samme som i den skisserte figur.

Jeg har på lignende måte tatt steinorientering i morenen i Bordalen og fremstilt resultatene i rosedigrammene, fig. 13, 14 og i fig. 15. Likeledes er hovedretningen i rose-

diagrammet stilt opp i den grafiske fremstilling av skuringsobservasjonene, fig.19. De viser klart at morenen må være avsatt ved den vestlige til sydvestlige bevegelse på tvers av dalen. Retningsanalysene fig 13 og 14 er tatt på leirholdig morene ved Tillung (J-6). Dette sted må sies å være relativt gunstig for en måling i og med at det var god avstand mellom de forskjellige steiner, slik at de ikke gjensidig skulle påvirke hverandres orientering. Videre var snittet såpass dypt at det ikke er tale om forstyrrelser i overflaten, dybden var 3 - 4 meter. Bildet, fig.55, er tatt inn mot Tillung fra motsatt dalside og viser morenens beliggenhet.

Dessverre har jeg ikke gjort noe forsøk på å sammenligne retningsorienteringen i de forskjellige nivåer. Det ville jo være rimelig å vente en variasjon opp mot overflaten dersom det i et senere stadium har gått is inn Bordalen. Den ville vel påvirke de øverste deler av den tidligere avsatte morene. Isen har minimum hatt en tykkelse på 800 - 1000 m i og med at den har passert godt over 1000 meter høye fjellpartier fram mot Hardangerfjorden. På grunn av det store trykk i bunnen av isen vil massen her være fullstendig elastisk, og en reorientering av stein i de øvre deler av morenen er vel mulig. Men det ser ut til at isen som har gått inn dalen hverken har akkumulert eller avsatt morene.

Jeg har også gjort en steinorientering i Bordalens østside, lenger ut mot munningen ved Rokne (J-6). Analysen viser også her det samme bilde med en orientering på tvers av dalens lengderetning (f.15). Snittet var noe dårligere på dette sted, det lå langs en veiskjæring, ned mot Bordalsgjelet.

Både ved Tillung og ved Rokne gjorde jeg en steintelling (nr. 14 og 15, tabell 2), der begge viste at morenen inneholder en god del anortositt, henholdsvis 13 og 5 %.

Dette betyr altså at anortositten i de glacifluviale avleiringer foran munningen av dalen er spylt ut av morenen. Dette kan en si med sikkerhet, da det ikke står anortositt av Bergen-Jotun stammen i fast fjell i Bordalen, (Ramsdal, 1956).

En rundingsanalyse på stein fra Tillung viser at den er relativt godt rundet, nr. 12 i tabell 3, En ser at det er henholdsvis 17 % og 3 % i klassene subrundet og rundet.

Jeg har likeledes tatt en steinorienteringsanalyse i sidedalen opp fra Geitle. Her er det på langt nær så store masser av morene, men i forhold til hoveddalføret er det mye. I et snitt langs en nyanlagt vei var det rik anledning til å studere morenen. Den bar også preg av å være avsatt ved en isbevegelse på tvers av dalen. Slik den lå påklisset i vestre dalside kunne den i prinsippet være en støtside-morene. Orienteringen ga da også som resultat det samme bilde som orienteringene fra Bordalen. Rosediagrammet nr. i fig. 16 viser et maximum i retningen V - SV.

Jeg kunne ikke finne anortositt i morenen, så langt vest er den kan hende ikke transportert. Men ser en på telling nr.19 i tabell 2 , viser den at det fluviale materiale som ligger i munningen av dalen inneholder et par prosent anortositt. Den må eventuelt ha kommet fra moreneavsetningene.

I et annet kapitel har jeg beskrevet funnene i en hustomt vest for Lundarvatn. Her var det to lag morene der steinorienteringer i begge viste at isbevegelsen også her må ha vært på tvers av dalen (fig.17 og , fig. 18). Likeledes viste steintellingene at det var en god del anortositt til stede, (tabell 2 , nr. 5-10).

Ser en disse observasjonene i sammenheng, går det klart fram at de har mye til felles. På grunnlag av steinorienteringene må en kunne slutte at morenen tilhører en fase da

isen har beveget seg uavhengig av topografien. Av steintellingene går det fram at det føres med en ikke uvesentlig del anortositt i morenen, med et prosentinnhold opptil 13 %.

Bergersen (1964) har fra sine undersøkelser i den sørlige del av Gudbrandsdalen referert at han mener å kunne skille mellom alloktont (fremmed) og autoktont (lokalt) løsmateriale, særlig på grunnlag av nokså omfattende steintellinger. Innholdet av fremmed materiale mener han er vesentlig større for de alloktone løsavsetninger enn for de autoktone. Transporten har også vært vesentlig lengre, og avsetningsstedets berggrunn har hatt lite å si for materialinnholdet.

De opplysninger som jeg har samlet fra morene, både hva steinninnhold, runding og retningsorientering angår, indikerer en gruppering på samme måte som Bergersen mener å finne. Men jeg vil med en gang presisere at mitt materiale statistisk sett enda er for lite til å "bevise" denne oppdeling.

Den alloktone morene finner vi da vesentlig i Bordalen, vest for Lundarvatn og ellers i sidedaler som Dyrvodalen og dalføret opp fra Geitle. I forsenkninger i fjellområdene ligger det muligens også noe alloktont morenemateriale.

Den autoktone morene finnes vesentlig i dalsidene langs hoveddalføret. Materialinnholdet er lokalt, og den er oppblandet med en del forvittringsjord. Et forsøk på retningsorientering i dalsiden ved Bavallsbakken ^(I-4) ga negativt resultat. Som tidligere nevnt viste steintellingen ved Øvsthus at morenen inneholdt kvartsitt og fyllitt. Slik er bildet de fleste steder, materialet er vesentlig fyllittholdig med steiner av kvartsitt. Og disse bergarter står over alt, slik at transporten ikke behøver å ha vært særlig lang, fig. 3.

På grunnlag av studier av flybilder samt undersøkelser i felten synes det ikke å være markerte morenerygger noen steder. Selv ved Bolstadøyri, der jeg mener det ligger en randavsetning, finnes det ikke sidemorener av noe slag. Heller ikke Meland (1963) finner morenerygger som kan settes i sammenheng med f.eks. de tydelige spor en finner etter Eidfjord - Osastadiet lenger øst (Simonsen 1963, Anundsen 1964).

Årsakene til dette kan være mange. Som jeg har nevnt i kapitlet om isens bevegelsesretning, utgjør Voss - Granvin et grenseområde mellom is fra forskjellige sentra. Dermed er det grunn til å vente så kompliserte forhold i dette mellomområde at ikke dalbreutløperne har så kraftige framstøt at sidemorener dannes. I hvert fall ikke så store avsetninger at de kan sees på flybilder eller i terrenget. En annen hindring er det at vegetasjon dekker mye av dalsidene der det er aktuelt å lete etter sidemorener. En tredje årsak kan være at sporene er visket ut på grunn av en utflatning av ryggene. Fordi morenen er såpass fyllittholdig er den sterkt utsatt for utjevneende bevegelse i bratte skråninger. I denne sammenheng kan en peke på at heller ikke spor etter de marine nivåer er lette å finne i dalsidene, det kan også skyldes det samme.

Men det som betyr mest er vel at det i dette område generelt mangler større moreneavsetninger. Enten skyldes det liten akkumulasjon, eller så er bergartene svært motstandsdyktige mot erosjon, slik at de gir lite løsmateriale. Ikke minst kan det også ha hatt betydning at den glaciale erosjon har vært relativt liten. Under maximum nedisning var erosjonen konsentrert til Sognefjorden og Hardangerfjorden. Og i de senere faser har ikke dalbreene erodert noe vesentlig etter det jeg kan skjønne.

Isens forskjellige bevegelsesretninger og issentra
belyst ved skuringsstriper.

For å få en forståelse av nedisnings- og avsmeltningsforløpet i området, har det vært av vesentlig betydning for meg å gjennomføre en grundig kartlegging av skuringsstriper. Over alt i fjellstrøk og dalsider er det sparsomt med morenedekke og morenerygger, slik at disse ikke kan gi noen holdepunkter for en tolkning. Det er bare i bunnen av dalene og i forsengkninger at morenemateriale finnes akkumulert. Klare side- eller endemorener finnes ikke innenfor det felt jeg har undersøkt. (Se forøvrig avsnittet om morenedekket).

Ifølge tidligere undersøkelser av Ramsdal (1956), synes den dominerende retning for isbevegelsen å ha vært mot syd og sydvest. Skuringsstriper med denne retningen har han vesentlig observert i fjellområdene rundt Bordalen. Senere undersøkelser av Mæland (1963) og Simonsen (1963) har gitt et mer differensiert bilde av hva som har skjedd. Etter deres oppfatning har isen fra først av hatt en bevegelse mot vest, for så å dreie mer over i sydvestlig og sydlig retning.

Simonsen (1963) deler inn i tre stadier, der det eldste har en bevegelse rett vest, til dels uavhengig av topografien. En yngre bevegelse har en vestlig og en sydlig komponent. Den sydlige bevegelseskomponent mener han skyldes et lokalt akkumulasjonsområde nordvest for Voss, i fjellområdene mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden. I siste fase er isen delt opp i et lokalt isstrømnett betinget av dalførene. Denne tolkningen underbygges sterkt av de tydelige ende- og sidemorener han finner.

Noe dalbrenett i siste fase nevner ikke Mæland (1963). Han mener at isen i området Voss - Granvin i siste fase har en syd til sydøstlig bevegelse fra Stølsheimområdet.

Isoverflaten heller da i samme retning som isen beveger seg. Tilførselen av is stopper så opp forholdsvis tidlig, og en vertikal nedsmeltning begynner.

På Glacial Map of Norway er det også tegnet inn noen få observasjoner som alle viser en bevegelse mot vest og sydvest. (Ø. Holtedahl, 1960).

Resultatene av mine skuringsobservasjoner er oppstilt i tabell 6. Jeg har også tatt med observasjoner gjort av andre innen mitt felt. Hver skuringslokalitet er nummerert fortløpende, og tallene refererer til kartet, fig. 1. Der det er kryssende skuring har jeg gitt hver av de observerte retninger eget nummer.

Det er spesielt i to områder jeg har funnet vel bevart skuring. Det er rundt Lønahorgi (I-3) og øst for Hamlagrøvatn (F-8), særlig ved det nedtappede Torfinnsvatn (F-8). Disse stedene har jeg funnet en del "nøkkellokaliteter", der retningen har vært relativt enkel å bestemme. Ofte var det på slike steder også kryssende skuring, der det var mulig å finne det innbyrdes aldersforhold mellom stripene. For å avgjøre aldersforholdet har jeg gjort detaljstudier av lokalitetene. Ved å studere støtsider, undersøke om en skuring ligger i le for en annen bevegelse, eller ved å se på selve skjæringspunktet, kan en finne ut hvilke striper som er eldst, henholdsvis yngst. Når to tydelige striper skjærer hverandre, vil en ofte se at den yngste går ned i den eldre. Dersom støtsidene for to retninger ligger gunstig i forhold til hverandre, kan en også avgjøre hvilken retning som sist har utformet bergoverflaten. I praksis vil det også bli slik at jeg har tolket mindre gode lokaliteter med støtte i resultatene fra gode og tydelige lokaliteter i samme område.

En slik god lokalitet står avbildet i fig. 56. Det er skuring nr. 1 i tabell 6. Dette er en nøkkellokalitet for retningsbestemmelse, som jeg vil gå litt nærmere inn på. Bildet er tatt på skrå ovenfra mot syd. Det er en ganske svak forhøyning på skrå langs den blottede berggrunn. Fra venstre på bildet ser en at det kommer et par grove striper fram mot forhøyningen. Retningen er avgjort på grunnlag av at støtsiden til venstre er skurt, mens stripene forsvinner over det høyeste partiet. Lesiden til høyre mangler fullstendig denne retningen. Stripene er målt til 259° dreierende i en sektor over i 236° . De går gradvis over til å bli mer finstripet. Med sektorskuring mener jeg her at det innen en og samme bevegelse kan ha skjedd en variasjon av retningen, f.eks. i forbindelse med at isen tynner ut. At retningen har dreiet fra 259 til 236° , og ikke omvendt, ser en på grunnlag av at de grove stripene er skurt av de fine, slik at de siste må være yngst.

Den lyse del av bergoverflaten skyldes gjenskinn i finstripet skuring som kommer fra høyre. Dette blir da støtside for disse, og lesiden mangler fullstendig denne retningen som er målt til å dreie innen en sektor på fra 71 til 56° .

Når det gjelder aldersforholdet for denne lokaliteten, er det noe vanskeligere å avgjøre. Det går ikke så tydelig fram av bildet, men i grenseområdet for de to møtende skuringene ved kompasset har skuringen fra vest erodert ned i den fra øst. Støtsiden fra øst (bildets venstre del) ser opprinnelig ut til å ha fortsatt lenger fram og høyere, men isen fra vest har erodert ned toppen av forhøyningen. Denne nederoderingen bærer alle preg av å ha utformet bergoverflaten sist. Ser en på detaljene rundt den grove stripen, som er 5 - 6 cm bred på det bredeste, så fortsetter stripene fra vest uforstyrret fram til kanten av den grove stripen. Fjelloverflaten har også her preg av å være erodert ned slik at en utvisking av den grove stripen er påbegynt. Av

bildet ser en da også hvordan den smalner av og forsvinner helt på lesiden. Jeg konkluderer derfor med at skuringen fra vest mot øst må være den yngste, og dette støttes av observasjoner fra andre steder i dette området.

Den yngste skuringen i dette området ser ut til å være noe mer avhengig av topografien. Med en retning på 56° ville jo istilførselen ha kommet fra et senter sydvest for Voss. Dette finner jeg det lite rimelig å anta. Da er det mer sannsynlig at bevegelsen i denne retning skyldes det tidligere nevnte issentrum i Stølsheimen. Akkurat på denne lokaliteten (nr. 1, tab. 6) ser isen ut til å ha bøyde av rundt Lønahorgi i det lavere fjellpasset nord for toppen (H-2). Skuringsobservasjonene på Lønahorgis vestsida tyder på at det også her har skjedd en avbøyning rundt toppen i et sent stadium. På kartet fig. 1 ser en at de eldste skuringene har den vestlige bevegelsesretning, mens den yngste er sydøstlig (skuringene nr. 16 og 17). Den eldste skuringen ligger oftest i le for den yngre, gjerne på rundsva slik det er avbildet i fig. 57a og 57b. Legg merke til hvordan stripene trer nokså kraftig fram, og at den yngste skjærer gjennom den eldre, fig. 57a.

Av skuringene i området øst for Hamlagrøvatn var det noen spesielt gode lokaliteter ved det nedtappede Torfinnsvatn (F-8). Bergoverflaten har jo her ligget beskyttet mot forvitring av vannet. Dessverre har jeg ikke noen brukbare bilder fra disse stedene. Men skuringene var til dels meget kraftige og tydelige, og aldersforholdet syntes også klart, spesielt for skuring nr. 89, fig. 1 (og tabell 6)

Den aller yngste skuring syntes å følge dalførene, særlig godt ser en dette i dalføret Voss - Evanger - Bolstadøyri. Likeledes i Lønevannsdalføret finner en at i dalbunnen følger skuringen dalens lengderetning. Skuringsobservasjonene i Bavalsbakken (I-4), skuring nr. 30, og ved Flatekvaal (I-4), skuring nr. 32 viser dette tydelig. Ved Voss stasjon (I-5), finner en også skuring ut dalen, nr. 41.

De fleste av observasjonene i dalbunnen er gjort på fyllitt, og som et gjennomgående trekk finner en at bare den yngste skuring er bevart. Den eldste, vestlige bevegelse har også fulgt øst-vest gående dalfører, men om skuringsstripene fra dette stadium finnes bevart i dalbunnen er vel lite rimelig.

For om mulig å få påvist denne tendensen til en dreining i isbevegelsens retning fra rett vest til syd og syddøst, har jeg stilt opp observasjonene i søylediagram, fig. 19 og 20. I fig. 19 er alle retninger uansett høyde over havet tatt med. Diagrammet viser klart den begrensning som opptrer i de målte retninger nord for maximum på $220 - 240^{\circ}$. Syd for maximum derimot, avtar antall observerte retninger over en større sektor med et par mindre maxima. Diagrammet i fig. 20 viser alle observerte retninger over 800 m o.h. Disse stedene kan en med noen rett anta er nokså uavhengig av dalnettets mønster og retning. Tendensen i dreiningen er her den samme med et maximum lengst nord i sektoren og en forskyvning mot syd.

Dette støtter en tolkning der en antar at i et tidlig stadium dominerer en bevegelse fra et nedisningssenter over sentrale deler av Skandinavia under maximum av siste istid. Denne bevegelse er stort sett uavhengig av de topografiske elementer en finner i og rundt Vossebassenget. I hovedtrekkene følger isen Sognefjorden og Hardangerfjorden med en kraftig erosjon her. Den følger også dalføret Voss - Bolstadøyri, men her er ikke erosjonen så stor. I et senere stadium gjør en sydlig komponent seg mer gjeldende, sannsynligvis betinget av et issentrum mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden. Bevegelsen dreies over i sydvestlig retning, og etter hvert dominerer den sydlige bevegelseskomponent fullstendig. Isen beveger seg da ut fra et issentrum som en må anta har ligget i Stølsheimen, nordvest for Voss.

De erratiske blokker av anortositt som er funnet av Ramsdal (1956) og av Mæland (1963) må være avsatt i første og mellomste fase av isbevegelsen. Anortosittblokker fra Øvre-Jotundekke

som ligger i fjellområdene rundt Bordalen må være ført med hovedsaklig i sydvestlig retning, se det geologiske kartet fig. 3. Dette trenger ikke å bety at de er ført med under en og samme bevegelse. Deres ferd kan være sammensatt av flere bevegelseskomponenter til forskjellige tider. Derfor er det større grunn til å anta at de rives løs fra den faste berggrunn under maximum nedisning og føres mot vest. Senere dreies isens bevegelse mot syd, og blokkene føres til de områder de i dag ligger, sydvest for anortosittområdet. Jeg har ikke gjort noen systematisk undersøkelse av flyttblokker i høyereliggende fjellstrøk. Men steintellinger i morene som er avsatt i et tidlig stadium viser at den inneholder en god del anortositt, se steintellingene nr. 5, 7, 14 og 15 i tabell 2. Dette punkt berøres nærmere i avsnittet om morenedekket.

Jeg har prøvd å sammenstille den tolkningen jeg har skissert i det foregående på et kart over området, fig. 21. Her har jeg markert dreiningen fra rett vest mot syd som en pil. Jeg har tolket denne dreiningen som en kontinuerlig overgang uten å skille de i to adskilte stadier i tid. Jeg tenker meg at det har vært en økende innflytelse fra et issentrum i Stølsheimen etter at isen har begynt å smelte ned.

Ser en på områdene i et belte fra Sognefjorden til Hardangerfjorden over Stalheim - Oppheim - Voss - Granvin, er det her forholdsvis lavt og smalt. Spørsmålet er om det ikke her har vært et grenseområde mellom de to iskapper, i hvert fall i et sent stadium. Slik dalnett er utformet er dette ikke så usannsynlig. Det er vanskelig å tenke seg at en isstrøm fra Stølsheimen har beveget seg noe vesentlig lenger mot øst. Da måtte den gå mot høyereliggende fjellområder og oppover mot Raundalen. Ser en på Simonsens skuringsobservasjoner (1963) i det området han har undersøkt lenger øst, finner han ikke spor etter noen bevegelse mot sydøst i så store høyder at bevegelsen kan skyldes tilførsel fra Stølsheimen.

Klovning (1963) finner i fjellstrøkene over mot Flåmsdalen skuring mot nord og nordøst. Denne setter han i forbindelse med et issentrum lenger vest, muligens Stølsheimen. Om disse skuringene sier han at de ikke er uavhengige av de topografiske forhold. På de høyeste topper er det ikke mulig å finne skuring hverken med denne eller andre retninger. Disse retninger kan nok skyldes at Stølsheim-isen har påvirket isbevegelsen så langt mot øst, men personlig er jeg mer tilbøyelig til å tolke det som skuring fra et senere stadium der Flåmsdalsområdet topografi og dalmønster har hatt mer å si for bevegelsesretningen.

Det ligger ganske høye fjellpartier øst for Voss - Oppheim, med topper opp til en høyde av 1400, 1437 og 1531 m o.h. At isen fra Stølsheimen skulle være så mektig at den forserte disse toppene og fortsatte ut Flåmsdalen finner jeg det vanskelig å godta. Dersom isen i Stølsheimen på dette tidspunkt var så aktiv og mektig, ville vel et akkumulasjonsområde i sentrale deler av landet i samme fase også gjøre seg sterkt gjeldende ganske langt mot vest. Innen mitt felt har jeg heller ikke kunnet observere en så markert østlig bevegelse i fjellpartiet øst for Lønevannsdalføret. Tvertimot viser skuring og rundsvaformer en retning mot sydvest og syd (skuring nr. 11, tabell 6).

I denne mellomste og siste fase da isen får den vesentlige del av sin tilførsel fra Stølsheimen, er det interessant å legge merke til at den synes å ha beveget seg innover og oppover i Bordalen. Så har den fortsatt over de høyeste fjellpartiene, opp til ca. 1100 m o.h., fram mot Hardangerfjorden. Under denne bevegelse har den vært nokså uavhengig av topografien, slik at den må ha passert dalføret Voss - Bolstadøyri på tvers. Denne bevegelsen kan observeres nede i bunnen av selve Bordalen samt i fjellområdene rundt, (f.eks. skuringene nr. 53 og 54). Det er tydelig at isen fortsetter rett mot syd over de høyeste toppene fram til helningen ned mot Hardangerfjorden (skuring 58). Det videre

forløp er vanskelig å avgjøre. På Glacial map of Norway (O. Holtedahl, 1960) er det inntegnet skuringsobservasjoner som følger fjorden. Ifølge H. Holtedahl (pers. medd.) viser skuringen i 1000 meters høyde ved Ålvik en bevegelse i fjordens retning. Det er da muligheter for å tolke dette slik at Stølsheimisen forener seg med en kraftig isstrøm ut Hardangerfjorden i dette stadium. Etter som isen smelter ned må den bli så tynn at denne fjellryggen sør for Bordalen ikke kan passeres. Av skuring nr. 56 ved Øyaset (K-9) ser det ut til at isen har gått over mot Kvanndalen og ned til Hardangerfjorden. Passpunktet mellom Bordalen og Kvanndalen ligger i en høyde på ca. 600 m o.h.

Når det gjelder den videre utvikling, synes Møland (1963) å anta at isen blir dynamisk død allerede mens isoverflaten heller mot syd. Bevegelsen stopper forholdsvis raskt opp, og en vertikal nedsmeltning begynner. Dette betyr at dreneringen av smeltevannet skjer mens isoverflaten har helning mot Hardangerfjorden. Dette bruker han som et "bevis" for at det har gått en subglacial drenering over Skjervet til Granvin. Av hans steintellinger med hensyn på anortosittinnholdet går det fram at det må ha vært en aktiv smeltevannstransport ned til Granvin. Funn av gjel og jettegryter av store dimensjoner støtter opp under en slik oppfatning.

Jeg er tilbøyelig til å ville nyansere denne tolkning noe, idet jeg som tidligere nevnt mener at i siste stadium har isen smeltet så mye ned mens den ennå ikke var dynamisk død, at dens bevegelse ble bestemt av de topografiske forhold. Den følger da dalnettets mønster med tilførsel fra Stølsheimområdet. I denne siste fase går en brestrøm ut over Voss - Granvin og en annen ut dalføret Voss - Evanger. Dette grunner jeg på skuringsobservasjoner som jeg mener må tilhøre dette siste stadiet og som ligger i bunnen og langs sidene i dalene.

Videre støttes den av Simonsens observasjoner (1963) der han kan følge et tydelig dalbrenett ut fra funn av side- og endemorener og dermed kan trekke klare grenser for dalbreenes utbredelse. Mitt felt ligger ikke så langt unna dette området at forholdene skulle være så helt ulike. Videre mener jeg at Mælands argumentering (1963) om at smeltevannets dreneringsretning må være bestemt av isoverflatens helning mot Hardangervidda heller ikke er relevant. Smeltevannet vil i alle tilfelle gå mot mindre trykk, altså følge trykkgradienten, dermed vil de lokale topografiske forhold være medbestemmende sammen med det nett en har av smeltevannstunneler i isen. Dette betyr at smeltevannstransporten over Skjervet kan ha skjedd selv om isen var oppdelt i et dalbrenett.

En annen innvending mot at det har vært noen aktiv dalbreutvikling er at det så totalt mangler tydelige sidemorener i dalsidene. Selv om en kan si at det ville være grunn til å vente sidemorener dersom det har vært et markert dalbrestadium, må en på den annen side kunne si at når de ser ut til å mangle, så er ikke det noe motbevis. Dette stadiet trenger ikke å ha vart i lang tid, og materialtransporten kan ha vært svært liten. Dersom morenen inneholder store mengder fyllitt, ville den ikke beholde noen tydelig ryggform, slik at de eventuelt ville tre tydelig fram i terrenget eller på flybilder. En nøyaktig kartlegging av påklistret dalside morene kunne muligens vise et bestemt mønster som kunne tolkes som en slags sidemorene.

Ut fra det foregående må min konklusjon bli at siste stadium er et dalbrestadium med aktive breer. Fra Stølsheimen har det i alle retninger spredt seg isbreer i dalene. Og den østlige begrensnng må ha gått i et belte over Stalheim - Voss - Granvin, se kartet fig. 21.

Avsmeltningsforløpet.

Som et generelt trekk kan en si at det er forholdsvis få spor etter noen særlig smeltevannsaktivitet innen mitt felt. Av spylerenner har jeg funnet to i Bordalens vestre dalside i en høyde på 800 m o.h. Det er to parallelle renner med en innbyrdes avstand på ca. 20 m. Lengden av dem er rundt 200 m, og de faller på skrå ned mot Vossebassenget. Rennene er 3 - 4 m dype og skjærer noe ned i fast fjell, men erosjonen i fast fjell har vært relativ liten. Et bilde tatt på skrå ned mot Vangsvatnet viser den øverste av rennene, (fig. 58).

Jeg tolker rennene som laterale, der smeltevannet har fulgt iskanten. De skulle derfor indikere at isens overflate har hullet inn mot Vossebassenget da de ble dannet. Denne tolkningen er da også helt i tråd med de resultater Mæland (1963) legger fram. Han finner flere parallelle renner oppunder Vivaaskamben der det er tydelig at smeltevannet har rent inn mot Voss.

Dette må tolkes dithen at avsmeltningen begynner mens isen enda ligger relativt tykt over selve Voss. Med den sterke helning rennene har kan ikke isen ha ligget særlig langt mot vest i Vossedalføret. Etter at Bordalen ble isfri, må en ispølse ha demmet opp foran munningen, slik at en fikk dannet de høyeste terrassene. Dette betyr at når nedsmeltningen begynte, foregikk det en drenering subaerilt, og muligens også subglacialt ut mot vest. Riktignok finnes det ingen tydelige smeltevannsspor som tyder på stor aktivitet ut over Evanger, men avsetningen på Bolstadøyri tyder på at en god del smeltevannstransportert materiale er blitt spylt ut foran fronten, og at transporten har foregått i hoveddalføret.

Ved utløpet av Vangsvatnet er det i dalsiden et par velutviklede jettegryter som sannsynligvis er dannet ved en drenering subglacialt ned mot bunnen av dalen.

Slik Mæland (1963) tolker avsmeltningen, drenerer først alt smeltevann ut over Skjervet. I denne fase eroderes gjelene og jettegrytene over passpunktet. Noe materiale akkumuleres også. Det viktigste indisium på en slik drenering mener han at steintellingene gir, det avtagende anortosittinnhold mot Granvin betyr en drenering fra Raundalen. Likeledes mener han at skuringsobservasjonene viser at isoverflaten må ha hatt en helning mot S. Avsmeltningen begynner så mens isen heller ned mot Hardangerfjorden.

Hans konklusjon her finner jeg grunn til å gå i mot på basis av følgende to ting:

For det første det at mine skuringsobservasjoner indikerer en dalbrettvikling i sluttstadiet. Avsmeltningen begynner etter at det har vært et aktivt dalbrestadium. For det andre dette at anortositten ikke nødvendigvis trenger å komme fra Raundalen. Alle mine steintellinger i moreneavsetninger viser at de inneholder anortositt, dermed vil de glacifluviale avleiringers sammensetning bestemmes av hva som spyles ut fra morenedekket. Det er med andre ord ingenting i veien for at de glacifluviale sedimenter i dalføret Voss - Granvin har hatt en forholdsvis kort transport.

Sannsynligvis har smeltevannstransporten mot vest over Evanger kommet i gang noe senere. For det første fordi isen her må ha vært mektigere i og med at den ligger nærmere tilførselsområdet. For det andre fordi smeltevann over Skjervet har gått oppover bakke og derfor må ha stått under et høyere trykk. Når det "åpnes" mot vest, vil vannet følge minste motstands vei, og dreneringen mot Granvin vil opphøre.

Som et "bevis" for at isoverflaten må ha hatt en helning mot Hardangerfjorden benytter Mæland nettopp dette med dreneringsretningen. Han sier at ^{det er fordi} smeltevannet vil dreneres i den retning isoverflaten heller, men det er ^{"bevis" nok} ikke. / Vannet vil i alle tilfeller gå mot mindre trykk, slik at trykk-

gradienten i isen blir den vesentlige faktor. Det topografiske relieff under isen vil også være avgjørende, slik at smeltevann gjerne kan drenere uavhengig av is-overflatens helning.

Jeg mener at nedsmeltningen begynner mens det ligger en dalbre ned til Granvin. Sannsynligvis har det da ikke vært noe avløp over Evanger. Dette vises da også av at det har vært en bredemt sjø i munningen av Bordalen, den har muligens drenert over Skjervet først. Passpunkt ligger i samme høyde som høyeste terrasse, 270 m o.h. Først noe senere får smeltevannet avløp mot vest.

På grunnlag av pollendateringene som Mæland (1963) har utført er det grunn til å anta at det ble tidlig isfritt på Voss. Muligens allerede i preboreal. Dette syn støttes av en analyse utført av Fægri (pers. medd. - Mæland, 1963). På grunnlag av det antatte avsmeltningsforløp og andre observasjoner synes det mest rimelig å anta at tilbakesmeltningen først skjedde fra Granvin mot Voss før det ble isfritt langs hoveddalføret. Særlig når en tar i betraktning at issentret har ligget i denne retning, og at innløpet er såpass trangt, er dette mest sannsynlig. Marin grense for Voss er noe lavere enn steder i Hardangerfjorden og Sognefjorden som ligger like langt inne i landet. Men forutsatt at det tall jeg finner på 97 m o.h. er rett, forsvant isen relativt tidlig i hoveddalføret også. Som støtte for dette syn kan det også anmerkes at de senere undersøkelser med pollendateringer fra Hardangerfjorden tyder på at den var isfri allerede i preboreal (Anundsen, 1964). Det er rimelig å anta at isen forsvant fra Hardangerfjorden før det ble isfritt i det trange dalføret Voss - Evanger - Bolstadøyri.

Terrassemålinger, marine nivåer og marin grense.

Jeg vil først referere til tidligere arbeider som har omhandlet målinger av terrasser og marin grense i det undersøkte området.

Reusch (1905) mener at Tvildemoens høyeste terrasseflate, 81 m o.h. var marin grense for Voss. At den er såpass lav i forhold til målingene fra Sognefjorden og Hardangerfjorden mener han skyldes at havet har trengt senere inn til Voss fordi is har stengt den trange dalen. Først i et senere stadium smeltet isen så mye vekk at havet trengte inn til Voss.

Mæland (1963) mener at marin grense er 87 m o.h. og henviser til noen terrassemålinger i Lønevatn - Lundarvatn området. Disse har ikke jeg kunnet finne. For meg synes målingen å være nokså løst fundert. Undås (1963) bruker denne verdien i et strandlinjediagram for å datere avsmeltingen på Voss. Han finner at den må ha skjedd i boreal tid.

C.F. Kolderup (1907) har gjort en lang rekke målinger av terrassehøyder, og hans verdier stemmer bra overens med mine tall. I og med at målingene kan være gjort på forskjellige steder, har jeg ikke gjort noen direkte sammenligning mellom tallene.

Alle terrassenivåer som jeg har observert er målt med et Paulin aneroid barometer, og resultatene er oppstilt i tabell 7. De målinger som er gjort kan neppe sies å være fullstendig eksakte. Selve måleinstrumentet vil reagere på små forandringer i lufttrykk og temperatur. Derfor må en når en vurderer måleresultatene ta hensyn til at det vil være en viss variasjonsbredde for de avleste verdier. Selve avlesningshøyaktigheten kan i praksis settes til $\pm 0,5$ meter. Sammenholder en dette med den korreksjonstabell for temperaturvariasjoner som følger med barometeret, vil en se at feilen kan bli betydelig. Ved en avlesningsdifferens

på 100 m ved 20° C skal verdien for høyden korrigeres med 3,5 m. Dette betyr at feilgrensene generelt kan settes til $\pm 2 - 3 \%$ av den avleste verdi.

Grunnen til at jeg vil peke på dette er fordi det har en viss betydning når jeg bruker målingene av terrassehøydene i et slags "strandlinjediagram". Jeg setter det i gåseøyne for å markere at det ikke pretenderer å være noe fullstendig diagram. Min problemstilling har vært å gjøre en relativ sammenligning mellom de nivåer jeg finner i dalføret Voss - Bolstadøyri for å se om den høyeste terrassen i munningen av Bordalen 97 m o.h. passer inn med verdiene lenger ute. Diagrammet er oppstilt i fig. 22, der alle høyder er satt inn i et plan som ligger i lengderetningen av dalføret, altså nær øst-vest. Jeg har i det hele tatt ikke forsøkt å finne ut av isobasenes retning slik at planet kunne legges loddrett på disse. Selv om planet legges slik jeg har gjort det, vil høyden av samtidige marine nivåer ligge på en rett linje i diagrammet.

Når linjen gjennom punkter som er antatt å være samtidige trekkes, vil feilgrensen for målingen spille en viss rolle. En variasjonsbredde på 2 - 3 % betyr med den vertikale målestokk som jeg har benyttet at et punkt kan "trekkes ut" 2 - 3 mm ved en høyde på 50 m o.h. Med dette for øyet vil linjens nøyaktighet bli noe tvilsom, men tross det kan den være til støtte for tolkningen.

det er
Av diagrammet ser en at/to linjer som synes å markere seg, en ytre over Stanghelle - Dale [redacted] og en indre over [redacted] Evanger - Voss. Med en noe brattere stigning for den ytre. Dette er et resultat som stemmer bra med det jeg tidligere har vært inne på, nemlig at avsetningen ved Bolstadøyri er en randavsetning. Her vil det altså ha vært en stans i avsmeltningen etter at landhevningen har begynt, og det markerer seg som en noe høyere "strandlinje" vest for Bolstadøyri.

Ser en på den indre linje, kan den forlenges til Bømoen (K-4), og den vil her skjære i en høyde på ca. 100 m o.h. Det generelle nivå som Mæland (1963) finner i denne høyde, kan da utmerket godt være et marint nivå. Som jeg også tidligere har vært inne på i avsnittet om de fluviale og glacifluviale avleiringer, er det mest rimelig å anta at Bømoenavsetningen er marin.

Min konklusjon må derfor bli at marin grense for Voss er 97 m o.h. og er representert ved det høyeste terrasserte nivå i munningen av Bordalen. Høydemålingen her er også sammenholdt med de tall som er satt opp på det økonomiske kartverk for Voss (målestokk 1 : 5000).

Undersøkelser i en hustomt.

Under feltarbeidet sommeren 1965 sammen med cand.mag. Kjell Høyvik fant vi i en nylig utgravd hustomt noen svært interessante snitt. Denne hustomta ligger nord for Voss sentrum, i vestre dalside ved Lundarvann. (I 4, fig. 1). I en høyde på ca. 130 m o.h. var det gravd ut en tomt på 13,5 x 10 m for et privat bolighus, se skisse over området i målestokk 1:5000, fig. 23.

Beskrivelse av lokaliteten og dens beliggenhet.

Tomta ligger på en framstikkende rygg mellom to raviner som går i løsavleiringer fra en høyde 150 m o.h. til 80 m o.h. Hvor tykt dette dekket av løsmasser er over fjell-overflaten er det vanskelig å fastslå med sikkerhet. Det var ikke mulig å se fast fjell i noen av ravinene som ligger på hver side av hustomta. Derimot var det i en ravine lenger nord, i bunnen av denne fast fjell i dagen. Et omtrentlig anslag over den sannsynlige tykkelse av løsmaterialet her ga en verdi på rundt 40 - 45 meter. En tenkte seg da avstanden langs en normal til den antatte fjelloverflatens helning fra bunnen av ravinen til ytterpunktet for ryggen nærmest denne.

Jeg har også lagt et tverrprofil fra Lundarvann i retningen Ø - V gjennom tomta og opp i dalsiden, profil I, fig. 24 likeledes parallellt med dette et profil langs bunnen av ravinen nord for tomta, profil II fig. 24. Største avstand mellom de to profiler er omtrent 20 meter målt vertikalt. I denne ravinen er det vel og merke ikke fast fjell å se noen steder, dermed blir de 20 meterne i alle tilfelle en minimumsverdi for tykkelsen av løsmassene.

Hele dalsiden ved Ringheimsgårdene (I 4, fig. 1) synes å være dekket av ganske store mengder løst materiale. Oversiktsbildet, fig. 59, som er tatt fra motsatt dalside viser at det er en jevnt skrånende "hylle" langs dalsiden

i en lengde på 5 - 600 meter. Hvis vi går tilbake til profil I fig. 24, vil vi der se at løsavleiringene står fram som en avsats i dalsiden. Det faste fjell må en da tenke seg ligger noenlunde jevnt avtagende under dette profil, jeg har antydnet en sannsynlig forløp med spørsmålstegn (fig. 24). I en høyde på 150 m o.h. er det et tydelig markert knekkpunkt, ovenfor dette nivå er det en relativ slak, nokså jevn overflate med en gradient som anslagsvis er 1:7, bilde fig. 60. Nedenfor dette nivå er det ganske bratt med en gradient på rundt 1:4, dette er målt langs den ryggen der tomta ligger. Målingene er utført på tverrprofilene i fig. 24.

Det synes sannsynlig at det tidligere har vært fylt materiale i ravinene også slik at overflaten har vært jevn fra knekkpunktet og ned til et nivå i høyde med riksveien Voss - Gudvangen, omtrent 80 m o.h. Postglacial erosjon har så vært årsaken til at en har fått dannet ravinene som er uterodert ved tilbakeskridende erosjon. Jeg vil komme nærmere inn på denne avsetningen sammenlignet med andre i kapitlet om morenedekket og dalfyllinger.

Hustomta som inneholdt disse sjeldne snittene ligger med sin lengste side i retningen N - S, se fig. 25. Det var gravd ut for grunnmuren langs sidene i omtrent en meters bredde. Innenfor denne grøfta var også det meste av materialet fjernet, men det stod igjen en "blokk" i den nordligste halvdelen to meter over bunnen av grøfta. Jeg har benevnt hjørnene fra nordvestlige hjørne og rundt mot sola med A, B, C og D, dette for å lette henvisningene, se detaljkart over tomta fig. 25. Fra hjørnet ved A mot nord er det gravd en vannledningsgrøft ca. 1,5 meter dyp. Fra hjørnet D og rett øst er det en knapt to meter dyp avløpsgrøft til septiktank.

For å få en oversikt over de kompliserte snittene langs veggene var det nødvendig å foreta en detaljert oppmåling av snittflatene. Dette arbeidet ble gjort på den måten at vi siktet inn en mest mulig horisontal linje som vi kunne

ha som utgangspunkt for målingene. Alle spesielle fenomener ble da plasert i forhold til denne linjen. I og med at snittflatene to og to lå vinkelrett til hverandre var det av interesse å klarlegge om de hadde en stratigrafi som kunne følges rundt alle veggene. Horisontallinjen ble valgt slik at den lå 2,50 meter over bunnen i hjørnet A, og den kunne da følges rundt tre av snittene, nemlig AB, BC og CD. Den fjerde veggen DA hadde det ikke så stor betydning å få målt opp i detalj, da struktur og lagfølge her var vesentlig enklere enn i de tre andre. Av de tre veggene ble AB målt mest grundig, da den hadde en detaljrikdom og inneholdt så interessante strukturer at det var av stor betydning å få flest mulig detaljer oppmålt og festet til papiret. Ikke minst var det viktig fordi det innen kort tid skulle settes i gang bygging, og dermed ville tomta bli fylt igjen og snittene forsvinne. Med stor velvilje fra eieren av tomta, landbrukslærer Knut Nedkvitne, fikk vi anledning til å arbeide så mye vi ville her.

Beskrivelse av snittene.

På grunnlag av flere målinger av avstander og dimensjoner er det tegnet figurer av snittene ute i felten. Disse figurene er så rentegnet og ligger til grunn for fig. 26, som viser snittene fra hjørnet A til hjørnet D og omtrent fire meter nedover langs avløpsgrøfta til septiktanken. Figuren viser hovedtrekkene i lagfølgen, de fleste detaljer er utelatt av praktiske grunner. Bare plasseringen av fenomenene i snittet er angitt. En tegning av en halv meter bred søyle, fig. 28, viser lagfølgen mer detaljert.

Alle avstander er målt fra hjørnet A, slik at når jeg beskriver en detalj og henviser til figur 26, sier jeg f.eks. snitt AB 7 meter fra hjørnet A.

Generelt kan en si at det rundt de tre veggene AB, BC og CD kan følges fire forskjellige og tydelig adskilte lag. Jeg har benevnt dem nedenfra og opp for sandlag, undre morene, lagdelt leir/silt og øvre morene.

Sandlaget.

Dette nederste laget består av godt sortert sand som kunne følges omtrent langs hele veggen AB. I veggen BC og halvveis i CD var det ikke gravd dypt nok slik at sanden kom fram i dagen. De siste tre metrene i CD var det igjen blottlagt. Ettersom det var gravd en ganske dyp avløpsgrøft rett mot øst i hjørnet DC var det mulig å følge sandlaget videre nedover omtrent fire meter. Det som her var av interesse var at i bunnen av grøfta lå det under sanden igjen et leirlag. Dette fortsatte dypere uten at det var mulig å fastslå den undre begrensning. Tatt i betraktning at tomta bare ga oss et snitt i de øverste 4 - 5 metrene, og at avstanden til fast fjell minimum må være 20 meter, skulle det være svært interessant å få klarlagt stratigrafien ned til fast fjell. En sonderboring burde kunne gi resultater til en noe mer utfyllende tolkning.

Jeg har tatt prøver for kornfordelingsanalyse av sanden, og resultatene er oppstilt i tabell 1, prøvene nr. 9, 10 og 11. Sandprøvene er tatt i veggen CD, 31,5 meter fra A i tre nivåer, 25 cm, 85 cm og 125 cm over bunnen for henholdsvis nr. 9, 10 og 11. Kornfordelingskurvene er tegnet opp i fig. 7. Som det går fram av kurvene, inneholder prøvene nr. 10 og 11 henholdsvis 88 % og 83 % materiale i sandfraksjonen, vesentlig finsand, resten er grovmo etter Atterbergs inndeling. Prøve nr. 9 inneholder noe mindre sand, ca. 50 % finsand og 50 % grovmo. Det synes etter dette å være en økende grovhet fra nederste til øverste prøve. Sorteringen S_o ligger svært nær for de tre prøvene, fra 1,23 til 1,29, skjevheten S_k i intervallet 0,94 - 1,10.

Sanden er svært homogen, og det er få strukturer i den. I hjørnet A er det enkelte mørkere, nokså tynne lag eller bånd. Disse lagene er noe hardere enn den omkringliggende sanden, dette kan skyldes kjemiske utfellinger, muligens av mangan. Noen av lagene ligger nokså nær horisontalt og kan følges i veggen AB i en lengde på 6 - 7 meter før de forsvinner under bakken, se bildet, fig. 61. Enkelte steder

er det mulig å måle et svakt fall mot nord, men det kan neppe sies å representere sandavsetningen som helhet. Hvis det var primærslag, ville de kunne fortelle noe om fra hvilken retning sanden er kommet. Men noe som tyder på at dette ikke er primærstrukturer er at enkelte steder kan finne mer skråttstilte bånd som skjærer gjennom de nær horisontale lagene. Dette kunne vi observere i hjørnet A, fig.62. Ved siden av de tynne mørkere båndene var det her et par tykkere lag med noe grovere materiale. I et av disse grovere lagene var det et par isolerte klumper av leir som så ut til å være avsatt sammen med sanden. De så ikke ut til å være "knadd inn" etter at sanden var avsatt. Som vi skal se, ble det senere avsatt leire/silt, men disse leirklumpene kan ikke tilhøre den avsetningen. De må vel heller settes i forbindelse med leirlaget som etter snittet i grøfta (hjørnet D) å dømme ligger under sanden.

I snittet AB mellom 5 og 6 meter fra A er det flere forkastningslinjer i sanden. På bildet (fig. 63) er disse linjene markert i sanden. De trer fram som sprekker i den forholdsvis godt konsoliderte sanden. Forkastningslinjene ligger konsentrert over et nokså lite område oppunder det ovenforliggende materiale. Årsaken til forkastningene i sanden er høyst sannsynlig å finne i de belastninger som den med stor sikkerhet kan sies å ha vært utsatt for. Foruten den bevegelse som tydeligvis har skjedd på dette sted i massene ved ras, har en som jeg senere skal komme inn på grunn til å anta at en isbre har gått over sandavsetningen. Sanden kan da muligens ha vært frosset samtidig med at dette har skjedd. I frosset tilstand vil sanden være mer utsatt for blokkforkastninger, slik som det her synes å ha skjedd. Dersom sanden var tint og i porøs tilstand, ville sannsynligvis ikke øket belastning forårsake forkastninger. Det er vanskelig å tenke seg en forkastning dersom sanden utsettes for større trykk enn det som skal til for å pakke den maksimalt. Men dette er problemer som jeg ikke vil gå inn på i denne oppgaven.

Et annet trekk ved sanden som påkalte oppmerksomhet var at det virket som om den hadde en varierende konsolidering i forskjellige nivåer. I de nederste deler var den normal-konsolidert med en pakning som en ordinær glacifluvial sand. I grenseområdet opp til det overliggende materiale var den derimot meget hardere, til dels slik at den ikke kunne spaes ut med en vanlig feltspade. Dessuten var den også noe mørkere enn resten av sanden. For å finne ut om denne økte hardheten skyldtes en tettere pakning av kornene, fikk jeg opplysning om en spesiell geoteknisk metode av amanuensis Jan Mangerud. Det var en relativt enkel feltmetode som kunne gjennomføres med lite utstyr. Ved hjelp av denne metoden var det mulig å finne sandens porevolum. Det utstyret som ble benyttet står avfotografert i fig. 64 og består av et vanlig måleglass med inndeling, skje og et stykke plast, helst så tynn som mulig. Jeg var interessert i å sammenligne porevolumet for sanden i det nedre nivået der den syntes å ha normal pakning og i det øvre der hardheten var vesentlig større.

Tidligere (Meade, 1962) er det gjort undersøkelser over sammenhengen mellom porevolumet og belastningen som et sediment har vært utsatt for. De er utført på materiale med et sandinnhold på opptil 75 %, og resultatene ser ut til å vise en nær lineær korrelasjon mellom effektiv belastning og porevolum. I et senere arbeide (Meade, 1966) finner han at når det gjelder konsolideringen av et fin-kornig sediment, spiller de petrologiske faktorer større rolle enn de geokjemiske. For dermed å kunne sammenligne konsolideringen i to forskjellige nivåer må sedimentene være mest mulig ensartet sammensatt hva angår kornstørrelsen. Som tidligere nevnt inneholder den øverste del av sanden de groveste fraksjoner.

Prøvene for porevolummålingene ble tatt i veggen CD, 31 m fra A. I to nivåer, henholdsvis 25 og 125 cm over bunnen ble det spadd ut et hull der den nedre flaten ble jevnet ut slik at den var mest mulig horisontal. I denne flaten skulle så prøven taes, derfor måtte vi passe på at det ikke

skjedde noen forstyrrelser i sanden, men at den forble i sin primært tilstand. For å få sammenligningsgrunnlag måtte jeg finne sandens porevolum slik den lå uforstyrret.

Prøvetakingen foregikk på den måten at det ble gravet ut en jevnt avrundet forsenkning i sanden. For så å kunne beregne porevolumet av sanden måtte jeg måle volumet av den sandmengden som var tatt ut i hvert av nivåene. Ved å legge en tynn plastduk over hullet i den horisontale flaten kunne det fylles med vann til det ble stående i høyde med sandens overflate. Volumet av den vannmengden som var gått med ville da være et tilnærmet mål for volumet av den sanden som ble tatt ut.

I og med at dette er en relativt enkel og grov feltmetode vil resultatene av målingene være beheftet med feil. Den største feilkilden ligger i målingen av sandens volum ved hjelp av vannet. For at vannet helt skal kunne fylle forsenkningen må plastduken være så elastisk at alle hulrom mellom plasten og sanden forsvinner. Dette er det i praksis vanskelig å oppnå. Plastduken vil være for stiv og legger seg dobbelt enkelte steder, og dette vil være årsak til feil i målingene. Disse feilene kan i større grad unngås om det benyttes en elastisk duk, f.eks. av gummi, den vil lettere kunne fylle ut forsenkningen.

Til tross for at jeg er klar over at metoden har disse feilkildene, legger jeg fram resultatene av målingene i de to nivåer, tabell 8. Prøve 1 er tatt nederst, og prøve 2 øverst i sandlaget. I felten er kun volumet i uomrørt tilstand, "naturtilstanden", V_n målt, alle de andre målinger er utført i laboratoriet. Volumet av fast stoff, V_s , er funnet ved at den samme sandmengden som er målt i felten, ble tørket og fylt i en målesylinder med en viss vannmengde opp til et avlest nivå. Ved at sanden fylles i stiger vannets nivå tilsvarende volumet av sandkornene i prøven. Differensen mellom de to nivåer gir da volumet av fast stoff. Dermed kan poretallet i naturtilstanden, e_n , regnes ut etter formelen $e_n = \frac{V_1}{V_n - V_1}$, der V_n er det totale volum

av hele prøven og V_1 er volumet av luft funnet ved å ta $V_n - V_s$, (Terzaghi og Peck, 1948). Poretallet uttrykker altså forholdet mellom luft og fast stoff. Utregningene står oppstilt i tabell 8.

De to prøvene jeg har tatt kan ikke ligge til grunn for noen innbyrdes sammenligning, da de ikke har nøyaktig den samme kornfordeling, medianene for de to prøvene 1 og 2 er 0,200 og 0,300 mm. Dess mindre kornene er i gjennomsnitt, dess tettere vil de pakkes, og dermed vil poretallet bli mindre. For å kunne gjøre en relevant sammenligning har jeg derfor i laboratoriet funnet poretallet for sanden når den har vært løst pakket, e_1 . Videre poretallet e_{h1} , etter at beholderen med sand har vært sluppet fra en høyde på 2 cm 50 ganger, og til slutt har jeg stampet og ristet den sammen maksimalt og funnet poretallet e_{h2} . Utregningene er alle oppstilt i tabell 8.

Dersom sanden øverst var tettere pakket enn lenger nede, ville for det første poretallet e_n være mindre enn poretallet e_1 ved løs pakking. For det andre ville den være nær verdien for poretallet i hardpakket tilstand. Sammenligningen med poretallene e_{h1} og e_{h2} kan være noe usikker i og med at pakningen ikke skjer på samme måte. I naturen skjer den ved et jevnt økende trykk, mens det i målesylindere i laboratoriet også foregår en omristing som vil virke til en økning av konsolideringen. Er porene i naturtilstanden vannmettet, vil dette bety at vannet bærer noe av trykkkreftene, slik at maksimal pakking bare oppnåes når sanden er tørr.

Av tabell 8 ser en at for prøve 2 (øverst) er e_n mindre enn e_1 (løs pakking). Verdien ligger mellom e_{h1} og e_{h2} . For prøve 1 (nederst) er forholdet omvendt, poretallet i "naturtilstanden", e_n , er det samme som ved løs pakking, e_1 , og vesentlig høyere enn de tilsvarende tall for hardere pakking.

Jeg vil ikke her gå videre inn på en diskusjon av dette, da mitt materiale er såpass sparsomt. Men i alle tilfelle ville jeg beskrive metoden da den kan gi et verdifullt tilskudd til opplysningene om et sediment.

Min konklusjon av målingene må bli at sanden øverst ser ut til å være bedre konsolidert på grunn av at den er tettere pakket. Det ser altså ut til at trykk av overliggende masser eller annen trykkbelastning av større dimensjoner har forårsaket en øket konsolidering av sandens øverste deler. Se i denne forbindelse kapitlet om ødometeranalysen.

Undre morene.

Det nederste morenelaget kunne følges så å si rundt hele de tre veggene samt langs avløpsgrøfta til septiktanken, se fig. 26. Det er bare de 6 - 7 første metrene fra hjørnet A at senere forstyrrelser har ødelagt lagfølgen såpass mye at en ikke med bestemthet kan si hvilket lag morenematerialet her tilhører. Tykkelsen er fra ca. 0,5 meter til minst 1,5 meter. I underkant begrenser morene seg skarpt fra sanden, se bildene fig. 61 og 73. Det kunne ikke sees noe sted at sanden var knadd inn i morenen. Den undre kontakten ligger også i noenlunde jevn høyde rundt tomta. Den øvre begrensningsen derimot mer bølgete og ujevn. Til dels er også grensen mot de overliggende lag utydelig, det gjelder spesielt i veggen AB. Her må en nærmest si at den øvre halvdel av morenen er en strukturert morene, fig. 28. Den inneholder også svært små stein i forhold til morenen andre steder i snittene. Jeg har betegnet den for småsteinet, strukturert morene i figuren. Overgangen til materialet over er her ikke skarp, nærmest gradvis.

Langs veggen BD skiller den seg tydelig fra materialet over, her var den undre begrensningsen ikke tilgjengelig, da det ikke var gravd dypt nok. Også her må den sies å være nokså småsteinet i forhold til i veggen CD, der den er normalblokkig. Det som påkalte mest oppmerksomhet i veggen

CD var morenens øvre begrensning, som her var nokså ujevn. Bildet (fig.65a,b) er tatt mot denne veggen, og jeg har tegnet inn skillelinjene mellom de forskjellige materialtyper. En ser tydelig hvordan øvre begrensning er svært "bølgeformet" over en lengde på 5 - 6 meter. Hva disse spesielle formene skyldes er det ikke godt å ha noen formening om. Det er ikke så usannsynlig at de skyldes trykkbelastninger. Som en senere vil se, antar jeg at det på et senere tidspunkt har gått en isbre over og avsatt øvre morene. Da skulle det her dreie seg om en slags glaci-tektonikk. Mot en slik teori taler dette at leire/silt lagene over undre morene virker uforstyrret uten en slik deformering. Disse lagene skulle også ha vært utsatt for samme trykkbelastning, da de er avsatt før siste morene. En prøve for kornfordelingsanalyse er tatt ved hjørnet A, nr. 1, tabell 1. Sannsynligvis tilhører morenen her det undre morenelaget. Den kumulative kurve er stilt opp i fig. 5, nr. 1, og Md - So verdiene er satt inn i Selmer-Olsens diagram, fig.9. I veggen Cd mellom 28 og 29 meter fra A er det utført en steinorienteringsanalyse på stein fra undre morene. Resultatet av den er framstilt i et rosediagram fig. 18, og den viser at isen må ha hatt en bevegelsesretning mot V - NV, 290 - 310 grader. Den er altså avsatt ved en isbevegelse på tvers av dalens lengderetning, og må da sees i sammenheng med dalfylningene i Bordalen og andre steder.

Steintellingene nr. 7, 8 og 9 er alle gjort på stein fra undre morene. Det er her å bemerke at telling nr. 8 er tatt i hjørnet A på morenematerialet derfra. Jeg har altså tolket det slik at den tilhører undre morene, men dette kan jeg ikke si med noen stor sikkerhet. I denne sammenheng spiller det heller ingen rolle. Med hensyn til steintellingene er resultatene fra de forskjellige steder i tomte så like at morenene ikke kan skilles på dette grunnlag. Ser en på anortosittinnholdet i de tre tellingene, varierer det mellom 4 og 6 %.

På grunnlag av steinorienteringen og tellingene ser det ut til at undre morene tilhører de alloktone moreneavsetninger.

Lagdelt leire/silt/sand.

Over den undre morenen følger så flere tydelige lag med materiale i leire/silt/sand fraksjonen. Disse lagene kan følges fra midten av veggen AB og rundt til midten av veggen CD. Tykkelsen varierer fra en halv meter til to meter. Enkelte steder er noe av lagfølgen erodert bort, men et av lagene, et ca. 5 - 6 cm tykt leirlag kan tydelig følges hele tomte rundt. At dette laget kan følges så markant er et bevis på at det er samme innbyrdes lagfølge i alle veggene, slik at det ikke ser ut til å ha skjedd noen forkastninger eller forskyvninger av lagene.

At dette laget var så lett å følge hjalp oss meget ved oppmålingen av snittene. Lagserien er mest fullstendig i veggen AB, jeg har derfor tegnet et utsnitt av lagfølgen ca. 0,5 meter bredt i avstanden 10 meter fra A, fig. 28. Av denne figuren går det fram at lagserien nederst består av omtrent 20 tynne lag vekselvis med ren leire og silt, til sammen ca. 20 cm tykt. Enkelte små steiner sees spredt, det vitner om en plutselig dropping av disse samtidig med den forholdsvis jevne avsetningen av leire og silt. Spesielt tydelig er det øverst i dette "avsnittet", der en finner et steinførende leirlag. Over dette følger så et siltlag med stein og sand. Kornstørrelsen ser ut til å avta opp mot det markerte, knapt 6 cm tykke leirlaget. Dette laget består av mørk, svært hardpakket leire som har en tendens til oppsprekking langs skifrihetsflater når den hakkes løs.

Fra dette leirlaget har jeg tatt en prøve for et ødometerforsøk, som jeg vil beskrive og legge fram resultatene av i et senere avsnitt. Videre har jeg preparert en prøve av leiren etter Erdtmans modifiserte metode for å se om den kunne inneholde pollenkorn. Denne undersøkelsen ga negativt resultat, leiren var helt steril. Om den inneholder organisk materiale av annen opprinnelse, for eksempel diatomeer, gir ikke denne undersøkelsen noen sikre opplysninger om. Eventuelle diatomeskall ville jo forsvinne ved prepareringen for pollen.

Over det markerte leirlaget følger det to - tre cm med sand/småstein. Det som synes å ha skjedd er at det har begynt med en sedimentasjon av silt, med gradvis overgang til finere materiale til det markerte leirlaget. Så plutselig skjer det en sterk forandring i sedimentasjonsforholdene som betinger grovere materiale. Denne sekvensen viser samme bilde som lag med varvig karakter. For å få fram dette bildet har jeg tatt prøver for kornfordelingsanalyse fra hvert av lagene, og de bekrefter tydelig dette inntrykket, se prøvene nr. 6, 7 og 8 i tabell 1. Kornfordelingskurvene er tegnet opp i fig. 7. Som en ser av resultatene, består leirlaget, prøve nr. 7 av svært finkornig materiale med rundt 45 % i leirfraksjonen (mindre enn 2 my). Md ligger på 0,0026 mm. Dette betyr at sedimentasjonsforholdene i denne fasen må ha vært svært rolige. Denne leiren må sies å være ekstremt finkornig til å være en glacifluvial leire. Siltlaget, prøve nr. 8, har 85 % i mjelefraksjonen, og det groveste laget inneholder omtrent 50 % i hver av fraksjonene mjele og sand. Her er Md henholdsvis 0,037 mm og 0,150 mm.

Over det markerte leirlaget går det via sand/silt over i en sekvens med syv markerte, relativt tynne leirlag mellom siltlag. Derover følger grovere materiale, vesentlig i sandfraksjonen, avtagende oppover til leire i et 7 cm tykt lag som ligger to meter over bunnen i snittet. På toppen av disse lagene ligger det så noe sand med et tynt leirlag. Slik er hovedtrekkene i den nokså kompliserte lagfølgen i denne delen av snittet. Det som går nokså tydelig fram av dette er at vekslingen mellom grove og fine lag er rytmisk.

I følge svenske undersøkelser (Sveriges Geologi, 1963) synes det å råde en forskjell i kornstørrelsen i årsvarvene, men dette er ikke noen regel. I denne forbindelse er det vanskelig å avgjøre om det dreier seg om årvarv. Hva mektigheten angår, skulle de være vel så tykke som årvarv beskrevet fra Sverige, men dette er ikke noe relevant sammenligningsgrunnlag. Sedimentasjonsmiljøet her på Voss må ha vært et helt annet.

For det første kan en si at sedimentasjonen må ha variert sterkt. Tykkelsen av lagene varierer fra knapt en cm til 15 - 20 cm for noen av siltlagene. Tykke og tynne lag ligger om hverandre uten noe mønster slik en finner det i Sverige, der årsvarvene som oftest avtar jevnt oppover i en avsetning.

For det andre må en anta at denne lokaliteten med varv er av svært begrenset omfang. Slik massene ligger i dalsiden som en "hylle" i en lengde på maximum 500 meter tyder det på at det har vært en lokal oppdemning her. I og med at stedet ligger over marin grense, så dreier det seg høyst sannsynlig om en avsetning i en bredemt innsjø. Med isen så nær som den da må ha vært vil det lett oppstå store skiftninger i sedimentasjonsforholdene. Dette gir igjen den varierende tykkelse av lagene. At det er bresjøsedimenter støttes av at de er så finkornige, dette er typisk for slike avsetninger.

Den øvre morenen.

Det øverste morenelaget kan følges fra omtrent midt i vegg AB og til hjørnet C, med en noe utydeligere fortsettelse videre, fig. 26. Tykkelsen varierer fra trekvart meter til knapt to meter. Undre begrensning av morenen er ikke like tydelig over alt, en finner ingen steder så klare skillelinjer som mellom de andre lagene som er beskrevet. Øvre begrensning kan ikke sees, da det før utgravningen ble tatt vekk omtrent en halv meter av toppen. De fleste steder ser det ut til at bare ras og forvittringsmateriale er fjernet, men i hjørnet B er det også gravet ned i morenen. De knappe to metre for tykkelsen blir derfor et minimumsmål.

Morenen kan betegnes som normalblokkig med enkelte spredte steiner med størrelsen opptil 30 - 40 cm i diameter. Resultatet av kornfordelingsanalysen er framstilt i den kumulative kurven, fig. 5, nr. 2, likeledes i tabell 1, prøve 2. Md og So - verdiene er tegnet inn i Selmer-Olsens

diagram (1954), og de stemmer overens med hans verdier for morene, (fig. 9). At det her dreier seg om en skikkelig moreneavsetning var det i denne forbindelse av betydning å få fastslått. Derfor utførte jeg en steinorienteringsanalyse på 100 stein fra morenelaget, analysen ble gjort i hjørnet B, og resultatet er framstilt i rosediagram, fig. 17. Som en ser, er steiner med god lengdeakse orientert omtrent i retningen NØ - SV, med et maximum i intervallet 220 - 230 grader. Med den markerte tendens til orientering noe på skrå av dalens lengderetning er det lite sannsynlig at dette er rasmateriale. Rapp (1960) har tidligere gjort undersøkelser av orienteringen i solifluksjonsjord og taluskjegler, og disse viser at tendensen er at steinene orienterer seg med lengste akse langs bakkens helning. På grunnlag av steinorienteringen først og fremst kan en altså utelukke muligheten for at det er rasmateriale øverst. At materialet er godt konsolidert og viser skifrichetsstrukturer typisk for bunmorene peker også i denne retning.

Steintellingene som er utført både i felten og inne viser at innholdet av anortositt er noe høyere enn i den undre morenen, tellingene nr. 5a og 6 i tabell 2. Men dette er for små forskjeller til at det kan sies å være et typisk trekk. En annen ting som slår en når en ser på morenen er at steinene i den er relativt godt rundet til å være i morene. En rundingsanalyse viser da også tydelig at rundingen er god, se tabell 3, prøve nr. 3,4 Et søylediagram over analysen er satt opp i fig. 11 og sammenlignet med runding tatt på glacifluvialt materiale må en si at den er bedre enn en skulle vente å finne. Spørsmålet må da naturlig melde seg om dette materialet bare er transportert som morene, eller om det i tidligere stadier har vært utsatt for andre transporterende media. Dette punkt har jeg kommet nærmere inn på og diskutert i kapitlet om morenedekket.

Også for dette morenelagets vedkommende må en altså slutte at den er allokton. Dette vises av steintelling og orientering. Den har alle karakteristikaefelles med allokton morene fra andre steder.

Beskrivelse av noen spesielle strukturer.

Til tross for den interessante stratigrafien i snittene var det noen spesielle strukturer som påkalte størst oppmerksomhet. Det var noen kileformede, vertikalstående inneslutninger som skar seg gjennom lagene og tydelig ga inntrykk av å være dannet etter at materialet var avsatt. Disse kilene fantes færre vel utviklet i snittet AB, men var også å finne noe mer utydelig i de to andre snittene som ble detaljundersøkt, fig. 26. Det var to hovedgrupper av kiler, den ene typen besto av lagdelt leir/silt i et vertikalstående mønster. Den andre typen besto av usortert, sammenrotet materiale i alle fraksjoner uten strukturer.

Den ene type kiler med strukturert materiale.

Av denne typen finnes den mest velutviklede og største i snittet AB, 6 meter fra A, fig. 66. Det er en kile som kommer på skrå ned fra like under overflaten for så å bøye av loddrett nedover. I dette knekkpunktet deler den seg også i tre "fingre", der to av dem smalner av og går ned i en spiss i sanden, og den tredje fortsetter videre ned under bakken, se bildet (fig. 67). Hvor dypt den går er det umulig å ha noen formening om. I bunnen av tomte kan den følges på skrå mot NØ ca. halvannen meter, for så å forsvinne under den delen av tomte som ikke er utgravd, fig. 25.

Den loddrette delen av kilen er mest markert og ligger vesentlig i sandlaget, i en høyde på to meter. Den skråttstilte delen er ca. en meter, men her er grensene mindre klare, og det har skjedd en god del forstyrrelser etter dannelsen. Den ser ut til å fortsette gjennom lagene av leire/silt, fig. 68. Bredden av kilen er maksimalt 25-30 cm. Fingrenes tykkelse minker jevnt nedover og smalner ut i en spiss. Hovedgrenen som fortsetter under bakken har en bredde på 18 cm, der den forsvinner. Den blir her noe bredere igjen etter et smalere parti lenger oppe.

Materialet i denne kilen består av sortert leire/silt. Jeg har gjort en kornfordelingsanalyse på materiale fra de mørkere leirlagene og de lysere siltlagene. De kumulative kurvene er tegnet inn på fig. 6, og i tabell 1 er verdiene for Md, So og Sk satt opp (prøvene 4 og 5). Analysene viser tydelig at det er en reell forskjell i kornstørrelsen for de to lagene. For de lyse lagene viser den kumulative kurven at de inneholder 2 % av materialet i sandfraksjonen og den vesentlige del, ca. 70 % i mofraksjonen. De mørkere lagene har vel 50 % i mjele-fraksjonen, og 25 % er leire. Denne forskjellen i lagene tyder på en rytmisk variasjon av sedimentasjonen. Da det er mest rimelig å anta at vann har vært den transporterende agens, må lagdelingen skyldes en variasjon i dette vannets transportkapasitet. Årsakene til dette må videre skyldes enten variasjon i vannets hastighet eller mengden av vann.

Nærbilder av strukturene fra denne kilen finner en i fig. 67 og 69. Bildene i fig. 70 og 71 er forstørrede nærbilder med inntegnet målestokk, og de viser detaljer fra strukturen i kilen. Bildene er fotografert av fra avtrykk av prøveklumper. Avtrykkene er tatt ved hjelp av lakkfilmmetoden som er beskrevet av Voigt (1949). Ved å fukte overflaten med spesiallakk flere ganger der en vil ta avtrykket, samtidig som en "baker" inn et flak av gaz til å forsterke lakkfilmen, kan den etter en tids tørking rives løs, og dermed følger partiklene i overflaten med. Dette avtrykk er det så relativt enkelt å fotografere av med den forstørrelse som er ønsket. Bildet fig. 72 er et forstørret nærbilde av et siltlag. En ser at massen er relativt homogent sammensatt, enkelte korn med størrelse rundt 1 mm finnes spredt.

Denne typen kiler finnes det flere av rundt i snittveggene, men alle har vesentlig mindre dimensjoner enn den først beskrevne.

I veggen AB, 9 meter fra A går det en tynn kile i skillet mellom undre morene og sandlaget. Så fortsetter den på skrå ned i sandlaget ca. en halv meter, fig. 73. Bredden av den er maximum 3 - 4 cm. Like ved denne står det i underkant av undre morene flere små kiler 10 - 15 cm ned i sanden. Andre steder i snittene sprer disse kilene seg i forskjellige retninger, jeg har antydnet plasseringen av noen av dem i fig. 26.

I hjørnet B var det en liten detalj som det var interessant å legge merke til. I lagene med leir/silt, i et parti med silt/sand ligger det en avlang leirklump. Denne klumpen deles i to av en kile på ca. 2 cm bredde som tydelig skjærer seg rett gjennom leirklumpen. Bildet i fig. 74 er nokså utydelig, det var vanskelig å fotografere på grunn av små farvekontraster og dårlig lys. Jeg har trukket opp grensene mellom de forskjellige typer materiale med tusj slik vi oppfattet det ved en visuell vurdering. Aldersforholdet må her ha vært følgende: Først er lagene av leir/silt/sand avsatt, så har det vært en del forstyrrelser og sammenroting der leirklumpen knas inn i sanden. Til slutt ble kilen dannet, og den går da ned i sanden og rett gjennom leirklumpen. Dette tyder på at materialet må ha vært frosset under dannelsen av kilen. Ellers ville sannsynligvis oppsprekkingen ha skjedd langs grenseflatene for de forskjellige materialfraksjoner. Dette punkt kommer jeg nærmere tilbake til i konklusjonen.

Den andre typen kiler av usortert materiale.

Denne typen skiller seg markert fra den som er beskrevet i det foregående avsnitt. For det første er dimensjonene større, og for det andre er materialet i kilene fullstendig sammenrotet og usortert. Alle fraksjoner er representert, fra stein med diameter opp til 10 cm/til leire. Det ligger klumper av ren leire i kilen. En kornfordelingsanalyse av materialet fra en kile i snittet AB, 10 meter fra A, viser samme kumulative kurve som for morenemateriale, fig. 6.

og plasseringen av Md - So verdiene i Selmer-Olsens diagram. ligger innenfor de grenser han trekker opp for morene, (fig. 9). De to beste eksemplarene av denne typen finnes i veggen AB, nær hjørnet B. I veggen BC er det tre mer utydelige kiler, i veggen CD en nokså utydelig kile.

En detaljsskisse av en av kilene i snittet AB, vel 11 meter fra A viser form og materiale i hovedtrekkene, (fig. 29). For å klarlegge aldersforholdet mellom kiledannelsen og den øvre morenen, ble grenseområdet her meget grundig undersøkt. Det var ikke noen steder tegn til at kilene fortsatte opp i eller gikk gjennom øvre morene, dermed må konklusjonen bli at morenen er avsatt etter at kilene ble dannet.

Kilene står omtrent vertikalt og er vel to meter høye. De smalner av fra knapt en halv meters bredde oppe til en spiss nede, nærmest gulrotformet. Kilene skjærer rett gjennom lagene av leir/silt/sand, ^{fig. 76} og grensene langs sidene til det omkringliggende materiale er tydelige, unntatt der den ligger i morene. Her er det vanskelig å skille ut hva som er hva, spesielt i snittet BC der kilene går ned i og til dels gjennom undre morene.

Langs kantene av kilene er alle de mest finkornige, markerte leirlagene nedbøyde og avbrukket, ofte slik at klumper fra leiren er ført med blant materialet i kilen. Dette fenomen er det vanskelig å få fram på bilder i svart-hvitt, men på bilde (fig. 77) pekes det på en av disse klumpene.

Jeg har gjort en tungmineralanalyse av fraksjonene 0,250 mm, 0,125 mm og 0,065 mm på materialet fra øvre morene og fra kilene av begge typer. Spesielt for den med usortert materiale synes det å være en sammenheng mellom morenematerialet og det fra kilen, prøvene nr. 1 og 2, tabell 5. For den strukturerte kilen (prøve nr. 3) er det ingen sammenheng, men det kan skyldes at det var statistisk sett lite sikkert

materiale som ble benyttet ved analysen. En annen årsak kan det være at når vann her ser ut til å ha vært den transporterende agens, så kan partiklene være flyttet langt før avsetning, dermed kan det ha skjedd en utsortering av de tunge mineraler. I kilen med usortert materiale synes det å være pøst ned i kilen en sammenrotet masse. Det er mye som tyder på at det kan ha samme opprinnelse som morenen over. Ved siden av tungmineralanalysen tyder også steintellingene på det. Tellingen nr. 45 og 46 i tabell 2 viser at anortosittinnholdet ligger på 7 - 9 % i morenen. Noen tilsvarende telling er ikke gjort i kilen, men det kunne sees anortositt i den.

Jeg har her gjort en sammenligning mellom fraksjonene 4 - 8 mm fra morene og kile, og antall anortositter er henholdsvis 1 av 108 stein i morenen og 2 av 70 stein i kilen, altså et prosentinnhold på fra 1 - 3 % anortositt.

Det som er typisk for kilen er at det har vært en markert nedadgående bevegelse som har presset på leirlagene. Dette sees tydelig ved siden av den kilen som er skissert i fig. her er ikke dannelsen av kilen fullført. Men lagene er presset ned og brukket opp, nedbøyningen er fra 5 - 7 cm.

En diskusjon om kilenes dannelse.

I forbindelse med disse kilene og deres dannelse kan årsakene generelt være flere. Den mest vanlig antatte tolkning av kiler av denne typen er at de skyldes frost. Men årsaken kan også være sprekker som skyldes tørke. I følge senere undersøkelser som jeg skal referere til senere er det videre grunn til å anta at kiler kan dannes ved trykkbelastninger av et sediment.

For mitt vedkommende er det av stor viktighet å få klarlagt om de skyldes frost eller ikke. Slik de er beskrevet her i tekst og figurer, og slik de kunne observeres i snittene minnet de svært mye om iskiler dannet ved frost.

Iskiler som frostfenomen ble først beskrevet av Leffingwell (1915), og hans undersøkelser danner grunnlaget for tolkingen av de senere funn. Han beskriver oppsprekkingen i polygoner i permanent frosset jord fra den kalde sonen i Alaska. Disse sprekkeene fylles med vann som fryser, og utvidelsen fortsetter. Det er altså et samspill mellom kontraksjon og frostsprengning. Dimensjonene er fra en fots bredde til flere meter.

I Norge har det også vært undersøkt områder med polygonmark i sonen for sporadisk permafrost (Swensson, 1963). Han har lagt sine undersøkelser til Varangerhalvøya, der han finner polygonmark ved å studere flybilder, vegetasjonen vil avsløre dette polygonmønster. I et grustak finner han en iskile, her går snittet tvers gjennom et polygonmarkområde. Dette viser at det er en tydelig sammenheng mellom polygonene og kiledannelsen. Disse strukturene mener han er fossile, da det ikke har vært permafrost i disse områder så langt han kunne bringe på det rene. Tiden for dannelsen sier han intet om, men de kan muligens dateres ved hjelp av en datering av den torv som ligger i forsenkningen.

Fra Nordfjord beskriver Rye (1966) strukturer som han mener er dannet ved frostpåvirkning. Han nevner spesielt velutviklede strukturer som tolkes som lomme- og rynkejord. Likeledes refererer han til et funn av en kiledannelse som kan være en iskile. Dette stiller han spørsmålstegn ved. Sammenlignet med mine strukturer fra Voss er den ikke så tydelig kileformet, og dimensjonen er vesentlig mindre. Den Rye beskriver er ca. 0,5 meter høy. Materialet er usortert slik som i den ene av de typene jeg beskriver.

Fra Sør-Sverige er det kjent flere funn av iskiler, eller rettere det som er tolket som iskiler. Funnene er gjort sør for de midt-svenske morener fra yngre Dryas. Da de finnes helt nord til området med endemorener, tyder det på at dannelsen har skjedd så sent som i yngre Dryas (Johnsson, 1962).

I sitt store arbeide fra Sør-Sverige nevner Johnsson (1956) for det meste dannelser som kryoturbasjoner, lomme- og rynkejord. Han har bare et par funn av det som kan være iskiler. I senere undersøkelser (1958) nevner han flere funn som han tolker som mer sikre: Disse kilene ligger i sedimenter under moreneavsetninger fra siste breframstøt i området. Kilenes størrelsesorden er vel to meter høye og opptil 5 cm brede. Han nevner også eksempler på kiler som gjennomtrenger horisontale leirlag. I disse leirlagene har det skjedd forstyrrelser og brudd. Om dette sier han at "it is highly probable that the slight tectonic displacements along the edges of the icewedge and in the horizontal clay bed at the base did not depend on ice pressure, but results from fissures caused by frost erosion". Han nevner senere at det må ha vært "real tectonic forces caused by frost". Videre er det beskrevet en kile der materialet er usortert, høyden er halvannen meter og bredden maksimum 40 cm oppe. Den inneholder materiale av samme type som morenen over, og den skjærer gjennom det undre morenelag. Dette sier han at det er første gang av ca. femti iskilefunn at den finnes i morenelag.

I konklusjonen slår han fast at det er sikre iskiler dannet før siste isframstøt, altså mens området var isfritt og det rådde permafrostforhold.

Fra Lund beskriver Gustafsson og Stjernkvist (1966) et funn av en iskile mellom to morenelag. Denne typen tilhører også samme gruppen som jeg beskriver fra tomta med usortert materiale, men størrelsesorden er mindre. Resultatene av steintellinger i kile og sediment viser en klar sammenheng mellom materialtypene. Steinorienteringsanalyse av de to morenelagene viser at de tilhører to forskjellige framstøt. I sedimentene mellom morenene kunne det ikke påvises noe innhold av organisk materiale. Dersom dette er en iskiledannelse, ville det da også rådde permafrostforhold slik at en ikke kunne vente at organisk materiale ville dannes.

Jeg har nevnt disse undersøkelsene såpass grundig fordi de på mange måter er parallelle med mine funn fra Voss. Dog omhandler litteraturen ikke funn av den typen jeg beskriver, der materialet er sortert og danner det vertikallstående mønster.

En annen ting er at en enda ikke med stor sikkerhet kan si at dette alltid er det en forstår med iskiler. I alle tilfeller må en med forsiktighet bruke dem som klima-indikatorer. I den generelle diskusjon om deres dannelses synes Johnson (1959) å være sikker på at hans funn er sikre dannelser. På grunnlag av sine funn og detaljundersøkelser av flere kiler setter han opp følgende kriterier for en ekte iskile:

1. de er V-formet og står vertikalt,
2. de danner et polygonmønster,
3. de viser tegn på å være fylt i ovenfra,
4. de kan settes i forbindelse med deformasjoner i sedimentene langs sidene,
5. hvis steiner med tydelig lengdeakse er til stede i kilen, står de vertikalt.

De kriteriene han setter opp i punktene 1, 3 og 4 stemmer helt overens med mine observasjoner fra Voss. Hvorvidt de ifølge punkt 2 danner et polygonmønster var det ikke mulig for meg å avgjøre, horisontalsnittet var jo dekket av øvre morene. Det eneste horisontalsnitt som finnes har jeg tidligere nevnt under beskrivelsen av den sorterte kile i snittet AB, der den kan følges i bunnen på skrå mot NØ, fig. 25.

Orienteringen av stein med lengdeakse har jeg ikke kunnet observere. Det syntes ikke ved en visuell bedømmelse at det skulle være tilfelle, men for å kunne si noe bestemt måtte en retningsanalyse gjennomføres.

Etter disse kriteriene å dømme skulle det ikke være noe i veien for å tolke mine strukturer som sikre frostfenomen av iskiletype, dannet under permafrostforhold. Men jeg

vil likevel referere til en senere undersøkelse og kritikk av noen av de periglaciale strukturer (Dzulynski o.fl. 1964). Der beskrives det laboratorieforsøk hvor en har fått dannet strukturer som er svært like mange av de periglaciale strukturer. Det er spesielt trykkdeformasjoner og lignende fenomener i grenseskiktet sand/leir som beskrives. Et lag med sand over vannfylt leir vil ikke være i likevektstillstand med hverandre. Kun små belastninger eller forstyrrelser forårsaker deformasjoner i grenseskiktet.

I forbindelse med iskiledannelse sier han "it will be seen that a part of the ice-wedges in the Quaternary deposits, are clastic dykes". Dette forklarer han slik: Hvis det hydrostatiske trykk overskrider det effektive trykk av de overliggende masser, kan den vannfylte sanden presses opp i det overliggende sediment. Det dannes altså årer eller diapirer opp i det overliggende sediment. Det er ikke påvist eksperimentelt at disse årene dannes ved en nedadgående bevegelse, og heller ikke i materiale i andre fraksjoner enn sand/leir.

Et polygonmønster kan dannes ved å riste en vannfylt tank med to lag sediment med forskjellig kornstørrelse. Det viser seg faktisk at likevekten mellom de to sedimentene er mest stabil etter at polygonene er dannet, i denne tilstand vil det vanskelig kunne skje videre omforminger. For å få denne spesielle polygondannelsen må en prinsipielt kreve oppfylt at det ligger et lag av et tyngre sediment over et mer finkornig (mud), og at det er rikelig med vann til stede.

Alle disse undersøkelsene viser at det som i litteraturen tidligere er tolket som resultater av stor frostaktivitet muligens kan ha andre årsaker. Dette betyr videre at "periglaciale strukturer" teoretisk kan dannes under alle klimaforhold og dermed ikke kan brukes som klimaindikatorer eller som basis for stratigrafi. Det må her presiseres at det kun åpnes en mulighet for en tolkning i den retning

som her er skissert. Men én kan fremdeles reservere seg for de tilfeller da materialsammensetning eller forholdene ellers ikke ligger slik til rette som disse laboratorie-forsøkene krever.

Det synes klart for meg at de kilene jeg finner på Voss ikke kan skyldes trykkdeformasjoner eller likevektsforstyrrelser slik som Dzulynski og flere har påvist.

Derimot er sjansene større for at sprekkene kan være dannet ved inntørkning i stedet for frost. En langvarig og intensiv tørkning av et sediment vil forårsake en oppsprekking i overflaten. Dette betinger et relativt tørt klima forut for det isframstøt som har avsatt siste morene. Rent topografisk ligger tomta slik til at i en tørr periode ville uttørkningen skje relativt hurtig fordi grunnvannspeilet synker. Men etter det jeg kan skjønne måtte denne perioden være både langvarig og intens. Dersom en antar at dannelsen har skjedd i sen-glacial tid, er det vanskelig å tenke seg at klimaet over en lengre periode ville være tørt nok til det.

Den tredje mulighet som jeg kunne tenke meg var en oppsprekking på grunn av utglidninger i massene her i dalsiden. Men da ville det vel være rimeligere å vente at sprekkene lå langs bakkens helning og ikke som disse på tvers.

Et annet moment her er hvordan en skal tenke seg at ifyllingen av materialet i sprekkene har skjedd. For de med usorterte sedimenter tenker jeg meg at det er fylt i av samme materiale som det i øvre morene med noen tilførsel fra sideveggene. Dersom bakken var frosset under den siste isens framstøt, kunne en tenke seg at det har skjedd en ifylling samtidig med at isen passerte. Dermed ville det forklare at sedimentene i kilene og morenen er av samme opprinnelse. Imot dette taler det faktum at den andre typen kiler med sortert materiale skjærer gjennom de usorterte og må være dannet etter disse. Dannelsen av de sorterte kilene må også forutsettes å ha skjedd før siste framstøt.

Jeg vil tro at det er mest rimelig å anta at materialfyllingen er skjedd i forbindelse med frysing og tining av grunnen, dels med tilførsel ovenfra, dels fra sidene. Sannsynligvis har kilene da vært åpne uten noen kjerne av is. Selv om is har utvidet kilene etter at de er dannet initialt ved kontraksjon, kan isen ha forsvunnet før materialet fyltes i. Kilen med lagdelt leir/silt som er dannet senere ser ut til å ha vært fylt med is der materialet fylles i når is langs veggene smelter. Det siger da jevnt ned med smeltevann som fører med seg finsortert materiale. Det må her ha vært en rytmisk variasjon i smeltevannsmengden eller vannets hastighet. Dermed får en de vertikaltstående lagene. Så finkornige som sedimentene er, kan ikke den transporterende kapasitet til vannet ha vært særlig stor.

Et forsøk på en tidsangivelse.

På grunnlag av den forutgående beskrivelse og gjennomgåelsen av noe litteratur finner jeg at det er grunnlag for følgende konklusjon:

1. Det har vært isfritt på Voss, i hvertfall der tomta ligger, under dannelsen av kilene.
2. De er dannet etter at det har vært avsatt lakustrine sedimenter i en bredemt innsjø.
3. Etter at kilene ble dannet har det skjedd et breframstøt over disse avsetningene uten at de ble erodert vekk.
4. Det er god grunn til å anta at det er sikre iskiler som er funnet.

Forutsatt at punkt 4 er riktig betyr det at dannelsen må ha skjedd under permafrostforhold med et årsmiddel på mindre enn + 2 grader. Med den klimautvikling som en mener har foregått etter yngre Dryas har det ikke vært noen periode med permafrost av lengre varighet fram til i dag. Konsekvensen av dette er at dannelsen må ha skjedd før yngre Dryas og at Voss må ha vært isfritt før breframstøtet i Ra-tid.

Av dette følger det igjen at øvre morene kan være avsatt under Ra-framstøtet. Av steinorienteringsanalysen nr. i fig. 17 går det fram at orienteringen i øvre morene er mot sydvest fra nordøst. Dette tyder på at breen har beveget seg noe på skrå av dalens lengderetning, som på dette sted er nær N - S. Denne steinorienteringen stemmer godt med det forløp som jeg har vist i diagrammet over skuringsobservasjonene, fig. 19. Jeg har tegnet inn retningsorienteringen i morenene for sammenligningen. Bevegelsen er ikke så mye på tvers at den kan sies å være uavhengig av topografien. Den kan vel mer settes i forbindelse med den fasen da den sydvestlige komponent har begynt å dominere. Og steintellingen i morenen viser at hovedtilførselen kan ha vært fra nordøstlig retning, telling nr. 5 og 6.

Dette forsøket på en tidsangivelse må sies å være nokså hypotetisk i og med at grunnlaget for tolkningen er noe løst fundert på antakelsen om det er permafroststrukturer. Derfor vil jeg ikke gjøre dette med tidsangivelsen til noe hovedpunkt i denne sammenheng. Jeg ønsker mer å referere til en mulig tolkning som i alle tilfelle ville være den mest interessante. Jeg kan ikke komme noe nærmere med de foreliggende data, videre undersøkelser regionalt og flere funn av tilsvarende fenomener kan gi et mer fyldestgjørende svar.

En ødometeranalyse benyttet til et forsøk på å måle isens sannsynlige tykkelse.

For om mulig å få et begrep om tykkelsen av den isen som sist gikk over lokaliteten ved hustomta kan en måle prekonsolideringen av leiren under øverste morenen.

Definisjonen på prekonsolidering er (Terzaghi & Peck, 1948): "Et finkornig sediment (leire, silt) er prekonsolidert hvis det noen gang har vært utsatt for et trykk som er større enn det nåværende trykk av de overliggende jordmasser". Den midlertidige økning av trykket kan skyldes:

1. Vekt av jordmasser som senere er erodert vekk.
2. Vekt av is som senere har smeltet bort.
3. Uttørkning som skyldes midlertidig senkning av grunnvannspeilet.

Når det gjelder punkt 3, så viser det seg at uttørkning er en mekanisk ekvivalent til konsolidering under trykk.

Med samme problemstilling som min har Dücker (1951) gjort en undersøkelse i Tyskland, der det ved hjelp av noen ødometeranalyser er funnet at isen som har gått over de undersøkte sedimenter må ha vært fra 350 til 900 meter tykk. Analysene er gjort på finkornige sedimenter under morene. Dücker refererer også til en undersøkelse på kiselgur fra Lüneburger Heide, der mektigheten for istungen i Warthestadiet på dette sted har vært 50 - 100 meter.

På samme måte har Harrison (1958) gjort undersøkelser for å finne istykkelsen under fire oscillasjoner "of the Wisconsin continental ice-margin". På grunnlag av en serie ødometermålinger på finkornige sedimenter (silt) under morene har han kartlagt den tredimensjonale utbredelse av en istunge.

Målingene utføres i et ødometer som er et forholdsvis enkelt apparat. Det bygger i prinsippet på teorier og metoder som ble utviklet av Casagrande og andre før krigen, (Lundgren & Brinch Hansen, 1965). Med stor velvilje fra Materialprøveanstalten i Bergen fikk jeg anledning til å benytte deres ødometer. Jeg vil i denne forbindelse takke tekniker Flaate som var så velvillig å hjelpe til med gjennomføringen av forsøket etter de standardforskrifter som Geoteknisk Institutt i Oslo benytter.

I hustomta lå forholdene vel til rette for å finne materiale som kunne benyttes til ødometeranalysen. Det kreves at sedimentet må være finkornig, helst leire/silt. Jeg benyttet en prøve fra det markerte leirlaget som kunne følges rundt det meste av snittflatene. Dette leirlaget ligger under øvre morene og skulle derfor være prekonsolidert mer enn trykket av de overliggende sedimenter.

Jeg grov først inn vel 30 cm fra overflaten i snittveggen AB, 9 meter fra A, hvor det ble tatt ut en passende klump leire. For en ødometeranalyse trengs det en plate som er 2 cm tykk og ca. 3,5 cm i diameter. Når det gjelder selve prøvetakingen, så er det av stor betydning å ta en prøve som er naturfuktig, slik at det ikke kan sies å ha skjedd noen vesentlig uttørkning. Dessuten må prøven holdes hermetisk lukket for at det ikke skal fordampe vann fra den før ødometeranalysen gjennomføres. Jeg tok derfor et ganske stort stykke av leiren og pakket det hele inn i plast. Prøven ble deretter oppbevart i kjøleskap fram til analysen. Dessverre ble den liggende fra begynnelsen av september til ut i januar før forsøket ble gjennomført.

Da prøven ble åpnet, syntes det ikke å ha skjedd noen vesentlig fordampning, særlig ikke i de sentrale deler. En måling av vanninnholdet i den prøven som ble benyttet viste at det var 19,8 % vann. Dette tallet ligger bare noe lavere enn de tall som oppgis for en overkonsolidert leire (Norges Geotekniske Institutt, 1956, Janbu o.fl.)

Slike feilkilder som dette kan en unngå ved en raskere gjennomføring av forsøket. Helst skulle prøven føres inn i ødometerringen i felten, og overflatene vokses. Så snart en kom i laboratoriet skulle så målingene påbegynnes.

Til analysen ble det i dette tilfellet benyttet sentrale deler av leirklumpen, og materialet ble ført mest mulig uforstyrret inn i ødometerringen, som er av stål. Det vil, som rimelig kan være, oppstå en del forstyrrelser langs kantene under dette. Dette vil i noen grad forårsake feil i resultatene, uten at jeg kan si hvor stor rolle feilen spiller. Etter at leiren er ført inn i ødometerringen jevnes endeflatene ut, og over og under blir det lagt porøse steiner slik at vann som presses ut av prøven kan dreneres vekk. Jeg har tegnet en prinsippskisse av prøven og ødometerringen etter Dücker (1951), fig. 30.

Alle ødometer bygger i prinsippet på samme grunnlag: Prøven i ødometerringen utsettes for en trinnvis belastningsøkning. Etter som belastningen øker er det mulig å avlese nedpressingen av prøven til forskjellige tider, 15 sek., 30 sek., 1 min., 2 min., 3 min., 8 min., o.s.v. etter start. Belastningstrinnene går fra 1,25 - 200,0 t/m². Resultatene av avlesningene stilles opp i et tidssetningsdiagram, fig. 34. Den horisontale aksene, tidsaksen, har en logaritmisk skala. Den vertikale aksene angir setningen i millimeter. Origo representerer da prøven i ødometeret uten noen nedpressning. Avlesningen for hvert lasttrinn er foretatt til det punkt da prøven ikke synes å nedpresses vesentlig mer, det vil si til den såkalte primærsetning tar slutt og en er kommet over i den del av kurven som skyldes sekundærsetningene.

Det en her legger merke til er at leirprøven som hadde en høyde på 20 mm kun ble presset ned ca. 1,2 mm ved en trykkbelastning på 200 t/m². Dette bekrefter det inntrykket en får i felten at leiren er meget hard.

På grunnlag av tidssetningsdiagrammet i fig. 34 er det satt opp en tabell over belastningen og poretalet for hvert trinn (tabell 9). Poretalet har jeg definert (side 61) etter Terzaghi & Peck (1948). Jo mer prøven sammentrykkes, desto mindre skulle poretalet bli. Denne sammenhengen blir så framstilt i en ødometerkurve (e - log p kurve), der poretalet e måles langs den vertikale akse og belastningen p langs den horisontale. Den siste har en logaritmisk skala. På grunnlag av ødometerkurven kan så sluttmålingene gjøres.

For å få en bakgrunn for tolkningen av kurven må jeg først skissere noe av teorien som ligger til grunn. Etter Lundgren og Brinch Hansen (1965) har jeg skissert utviklingen av ødometerkurven ved gjentatt konsolidering av en leire, fig. 32. Den første del av kurven, stamkurven, er merket I og viser kurvens form ved jevnt økende belastning ved en økende sedimentmengde over leiren. Denne belastning når et visst maximum i punkt A. Så fjernes noe av trykket, f.eks. ved fjerning av en del av de overliggende masser, eller ved at is forsvinner. Belastnings-/poretallskurven følger da den såkalte avlastningskurve, merket II. Ved en fornyet belastning av leiren følger ødometerkurven den delen som er merket III, gjenbelastningskurven. Når gjenbelastningen nærmer seg den forutgående belastnings maximum i A, gjør den et markert knekk og følger forlengelsen av stamkurven. På en måte kan en si det slik at den fortsetter der stamkurven sluttet.

Hvis vi tenker oss at stamkurven I har nådd sitt maximum ved at is av en viss tykkelse har gått over og isen så forsvinner, vil det være mulig å finne denne maximale belastning. Prinsippet er da at prøven gjenbelastes i et ødometer, slik at nedpresningen kan avleses og ødometerkurvene tegnes opp. Ved en spesiell geometrisk metode, først beskrevet av Casagrande (Lundgren og Brinch Hansen, 1965) og skissert i fig. 33 er det mulig å få en tilnærmet verdi for den maximale prekonsolidering.

Den ødometerkurven som kan tegnes opp på grunnlag av forsøket kan også sammenlignes med de kurver en vanligvis får for de forskjellige sedimenttyper. Forutsetningen for en slik sammenligning er at det benyttes samme målestokk langs begge aksene for de to kurver. Publikasjon nr. 16 fra Norges Geotekniske Institutt (1956) inneholder leir og en tørrskorpeleir, fig. 31.

Ser en på ødometerkurven som jeg har tegnet opp på grunnlag av forsøket, fig. 35 viser ikke den noe markert knekkpunkt. Årsaken til dette kan være:

1. Knekkpunktet for ødometerkurven ligger ved høyere belastning enn 200 t/m^2 .
2. Det er en tørrskorpeleir, jfr. standardkurven.

Når det gjelder punkt 1, så ville det være tilfelle dersom prekonsolideringen var høyere enn belastning som ødometeret kan tåle. Prøven av leiren ble tatt ca. 2 meter under overflaten, derfor ville den på dette sted ha hatt en overliggende masse som tilsvarende $5,4 \text{ t/m}^2$ dersom egenvekten settes til 2,7. Dette må trekkes fra i avlesningen. Hvis en regner isens egenvekt til 0,9, vil den maximale tykkelse av is som kan avleses ligge rundt 100 meter. På grunn av at skalaen for belastningstrinnene er logaritmisk vil det i praksis være vanskelig å bestemme noe knekkpunkt lenger ute på kurven. Hvis punkt 1 er riktig, vil dette altså si at belastningen minimum må ha tilsvart vekten av en is som har vært 100 meter tykk. Dette er ikke på noen måte urimelig, tykkelsen må ventes å være adskillig større enn dette.

Punkt 2: Slik lokaliteten ligger på en framstående rygg, er det mulig at det kan ha vært en kortere eller lengre uttørkning som har forårsaket en midlertidig senkning av grunnvannspeilet. De tørreste klimaperioder i post-glacial tid var Boreal og Sub-boreal (Hafsten, 1960). Kun en midlertidig senkning av grunnvannspeilet i løpet av disse perioder ville være nok til at ødometerkurven fikk samme forløp som for tørrskorpeleiren.

Konklusjonen på grunnlag av mine resultater må bli at med de opplysninger som foreligger kan det ikke avgjøres bestemt om det ene eller det andre er rett. Det som positivt kan sies er at denne metoden kan benyttes, og i noen tilfeller være til stor hjelp for tolkningen av visse problemer. Men da måtte en helst benytte seg av ødometre med større kapasitet, slik at knekkpunktet for en sterkt overkonsolidert leire kommer med på kurven. Belastningen måtte kunne gå opp til 500 - 1000 t/m².

Områdets geomorfologi - en oversikt.

De geomorfologiske forhold mellom Sogn og Hardanger, over Voss, er særdeles interessante. Dette området har da også vært gjenstand for nokså grundige undersøkelser tidligere.

Reusch (1900) har i sin avhandling blant annet studert områdene Nærøydalen - Stalheim - Oppheim - Vinje. Hele dreneringsmønsteret her tyder på at Nærøydalen tilhørte et dreneringssystem med helning mot SV. Bunnen av den flate, vide dalen i vestenden av Oppheimsvann regner han til den palæiske overflate fra tertiær og eldre tid. Ifølge hans skissemessige oversikt over den palæiske overflate regner han også områdene fram mot Lønevatn og fjellstrøkene rundt dalføret Voss - Evanger til denne flate. Selve Vossedalføret og Raundalen tilhører da en yngre erosjonssyklus.

I et senere arbeide har Reusch (1905) beskrevet de geomorfologiske forhold rundt Voss mer inngående. Her sier han at "i modsætning til den palæiske overflade staar nydannede dale indsunkne i den ældre overflade og endendemed steile daltrinn." Som eksempel på dette nevner han Stalheim og Skjervet. Om Evangerdalen sier han at den "gjør nærmest indtryk af at være en palæisk dal, hvori er nedsunket en nyere snæver og dyb dal (3-500 m)." Gjennombruddet i Evangerdalen starter så erosjonen i Vossebassenget, som snart vides sterkt ut på grunn av at erosjonen når ned i den underliggende fyllitt. I sidedalene til Evangerdalen mener han at en ikke noe sted kan finne at den tilbake-skridende erosjon er stanset opp. Dette kan skyldes at isen har utvisket dalendene.

Videre omtaler han Bordalen og dens eldre, vide U-dal og den yngre canyon. Han mener at elven ikke har gravet sentralt i den gamle dalen, men nærmest dens østside. Gårdene Rokne (J-6) og Mølster (I-5) ligger på terrasseformede avsatsar 2-300 m o.h. og markerer muligens gamle erosjonsnivåer.

Ahlmann (1919) er i hovedtrekkene enig med Reusch's oppfatning av de forskjellige dalgenerasjoner i Raundalen, Bordalen og Evangerdalen. Men hans undersøkelser har gitt grunn til en mer detaljert oppdeling av den geomorfologiske utviklingen. Han deler i alt inn i fire generasjoner, A-, B-, C- og D-generasjonen. Den øvre og eldste er A-generasjonen, som finnes som dalskuldre i Raundalen. Den tilhører muligens den palæiske topografi. Det har ikke vært mulig for ham å finne spor etter den over større områder.

Den yngre generasjonen (B-) ligger i en høyde ca. 250 m o.h., og den korresponderer med Reusch's gamle dalbunn. Dette nivå kuttet brått av det dypere Vossebassenget, slik at det er hengende med rundt 200 m i forhold til Vangsvatnet. Den dype kløften som skjærer seg ned i dette nivå tilhører etter Ahlmanns oppfatning C-generasjonen, og dens yngste og trangeste del danner kanskje en D-generasjon. Den siste mener han da kan være postglacial.

Den eldre, U-formede dal i Bordalen, 230 m o.h., og den vide, øvre del av Evangerdalen (170 m o.h.) tilhører B-generasjonen. Ahlmann mener at denne syklus starter med den tertiære landhevning. Hva angår C-generasjonen mener han at det er to muligheter:

1. En ny generasjon begynte ved et gjennombrudd i Evangerdalen. Dette kan ha skjedd preglacialt eller interglacialt.
2. Glacial overfordypning i Vossebassenget ga en lokal senkning av erosjonsnivået. Samtidig eller umiddelbart etterpå skjedde gjennombruddet i Evangerdalen.

Han sier at den siste teorien er mest sannsynlig fordi Vossebassenget var et glacialt confluensbasseng under hele nedisningen. De hengende dalene vitner også om denne glaciale overfordypning.

Ramsdal (1956) har konsentrert sine undersøkelser til Bordalen. Her sier han det ikke er mulig å finne isskuring i selve gjelet. Ved å forlengge et lengdeprofil fra Jerald (J-8), som han mener ligger i høyde med B-generasjonens nivå, finner han at en kan anta en postglacial erosjon på ca. 100 meter i gjelet. De nederste 25 - 30 m av gjelet er såpass smalt og bratt at det ikke kan skyldes annet enn en ren postglacial erosjon.

Jeg har ikke drevet noen særlig omfattende undersøkelse av geomorfologien. Det ville føre for langt å gå så grundig inn på problemene at det kunne tilføres noe nytt i forhold til det som allerede er kjent. Det beste resultat ville en vel oppnå ved å ta for seg hele området med en detaljert oppmåling av det gamle dalsystem og prøve å sette det inn i en større sammenheng. Jeg har likevel tegnet noen profiler for å antyde noen av de muligheter som ligger i det bedre kartmateriale som nå er tilgjengelig.

Profilene i fig. 36a er alle tegnet fra ytre deler av Bordalen, det vil se fra der Tessjolo (J-7) munner ut i Bordalselvi og til dalens munning. Litt nord for Tessjolo begynner nedskjæringen av Bordalsgjelet i den åpne, vide dal. Det er bare i de ytre deler at de to dalgenerasjoner er tydeligst, se bildet fig. 54. Nå måoen her ta i betraktning at det nokså tykke dekket av bunnmorene forsterker inntrykket av en tydelig U-formet dal. Helt fram mot gjelet er vel morenens mektighet 15 - 20 meter. Men selv om disse massene fjernes, er det likevel to tydelige dalgenerasjoner.

Dalskuldrene i Bordalen ligger i en høyde på fra 375 - 400 m o.h. fallende til 225 - 250 m o.h. ut mot Vangsvatnet. I munningen er riktignok ikke dalskuldrene så tydelige som lenger inne, men selve gjelet er godt markert (profilene B VI og B VII, fig. 36a). Gjelets nedskjæring i fast fjell er størst i munningen, idet det her er ca. 100 meter dypt.

Det bærer alle preg av å være dannet ved fluvial erosjon. Ikke noen steder i sideveggene kan det sees spor etter glacial erosjon. Dette stemmer også med Ramsdals observasjoner (1956). I munningen av gjelet er det flere halve jettegryter i veggene.

Slik jeg tolker avsmeltningen i Vosseområdet, forsvinner isen fra Bordalen før noen kraftig subglacial drenering begynner. Jeg antar derfor at gjelet ikke eroderes vesentlig av smeltevann under isen. Det må da skyldes en subaeril fluvial erosjon. Det er i hele sin lengde dannet i fyllitten som er lett eroderbar.

Finner en så rester etter dette eldre dalsystem lenger ute? Rundt selve Vangsvatnet er det vanskelig å finne spor etter dalhyller eller avsatter som kan parallelliseres. Det eneste er fremspringet som Mølster (I-5) og Store Ringheim (I-5) ligger på, fig. 78. Høyden her er 150 - 175 m o.h. og berggrunnen er fyllitt, så det skulle ikke være bergartsbettinget.

Andre steder rundt vannet er alle spor utvisket, sannsynligvis ved den glaciale erosjon. Men ved utløpet av Vangsvatnet finner en igjen spor etter de to dalgenerasjoner, dette går tydelig fram av bildet, fig. 39. Jeg har tegnet et tverrprofil her, profil I, fig. 36b, og det viser at den gamle dalbunnen har ligget i en høyde på 125 - 175 m o.h. Og dette nivå passer bra inn med høydene i Bordalen.

Elven Vosso går mellom Vangsvatnet og Seimsvatnet (F-5) i et gjel med steile vegger. Bredden er 30 - 50 meter og dybden 20 - 25 meter. Det kan heller ikke her sees spor etter glacial erosjon i veggene. Tenker en seg Vossebassenget som et glacialt, overfordypet confluence-basseng, må isen her ha passert en rygg som har stengt vannet i en høyde ca. 60 m o.h. Så har isen fortsatt ut Evangerdalen som viser spor etter glacial erosjon, også i bunnen av dalen. Ned-

skjæringen de siste 25 metrene til i høyde med Vangsvatnets nåværende nivå (46 m o.h.) skulle da være betinget av en fluvial erosjon. Slik jeg har tolket dette, må den være fra sen- og postglacial tid. Sannsynligvis er den betinget av noe subglacial erosjon, da det er mye som tyder på at det var en del smeltevannsdrenering denne vei før isen forsvant. Også her er terskelen i fyllitt, slik at nedskjæringen skulle gå nokså lett.

Denne erosjonen senket altså Vangsvatnet ca. 25 meter, det skulle bety en tilsvarende nedskjæring i Bordalsgjelet når erosjonsbasis ble senket. Ved andre metoder mener Ramsdal (1956) at den postglaciale erosjon i Bordalsgjelet er 20-30 meter.

Lenger ute i Evangerdalen er forholdet mellom den eldre, vide dal og den yngre, trange dal nokså tydelig, se bildet, fig. 80. Men her er den yngste generasjon betinget av ^{er}glacial erosjon sammen med den fluviale, den siste/muligens av liten betydning. Dalskuldrene har en høyde på 200 - 250 m o.h. Vest for Evanger er det også mulig å finne spor etter disse dalskuldre, her skjærer fjorden seg inn i fjellmassivet med steile sider, fig. 81.

Reusch (1905) sier at han ikke noen steder i sidedalene til Evangerdalen finner dalender der den tilbakeskridende erosjon er stanset opp. Men ser en f.eks. på Teigdalen, ender den i en bratt vegg i Rapadalen (E-1). De mindre sidedalene, så som opp fra Saghaug (E-5) langs Sagelvi, er det en typisk forbindelsesdal som ender nokså bratt. Bildet, fig. 82 er tatt inn mot det dalføret Torfinno (E-5) renner i. Den siste delen ned mot Evangerdalen er også her en forbindelsesdal mellom den åpne, gamle dal og bunnen av den yngste.

Sammenfatning og konklusjon.

Alle mine undersøkelser i området rundt Vossebassenget og umiddelbart vest for dette tyder på at det under nedisningen har vært følgende tre stadier:

1. Under maximum nedisning beveget isen seg i det vesentlige rett mot vest.
2. Etter at nedsmeltningen begynte ble istilførselen bestemt av et akkumulasjonsområde i fjellstrøkene NV for Voss (Stølsheimen).
3. Siste fase er et dalbrestadium med utløpere over Voss - Granvin og Voss - Evanger med tilførsel fra sidedalene (Teigdalen, Dyrvodalen).

Dalbrestadiet utgjør ikke noe kraftig fremstøt der det dannes tydelige side- og endemorener. Den eneste sikre randavsetning jeg kan finne er den ved Bolstadøyri. Men senere kan det også ha vært stans i tilbakesmeltingen uten at det har gitt tydelige randavsetninger.

I dalbrestadiet begynner en kraftig subglacial drenering over Skjervet mot Hardanger, først noe senere drenerer smeltevannet mot Evanger. Voss blir relativt tidlig isfritt. Isen smelter først tilbake fra Granvin mot Voss, så forsvinner den i Evangerdalen. Dette fordi en må anta at Hardangerfjorden blir isfri før Osterfjorden - Bolstadfjorden. Dessuten ligger Evangerdalen nærmere nedisningssenteret, slik at isen her er mektigere.

Havet trenger så inn forbi Evanger og til Voss, der jeg antar at marin grense er 97 m o.h. Bømoen var sannsynligvis isfri samtidig med dette. Det er mulig at isen lå og stengte i Lønevatndalføret, slik at havet her trengte inn senere. Det var i så fall en stans i tilbakesmeltingen etter at isen forsvant fra Vossebassenget.

Det som er vanskeligst å få noe begrep om er tidfestingen av de forskjellige begivenheter. Dateringer som er gjort på skjell i morene rundt Bergen (H. Høltedahl, 1964) tyder på at isframstøtet i Ra-tid gikk over disse lokaliteter. Isen i Vosseområdet måtte på dette tidspunkt være nokså mektig. Samtidig viser pollendateringer fra Bømoen at det kan ha vært isfritt her allerede i Preboreal. Er det riktig, må tilbakesmeltingen ha skjedd meget fort. Dersom isen i Hardangerfjorden bryter opp og forsvinner raskt, er det kanskje ingen umulighet. Anundsens undersøkelser (1964) tyder på at isen ble borte ved Bu innerst i Hardangerfjorden allerede i Preboreal.

Men det som da blir det store spørsmål er om kilene i hus-tomta skyldes permafrost eller ikke. Hvis det er permafrost-fenomener, må de ha vært dannet før Ra-tid. Morenen over kilene tyder på at det var et nokså kraftig isframstøt etter at de ble dannet. Likeledes må ^{det} da ha vært isfritt på Voss før dette framstøtet. Kan så isen ha trukket seg så langt tilbake som inn til Voss før Yngre Dryas? Dette er det umulig å svare på ut fra de foreliggende opplysninger. Men det trenger ikke nødvendigvis å være noen umulighet at det har skjedd. Dersom isen smeltet raskt tilbake etter Ra-tid, kan den også ha gjort det i Allerød.

LITTERATURLISTE.

- AHLMANN, H. W:son, 1919. Geomorphological studies in Norway: Geogr. Ann. 1, Stockh.
- ANUNDSSEN, K., 1964. Kwartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser i Simadalen, Eidfjord, Måbødalen, Hjelmo-dalen og tilstøtende fjellområder: Upubl. Hovedoppgave, Universitetet i Bergen.
- BERGERSEN, O. F., 1964. Løsmateriale og isavsmeltingen i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal: Norges geol. unders. 228.
- BJØRLYKKE, K. O., 1905. Det centrale Norges fjeldbygning: Norges geol. unders. 39.
- BRØGGER, W. C., 1893. Lagfølgen på Hardangervidda: Norges geol. unders. 11.
- BUTRYM, J., CEGLA, J., DZULYNSKI, S., NAKONIECZNY, S., 1964. New interpretation of "periglacial structures" : Folia Quaternaria, Krakow.
- DUCKER, A., 1951. Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises: Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, heft 20, s.3 - 14.
- GUSTAFSSON, O. och STJERNKVIST, S., 1966. Några iakttagelser i en moranskarning i Lund: Geol. Foren. Forh. 87, no 523, s.431 - 440. Stockh.
- HAFSTEN, U., 1960. Pollen-analytic investigations in South Norway: Norges geol. unders. 208.
- HARRISON, W., 1958. Marginal Zones of Vanished Glaciers Reconstructed from the Preconsolidation- Pressure Values of Overriden Silts: Journ. of Geol. 66, pp. 72 - 95
- HOLMES, C. D., 1941. Till Fabric: Bull. of the Geol. Soc. of America. 52, pp. 1299 - 1354.
- HOLMSEN, G., 1951. Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart: Norges geol. unders. 176.

- HOLTEDAHL, O., 1960. Geology of Norway: Norges geol. unders. 208
- HOLTEDAHL, H., 1955. On the Norwegian Continental Terrace, primarily outside Møre - Romsdal: its Geomorphology and sediments: Bergen Mus. Årb. 14, Nat. vit. rekke.
- 1964. An Allerød fauna at Os, near Bergen, Norway: Norsk Geol Tidsskr. 44, part 3.
- JANBU, N., BJERRUM, L. og KJÆRNSLI, B., 1956. Veiledning ved løsning av fundamenteringsoppgaver: Norges Geot. Inst. publ.16.
- JOHANSSON, G., 1956. Glacialmorfologiska studier i Södra Sverige: Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst. 30.
- 1958. Submoraine Icewedges in Western Scania: Geol. Foren. Forh. 80, no 494, pp 33 - 339.
- 1959. True and false ice-wedges in Southern Sweden: Geogr. Ann. 41.
- 1962. Periglacial Phenomena in Southern Sweden: Geogr. Ann. 44.
- KLOVNING, I., 1963. Kwartærgeologiske studier i Flåmsdalen og omkringliggende fjellområder: Unpubl. Hovedoppgave, Universitetet i Bergen.
- KOLDERUP, C. F., 1907. Bergensfeltet og tilstøtende trakter i sen-glacial og post-glacial tid: Bergen Mus. Årb. 14.
- KOLDERUP, N. H., 1931. Oversikt over den kaledonske fjellkjede på Vestlandet: Bergen Mus. Årb. 1, Nat.vit.rekke.
- KRUMBEIN, W. C. & PETTIJOHN, F. J., 1938. Manual of Sedimentary Petrography: New York.
- KVALE, A., 1960. The Nappe Area of the Caledonides in Western Norway: Guide to excursions no A7 and no C4.
- LEFFINGWELL, De K., 1915. Ground Ice Wedges: Journ. of Geol. 23, pp. 635 - 654.
- LUNDGREN, H. & BRINCH HANSEN, J., 1965. Geoteknikk: Kbhavn.
- MAGNUSSON, N. H., LUNDQVIST, G. & REGNELL, G., 1963. Sveriges geologi: Stockh.
- MANGERUD, J., 1965. Dal-fyllinger i noen sidedaler til Gudbrandsdalen: Norges geol. unders. 45.

- MEADE, R. H., 1962. Relation of pore volume of silty sediments to overburden load, particle size and sorting: Geol. Survey prof. papers 450 - E.
- 1966. Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands: Journ of Sedimentary Petrology 36, no 4.
- MÆLAND, P. J., 1963. Kwartærgeologiske studier i området mellom Granvin og Voss: Upubl. Hovedoppgave, Universitetet i Bergen.
- PETTIJOHN, F. J., 1948. Sedimentary Rocks: New York.
- RAMSDAL, O., 1956. Geologiske og geomorfologiske undersøkingar i Bordalen, Voss: Upubl. Hovedoppgave, Universitetet i Bergen.
- RAPP, A., 1960. Recent development of Mountain Slopes in Karkevagge and Surroundings, Northern Sweden: Geogr. Ann. XLII.
- REUSCH, H. 1901. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til: Norges geol. unders. 32.
- 1905. Voss: Norges geol. unders. 40.
- RYE, N., 1966. Permafroststrukturer i Fjordane, Vest Norge: Norsk Geol. Tidsskr. 46.
- SELMER OLSEN, R., 1954. Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet: Norges geol. unders. 186
- SIMONSEN, A., 1963. Kwartærgeologiske undersøkelser i Indre Hardanger: Upubl. Hovedoppgave, Universitetet i Bergen.
- SVENSSON, H., 1963. Tundra polygons: Norges geol. unders. 223.
- TERZAGHI, K. & PECK, R. B., 1948. Soil mechanics in engineering practice: New York.
- UNDÅS, I., 1964. When were the heads of the Hardangerfjord and the Sognefjord ice-free?: Norsk Geogr. Tidsskr. 19

VOIGT, E., 1949. Die Anwendung der Lackfilm-Methode bei
der Bergung Geologische und Bodenkundliche
Profile: Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg. 19.