

4.10.74 *Eivind Sönstegaard*
dato underskrift

U. B. BERGEN
Ms. Rh 888 1.

KVARTÆRSTRATIGRAFISKE UNDERSÖKELSER I OS, HORDALAND.

av

Eivind Sönstegaard

Del I - Tekstbind med tabeller

Vedlagt: Del II - Illustrasjonsbind
Del III - EDB-utskrift av korn-
fordelingsanalysene

Hovedfagsoppgave i
kvartærgeologi og geomorfologi ved
Geologisk Institutt, avd. B
Universitetet i Bergen

Hösten 1974

FORORD

Etter samråd med veileder begynte jeg de kvartærgeologiske undersøkelser i Os sommeren 1971. Da isavsmeltingsforløpet i store trekk er kjent fra før, var planen allerede fra begynnelsen av å foreta en mer detaljert undersøkelse av sedimentene, samt utarbeide et kvartærgeologisk kart over området. Foruten en del større glasifluviale avsetninger måtte siltsedimentene i Banktjörn-Flåtenområdet vies spesiell oppmerksomhet. Etter hvert har mesteparten av tiden gått med til laboratiemessig bearbeidelse av materialet herfra.

Førsteamanuensis dr. philos. Jan Mangerud har gitt god og inspirerende veiledning. Mangerud, som selv har gjort kvartærgeologiske feltundersøkelser i Os, har vært med på flere turer i feltet, og har hele tiden vist stor interesse for arbeidet. Han har også lest gjennom og kommentert deler av manuskriptet.

De stratigrafiske og sedimentologiske undersøkelser i Banktjörn er basert på til sammen ca. 70 m kjernemateriale som er tatt med 54-mm stempelprøvetaker. Boringene er utført med assistanse av konstruktorene Kjell Sögnen, Jon Sæbö og Harry Isaksen, Cand. real. Asbjörn Rune Aa og cand. mag. Kåre Skår. Instituttet har, foruten mannskap, også stilt bil og borutstyr til disposisjon.

Den øverste meteren av sedimentene i bunn av Banktjörn ble hentet opp av to dykkere fra Studentenes Undervannsklubb Bergen.

Cand. mag. Jon Inderhaug, som de siste årene har foretatt berggrunnsgeologiske undersøkelser i Os, har sett på noe av det innsamlete steinmaterialet og gitt geologiske informasjoner som har vært av avgjørende betydning for tolkingen av dette.

Konservator Dagfinn Moe, stipendiat Peter Emil Kaland og vitenskapelig assistent Jan Berge ved Botanisk Museum

har vært til stor hjelp under arbeidet med pollenanalysen, først i opplæringsfasen og senere ved mer spesielle identifikasjonsproblemer.

Geoteam A/S, VIAK, Os kommune og Materialprøveanstalten/Bergen Tekniske Skole har lånt ut rapporter fra forskjellige grunnundersøkelser. Disse er blant annet benyttet ved konstruksjonen av isopakketet. Av Os kommune har jeg dessuten vederlagsfritt fått det jeg har hatt bruk for av økonomiske karter i målestokk 1:5000 og 1:10 000.

Cand. real. Kristian Bjerkli har foretatt noen mineralbestemmelser i kjernematerialet fra Banktjörn. Stipendiat Reidar Lövlie har gjort de termomagnetiske analysene og noen av de magnetiske susceptibilitetsmålingene, og cand. real. Per B. Wikander har sett på en del av skjellmaterialet.

Preparant Johan Lund har gitt mange nyttige råd for arbeidet på laboratoriet, ikke minst i forbindelse med pollenprepareringen. Rentegning og fotografering av pollen-diagrammene er gjort av Ellen Irgens og Masaoki Adachi.

Feltarbeidet er utført med økonomisk støtte fra Norges almenvitenskapelige forskningsråd og Universitetet i Bergen.

Foruten de personer som allerede er nevnt har daglige samtaler med andre ansatte og medstudenter ved Instituttet vært av stor betydning i arbeidet med oppgaven.

Til alle disse vil jeg rette en hjertelig takk.

INNHOLD

INNLEDNING.....	1
BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT.....	4
TOPOGRAFI.....	7
 LÖSAVSETNINGER	
Kvartærgeologisk kart.....	9
Isopakk-kart.....	10
Steintellinger.....	11
Glasigene sedimenter.....	12
Morene.....	13
Vest for Osöyra: Mobergstölen (13), Indre Moberg (13), Midtskogveien (14), Lik- brekka (14).	
Öst for Osöyra: Bö (15), Lurane (16), Pleie- hjemmet (17), Troppabakken (18).	
Nord for Osöyra: Utløpet av Sponga (19), Banktjörn (20).	
Glasifluvialt materiale.....	21
Ulven.....	21
Glasitektonikk (22), Terrassens dannelse (23).	
Vaksinen.....	24
Kuventre.....	26
Kolskogen.....	29
Strukturer (29), Strukturenes dan- nelse (34), Avsetningens og struk- turenes alder (38)	
Andre glasifluviale avsetninger.....	40
Hetlefloten (40), Ulvenskiftet (41), Tyssdalkryssset (41), Tyssdal (41), Kuvenbakken (41), Hjelle (42).	
Glasimarine sedimenter.....	42
Diskusjon og konklusjon.....	44
 SEDIMENTENE PÅ FLÅTEN OG I BANKTJÖRN	
Innledning.....	48
Sedimentene på Flåten.....	49
Morfologi.....	49

Beskrivelse av noen snitt.....	51
Fagerheim.....	51
Varhaugen.....	52
Myrvollen.....	52
Deformasjonsstrukturer (53), Tolking av strukturene (55).	
Idrettsveien.....	58
Gymnasveien.....	59
Myr 3 ⁴	59
Sammenfatning og konklusjon.....	60
Sedimentene i Banktjörn.....	62
Prövetaking.....	63
Beskrivelse av kjernene.....	65
Stratigrafi.....	65
Graderte lag.....	68
Kornfordeling.....	74
Glödetap.....	76
Geotekniske analyser.....	81
Svarte lamina.....	83
Magnetiske susceptibilitetsmålinger.....	88
Pollenanalyse.....	90
Borlokalitetene - fra et pollenanalytisk synspunkt.....	90
Preparering.....	93
HF-metoden (93), Bromoform-metoden (94)	
Analyse.....	95
Konstruksjon av diagrammene.....	96
Pollensoner og vegetasjonsutvikling.....	98
NAP-sone (98), Betula-NAP-sone (98), Corylus-sone (99), Alnus-sone (100).	
Kronostratigrafi.....	102
Akvatiske mikrofossiler.....	103
Marine fossiler (104), Lakustrine fossiler (105).	
Banktjörns terskelhøyde ved isolasjonen.....	106
Sedimentasjonshastighet.....	107
Volumberegninger av sedimenttypene og tid- festing av ravinedannelsen.....	110
Oversikt over den sedimentologiske utvikling i Banktjörn.....	114
SAMMENDRAG.....	117
TABELLER.....	120
LITTERATUR.....	150

INNLEDNING

Totalt sett er Bergenshalvöya meget fattig på lösmaterial. I det kartlagte området (Fig. 1) er det imidlertid flere relativt store glasifluviale akkumulasjoner og marine avsetninger (Pl. 1). Disse materialtypene kan følges opp til den marine grense. Over denne mangler de glasigene sedimentene nesten fullstendig. Her er fjellgrunnen delvis dekket av lynghumus, samt forvittringsjord i soner med bergarter som forvittrer lett.

De eldste undersøkelsene bestod vesentlig i terrasse- og strandlinjemålinger (Rekstad 1905, Kaldhol 1941). C. F. Kolderup (1908) beskriver også flere skjellokaliteter hvorav den høyestliggende på 40 m o.h. er i morene. Isfremstöt over eldre sedimenter på Os er beskrevet av Reusch (1916), H. Holtedahl (1964) og Mangerud (1970, 1973 a).

C^{14} -dateringer fra Os av fossiler i sedimenter som breen senere har gått over (Fig. 4), viser at området var isfritt i Alleröd og langt ut i Yngre Dryas (Undås 1963, Holtedahl 1964, Mangerud 1970, Aarseth & Mangerud 1974). Først i slutten av Yngre Dryas nådde isen sitt maksimum (Fig. 3), för den trakk seg tilbake for godt.

Det er to arbeider som spesielt tar for seg brefrontens beliggenhet i Hordaland under Yngre Dryas: Undås (1963) og Aarseth & Mangerud (1974). For disse randavsetningene benytter Undås termen Raet, Aarseth & Mangerud Herdlamorenene. Begge antar at de store avsetningene på Os er deler av denne brerandavsetning. Uoverensstemmelsene, som de fremgår av Fig. 3, skyldes overveiende ulike kriterier for grenseopptrekkingen. Undås' rekonstruksjon er basert på isens maksimale utbredelse, Aarseth & Mangeruds på morfologisk klare iskontakter og endemorener som markerer grensen for breens hovedopphold. Men også de sistnevnte forfatterne hevder at isfronten uten tvil har strukket seg noen hundre meter lenger syd og vest ved maksimal fremrykning.

På land består hovedtrinnet av noen ganske få, men relativt store avsetninger, alle under MG. På fjordbunnen kan det følges som en sammenhengende avsetning mellom Os og Vinnes. Like utenfor Solstrand er det en klart

definert morenerygg, 15-20 m høy, på 70 til 100 meters dyp (Aarseth & Mangerud 1974).

Ingen sikre randavsetninger er funnet over MG.

Mangerud har gjort en rekke skuringsanalyser i nedre del av Osdalen (Fig. 3). Sammen med randavsetningene er disse benyttet til å rekonstruere brefronten under Yngre Dryas. Utenfor denne grensen dominerer den vestlige, og eldre, bevegelsen, mens en innenfor finner flere yngre skuringer, særlig sydlige og sydvestlige, som er sterkt topografisk betinget. Det er tydelig at isen under fremstøtet i Yngre Dryas har hatt to hovedtilførsler, den ene fra nordøst ut Fusafjorden og Hegglandsdalen, den andre sydover langs Osdalen. Borgafjell og Tysdalsfjell - Mösnuken har stukket opp som nunatakker (Mangerud 1973 a). Den kryssende skuringen langs Hettleflotvatnet og Gåssandvatnet tilsier at breen her har kalvet under tilbaketrekningen.

I forbindelse med avsmeltingen ble det avsatt store mengder finkornige proglasiale sedimenter.

Det området jeg har undersøkt, ligger i det vesentlige innenfor den omtalte israndavsetningen (Fig. 3). Det skiller seg fra de fleste andre hovedfagsfelt på to måter: 1) Det er arealmessig svært lite, anslagsvis 15 km². 2) Som det har fremgått, er det relativt godt undersøkt i de senere år. Av disse grunner kan jeg tilføre relativt lite nytt med hensyn til de store trekk i isavsmeltingen, slik denne er omtalt over.

Formålet med oppgaven var en detaljert kartlegging av lösavsetningene i området, og en sikrere tolking av en del avsetninger som generelt ble klassifisert som glasifluviale, glasimarine og marine, men hvis dannelselse ikke var skikkelig forstått.

Utenom en berggrunnsgeologisk oversikt, er oppgaven delt i to hovedavsnitt:

1) En generell omtale av lösavsetningene, med særlig vekt på beskrivelse og genetisk tolking av de viktigste randavsetningene og lokaliteter med skjellførende morene.

2) Undersøkelser av de pro- og postglasiale finsedi-

mentene i Flåten-Banktjörnområdet, hvor problemer i forbindelse med blant annet ravinedannelse og Banktjörns isolasjonsterskel sökes belyst ved hjelp av pollenanalyse.

BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT

Det undersøkte området ligger i Bergensbuene. Disse er beskrevet og kartlagt av en rekke geologer, senest av C.F. Kolderup & N.H. Kolderup (1940), (Fig. 2).

Den ytre, eller store, bue omfatter en serie kambro-siluriske lag med kaledonske intrusiver. Den mest fullstendige serien finnes i Os-området som blant andre Reusch behandler i sin monografi fra 1882. Spesiell oppmerksomhet vakte hans rapport om fossilførende krystallinsk skifer - den første i sitt slag.

En hel rekke bergarter er representert i det undersøkte området. De opptrer i langstrakte soner med strøkretning NÖ-SV, og faller gjennomgående sterkt mot NV (Fig. 2). Følgende grovinndeling kan gjøres av bergartene i den rekkefølge de opptrer fra Fusafjorden og nordvestover (etter C.F. Kolderup & N.H. Kolderup 1940 og Inderhaug (pers. medd.)):

Sedimentære bergarter:	Eruptive bergarter:
1) Bunnglimmerskifer	
2)	Grønnskifer/grønnstein
3)	Dioritt
4) Mobergkonglomerat med glimmerskifer	
5)	Kvartsdioritt (kvartsöyegneis)
6) Glimmerskifer med kalkstein (Ö. Ord.)	
7) Metagråvakke med konglomerat	
8)	Dioritt (kalkholdig)
9)	Gabbro/saussurittgabbro
10) Glimmerskifer, kvarts- sandstein og konglomer- at ("Ulvensedimenter", U. Sil.)	
11)	Ofitter med gabbro- og diabas- ganger

Samtlige bergarter er metamorfisert i grönnskiferfacies, men en del av fossilene i kalksteinssonene er fortsatt identifiserbare. De siluriske fossilene i sone 10 er mest deformerte.

Fig. 5 viser en diorittbolle i Mobergkonglomeratet (4).

I de ordovisiske kalkbergartene (6) finnes fine eksempler på karstformer, dype brønner og kanaler (Fig. 6).

For mitt vedkommende anvendes det berggrunnsgeologiske kartet mest i forbindelse med steintellinger for om mulig å fastslå transportretninger. Det er derfor av betydning å kunne skjelve mellom bergarter fra de ulike sonene.

Den første skifersonen er en glimmerskifer og kan i gunstige tilfeller atskilles fra de to andre ved enkelte brunsvarte lag som sannsynligvis skyldes sedimentært 2-verdig jern (Inderhaug pers. medd.). Den er ellers meget kvartsrik.

Den midterste av de tre diorittsonene (5) tas ut fra de andre på grunn av stort kvartsinnhold. Egentlig er den en kvartsdioritt eller kvartsøyegneis. "Öynene" kan bli flere cm store og har gjerne en blålig farge. Innen sonen er det gradvise overganger til normal dioritt som klart viser at bergarten ikke kan være av sedimentær opprinnelse slik Reusch (1882) antok.

Den tredje diorittsonen (8), som grenser opp til gabbromassivet i NV, er sterkt kalkholdig og identifiseres lett ved hjelp av saltsyrepröven. Reusch (1882) kalte bergarten for kalkførende gneis, en betegnelse som nyttes av senere forfattere. Gneisstrukturen er mest fremtredende der sonen er smal, og forsvinner gradvis med ökende bredde. Som C.F. Kolderup & N.H. Kolderup (1940) bemerker, er den konstante opptreden av kalkspat overraskende. Bergartens fall er tilnærmet vertikal. Dette begunstiger forvittringsprosessen, og grensen mellom lett forvitrelig dioritt (8) og mer motstandsdyktig gabbro (9) gjenkjennes i terrenget som en tydelig vegetasjonsgrense (Fig. 20).

Storparten av gabbroen i sone 9 er sterkt saussurittisert, og struktur, så vel som kjemisk sammensetning, varierer mye. Den mest deformerte gabbroen opptrer i dag som grönnskifer som ikke skiller seg nevneverdig fra den med

vulkansk opphav.

I grenseområdet mellom dioritten (8) og gabbroen (9) langs nordsiden av Hegglandsdalen, og ellers i ganger i gabbroen, opptrer en porfyrittisk grønnstein med fenokrystaller av feltspat. - Senere befaring sammen med Inderhaug etter at steintellingsanalysene var utført, og på bakgrunn av disse, viste at soner med grønnsteinsporfyritt også opptrer øst for Bö i den sydligste grönnskiferen (2), særlig langs grensen til dioritten (3). P. Songstad angir i et upublisert detaljkart mindre partier med gabbro i grönnskiferen (2) på Haugsneset. På nevnte befaring fant vi også soner med gabbro i dioritten (3).

Det store ofittiske bergartskomplekset (11) NV for Ulvensedimentene består av gabbro- og grønnsteinsbergarter, samt en rekke mindre diorittintrusjoner. Ikke minst på dette punkt er kartfremstillingen til Reusch (1882) mer korrekt enn C.F. & N.H. Kolderups (1940). Forholdet mellom grønnstein og gabbro i denne sonen kan anslagsvis dreie seg om 1 : 1. Sannsynligvis er det også en del mer dioritt enn inntegnet på de geologiske kartene. Inderhaug (pers. medd.) har blant annet påvist en smal sone parallelt med sandsteinen langs nordsiden av Tysdal.

TOPOGRAFI

Det 12-13 km lange dalføret mellom Svinningen - Gullfjellet i nord til Fusafjorden i syd blir her i sin helhet kalt Osdalen (Fig. 1). Den forenes med Hauglandsdalen i nord og er noe hengende i forhold til denne. Dalbunnen kommer ikke over 90 m slik at de få tersklene som finnes, demmer opp relativt store vatn, eksempelvis Hetleflotvatnet og Gåssandvatnet. Klar dalform mangler i den sydlige delen der dalbunnen vider seg ut og delvis løper sammen med Ulvenforsenkningen. Her, som lenger nord, ligger de høyeste fjellpartiene øst for Osdalen (Borgafjell 353 m, Tysdalsfjell 597 m). Vest for dalen er det ingen høyder over 300 m syd for Gåssandvatn. Hegglandsdalen fra nordøst er hengende til Osdalen og munner ut i denne like nord for Osøyri.

I krysningspunktet mellom Ulvenforsenkningen fra NV, Osdalen fra N, Hegglandsdalen fra NÖ og Fusafjorden i S er det jeg har drevet mine undersøkelser, (Fig. 7).

Som en kunne vente av de vekslende berggrunnsgeologiske forholdene på Os, er utformingen av landskapet i høy grad strukturbetinget. Hegglandsdalen og Tysdalen er to typiske strøkdaler, dannet langs soner med lite motstandsdyktige bergarter. Både forsenkningen fra Sövik via Ulven til Moberg og Osdalen er tektonisk betingete sprekkedaler som er orientert mer eller mindre normalt på strøkretningen. C.F. & N.H. Kolderup (1940) antyder en mindre horisontal forskyvning langs den første av disse. De vertikale bevegelsene har trolig vært mye større. (Et synlig eksempel på vertikalforkastning er østskråningen av Liafjell ned mot Skeiemyrane - utenfor mitt felt, Fig. 1). Bergartene i Osdalen har en foliasjon parallelt med dalens forløp (Inderhaug pers. medd.), som klart viser at den er dannet langs en svakhetszone.

Markerte høydedrag består av motstandsdyktige bergarter som gabbro (Liafjell, Borgafjell, Tysdalsfjell) og kvartsdioritt (Böåsen og Bökampen, Högehaugen, St.Hanshaugen), mens mindre hardføre bergarter, hovedsakelig sedimentære, utgjør de lavereliggende partier, blant annet den

opptredende strandflate i Osområdet. Denne er vesentlig begrenset til bunnglimmerskiferen (1).

LÖSAVSETNINGER

Kvartærgeologisk kart.

Området skiller seg klart ut fra resten av distriktet med sine relativt store kvartæravsetninger (Pl.1). Disse er tidligere ikke systematisk kartlagt. Undås (1963, s.15) har riktignok et kart som viser de største lösavleiringene, men uten at de er tolket genetisk. Det første jeg gikk i gang med, var derfor å lage et relativt detaljert kvartærgeologisk kart i målestokk 1:10 000, som er stort nok til å få med de detaljer som er av interesse. En eventuell større målestokk ville stille uforholdsmessig store krav til nøyaktighet ved kartleggingen.

Ved tegningen av det kvartærgeologiske kartet har jeg fulgt forslaget til fargevalg og tegnbruk utarbeidet av representanter fra Norges Geologiske Undersøkelser, universitetene i Bergen og Oslo og Norges Landbrukshøyskole. Fargene for forvittringsmateriale og skredmateriale er imidlertid ombyttet til henholdsvis fiolett og rosa.

Kartgrunnlaget har vært meget godt. Topografisk kart i målestokk 1:100 000 og 1:25 000, og økonomiske kart i målestokk 1:5 000 dekker hele området. Økonomiske kart i målestokk 1:1 000 dekker det vesentlige av feltet. Videre har jeg hatt tilgang på flyfoto i målestokk 1:8 000 og 1:15 000.

Kartet viser det øvre jordlaget på ca. $\frac{1}{2}$ meters tykkelse, med unntak av myrjord (se nedenfor). Et problem med denne type kartlegging i områder med liten og usammenhengende dekning av løsmasser, er å avgjøre når jordartene skal inntegnes med hel bunnfarge og når de skal tegnes med haker. Ifølge forslaget fra NGU m. fl. skal tynt, usammenhengende jordartsdekke, gjennomsnittlig mindre enn 20 cm ha grå bunnfarge (bart fjell) med fargete haker som angir jordarten. Denne definisjonen er eksakt nok, men vil i praksis måtte bli brukt skjønnsmessig. Den vil nok uvilkårlig, kanskje også bevisst, bli praktisert noe forskjellig i strøk med generelt god dekningsgrad av løsmasser og karrige "Vestlandsforhold". Det beste er selvsagt

å tegne inn så mange detaljer, blotninger, o.s.v. som råd er, og på den måten i størst mulig grad unngå bruken av haker i småkuperte områder med hyppige vekslinger. Det er imidlertid et spørsmål om tid og hensiktsmessighet. Der det ikke er særlig store sedimenttykkelser mellom fjellrabbene, har jeg ikke inntegnet disse. I tilfeller der jeg har vært i tvil om bunnfargen skal være jordartens eller grå, har jeg for minerogene jordarters vedkommende favorisert disse og brukt svarte dobbelthaker for å markere blotninger av bart fjell (ikke lokalisert). For organogene jordarter, som til mitt bruk er av mindre interesse, har jeg derimot spart på brunfargen (organisk materiale) og brukt haketegnet for tykkelser opptil 1 m.

Som nevnt i innledningskapitlet ligger storparten av de glasigene sedimentene under MG som her er 58 m o.h. (Ulven). Dette kommer også fram på Pl. 1 hvor 60-meterskoten er trukket opp ekstra sterkt.

Isopakk-kart.

For å få fram variasjonene med hensyn til sedimenttykkelser har jeg laget et isopakk-kart (dybdekart), Pl. 2, i samme målestokk som det kvartærgeologiske kartet. Grunnlaget for isopakk-kartet er andres og egne dybdemålinger som det foreligger relativt mange av, kombinert med geologisk skjønn.

Informasjoner om sedimenttykkelser er fremkommet ved

- 1) gravinger (grustak, grøfter, hustomter o.l.),
- 2) sonderboringer,
- 3) andre boringer (54-mm, heiarbor) og
- 4) seismikk.

Alle lokaliteter under de tre siste kategoriene er vist på kartet med ulike symboler. De seismiske profilene angir løsmassenes totale mektigheter, mens de andre informasjonskildene i de fleste tilfelle kun gir minimumsverdier, da f.eks. bunnmorener er for harde til å komme gjennom med de anvendte bortyper.

De seismiske undersøkelser i søndre del av Ulvenvatnet og på Moberg er foretatt av "Geoteam A/S" og på

Ulvensletta av Jordskjelvstasjonen. Sonderboringene i og ved Ulvenvatnet og like nord for gymnaset på Flåten er gjort av VIAK, noen få hull fra denne veien og ned mot Banktjörn av Materialpröveanstalten/Bergen Tekniske Skole. To boringer med 54-mm stempelprövetaker ble foretatt i forbindelse med borkurset 1971, et like vest for Banktjörn og et annet ved NV-bredden av Ulvenvatnet. I samme forbindelse ble det boret med heiarbor på Ulvensletta. De övrige boringene er foretatt av undertegnede.

Alle jordarter er inkludert i beregningene. De relativt store dybdene på Lyssand og like öst for Ulvenskiftet skyldes torv.

En sammenstilling av de to kartene, Pl.1 og 2, skulle - avhengig av deres pålitelighet - gi et godt inntrykk av jordartenes fordeling og mektighet. Slike kartfremstillinger burde være av interesse både ut fra geologiske og praktiske hensyn, ikke minst i områder med heterogen sammensetning og fordeling av sedimentene, som i Os. Kartene gir også et bilde av hvordan en breåndavsetning i ytre fjordströk på Vestlandet fortoner seg.

Steintellinger.

Jeg har til sammen utfört 25 steintellinger som sammen med skuringsstripene var tenkt å gi en bedre forståelse av isbevegelser og transportretning. Håpet var i første rekke at metoden skulle gi opplysninger om hva som var avsatt fra breen ut henholdsvis Osdalen og Fusafjorden/-Hegglandsdalen, og forövrig være til hjelp ved tolking av spesielle avsetninger.

Ca. 100 stein er talt fra de fleste lokalitetene. I borkjernen fra Ulven (1962-52) og enkelte morener har steininnholdet vært så lite at jeg har måttet nöye meg med et mindre antall. Steinenes lengste akse ligger mellom ca. 2 og 8 cm. Tellingene av prøve nr. 207, 208 og 209 er foretatt i felt sammen med Inderhaug. De andre er analysert på laboratoriet. Resultatet er stilt opp i Tab. 1. Dessuten er fordelingen av hver bergartsgruppe fremstilt kartografisk (Fig. 8 - 13).

Steinene er delt inn i følgende bergartsgrupper: gabbro, grønnstein og -skifer, grønnsteinsporfyritt, dioritt (eksklusive kvartsdioritt), kvartsdioritt, og sedimentære bergarter.

For å skille ut eventuelle dioritter fra sone 8 testet jeg diorittene i noen aktuelle prøver med 10 % saltsyreopløsning. Kun tre kalkholdige dioritter ble påvist, alle fra pleiehjemstomta på Haugsneset (nr. 171). Jeg har ikke sett meg istand til å skjelne Ulvensedimentene (10) fra de sedimentære bergartene lenger syd (sone 1 og 6).

Analyser av kvartsinholdet i til sammen 6 prøver er foretatt ved NTH (Tab. 2, Fig. 14).

Glasigene sedimenter.

De glasigene sedimentene kan genetisk deles inn i 3 hovedgrupper:

- 1) morene,
- 2) glasifluvialt materiale og
- 3) glasimarine avsetninger.

Ca. 2 km² av det kartlagte området på ca. 15 km² er dekket med glasigene sedimenter. Av disse utgjør glasifluvialt materiale og morene om lag like mye, henholdsvis 0,53 og 0,67 km², mens glasimarine avsetninger har den største andel på noe over 0,80 km². Disse tallene refererer seg til jordarten i overflaten slik at de i realiteten er noe større på grunn av overdekning av yngre postglasiale sedimenter som torv og lakustrint materiale.

Morenen på Bö og Lyssand ligger over MG, resten av de glasigene lösavleiringene ligger under MG. På Ulven og Vaksinen er denne 58 m o.h. Höydemålingene herfra er blant annet benyttet ved rekonstruksjonen av isobasene i Yngre Dryas (Aarseth & Mangerud 1974, Fig. 11). De har beregnet en gradient vinkelrett på isobasene fra denne tiden til 1,4 m/km i området. Isobaseretningen er NNV-SSÖ.

Morene

Som det fremgår av det kvartærgeologiske kartet, Pl. 1, er morenedekningen meget liten, og det som forekommer, er konsentrert i en sone fra sydenden av Ulvenvatnet og østover via Haugsneset og Hauge til Bö. Dette morenebeltet markerer noenlunde isens maksimalutbredelse i Yngre Dryas.

VEST FOR OSÖYRA: En av de mest markerte moreneakkumulasjonene på Os ligger på Mobergstölen ved sydenden av Ulvenvatnet (Fig. 15). Den er nevnt av Reusch (1916) og av Undås (1963). Sistnevnte setter den i forbindelse med ramorenen. Den svakt bølgende overflaten heller noe mot vatnet og er tydelig planert ved marin abrasjon i ca. 58 m o.h. Det er ingen snitt i terrassen, og materialet kunne tenkes å være glasifluvialt, men steinene i overflaten er lite rundet, og blokker langs vannkanten og steingarden i utkanten av jordet indikerer absolutt morene. De seismiske profilene herfra gir et bilde av sedimenttykkelsen (Pl. 2). Hastighetene varierer en god del, fra 600 m/sek. til 2300 m/sek. og viser at sedimentet ikke er homogent og muligens ikke burde tolkes som morene over alt. Noen steder ligger det finsand og silt øverst som antas å være glasimarin. I forsenkningen 150 m NV for gårdstunet, hvor det renner en liten bekk ned fra Liafjellet, er det to 30 - 40 m lange raviner i dette finmaterialet.

Morene og silt ligger langs hele stranden nordvestover til Vaksinen.

Indre Moberg. Passet fra sydspissen av Ulvenvatnet og over til Mobergvika er fylt opp av løsmasser, som er svakt ryggformet med lengdeakse NÖ - SV, og bygget opp til havnivået, 58 m, i Yngre Dryas (Fig. 16).

I overflaten er det vesentlig finmateriale som blant annet fremkommer ved tydelig ravinering, særlig i skråningen ned mot Mobergvika. En hustomt ved riksveien viste at tykkelsen på dette øvre dekket er ca. 1 m og består av laminert silt og finsand. Under dette ligger en siltholdig morene, men det var ikke noe godt snitt i dette sedimentet.

Ovenfor Mobergvika, 20 - 25 m o.h., finnes hele og knuste

skjell i en tilsynelatende leirig substans. Noe høyere opp har Mangerud (dagbok 1963) observasjoner som han tolker som skjellførende morene, men utelukker ikke muligheten av at ras og nedvasking av sjöen i tidlig postglasial tid kan ha skapt morenestructuren.

Avsetningens form og beliggenhet tilsier at det er en randavsetning, trolig en endemorene, av relativt stor tykkelse. Ut fra de topografiske forhold er det nemlig meget nærliggende å tenke seg at Ulvenvatnet tidligere hadde sitt avløp her (C.F. Kolderup 1932, s. 21). I så fall er sedimenttykkelsen minimum 14 - 15 m. Ryggen er trolig blitt dannet foran Osdalsbreen, men det store innholdet av grønnsteinsporfyritt (Fig. 10) tyder på at en stor del av materialet er kommet med breen fra NÖ.

Den laminerte silten oppå morenen må være glasimarin, blant annet fordi den ligger helt oppunder MG.

Midtskogveien. En liten forsenkning SÖ for St. Hanshaugen er delvis gjenfylt av bunnmorene. I det oppgravde materialet i forbindelse med to hustomter like nedenfor veien var det mye skjellrester. Skjellførende morene ble funnet in situ i den överste av disse tomtene, 7 m nedenfor Midtskogveien og 1,5 m under overflaten i en lomme avgrenset av fjell på to sider. Lokaliteten ligger 40 m o.h.

Fig. 17 viser et snitt i den samme morenen 60 - 70 m ovenfor veien. Överst er det her en sone som i alt vesentlig består av småstein og enkelte blokker, som er av helt lokal opprinnelse (steintellingspröve nr. 164, Fig. 8 - 13). Dette steinlaget er trolig dannet ved bölgevasking av morenen, muligens kombinert med noe bölgevasket forvittringsmateriale fra knausene like ved.

Likbrekka. På nordsiden av St.Hanshaugen, ved Ulvenvatnets nåværende utløp, er berggrunnen såvidt skjult av en

blokkholdig morene. C.F. Kolderup (1908, s. 103-104) beskriver et snitt i denne avsetningen ved bekken like nedenfor utløpet, 42 m o.h.: "Der ligger her i en noe steinet og sandholdig leir en hel del skjell og bruddstykker av skjell. Hovedmassen av disse tilhører Mya truncata, og forekomsten karakteriseres herved som en typisk myabanke." De få artene som ble funnet var:

Mya truncata (L.) - mange

Chlamys islandica (MULLER) - få

Astarte banksii (LEACH) - 1 eksemplar

Hiatella arctica (L.) - flere, bl.a. var. uddevallensis

" pholadis (L.) - flere

Boreochiton marmoreus (FABR.) - to ledd.

Skjell fra denne lokaliteten er senere blitt C¹⁴-datert til 11500[±]300 B.P., (T-142, H. Holtedahl 1964, s. 320). Dette er den vestligste lokaliteten på Os hvor det er funnet skjellførende morene.

ÖST FOR OSÖYRA: Den undersjøiske moreneryggen som Aarseth & Mangerud (1974) følger fra Vinnes til Solstrand (Fig. 3), kan ikke følges på land. Derimot befinner Solstrand seg midt i det markerte morenebeltet mellom Haugsneset og Bö. De mange blotningene av bart fjell tyder imidlertid på at sedimenter tykkelsene absolutt sett er beskjedne, men i relasjon til det jordsmonnfattige landskapet forøvrig, skiller det seg markert ut. I området øst for Osøyra er det mulig at brestrømmene fra Fusafjorden, Hegglandsdalen og Osdalen har flytt sammen i Yngre Dryas. Bergartsanalysene er gjort for å avgjøre hvilken brestrøm materialet er kommet med.

Bö. Parallelt med den bratte fjellkammen i sydenden av Bökampen ligger en 1,5 m høy rygg i høydeintervallet 110 - 120 m o.h. Den er vel 20 m lang og heller sterkt mot SSV, Fig. 19. Form og beliggenhet tyder på randmorene som mest sannsynlig er avsatt fra øst med Fusafjordsbreen, men kan også være avsatt fra nord med Hegglandsdalsbreen, eventuelt som en midtmorene mellom disse bretungene.

Det ligger en del materiale nedenfor denne ryggen og som ventelig har samme opphav. Jeg foretok derfor litt

nærmere undersøkelser av dette materialet i en hustomt ca. 80 m o.h. (Fig. 18 og 19). Det 3 m høye snittet kunne stratigrafisk deles i to: Underst sand og grus med enkelte steiner og blokker. I dette ligger et 2 - 20 cm tykt laminert siltlag som faller mot nord. Överst blokker og stein i en matrix av sand og grovsilt.

Kornfordelingspröve nr. 14 er tatt like under siltlaget i det undre sedimentet som må tolkes som glasifluvialt. Strukturene i dette, og grensen til det overliggende sedimentet med typisk morenekarakter, indikerer en materialtilførsel fra fjordsiden. Det store kvartsinnholdet i nr. 14 på hele 21 % (Fig. 14) har opplagt sammenheng med kvartsdioritten som står i dagen noen meter nord for lokaliteten. Steintellingsresultatene fra de to stratigrafiske enhetene, henholdsvis nr. 12 (morene) og 13 (glasifluvium), gir ingen grunn til å anta at de har ulikt opphav (Fig. 8 - 13). Berggrunnsgeologien tilsier heller ikke noen vesentlig forskjell i sammensetningen om materialet kom med den ene eller andre av de to aktuelle brestrømmene. Begge muligheter er derfor fortsatt til stede.

På sydöstsiden av Bökampen ligger mye blokkrik morene. Tykkelsen avtar gradvis oppover, men først ved ca. 140 m o.h. blir antall flyttblokker påtagelig redusert, så langt det var mulig å observere noe i det tette einerkrattet.

Morenematerialet i nedre del av Hegglandsdalen opptrer som et tynt usammenhengende dekke på sydsiden av Borgafjell. Dets övre grense er ca. 150 m o.h.

Under forutsetning av at disse morenene er avsatt i Yngre Dryas, skulle tallene gi et bilde av størrelsen på de to isstrømmene fra nordöst. For nedre Osdalens vedkommende er det ikke funnet tilsvarende morener i dalsidene.

Lurane. På Lurane, rett öst for Osöyri, ligger en 150 m lang, lav ryggformet avsetning (Fig. 20). Ryggen, som er meget blokkrik i overflaten og svakt konkav mot öst, ligger på en frittliggende flate 55 m o.h., dvs. 2 - 3 m under marin grense, og ca. 300 m distalt for forlengelsen av moreneryggen i Fusafjorden (Fig. 3). Ryggens avgrensing mot

det snaue området like vestenfor er klar. Skråningen ned mot fjorden på Östsiden er delvis dekket av morene. Dette, sammen med ryggens svake bueform, tyder på at den er avsatt av Fusafjordsbreen som höyst sannsynlig har nådd så langt vest.

På den annen side viser skuring på Osöyra (Fig. 3) at yngste brebevegelse her var mot syd, og som det vil fremgå senere, er det ikke urimelig at materialet ytterst på Haugsneset, noen hundre meter sønnenfor, er avsatt fra Osdalsbreen. Morenen på Lurane kan derfor også være en randavsetning til denne breen.

Den diffuse overflateformen og anrikningen av blokker i overflaten skyldes antagelig bølgevasking.

Pleiehjemmet. 150 m vest for moreneryggen på Lurane, i skråningen ned mot Osöyra, ble det sommeren 1971 gravd ut tomt for nytt pleiehjem i en forsenkning med fjell på alle kanter unntatt mot vest. Stratigrafien er som vist på Fig. 21. Solifluksjonsmaterialet på toppen består for det meste av forvittringsprodukter. Et 10 - 15 cm tykt skjellsandlag på 2,5 meters dyp i et homogent sediment av steinholdig sand og silt kunne horisontalt følges flere meter. Umiddelbart over dette laget lå det dusinvis av godt oppbevarte skjell hvorav en god del var helt in-takte. Den dominerende arten var Mya truncata. Dessuten var det noen ganske få Hiatella arctica. I dette snittet kunne en ikke med sikkerhet slå fast at isen var gått over sedimentet. Noen meter syd for tomten, derimot, er det klar morene som stratigrafisk ligger over silt/sand-sedimentene og viser at breen har gått over disse (Fig. 21).

Steinene i materialet over og under skjellsanden formodes isdroppet.

Et annet sted på den store tomten ble de samme to molluskartene funnet like over fjellgrunnen som delvis var dekket med et kalkbelegg. Belegget og skjellene fantes kun i en liten forsenkning hvor isen ikke har maktet å erodere, mens overflaten forøvrig var polert av isen og viste at brefremstøtet er yngre enn faunaen.

Begge lokalitetene ligger altså godt beskyttet i forhold til aktuelle isbevegelser, og er i prinsippet meget lik funnet på Lundetre, beskrevet av H. Holtedahl (1964).

Et par hundre meter vest for pleiehjemstomta er det funnet leirholdig morene inneholdende fragmenter av marine skjell som er C^{14} -datert til 10150 ± 300 år B.P. (T-229, H. Holtedahl 1964, s. 320). Det er all grunn til å anta at skjellene i pleiehjemstomta er av noenlunde samme alder. Skjellsandlaget representerer trolig en fase med liten minerogen tilførsel, det vil si når brefronten lå et godt stykke innenfor. På bakgrunn av dette og nevnte datering er det rimelig å anta at skjellene er av Alleröd/tidlig Yngre Dryas-alder.

Steintellingsprøve nr. 171 er hentet fra sedimentet over skjellsandlaget. Innslaget av grønnsteinsporfyritt (Fig. 10, Tab. 1) indikerer en materialtilførsel fra NÖ.

Troppabakken. Fig. 22 viser et snitt i en hustomt i Troppabakken, 600 m NNV for pleiehjemmet, på samme side av Oselva, og ca. 15 m o.h. Tomta ligger i en trang sydvendt forsenkning, helt inntil en 25 m høy isskurt bergvegg i øst. Overflaten heller bratt mot vest.

Stratigrafien er følgende: Överst solifluksjonsjord og rasmateriale, derunder et 4 dm tykt horisontalt lag med strandrullet småstein og grus, og nederst ca. 3 m med skjellførende stein- og blokkholdig silt, som tolkes som morene. Skjellenes oppbevaringstilstand varierte med de lokale permeabilitetsforhold. Noen var harde og faste, mens andre var gått mer eller mindre i oppløsning. I en nisje i fjellveggen ble det funnet flere godt preserverte, til dels hele, makrofossiler. Følgende er identifisert:

Hiatella arctica (mange)

Mya truncata (få)

Macoma calcaria (få)

Acraea sp. eller Patella vulgata (1 eksemplar)

Balanus cf. balanus (få).

I tillegg var der også noen mindre planterester. Faunabildet kan indikere noe kaldere forhold enn forekomstene i

pleiehjemstomta gjør, med dominans av Mya truncata. Men forskjellen er like sannsynlig betinget av lokale miljøvariasjoner med hensyn til vanndybde, saltholdighet, bunn-sedimenter og lignende.

En kan ikke helt utelukke muligheten av at det underste sedimentet er glasimarint med inkorporert grovere isdroppet materiale. Den bimodale kornfordelingen (visuelt bedömt) taler for en slik tolking. På den annen side fantes de fleste og best oppbevarte subfossilene på steder som var godt beskyttet mot iserosjon. Jeg tolker derfor sedimentet som morene, dannet under fremrykningen i Yngre Dryas.

Det horisontale steinlaget over morenen kan følges fra bakkeoverflaten og helt inn mot fjellsiden. Det må representere en postglasial marin abrasjonsflate.

NORD FOR OSÖYRA: Like nedenfor utløpet av Sponga renner Oselva i et relativt trangt løp over en strekning på 200 - 300 m. Elvesenga består av et hardpakket, finkornig sediment som er meget riktpå mollusker (Fig. 23). De fleste er brukket i stykker. Höy konsolidering, og det faktum at materialet ikke er blitt erodert vekk til tross for ganske sterk strøm i elva, er sterke indikasjoner på at sedimentet er blitt presset sammen av en isbre.

Følgende arter er representert (bekreftet av P. B. Wikander):

Hiatella arctica (L.)

Mya truncata (L.)

Chlamys islandica (MULLER)

Macoma calcarea (CHEMNITZ)

Lepeta caeca (MULLER)

Balanus balanus (L.)

Monia (Anomia) patelliformis (L.)

På bakgrunn av de dateringene som foreligger fra lignende lokaliteter, er alderen sannsynligvis Alleröd også her.

Banktjörn. En liten, men morfologisk klar morenerygg ligger 60 - 70 m nord for Banktjörn (se Fig. 146). Ryggens lengde er ca. 70 m, høyden på proksimalsiden er ca. 4 m og på distalsiden ca. 10 m. Ryggen er orientert NV - SÖ og må være avsatt fra nord. Den demmer opp det langstrakte myrdraget på 30 m o.h. Ryggen er dekket med et halvmetertykt siltteppe. Langs bekkefarene og på distalsiden ligger mye blokker i overflaten.

Glasifluvialt materiale

ULVEN. Arealmessig er Ulvensletta (Fig. 24), NV for Ulvenvatnet, den største av de glasifluviale akkumulasjonene i det undersøkte området. Avstanden fra "rotpunktet" i NV til terrassekanten er ca. 700 m og lengden av terrassekanten er ca. 500 m. Maksimal sedimenttykkelse, målt ved hjelp av seismikk, er 39 m (Mangerud, pers. medd.), men fast fjell kommer opp i dagen omtrent midt på flaten (ved flaggstanga), og et par steder lenger vest (Pl. 1). Tre nivellementer i sydøstre del av terrassen gav som resultat høydeverdier mellom 57,3 og 58,0 m o.h. Hvis dette er riktig, er 60 meterskoten på kartet (1:10 000) trukket noe for lavt. Flatene stiger svakt mot NV hvor den kommer opp i 65 - 70 m o.h. Bekkene på henholdsvis nord- og sydsiden av avsetningen har gravd seg ned flere meter.

I nordøstlige del av skråningen ned mot Ulvenvatnet ligger et gammelt grustak (merket G på Fig. 24) som nå er fullstendig nedrast og delvis utjevnet. Steintellingsprøve nr. 208 er hentet her. Et fotografi tatt av A. Monsen (dagbok 1938) mens snittet ennå var friskt, viser at det øverst er et halvmetertykt stein- og gruslag. Under dette er det lagdelt sand. Lagene i snittplanet (NÖ - SV) er tilnærmet horisontale.

I en veiskjøring 40 - 50 m nordenfor mangler stein- og grovgrusfraksjonen. Lagenes fallretning varierer svært mye.

I forbindelse med borkurset 1971 ble det tatt en prøve med heiarbor på 5 meters dyp ca. 150 m SV for det nedlagte grustaket og 10 m fra terrassekanten. Den 10 cm lange kjerneprøven bestod av sand inklusive et centimetertykt siltlag. Silt og finsand over grunnvannsnivå kan bli meget hard. Boringen gav inntrykk av at vi her har med et slikt sediment å gjøre.

Noen få meter fra fjellsiden i sydvestre kanten av Ulvensletta, ca. 150 m NV for veien til Hagavik (merket B på Fig. 24), ble det rensket opp et 30 m langt og 4 m høyt snitt parallelt med fjellsiden ved bygging av ny blendering

(målområde for skytebanen). Materialet, som er nokså grovt, overveiende stein og grus, har diffus lagning med et svakt fall mot SÖ (ströket lot seg ikke måle).

Glasitektonikk. I sydenden av samme snittet opptrer en del interessante strukturer (Fig. 25 og 26). Her ligger lagdelt og laminert finsand og silt under ca. 1 m med grus. Som Figurene skulle gi inntrykk av, er sedimentene sterkt forstyrret. Like over spaden på Fig. 26 ligger en 2 m lang gruslinse med meget uregelmessig form. Kornfordelingskurvene fra denne (nr. 165) og det övre gruslaget (nr. 166, Fig. 27) indikerer at dette er opphavsmaterialet til gruslinsen.

I det finkornige sedimentet under er det en mengde forkastninger, foldninger og små innsynkninger (Fig. 28). De største forkastningene er av typen "low angle reverse fault".

2 - 3 m lenger nord er en 4 dm tykk sand/silt-pakke, som nødvendigvis er avsatt nær på horisontalt, satt på høykant (Fig. 25). Gruslaget i midten av denne er sannsynligvis blitt kilt inn i forbindelse med deformasjonen.

Alle strukturene ligger på ca. $1\frac{1}{2}$ meters dybde. - Det er to hovedalternativer ved tolking av strukturene:

1) Trykkdeformasjoner betinget av gravitasjonskraften. Ukonsoliderte, vannmettede og hurtig avsatte sedimenter er disponible for deformasjoner, enten samtidig med, eller kort tid etter dannelsen. Et lag med sand og grus over vannmettet finmateriale representerer en ustabil tilstand, (Butrym & al. 1964, s. 2). Liten permeabilitet i siltsedimentet kombinert med gjenfrysing ovenfra om vinteren kan også ha bevirket et öket hydrostatisk trykk. Slike prosesser er mulige forklaringer på småforstyrrelsene (Fig. 28). De større forstyrrelsene, som blant andre de på Fig. 25, må ha andre årsaker.

Klimaet etter avsmeltingen ved overgangen Yngre Dryas - Preboreal var for varmt til at permafrost kan ha vært medvirkende årsak.

2) Glasitektonikk. Strukturene kan ha fremkommet ved direkte mekanisk påvirkning ("push") av isen, eller mer indirekte ved at isen har forårsaket et öket hydrostatisk trykk

i sedimentet. Det foreligger imidlertid ingen indikasjoner på at breen har vært over avsetningen etter dannelsen av terrasseflaten.

Konklusjonen blir derfor at bevegelse i breen, samtidig med eller kort tid etter sedimentasjonen, har forårsaket de fremkomne strukturene.

Ulventerrassens dannelselse. Det synes ganske klart at breen lå i Ulvenvatnet, i alle fall i den nordlige delen, under dannelsen av Ulventerrassen. Som både Undås (1963) og Mangerud (1973 a) påpeker, må den bratte skråningen ned mot vatnet representere en iskontakt. Isen har da stengt forbindelsen til havet mot SÖ. Men avsetningen på Vaksinen, som utgjör en naturlig fortsettelse av Ulventerrassen, og ligger i samme nivå som denne, tilsier at det har vært samband med havet denne veien, det vil si mot SV (Fig. 29). Ulvenområdet har således vært en innestengt havbukst med is både i SÖ (Ulvenvatnet) og NV (Åsenområdet).

Klare spor av brefronten NV for Ulven er ikke funnet. Jeg antar likevel at materiale må ha kommet med smeltevann fra begge disse bretungene, men det relative mengdeforholdet er usikkert. Undås (1963) skriver at materialet dels er kommet med smeltevann fra isen i öst, men også for en stor del fra NV. Det er her en 4 - 5 m dyp canyon som bekken fra Ulvenfjell fölger för den renner ut på Ulvensletta. Canyonen indikerer at det en gang var langt större vannföring der enn det er nå. Mangerud (dagbok 1963) antar at gjelet, som ligger langs en sprekk, er for lite til å kunne ha direkte sammenheng med dannelsen av Ulvensletta. Det at terrenget skråner noe opp mot bekken og at materialet i overflaten samtidig blir grovere, kan skyldes en vifte som ligger ovenpå en underliggende flate, hevder han.

200 m NV for nevnte canyon finnes en liknende erosjonsform, men av atskillig större dimensjon. Den er 60 - 70 m lang, 10 - 15 m dyp og omtrent like bred. Den egentlige canyonen ligger i höydeintervallet 70 - 85 m o.h. I forlengelsen videre oppover til ca. 125 m o.h. er det en lite markert renne som godt kan være strukturbetinget. Canyonens nedslagsfelt er meget lite, og det renner praktisk talt ikke

vann her i dag. Jeg antar at canyonen er dannet av smeltevann fra bretungen i Åsenområdet, og at mye av materialet i Ulven-terrassen er kommet denne veien.

Transportretningen belyses noe ved et par utførte steintellinger, nr. 208 og 1965-52 (Fig. 8 - 13, Tab. 1). Det er en markert dominans av dioritt som i nr. 208 (200 steiner) utgjør hele 46 %. Grønnstein og gabbro utgjør henholdsvis 22 % og 19 %, sedimentære bergarter bare 3 %. Det lille innholdet av sedimentære bergarter sammenlignet med prøver fra Vaksinen (nr. 255, 256 og 1966-6) og Kolskogen (nr. 207) indikerer liten transport fra øst. Det store diorittinnholdet er vanskelig å forklare på grunnlag av det geologiske kartet (Fig. 2). Men som nevnt i den berggrunnsgeologiske oversikten er det mye som tyder på at det er mer av både dioritt og grønnstein/grønnskifer i ofittkomplekset nord for Ulven enn inntegnet på dette kartet. Andre forhold kan også ha vært utslagsgivende: Istungen fra NV kan ha nådd så langt øst at den har erodert i diorittsonen like vest for prøvelokaliteten. Men erosjonsevnen kan ikke ha vært særlig stor så nær fronten. - Eller opphavsmaterialet er en diorittholdig lokalmorene som senere har gjennomgått en glasifluvial behandling. Jeg antar at årsaken i første rekke skyldes feil på det geologiske kartet med hensyn til diorittens utbredelse.

Den andre bergartsprøven (1965-52) av 52 stein fra den sentrale del av sletta, og 3 m under overflaten (boring), viser i hovedtrekkene det samme bildet som nr. 208, men det er her like mye grønnstein som dioritt.

Bergartsinnholdet - mye dioritt og lite sedimentære bergarter - tyder på at mesteparten av materialtilførselen har vært fra NV. Avsetningens overflatehelning, indre struktur og canyondannelsene peker i samme retning.

VAKSINEN. Terrassen på Vaksinen ligger like syd for Ulvensletta. Disse to terrassene har tidligere sikkert vært sammenhengende, men er nå atskilt på grunn av postglasial belke-erosjon. Som nevnt er flatene jevnhøye, og er derfor trolig dannet samtidig. Flaten på Vaksinen smalner ganske

raskt av mot SV grunnet oppstikkende fjell på begge sider. Store deler av terrassen er dekket med myr. Mellom Hjorthaug og Grindavoll på vestsiden av Liafjell ligger store mengder sand og silt opp til marin grense. Aarseth & Mangerud (1974, s. 11) betrakter disse som distalsedimenter fra Ulven og Vaksinen.

På den proksimale delen av terrassen ligger en isolert rygg som er orientert Ö - V. Den er ca. 100 m lang og opptil 7,5 m høy (Fig. 30). Skyttergraver i overflaten viser at grov grus og småstein dominerer i den øverste meteren. Mindre snitt på distalsiden viser vekslinger mellom lagdelt sand/silt, som til dels er sterkt forstyrret (Fig. 31), og grus.

I en veiskjøring 10 m vest for denne ryggen er et snitt i den øverste halvannen meter i terrassen over en lengde av 25 - 30 m. Topset er tynt og usammenhengende. Under dette er lagdelt sand og fingrus. Lagene faller mot NÖ i den mest proksimale delen og er ellers tilnærmet horisontale (i snittplanet). "Ripple marks" i sanden viser at strømningsretningen under sedimentasjonen var mot SV (Fig. 32 og 33).

I sedimentet er funnet klare overskyvninger og "drag"-strukturer i forbindelse med disse (Fig. 32 og 33) som tilsier en vestsydvestlig skyvebevegelse. Det underste av de to skyveplanene som sees på Figurene, faller ca. 20 grader mot ÖNÖ. Ellers er materialet svært fint til å være helt i proksimalkanten av avsetningen.

Undås (1963, s. 14) tolker den nevnte ryggen som endemorene. Andre forklaringer, som for eksempel at det skulle være erosjonsrest av en eldre og høyere terrasse, er mindre sannsynlig, selv om dette ville passe vel så bra med materialets tekstur. Forstyrrelsene i denne avsetningen, såvel som i terrassen under, må imidlertid tolkes som glasitektoniske. Det er derfor mest nærliggende at ryggen er dannet ved oppskyvning av glasifluvialt materiale i forbindelse med en mindre oscillasjon av brefronten. Den ubetydelige forskjellen i petrografisk sammensetning av steinmaterialet fra ryggen (nr. 255) og terrassen (nr. 256 og 1966-6) peker også i samme retning (Fig. 8 - 13).

De samme steintellingene viser et markert større innhold av sedimentære bergarter og mindre innhold av dioritt enn prøvene fra Ulven. Det kan tyde på at sedimentkilden for Vaksinen var breen fra øst, mens Ulvenavsetningen fortrinnsvis fikk sitt materiale fra bretungen i NV (Fig. 29).

KUVENTRE. Den tredje av de glasifluviale avsetningene rundt Ulvenvatnet ligger på Kuventre. Terrassen er rektangelformet, ca. 500 m lang og 300 m bred (Fig. 34). Overflaten er svakt undulerende og ifølge økonomisk kart 1:1000 ligger denne mellom 55 og 59 m o.h. Den sydlige halvdel er gjennomgående noe høyere enn den nordlige. Terrassen mangler rotpunkt. Fast fjell er ikke påtruffet hverken på overflaten eller i det 5 - 6 m dype grustaket i sydvestre hjørne. Skråningene ned mot Ulvenvatnet er bratte, skråningen mot myra i øst noe slakere. To seismiske profil over Ulvenvatnet syd for Kuventre (Pl. 2) viser en tykkelse på opptil 25 m med sedimenter.

Et godt snitt i avsetningen finnes i nevnte grustak (Fig. 35). Tidligere ble det tatt ut store mengder grus og sand her, men etter hvert ble finstoffinnholdet så stort at videre drift ble ulønnsom. Nå graves det bare helt sporadisk.

Stratigrafi: Överst ligger en halvmetertykk, siltig morene med trykkstrukturer (Fig. 36). Innholdet av finsand og silt skiller materialet klart fra det glasifluviale under. Grensen mellom jordartene er skarp. Foliasjonsstruktur og høy konsolidering (feltobservasjon) tilsier at det er bunnmorene, og ikke "flow till".

Jeg ble først oppmerksom på morenen forsommeren 1974 og har ikke hatt anledning til å gjøre nærmere analyser av materialet, men steinene i det virket godt rundet, og flere var isskurt. Morenen kunne følges over 15 - 20 m. Grustaket er besøkt av Mangerud under feltarbeid, av H. Høltedahl og andre ved ekskursjoner gjennom 10 år, og undertegnede fra sommeren 1971. Morene er imidlertid ikke blitt observert i denne tiden. Dette må trolig bety at morenen bare finnes enkelte steder.

Topset (der morenen mangler) består av stein og grus

uten klare strukturer, og er ca. 1 m tykt. Foresetlagenes helning varierer mye, men ligger stort sett innenfor sektoren SSÖ til NV (basert på Mangeruds målinger, dagbok 1963, og egne). Den sydvestlige retningen dominerer. Mangerud har også foretatt 2 steinorienteringsanalyser i en hustomt like ved grustaket. Det viste et lite maksimum i retning SÖ - NV. Et sted er funnet deformasjonsstrukturer i foresetlagene (Fig. 37).

Under foresetlagene, fra ca. 4 meters dyp og videre nedover, ligger et finkornig sediment av dels homogen sand, dels lagdelt og laminert sand og silt (Fig. 35, under den stiplede linjen). Små strömningsstrukturer, "current ripples", viser at strömretningen har vært mot SV (Fig. 38). Kornfordelingskurvene til slik krysskiktet sand/silt, og til et av de fineste siltlagene, er inntegnet på Fig. 39. Noen andre småstrukturer i dette underste sedimentet er vist på Fig. 40, 41 og 42.

Dannelse. Det foreligger to tidligere beskrivelser av denne avsetningen. Reusch (1916) skriver at det på "Kuventræ ligger morene överst som er flatet ut ved marin abrasjon ved en lavere havstand, omtrent 50 m o.h." Undås (1963) nevner ikke noe om morene og skriver at avsetningen "ser ut til å være dannet mens det lå is på NV-siden, og den sydöstlige del av vatnet var isfri. Materialet kom da fra begge sider av Vargåsen."

Forklaringen til Undås er mindre aktuell etter at morenen over det glæsifluviale sedimentet nå er blitt bekreftet. Denne viser at breen, sannsynligvis i Yngre Dryas, virkelig har gått over avsetningen - slik Reusch tolket det. Terrassens manglende rotpunkt og uregelmessige overflate kan dermed forklares ved glacial erosjon. Det blir videre ikke nødvendig å postulere iskontakt mot vest under dannelsen av Kuventreavsetningen, da terrassens nåværende avgrensning i denne retning kan være, og sannsynligvis er, erosjonsbetinget. Det er vanseklig å si om avsetningen arealmessig

var vesentlig større for det antatte brefremstøtet.

De store sedimentmengdene syd for Kuventre må genetisk tilhøre denne avsetningen. Det viser at sydskråningen ikke er iskontaktbettinget; enten er den primær eller skyldes glasial erosjon.

De nevnte forstyrrelsene på Fig. 37, mindre forkastninger og andre sekundærstrukturer (Fig. 40 - 42) kan da også settes i sammenheng med isen som har gått over sedimentene.

Det er logisk naturlig å korrelere morenen til isfremstøtet i Yngre Dryas. Dette passer også godt med at terrassens postulerte erosjonsgrense mot vest er parallell med siste isbevegelse i området. Dessuten kan avsetningens, eller "erosjonsrestens", beliggenhet da forklares ved dens lesideposisjon i forhold til Vargåsen og den sydlige bevegelsen her i Yngre Dryas.

Ifall morenen tilhører Herdlatrinnetts avsetninger, er det rimelig å anta at det glasifluviale materialet på Kuventre er fra avsmeltingen i tidlig Alleröd. Forløpet av denne kjenner vi lite til. Det samme gjelder havnivået i denne tiden (se s. 39). De indre strukturene indikerer en vesentlig sedimenttilførsel fra NÖ. Bergartsinnholdet (nr. 209, Fig. 8 - 13) gir liten informasjon om transportretningen.

En liknende stratigrafi som her finner en også på Kolskogen. Det er derfor meget sannsynlig at morenene på begge steder stammer fra samme brefremstøt, og at avsetningene forøvrig er dannet noenlunde samtidig. Dateringsspørsmålet blir behandlet nærmere i kapitlet om Kolskogen.

KOLSKOGEN. Det glasifluviale deltaet på Kolskogen ligger også ved Ulvenvatnet (Fig. 34). Avsetningen er heller liten, ca. 80 da. I likhet med Kuventreavsetningen er også denne noe ujevn i overflaten. Höyden over havet er ca. 55 m. I dag er det et 4 - 5 m höyt snitt her i hele deltaets bredde.

Stratigrafi: Överst er et 1 - 1,5 m tykt strukturlöst gruslag (topset) som i distale deler av avsetningen går over i usortert småblokkholdig materiale med morenekarakter (Fig. 43). Et spørsmål i denne forbindelse er hvor mye av dette övre laget som er morene og hvor mye som er topset i genetisk forstand. Den totale mangel på strukturer kan tyde på at eventuell primær topsetlagning er blitt ödelagt ved et senere brefremstöt. En kan således heller ikke utelukke muligheten av at det har foregått en viss erosjon i övre deler av foresetlagene. Benevnelsen topset blir likevel brukt om den överste sonen med unntak for de stedene hvor det er klar morenestruktur.

Foresetlagene er godt sortert (Fig. 51 og 64) og faller jevnt mot SV. Det er ingen tegn til iskontakt, og materialet er trolig avsatt i forbindelse med en brefront i Svartetjörn-området.

Strukturer. Allerede sommeren 1972 kom det til syne flere interessante strukturer av ganske store dimensjoner i grustaket på Kolskogen. Jeg har forsökt å följ med i "utviklingen" av disse etter hvert som grusveggen på grunn av graving ble forskjöv et bakover slik at stadig nye snitt kunne studeres. Strukturene kan deles inn i tre typer:

- 1) En lang horisontal forkastning,
- 2) sandkiler,
- 3) laminerte siltganger ("clastic dikes").

Strukturenes geografiske beliggenhet er avmerket på Fig. 34.

1) Den horisontale forkastningen er 18 - 20 m lang, og skyveggen fremtrer ved et 1 - 2 dm tykt gruslag på 1,5 - 2 meters dyp under den opprinnelige overflaten (Fig. 44). Under forkastningen er foresetlagene helt uforstyrret, mens de over er til dels sterkt deformert. Deformasjonsgraden tiltar i sydvestlig retning, og et parti med morenestruktur er synlig i vestre del av snittet. Forkast-

ningen dör gradvis ut i nordöstlig retning, 6 - 7 m fra den nærmeste sandkilen (Kile I). Det er til nå ikke observert noen synlig forbindelse mellom forkastningen og kilene. Et par finkornige foresetlag i nærheten av den nordöstlige avgrensing av forkastningen kan følges på begge sider av denne, men videre sydvestover er det ikke mulig å korrelere lagene over og under. Noen få målinger av foresetlagenes strökretning over og under skyvegrensen indikerer en liten vridning mot vest av den övre delen.

Etter de siste masseuttakene i denne del av grustaket er det kommet fram noen "scour and fill"-lignende strukturer mellom forkastningen og kilene (Fig. 45). De er 1 - 2 m dype, når opp til overflaten, og står ikke i direkte kontakt med noen av de andre strukturene.

2) Benevnelsen 'sandkiler' brukes i denne sammenheng som en rent deskriptiv term. - Noen meter öst for forkastningen opptrer to klare sandkiler (kile I og II, Fig. 44, 46). Deres övre avgrensing er relativt flat og ligger en halvmeter under topset. De skjærer altså foresetlagene diskordant. Kilene er överst mellom 2 og 4 m brede og smalner av nedover. Höydene veksler mellom 1,3 og 3 m.

Det har vært meget vanskelig å korrelere foresetlag på motsatte sider av kilene. Dette har delvis sammenheng med at deltaskiktningen er noe diffus her; men heller ikke et halvmeter tykt finsandlag öst for kile II kunne gjenfinnes på vestsiden (Fig. 46, 62). Foresetlagene vest for kile I og öst for kile II ligger opplagt in situ. Materialet mellom kilene kan se ut til å ha blitt noe sekundært forstyrret, men helhetsinntrykket er at det likevel stort sett ligger på plass. En nærmere beskrivelse av de enkelte kilene følger:

Kile I. Denne kilen er blitt fulgt lengst både i tid og rom, og er den eneste som fortsatt er synlig (juni 1974). Et titall parallelle tverrsnitt av kilen er kommet fram over en lengde på ca. 8 m. På Fig. 59 er disse oppteignet skjematisk og i kronologisk rekkefølge. Grusveggen er forskjøvet bakover i nordnordöstlig retning, det vil si nokså parallelt med foresetlagenes strökretning, og tilnærmet normalt på kilenes lengdeakse.

Kilens (I) avgrensning utad er stort sett meget skarp, men varierer noe fra snitt til snitt. For eksempel er avgrensningen mot øst noe uklar på Fig. 55 og 56, hvor det ser ut til å være en nedbøyning av foresetlagene inn mot kilen. Store deler av kilesanden er homogen, men her er og partier med mer eller mindre tydelig bueformet skrålagning og krysskiktning (Fig. 47, 48). Bemerkelsesverdig er oppdelingen av kilen i ulike kammer (benevnt A, B, C og D, Fig. 47, 59). Disse er gjerne atskilt ved opptil 1 - 2 cm tykke siltvegger, som enten er homogene (Fig. 48) eller laminerte (Fig. 52, 67). Grensene mellom kamrene markeres ofte ved klare diskordanser (Fig. 47).

Kornfordelingskurver av prøver fra forskjellige steder i kilen er inntegnet på Fig. 49 og 50. Materialet ligger overveiende i finsandfraksjonen med et siltinnhold på opptil 13 %. Sorteringen er gjennomgående atskillig bedre enn i materialet utenfor kilen (Fig. 51). Men også her finnes partier som er vel så finkornige og med like god sortering (Fig. 51, nr. 218).

Et forsøk på å følge utviklingen av de enkelte kammer fra snitt til snitt viser en tendens i retning av mer normal lagning (se kammer C og D, Fig. 59), forutsatt at korrelasjonene på Fig. 59 er korrekte. De karakteristiske skrålagene i A og B ble etter hvert borte. I A er det nå en klar gradering fra grus i bunn til finsand överst, (Fig. 57). Materialet i B er nokså homogent, men enkelte små klumper med groveremateriale forekommer. D-laget består av gradert sand/grovsilt, mens den fine sanden i C er gjennomsmatt av små strömningsstrukturer med svært vekslende orientering.

Til å begynne med stod kile I og II i forbindelse med hverandre, idet to desimetertykke sandlag i forlengelsen av henholdsvis B og C la seg over kile II som et "lokk", (Fig. 46, 48). Strukturene i sandlag B (Fig. 48) viser at transporten har gått fra kile I til kile II, og at vannet har hatt en oppadgående bevegelseskomponent.

I de første snittene av kile I var den lukket i bunn (Fig. 59 a - d). Senere ble det her en åpning som til å begynne med var trang (Fig. 59 e, 70), men videt seg ut

(Fig. 59 f - j). Spesielt interessant er Fig. 53 som viser at kilen nedad står i forbindelse med to tykke graderte lagpakker, P og Q. Sistnevnte (Q) er litt over 1 m tykk og 3,5 m bred. Den er skarpt avgrenset til alle sider unntatt mot øst. Avgrensingen mot vest^{er} knivskarp og vertikal. Bunnen er meget ujevn. Et eiendommelig trekk er søylelignende "erosjonsrester" av det underste sedimentet, R. Et siltlag, S, kan følges fra sidene inn mot Q og gjenfinnes på disse søylene.

Gjennom en forholdsvis trang passasje står Q i forbindelse med den andre graderte lagpakken, P, som er mindre tydelig avgrenset. Bredden er ca. 2 m og høyden i underkant av 1 m. Graderingen fra grus til middels sand er best i Q, men er i begge lagene noe uregelmessig idet kornstørrelsesvariasjonene i horisontalplanet også er ganske store. Fra P er det så direkte forbindelse til den egentlige kilen, (se Fig.).

De tynne siltlagene i R er sterkt forstyrret, men ligger stort sett in situ og tilhører den primære deltaavsetning (Fig. 53).

I nedre del av kile I er funnet både store og små bruddstykker av laminert sand/silt som stammer fra materialet ved siden av kilen (Fig. 60, 61).

Kile II. Denne lå like øst for kile I (Fig. 46), men ble gravet vekk på et ganske tidlig tidspunkt. Oppbygningen var i prinsippet den samme som i kile I, men noe enklere. Kilen var ca. 2 m bred øverst og 3 m høy (Fig. 62). Materialet var grovere og dårligere sortert enn i kile I (Fig. 63, sml. Fig. 49 og 50) og skiller seg ikke vesentlig fra materialsammensetningen i de finere partiene utenfor (Fig. 64). I nedre del av kilen var et parti med morenelignende struktur (Fig. 62, 63, prøve nr. 231). Lignende materiale er funnet i nedre del av kile 1. De nokså utydelige sandlagene i kile II var meget steile, særlig i midtre og vestre del. Oppdelingen i kammer var ikke så gjennomført i denne kilen, men oppe i det vestre hjørnet var et mindre atskilt sandparti. Under en sone med tilnærmet horisontal lagning nederst i kilen (Fig. 62) stod også denne i forbindelse med vertikalt

avgrensete sekundærstrukturer dypere ned. På grunn av mye nedrast materiale fikk jeg ikke undersøkt disse til "bunns", men av det jeg så, bestod materialet av godt sortert sand.

Överst i kilen lå to sandlag som til å begynne med kunne følges fra henholdsvis kammer B og C i kile I (se under beskrivelsen av denne). Materialet i de to sandlagene var vesentlig finere enn i resten av kile II (Fig. 63, pr. nr. 229 og 230) og noe finere enn i kile I (Fig. 49, 50). I det øverste sandlaget fantes strömningsstrukturer som liknet svært mye på det Pettijohn (†1957, s. 169 - 170) kaller "festoon cross bedding" (Fig. 65). På Fig. 65 sees like over kilen en sandblokk, ca. 20 cm lang, med blant annet klare krysskiktningstrukturer, og under dette et omvendt gradert sandlag. Strukturene tyder på at blokken stammer fra kilen og ved eventuell forflytning er blitt snudd på hodet.

Kile III. 13 - 14 m syd for kile I kom det til syne en kile på omtrent 3 meters dyp (Fig. 66). Dimensjonene var relativt beskjedne, 1 m høy og 2 m bred øverst. Form og struktur lignet de andre kilene, men denne var enda enklere oppbygd. Kilen bestod av grov grus og småstein, samt en del sand, særlig i øvre del. Selv om lagningen ikke var god, ser en likevel ganske klart på Figuren hvordan lagene böyet ned mot midten av kilen. Det var likeså en klar nedböyning av foresetlagene på begge sidene. På østsiden var overgangen mellom kilen og foreset glidende. I det hele tatt var likheten mellom materialet i og utenfor kilen enda større enn hos kile II, hvilket tyder på at materialforflytningen har vært meget kort. Kilen hadde ingen synlig fortsettelse hverken oppover eller nedover. Foresetlagene virket helt uforstyrret både over og under kilen.

3) Tynne laminerte siltganger, ofte med noe grovere materiale i midten (sand), opptrådte flere steder i forbindelse med kile I og i noe mindre grad kile II. Den lengste av disse var flere meter lang (Fig. 44, 67). Den løp horisontalt ut fra et 2 - 3 dm tykt siltig foresetlag (kornfordelingsanalyse nr. 184, Fig. 49) og fortsatte inn i nedre del av kile I hvor den delte seg i flere grener. Krysskiktning viste at vannet har strömmet mot kilen (Fig. 68). En av

forgreningene fulgte først kilens vestvegg, deretter gikk den langs grensen mellom kammer A og D og helt opp til toppen av kilen (Fig. 67, 52). I et av de første snittene kunne den spores et lite stykke opp i foresetlagene over. En av de andre forgreningene gikk ned under kilen før den igjen dreide oppover (Fig. 67, 70). En svakt bueformet, vertikal siltvegg, orientert på tvers av foresetlagenes fallretning (Fig. 44, 46, 47), må ha vært rest av en siltgang, sannsynligvis tilhørende det samme komplekset som nettopp er beskrevet.

De laminerte siltgangene kunne følges flere meter inn i kilen, men ble etter hvert mindre distinkte.

En annen laminert, vertikal siltgang, meget lik den vi ser midt på Fig. 70, ble observert i bunn av den graderte lagpakken Q (Fig. 53). Den kom først tydelig fram ved bedre opprensning av snittet etter at fotografiene var tatt, kan her bare så vidt skimtes et par desimeter til høyre for feltspaden).

Strukturenes dannelselse.

1) Observasjonene av morenelignende materiale over foresetlagene i distale deler av avsetningen (Fig. 43) og over den horisontale forkastningen (Fig. 44) mer sentralt i deltaet, må tilskrives et isfremstöt etter at deltaet ble dannet. Det mest nærliggende er derfor å tolke nevnte forkastning, samt deformasjonene av foresetlagene over denne, som glasitektonikk. Andre rimelige alternative forklaringer mangler.

Under forskyvningen har muligens den övre sedimentpakken dreiet noe mot vest. Det medförte at den relative dislokasjonsbevegelsen tiltok med ökende avstand fra en tenkt omdreiningsakse i NÖ. Dette kan være en mulig forklaring på at forstyrrelsene er störst i de vestligste deler av snittet (til venstre på Fig. 44).

Den doble v-formede strukturen like öst for forkastningen (Fig. 45) kan tenkes dannet i forbindelse med det "tomrom" som må ha oppstått langs bakre (vertikale) bruddsone under forkastningsbevegelsen, men det er som nevnt

ingen synlig forbindelse mellom forkastningen og disse strukturene. En kan derfor ikke utelukke at dette er en vanlig "scour and fill"-avsetning i det primære delta.

2) De mange felles trekk angående form og struktur i kile I og II, til dels også kile III, tilsier at de har samme genese. Det er først og fremst observasjonene fra de to store kilene som danner grunnlaget for den følgende diskusjonen.

Den klare diskordansen mellom kilenes overflate og foresetlagene viser at de må være dannet senere enn, og ikke samtidig med, det glasifluviale deltaet. Uforstyrrete foresetlag over kilene viser at de ikke er fossile iskiler, eller sandkiler i betydningen "ground wedges" (Dylik 1966).

Både oventil og langs sidene er kilene "lukket". Den eneste forbindelse de har med omliggende materiale, er via åpningene i bunn. Sammen med de observerte krysskiktningene tilsier dette at materialtransporten har foregått nedenfra og opp. Lagdelingen og den gode sorteringen viser at det har vært mye vann til stede. Selv om materialtransporten har vært oppadrettet, kan den likevel ha hatt en horisontal komponent som blant annet kan forklare de flattliggende lagene i nedre del av kile II og øverst i kilene.

Det synes ikke være tvil om at kamrene, med deres indre laminering og andre strukturer, ligger in situ. Blokkforkastninger eller lignende må kunne utelukkes. Diskordansene mellom kamrene må være erosjonsdiskordanser. Det tyder på at dannelsen har skjedd etappevis. Likeså er det nærliggende å anta at dannelsen av de graderte lagpakkene P og Q (Fig. 53) under kile I, representerer gjentakelser av samme prosess.

Flere forhold tyder på at det øvre jordlaget ned til 1,5 - 2 meters dyp var frosset under dannelsen av strukturene:

- a) Den horisontale forkastningen ligger i dette nivå,
- b) foresetlagene over forkastningen er delvis uforstyrret,
- c) kilenes plane overgrense, som d) også ligger i dette nivå,
- e) et øvre frostlag gir større muligheter for dannelse av et øket hydrostatisk trykk nede i avsetningen (s. 37),

og f) det er ikke funnet sikre spor av nedrast materiale fra sedimentet over kilene (forutsatt at likvifaksjonsteorien er riktig (se nedenfor)).

For den videre diskusjon er det nødvendig å ta med noen fysiske betraktninger. Likningen $T_e = T - U$ viser relasjonen mellom det effektive trykket (T_e), totaltrykket (T) og porevannstrykket (U) i et sediment (Terzaghi & Peck 1964). En økning av porevannstrykket uten at det totale trykket endres i tilsvarende grad, medfører reduksjon av det effektive trykket. Derved reduseres også skjærfastheten, S , som for en friksjonsjordart uttrykkes ved formelen $S = (Y_s Z - U) \text{tg } v$, der Y_s er sedimentets egenvekt redusert for oppdrift, Z er dybden under sedimentoverflaten og v er friksjonsvinkelen (Terzaghi 1957).

Dersom det på grunn av trykkforskjeller oppstår hydrauliske gradienter, vil porevannet bevege seg i retning av områder med mindre trykk. Friksjonen mellom det gjennomstrømmende vannet og mineralkornene fører til en endring, dU (= strømkraften, Janbu 1970, s.266), av porevannstrykket. En oppadrettet vannstrøm vil således redusere det effektive trykket. Nevnte trykkendring er proporsjonal med den hydrauliske gradient (i): $dU = iZY$, der Y er vannets egenvekt. Når den kritiske hydrauliske gradient, $i_c = \frac{Y_s - Y}{Y}$, overskrides, øker permeabiliteten raskt, sanden får mekaniske egenskaper som en væske og begynner å "koke". Overliggende materiale kan da lett synke ned. Slike likvifaksjoner finner sted i enhver sand, og endog grus, når nevnte betingelse oppfylles. Dette er også vist ved laboratorieundersøkelser (Florin & Ivanov, ref. ukjent). Disse skriver videre at prosessen starter i nedre deler av den likvifiserte sanden og beveger seg oppover mot overflaten, hvor den likvide tilstanden varer atskillig lengre og forflytningen av de enkelte partiklene derfor er størst. Ved likvifaksjoner vil materialet også kunne få en vertikal gradering.

Følgende faktorer tyder på at kilene er dannet ved likvifaksjonsprosesser: A) Forekomsten av løse fragmenter i kile I fra lag utenfor kilen, B) de graderte lagpakkene P og Q under kile I og C) gjennomgående bedre sortering og mer

finkornig materiale øverst i kilene, hvor det i tillegg er strømningsstrukturer som indikerer en lengre likvifaksjonsfase.

På grunn av trykkforholdene må grunnvannsstrømmen ha vært mot isfronten, det vil si mot sydøst. For at det skal kunne bygges opp et hydrostatisk trykk stort nok til å forårsake likvifaksjon, forutsettes et lukket system hvorfra vannet ikke unnslipper altfor lett. Slike betingelser kan ha vært til stede i deltaet på Kolskogen ved at det antatte øvre frostlaget og de lite permeable bottomset har hindret vannet i å trenge henholdsvis opp og ned. Videre kan et eller flere foresetlag ha vært så tette at de har hindret en fri horisontal porevannsbevegelse, Fig. 71.

Isen kan tenkes å ha bevirket økningen av den hydrauliske gradient i sedimentet på to måter: enten ved sammenpresning av sedimentene, i første rekke de finkornige og porøse bottomset, slik at porevann herfra ble presset opp i de mer permeable foresetlagene (Moran 1972) eller ved at subglasialt smeltevann som fra før stod under hydrostatisk trykk, ble tvunget ned i sedimentene. Sannsynligvis har det vært en kombinasjon av begge disse faktorene, som antydnet på Fig. 71.

Oppdelingen av kilene i kammer og de graderte lagpakkene under kile I kan tyde på at flere suksessive likvifaksjoner har funnet sted. En kunne da tenke seg at et (eller flere) av kamrene i selve kilen korresponderer med hver av de graderte lagene P og Q.

Såkalt spontan likvifaksjon (Terzaghi & Peck 1964, s. 100) kan inntre i visse typer sand (kvikksand) uten at den kritiske hydrauliske gradient overskrides. Materialsammensetningen i kile I ligger nær opp til kvikksandens (se Terzaghi & Peck 1964 s. 102), men er for grov i de to andre kilene til at en slik tolking synes rimelig.

Forklaringen på dannelsen av kilene må, i alle fall foreløpig, bli nokså skjematisk, ikke minst fordi det her har virket mekanismer som vi kjenner lite til, og vanskelig kan etterprøves. Men kanskje nye gravinger og videre studier av

den kilen som fortsatt eksisterer vil kunne avklare den genetiske utvikling.

3) Tynne laminerte siltganger som disse på Kolskogen, blir i litteraturen kalt "clastic dikes". Slike er observert både i konsoliderte sedimenter (for eksempel Diller 1890) og ukonsoliderte (Lupher 1944, Heron & al. 1971). Liknende strukturer har E. Lie (pers. medd.) funnet i submorene og postglasiale sedimenter i Gudbrandsdalen. Diker som er dannet postglasialt, er vesentlig mindre enn de eldre.

Clastic dikes kan dannes ved 1) vanlig gjenfylling av åpne sprekker, med eller uten tilstedeværelse av vann, 2) injeksjoner ovenfra og ned, og 3) injeksjoner nedenfra og opp (Heron & al. 1971). Siltgangene på Kolskogen tilhører uomtvistelig gruppe 3. De er trolig dannet under samme hydrostatiske betingelser som kilene, ved at finkornig materiale er gått over i en likvid fase og under denne blitt injisert i sedimentet. Disse likvifaksjonene kan ha vært spontane, men det er lite sannsynlig.

Injeksjonene kan ikke ha foregått i åpne sprekker, til det er sedimentet altfor lite konsolidert, spesielt kilematerialet. Den tyntflytende væsken med leir - finsand må i alle fall ha fulgt minste motstands vei mot områder med minkende trykk. I sandkilene har denne "veien" stort sett falt sammen med kammergrensene.

Krysskiktning (Fig. 68) er også sett i andre clastic dikes (Jenkins 1925), og forgreninger (Fig. 67) er ifølge Jenkins (1925) og Heron & al. (1971) vanlig. Lamineringen parallell med ytterveggen tyder på at strukturene er dannet ved at samme prosess har gjentatt seg flere ganger (Flint 1938, Lupher 1944).

Siltgangene kan ikke være dannet før sandkilene, trolig er de noe yngre.

Avsetningens og strukturenes alder. Både morenematerialet og den horisontale forkastningen viser at breen har gått over deltaet etter at dette ble dannet. Det siste kjente brefremstøtet i dette området var i slutten av Yngre Dryas da breen nådde fram til vestbredden av Ulvenvatnet (Fig. 3).

Dersom det er dette fremstötet vi finner spor av på Kolskogen, er det mest nærliggende at den glasifluviale deltautbyggingen har foregått 1) ved avsmeltingen i tidlig Alleröd eller 2) foran den fremrykkende breen i Yngre Dryas. Deltaet kan også være 3) fra avsmeltingen i Yngre Dryas; morenen representerer i så fall bare en mindre oscillasjon i breen før den trakk seg tilbake for godt.

Som nevnt er det mye som tyder på at det var et övre frostlag i avsetningen - ned til 53-54 m o.h. - da breen rykket fram og forårsaket dannelsen av strukturene. Når det gjelder punkt 3, var havnivået ca 58 m over dagens på den tid, og mulighetene for så dyp tele var ikke til stede. Forutsatt at terrassehöyden på ca. 55 m o.h. er den primære, er dette noe i laveste laget til at deltaet skulle være dannet ved fremstötet i Yngre Dryas (2). Dersom avsetningen likevel er fra denne tiden (og da trolig ble noe nederodert i forbindelse med det senere brefremstötet), er det lite rimelig at sedimentene har vært frosset så dypt ned, av samme grunn som i punkt 3. Permafrost er også utelukket i disse to tilfellene. Alternativ 1 synes derfor å være den mest nærliggende tolkingen med hensyn til tidspunktet for delta-dannelsen, nemlig tidlig Alleröd.

C^{14} -dateringene tilsier at fremstötet i Yngre Dryas var i slutten av denne perioden, og klimatisk sett skulle sjansene for dannelsen av dyp årlig tele, eventuelt permafrost, ha vært store i tiden før breen nådde sin maksimale utbredelse. Det avgjørende er imidlertid hvor höyt havnivået var i første del av Yngre Dryas. Foreløpig vet vi svært lite om det relative havnivået her i denne tiden. Det er for eksempel ikke observert klare MG-terrasser utenfor Herdla morenen i Hordaland. Mangerud (1970) fant ikke marine sedimenter i Allerödavsetningene på Dale, Blomøy, vest for Herdla. Denne lokaliteten ligger ca. 10 m høyere enn Yngre Dryas-isobasen (etter Aarseth & Mangerud 1974, Fig. 11). Overført på Os skulle det tyde på at havnivået i Alleröd ikke har vært over 80 m. Ved Haukelandsvatnet i Arna har K. Skår (pers. medd.) funnet indikasjoner på at havet i denne tiden transgrederte til over 72 m, mens den marine grense (tidlig Preboreal) er ca. 61 m. Dessuten har Fægri (1940, 1944 a) påvist Allerödtransgresjoner på Jæren og Bömlo (Fig. 142).

Det etter alt å dømme relativt høye havnivået i Alleröd må være eustatisk betinget, da en ellers kunne vente regresjon på grunn av isostatisk heving av landmassene. På denne bakgrunn er det også naturlig å tenke seg noe lavere havnivå såvel før som etter det klimatiske optimum i Alleröd. Her er imidlertid flere usikkerhetsfaktorer, ikke minst når det gjelder de isostatiske bevegelsene. En må imidlertid regne med en viss nedpressing av landmassene i forbindelse med breens fremrykning i Yngre Dryas, men i hvilken grad og hvor hurtig jordskorpen har reagert på disse glasiationsforandringene, er ukjent.

Såfremt Kolskogen-sedimentene er fra Alleröd-avsmeltingen, eller tidligere, er det derfor, så langt vi vet, ikke utelukket at deltaet var tørrlagt i tidlig Yngre Dryas. I så fall forelå også mulighetene for dannelse av vinter- eller permafrost. Førstnevnte krever at havnivået umiddelbart før isen nådde fram til Kolskogen var minst 3 - 4 m lavere enn i avsmeltingsfasen. En kan derfor ikke se bort fra at det har vært rester av permafrost, dannet ved et lavere havnivå en tid før. Utenfor kysten av nordlige Kanada kan nevnes at det er observert permafrost som antas å være relikte fra siste istid, i sedimenter på 10 m havdyp (Mackay 1972). Det er imidlertid lite sannsynlig at eventuell permafrost ikke har gått dypere enn 1,5 - 2 m under sedimentoverflaten. Det kan i så fall tyde på at terrasseflaten opprinnelig var høyere, og at noe ble fjernet ved breerosjon.

Da de glasi-fluviale sedimentene både på Kolskogen og Kuventre i prinsippet er submorene sedimenter, og terrasseflatene ligger i noenlunde samme nivå, må en regne med at de er fra samme avsmeltingsfase (Eldre Dryas/Alleröd), likeså at morenene tilhører samme brefremstöt (Yngre Dryas).

ANDRE GLASIFLUVIALE AVSETNINGER. I tillegg til de foran beskrevne er det på Pl. 1 inntegnet noen glasi-fluviale randavsetninger som her skal nevnes ganske kort. De fleste er ganske små og lite undersøkt, delvis på grunn av manglende eller dårlige snitt. Beskrivelsene følger noenlunde i den rekkefølge de opptrer fra nord mot sør.

Nord for Flåten ligger tre laterale glasi-fluviale akkumulasjoner på rekke langs vestsiden av dalen. Terrassen på Hetleflåten, som er den største, har klar iskontakt-skråning mot NÖ. To nedlagte grustak i østlige del av ter-

rassen har ødelagt den primære avgrensingen her. Terrasseflaten ligger mellom 57 og 59 m o.h. Dreiesonderinger foretatt av "Geoteam A/S" et stykke inne på flaten, indikerer små dyp ned til fast fjell som også kommer opp i overflaten et par steder. Mens det var friske snitt i avsetningen, målte Mangerud (dagbok 1963) fallet på noen få foresetlag. Målingene indikerte en materialtransporterende strøm i sydøstlig retning.

På distalsiden, i forsenkningen ned mot Vindalsvatnet, ligger relativt store mengder finsand og silt. Transporten må her ha vært fra Osdalen og over passet til Vindalsvatn i vest.

Sand- og grusavsetningen ved Ulvenskiftet er ganske liten og bygget opp til 55 - 56 m o.h. Flaten skråner noe mot øst.

300 m syd for denne, ved Tyssdalkrysset, ligger en glasifluvial akkumulasjon som er atskillig større enn foregående, men det er uvisst hvor langt den strekker seg inn under myroverflaten mot vest. Foresetlag i et lite snitt i det nedlagte grustaket har et sydlig fall. Materialet er bygget opp til 56 - 57 m o.h.

I denne sammenheng vil jeg også nevne viften på Tyssdal, foran munningen av bekken fra fjellområdet i øst. Denne er etter alt å dømme vesentlig postglasial: 1) Snitt i avsetningen langs bekken og Oselva/Sponga viser stort innhold av forvitningsprodukter og organisk materiale. 2) Den opptil 20 m dype canyonen som Tyssdalsbekken renner i, kan nok i noen grad tilskrives smeltevannserosjon, men de sedimentære bergartene (Fig. 2) langs dalen forvitrer, og eroderes, meget lett. 3) Fjellområdene i øst var isfrie under Yngre Dryas. Det har derfor ikke vært glasifluvial drenering av betydning ut Tyssdalen.

Ved Kuvenbakken like vest for riksveien, 500 m syd for Banktjörn, ligger en avsetning som er terrassert i nivået 31 - 32 m o.h. (Fig. 72). På grunn av sterk ravine-dannelse er den stykket opp i 5 - 6 mindre isolerte terrasserester over en lengde på godt og vel 100 m. En hustomt

i den østligste av disse viste at sand og grus utgjør hovedtyngden av materialet (Fig. 72). Enkelte sand- og siltlag har et svakt fall i sydlig retning og ender diskordant til bakkeoverflaten. Det viser at avsetningen har vært større enn i dag, og sannsynligvis har strukket seg over på andre siden av det vesle dalsøkket som riksveien går i. I så fall må denne terskelen for Banktjörn en gang ha vært høyere. Men senkningen av terskelen kan ha foregått submarint. Dette spørsmålet blir nærmere behandlet senere og forsøkt besvart ved hjelp av pollenanalyse.

Avsetningen har ingen klar iskontakt, men strukturene i det nevnte snittet indikerer en materialtilførsel via det lave passet i NV. En god del er ventelig også kommet ut skaret rett syd for Banktjörn.

Den flate avsetningen i dalbunnen nedenfor Hjelle i Hegglandsdalen består av glasifluvialt materiale som må være avsatt fra øst. Høyden over havet er 61 m.

I begynnelsen av dette århundret ble det tatt sand og grus her til veiformål (Fig. 73). Etter lokalitetsbeskrivelsen å dømme er det dette sandtaket, sammen med Kuventre-avsetningen, Reusch skisserer og beskriver i sin lille artikkel om "Moræne over laget grus ved Bergen" (1916). Som det fremgår av titelen, hevder han at begge disse avsetningene har et dekke av morene øverst, og for Kuventre sitt vedkommende er dette riktig (s. 26). Hjelleterrassens jevne overflate, som forøvrig Reusch tillegger marin abrasjon, og dens høyde, som passer bra med MG i området, kan imidlertid tyde på at tolkingen til Reusch her er feil. Dessverre er det ikke noe snitt i terrassen i dag.

Glasimarine sedimenter

Et slående sedimentologisk trekk i det undersøkte området er de store mengder laminert silt som forekommer under marin grense. Silten ligger ofte som et nokså jevntykt teppe konkordant oppå grovere sedimenter eller fjellgrunn. Andre steder kan materialtypen anta mektigheter på 15 - 16 m. Sedimentenes klare laminering, finkornighet og strati-

grafiske beliggenhet tilsier at de er proglasiale marine sedimenter, avsatt foran den tilbakesmeltende breen. I noen lavtliggende områder, som i og ved Banktjörn, er dette materialet tildekket av ikkeglasiale marine og lakustrine avsetninger.

Disse sedimenttypene blir behandlet mer detaljert i kapitlet om sedimentene på Flåten og i Banktjörn.

Diskusjon og konklusjon

Klimavariasjonene i senglacial tid førte til store oscillasjoner av brefronten på Vestlandet (Mangerud 1970). Dateringer av skjellførende morene fra Sandviken ved Bergen, 30 km nord for Os og 15 - 16 km innenfor Herdlatrinnet, viser at det her var isfritt i Bölling (Mangerud 1970 s. 132). Da avsetningene på Os tilhører Herdlatrinnet, er det ut fra en geografisk vurdering rimelig å anta at det også her var isfritt i samme varmeperiode, selv om avsmeltingsforløpet den gang kan ha vært annerledes enn senere. Men det er ikke observert sedimenter som på grunnlag av C^{14} -dateringer eller stratigrafi kan henføres til denne perioden.

Etter fremstøtet i Eldre Dryas fulgte en rask tilbaketrekning av brefronten med klimaforbedringen i Alleröd, og Os-området ble nå beviselig isfritt. Det foreligger 6 C^{14} -dateringer fra Os og som alle er av Alleröd/Yngre Dryas-alder (Fig. 4). Flere forhold tilsier at denne isfrie perioden var ganske langvarig:

- 1) C^{14} -dateringene spenner over et tidsrom på 1650 \pm 480 år (11700 \pm 230 - 10050 \pm 250).
- 2) Datering av skjellførende morene på Trengereid, 30 km nord for Os, viser at det her var isfritt midt i Alleröd (Aarseth & Mangerud 1974). Muligens trakk isen seg tilbake helt til Voss (Mangerud & Skreden 1972).
- 3) Allerödfossilene indikerer at isen trakk seg tilbake et godt stykke innenfor Os da fjordvannet må ha vært ganske rent gjennom en lengre periode (Holtedahl 1964, s. 321).

Foruten de 5 lokalitetene som det foreligger dateringer fra, har jeg selv observert 6 skjellokaliteter (Fig. 4) og samtlige har sterke indikasjoner på at isen har gått over, da skjellene enten ligger i eller under morene, eller i prekonsolidert leire.

I tillegg til de marine Allerödsedimentene er også de glasifluviale avsetningene på Kuventre og Kolskogen overrent av is. Alderen på disse avsetningene er usikker, men mest

sannsynlig er de fra avsmeltingen i tidlig Alleröd.

Da alle de radiologiske dateringene fra Os gir maksimumsaldrer for fremstøtet i Yngre Dryas, må dette - ifølge dateringene - ha funnet sted meget sent i perioden, kort tid før klimaforbedringen i Preboreal (Aarseth & Mangerud 1974). Breen rykket da fram både fra nord (Osdalen) og nordøst (Fusafjorden/Hegglandsdalen). Noe av målsettingen med undersøkelsene var å skille avsetningene fra disse breene ved steintelling, skuring og stratigrafi, og dermed også få et mer nyansert bilde av breenes relative aldersforhold og utbredelse.

Undersøkelser i Eksingedalen - Stölsheimen (Aa 1974) og Arna - Osteröy (Skår, pers. medd.) viser at den regionale brebevegelsen under Yngre Dryas i dette området ble dirigert av et akkumulasjonssenter i Stölsheimen og stor ablasjon i Fusafjorden (se også Aarseth & Mangerud 1974, Fig. 1). Denne isen fra NNÖ ble splittet opp av Gullfjellet og dens lokalbre (Skår, pers. medd.) i en østlig komponent, Fusafjordbreen, og en vestlig, Osdalsbreen. De to breutløperne har således hatt stort sett samme næringsområde, og har ventelig reagert likt på klimaendringene i Yngre Dryas/Preboreal. Ut fra dette er det nærliggende å anta at Fusafjordbreen og Osdalsbreen oppholdt seg ved sine respektive hovedmaksima, Solstrand og Indre Moberg (Fig. 3), noenlunde samtidig. Skuring ved Lundetre viser at Hegglandsdalsbreen, som egentlig er en atskilt del av Fusafjordbreen, i alle fall har nådd vest til Oselva (Holstedahl 1964).

Mösnuken - Tyssdalsfjellområdet er for lavt til at her kan ha vært lokalglasiasjon i Yngre Dryas. Östrem & Liestöl (1964) har beregnet dagens glasiasjonsgrense på Os til ca. 1200 m o.h. Dersom en regner med en senkning av glasiasjonsgrensen i Yngre Dryas på 350 - 400 m i forhold til dagens (Follestad 1972), vil fortsatt de høyeste fjellene ha ligget godt under denne grensen.

På bakgrunn av det berggrunnsgeologiske kartet (Fig. 2) burde Osdalsbreens materiale kunne skilles fra Fusafjordbreen ved markert større innhold av gabbro. Grønnsteinsporfyritten i Hegglandsdalen skulle kunne tjene som ledebergart

for materialet herfra. Videre burde et stort innhold av kvartsdioritt og granitter m.m. (fra östsiden av fjorden) reflektere en transport fra NÖ - Ö med Fusafjordsbreen.

Fullt så enkelt var det imidlertid ikke. Særlig påfallende var det store innholdet av gabbro og grønnsteinsporfyritt i materialet som presumptivt var avsatt med Fusafjordsbreen. Dette vakte mistanken om at disse bergartene hadde en videre utbredelse enn det geologiske kartet tilsa, noe som ble bekreftet på en befaringsammen med Inderhaug (s. 6). Innholdet av "fremmede" bergarter, som gjennomgående er meget lite, er heller ikke større i sørøstlige del av området enn nordfor. Mulighetene for å løse problemene vedrørende transportretninger og glasiasjonsforholdene i detalj ved hjelp av steintellingsmetoden er derfor begrensete.

Den sydlige skuringen kan følges helt ned til fjorden (Fig. 3). Det tilsier at det glasigene materialet lengst syd på Moberg og Haugsneset kan være avsatt av Osdalsbreen. De inntegnede skuringsretningene öst for Solstrand og den konvekse form på brerandavsetningen i fjorden, viser at brebevegelsen ikke har konvergert mot den sentrale del av fjorden på grunn av kalving. Tydelig sydvestlig skuring ved Hattvik støtter opp om dette.

Kvartsdiorittinnholdet i prøvene fra Haugsneset (Fig. 12, pr. nr. 258 og 259) lar seg best forklare ved en materialtilførsel med Osdalsbreen eller Hegglandsdalsbreen. Fordelingen av grønnsteinsporfyritt i materialet fra både Haugsneset og Mobergvika (Fig. 10, pr. nr. 258, 259, 260, 257) tyder imidlertid på at dette stammer fra Hegglandsdalen.

I området ved Osöyri hvor breene fra Fusafjorden - Hegglandsdalen og Osdalen har konvergert, er det mulig at disse har vært over området til forskjellige tider. Men jeg har ikke funnet snitt med stratigrafi som viser dette.

Undersökelsene gir inntrykk av at sedimentene i Osdalen helt ned til Moberg - St.Hanshaugen er avsatt av breen fra nord. Morenematerialet sönnaför, på Haugsneset og Mobergvika, er etter bergartsanalysene å dömme mest sannsynlig kommet fra nordöst.

Breen kan ikke ha oppholdt seg særlig lenge på Os i Yngre Dryas. Den yngste av C^{14} -dateringene, fra Lundetre, tilsier at isen ikke rykket fram før 10050 ± 250 B.P. (T-304, H.Holtedahl 1964). Men allerede tidlig i Preboreal var mesteparten av Osterfjorden isfri (datering fra Stamnes: 9760 ± 180 B.P., T-1487, Aa 1974, s. 79) og Hardangerfjorden (datering fra Busnes utenfor Eidfjord: 9720 ± 330 B.P., T-585, Anundsen & Simonsen 1967; og Eidfjord: 9680 ± 90 B.P., T-886, Rye 1970). Det er derfor rimelig å anta at tilbaketrekingen fra Herdlatrinnetts randavsetninger har begynt i nærheten av 10 000 B.P. (Aarseth & Mangerud 1974, s. 18).

Det som er nevnt over, viser også at avsmeltingen må ha gått raskt. Skuringsobservasjonene, særlig langs vestsiden av Hettleflotvatnet og nordover til Söfteland, kan tolkes i samme retning (Fig. 3). De viser at isen på slutten gradvis har dreiet fra S til SÖ, det vil si mot dypeste forsenkning i dalen, som i begynnelsen av postglasial tid var en 30 - 50 m dyp fjordarm. Særskilt markert er vridningen på to lokaliteter SV for Söfteland (i sydenden av Gåssandvatnet, Fig. 1) der den siste bevegelsen har vært omtrent rett öst. Dette viser at isen i selve Osdalen har smeltet vekk tidligere enn i det kupert, men lavtliggende landskapet vestenfor. Fjellområdene östenfor stod opp som nunatakker gjennom hele Yngre Dryas (s. 2). Kalving i "Osfjorden" har trolig påskyndet ablasjonsprossessen.

En sammenligning av de høyeste marine nivåene nordover dalen gir også en indikasjon på tilbaketrekningshastigheten. Den marine grense på Söfteland (4 km nord for Ulven) og Lyngbö (7 km nord for Ulven) er begge steder ca. 58 m o.h. Med en korreksjon for isobasegradienten på 1,4 m/km (Aarseth & Mangerud 1974 s. 19) skulle det tilsvare en senkning av havnivå på ca. 3 m i tiden mellom dannelsen av Ulven/Vaksinen og terrassene på Söfteland og Lyngbö. Da landhevningen var meget hurtig i Preboreal, ifölge Hagebö (1967) 4,7 m/100 år i Bergensdalen, kanskje noe mindre på Os, representerer dette et tidsrom på bare noen få tiår.

SEDIMENTENE PÅ FLÅTEN OG I BANKTJÖRN

Innledning.

Benevnelsen Flåten brukes her om området vest for Banktjörn, fra Gudridhaugen i nord til Kuven - Osstölen i syd, Pl. 1.

Oselva som drenerer store deler av Gullfjellsmassivet i NNÖ, renner forbi Banktjörn. Passhöyden mellom disse er 31 m o.h., kun 4 m høyere enn Oselva på dette stedet (Fig. 74). Tjernet ligger 21 m o.h. Marin silt i passet viser at elva aldri har gått over dette og inn i Banktjörn idet silten da ville vært erodert bort.

Området rundt Banktjörn er kjennetegnet ved et opptil flere meter tykt dekke med glasimarin silt og finsand oppå grovere glasigent materiale eller direkte på undergrunnen. Nord og øst for Banktjörn er noen lave, furukledde høyde- drag som bare har en tynn, usammenhengende hud av forvittrings- jord og lynghumus. Övre grense for finsedimentene er ca. 50 m o.h., det vil si omlag 10 m under marin grense.

Tjernet har i dag et areal på 120 dekar ($0,12 \text{ km}^2$) og nedslagsfeltet er $1,0 \text{ km}^2$. Flere forhold gjorde dette lille området interessant for mer detaljerte undersøkelser:

1) I skråningen mellom Vargåsen og Banktjörn ligger tilsynelatende store mengder silt, indikert ved dype raviner og terrasserte former. Både de store kvanta og den høye beliggenheten, nesten opp til MG, tilsa at materialet måtte være fra isavsmeltingen. Men hvorfor var ikke det bassenget som tjernet utgjör, blitt helt eller delvis gjenfylt, når en ser hvor mye silt og finsand som ligger i dalsiden ovenfor? Det første jeg i denne sammenheng måtte få rede på, var det kvantitative forholdet mellom de glasimarine sedimentene i selve tjernet og på Flåten.

2) Nedenfor munningen av Banktjörn ligger en 400 m lang og 60 - 100 m bred myrdekket flate mellom bratt oppstikkende fjell på begge sider. En liten bekk fra Banktjörn renner oppå flaten som utgjör tjernet terskel på 21 m o.h. Tilsynelatende

demmes altså vatnet av ei myr, hvilket tilsa nærmere studier.

3) Et annet aspekt vedrørende Banktjörnterskelen er terrasserestene ved Kuvenbakken (s. 41) like vest for sydenden av ovennevnte myr. Terrassen ligger ca. 10 m over myroverflaten. Avsetningens beliggenhet, morfologi og indre struktur viser at den tidligere har vært større, og spørsmålet er hvorvidt den har fylt hele dalbunnen og derved tjent som en høyere terskel for tjernet.

4) I Flåtenområdet er det en rekke raviner (Pl.1, Fig. 74). Jeg var interessert i en nærmere forståelse av ravinedannelsen og særlig i å datere den.

Sedimentene på Flåten.

Morfologi

Den del av Flåten som blir behandlet, ligger i sin helhet under marin grense, fordi det over denne kun finnes "bart" fjell. Lokalitetsnavn som benyttes, er inntegnet på Fig. 74.

Allerede overflateformene viser at det her er finkornig materiale, og - etter Hordalandsforhold - av ganske betydelige dimensjoner både arealmessig og hva mektighet angår. Det meste av området er nemlig gjennomskåret av et 20-tall raviner på opptil 6 - 7 meters dybde. Flere av disse står i forbindelse med hverandre og danner ravinesystem, hvorav det største ligger like syd for gymnaset, og i det etterfølgende blir benevnt Gymnasravinen (Fig. 75).

Banktjörns nedslagsfelt kan deles i et østlig og et vestlig. Med unntak av ravinene ved Kuvenbakken, som ikke drenerer til Banktjörn, ligger samtlige raviner innenfor det vestlige dreneringsfeltet på ca. 0,8 km². Ravinelandskapet utgjør noe i underkant av 0,3 km². Mesteparten av overflatevannet fra de resterende 0,5 km² drenerer via ravinene og har på den måten vært medvirkende til dannelsen av disse erosjonsformene. Spørsmålet om når erosjonsaktiviteten har vært størst, og hvorvidt formene nå kan betraktes som relikte eller ikke, blir tatt opp i forbindelse med pollenanalysen.

Et annet morfologisk trekk er planeringen i 30 - 35 meter-nivået på Fagerheim, Myrvollen, Idrettsveien og Kuvenbakken. Avsetningene ved Kuvenbakken og Myrvollen danner klare terrasser. Terrassen ved Kuvenbakken består av glasifluvialt materiale og skiller seg på den måten ut fra terrassene nordenfor som for en stor del består av glasimarin silt (se beskrivelsene lenger bak). Det interessante er de jevnhøye flatenivåene som forøvrig også korresponderer med passshøyden mellom Banktjörn og Oselva på 31 m o.h.

Terrassen ved Kuvenbakken er trolig en erosjonsterrasse. De øvrige synes i stor grad å være et resultat av forholdene før den proglasiale sedimentasjonen av finsand og silt tok til. Flatene er antagelig framkommet ved at sedimentasjonen av finmaterialet førte til en utjevning av uregelmessighetene i den gamle grusoverflaten, mens denne gjenspeiles i de større topografiske trekk. Spørsmålet er da om grusoverflatens øvre nivå på ca. 30 m.o.h. er betinget av et havnivå. I så fall er grusmaterialet opp til dette nivået eldre enn siste isfremstöt (Yngre Dryas). Dette nevnes som en mulig forklaring, men kan vanskelig bevises. Det er likevel mest sannsynlig at denne grusen er fra avsmeltingen i tidlig Preboréal. Grusens beliggenhet i terrenget, foruten klare tegn på iskontakt ved Myrvollenterrassen (s. 57), kan tyde på at det er avsatt laterält til en aktiv islobe i Banktjörn. Avsetningene er i så fall ikke bygget opp til havoverflaten, og grusens nivå på vel 30 m o.h. er nok bare en "tilfeldighet". Glasifluvialt materiale finnes også høyere opp i dal-siden.

Utflatningen kan også tenkes framkommet ved erosjon/-akkumulasjon i forbindelse med en midlertidig eustatisk og isostatisk likevekt ved et tilsvarende havnivå. C.F. Kolderup (1908, s. 43 - 44) beskriver terrasser på Os på 35 m o.h. (Kuven) og 30 m o.h. (Moberg) som han plasserer i henholdsvis "littorinaterlasserne" og "det tredje større terrasetrin". Men strandforskyvningskurvene fra Bömlö (Fægri 1944 a) og Bergensdalen (Hagebö 1967) tilsier ikke noe brudd i den relative landhevningen i dette nivå (Fig. 142). Strukturene i terrassene vest for tjernet tyder heller ikke på noen sekun-

dær marin dannelse.

Planeringen har ingenting med isolasjonen å gjøre, da denne først inntrådte ved ca. 10 meter lavere havnivå (s. 107).

Beskrivelse av noen snitt

På grunn av aktiv byggevirksomhet på Flåten sommeren 1971 fikk jeg god anledning til å studere sedimentene her nærmere. Men fra et kvartærgeologisk synspunkt var også dette den eneste fordel: Aktiviteten kom til å gå hardt ut over det opprinnelige ravinlandskapet nord for Idrettsveien.

I det følgende vil jeg beskrive en del av de viktigste snittene, som er det beste kildemateriale for forståelse av genesen. Det ble gravet fire tilnærmet parallelle grøfter oppetter dalsiden, på Fagerheim, Varhaugen, Myrvollen og Idrettsveien (Fig. 74). Selv om grøftene kunne komme opp i dybder på 4 - 5 m, var det ikke alltid nok til å få med hele stratigrafien. Grøften på Fagerheim var delvis fylt igjen da jeg begynte, mens gravingene av de andre ble fulgt mer eller mindre kontinuerlig.

FAGERHEIM. Grøften her, fra fjellsiden i vest og ned mot riksveien, var ca. 80 m lang og fra 1 - 3,5 m dyp (Fig. 76). I bunnen ligger steinholdig grus uten strukturer i hele grøftaas lengde. Grusen har en maksimal tykkelse på minst 2,5 m. Fast fjell er ikke påtruffet. Som det fremgår av Fig. 76, danner grusen en markert "naug" omtrent midt i dalsiden, 33 - 34 m o.h. Kornfordelingsprøve nr. 1 (Fig. og steintellingsprøve nr. 37 (Fig. 3 - 13, Tab. 1) er tatt her. Konkordant oppå grusoverflaten ligger lagdelt sand (kornfordelingskurve nr. 2 på Fig. 107) som gradvis går over i svakt laminert silt (prøve nr. 3, Fig. 107). Sandlagene tynnes ut mot toppen av grushaugen som har en maksimal hellning på 50° mot vest. Silt- og sandavsetningen, som her kommer opp i en tykkelse på ca. 3 m, er gjennomført av en rekke mindre, og for det meste "reverse", forkastninger (Fig. 78). De er sannsynligvis fremkommet ved små setninger og sammenpresninger på grunn av den uregelmessige bunn-topografien (grusoverflaten). Folden på Fig. 79 må tilskrives en liten synsedimentær slumpingbevegelse.

Utflatningen i 35 meternivået er ganske opplagt betinget av grusopphopningen under. Denne relasjonen er vel så tydelig 20 - 30 m lenger nord. Et snitt vinkelrett på ravinene synes i prinsippet å være som vist på Fig. 77 (sammenlign Fig. 108).

VARHAUGEN. Langs veien opp til Varhaugen ble det gravet en lang grøft hvorav det viktigste utsnittet er tegnet inn på Fig. 80. Også her ligger laminert finsand og silt konkordant oppå en strukturløs steinholdig grusavsetning med vekslende tykkelse og uregelmessig overflate. Gruslaget smalner av mot øst (midt i bakken på Fig. 80), og går opp mot overflaten (vei). Gruslaget finnes igjen lenger nede (öst) hvor det dukker ned under laminert silt. Steintellingsprøve nr. 141 er tatt i denne grusen (Fig. 8 - 13). Kuttingen av "antiklinalen" i nedre del av bakken er ganske sikkert gjort ved anlegget av veien. Stratigrafisk under grusmaterialet er det videre et halvmetertykt sandlag, og derunder en homogen steinførende silt som tolkes til å være morene (kornfordelingsprøve nr. 149, Fig. 103).

I fortsettelsen av denne grøfta, ca. 50 m NV for bakkekammen på Fig. 80, kom det til syne flere små deformasjonsstrukturer i den laminerte glasimarine silten, alle på 1,5 meters dybde (Fig. 81 - 83). Strukturene er etter alt å dømme dannet ved rene gravitasjonsprosesser uten påvirkning av is eller permafrost.

MYRVOLLEN. Langs den ravinerte nordskråningen av terrassen (33 m o.h.) på Myrvollen ble det gravet en opptil 5 - 6 m dyp grøft (Fig. 74, 84 - 86). Lagserien er i hovedtrekk den samme som på Fagerheim. I bunnen er det steinholdig grus med skarp grense til laminert sand/silt (Fig. 87). Den øverste meteren består av homogen silt. Som regel er det en kontinuerlig overgang mellom den laminerte og homogene silten (Fig. 89). I det laminerte sedimentet er det klar veksling mellom silt og sand. Enkelte av sandlagene er svakt graderte, men grensen til siltlagene over er alltid skarp. Klare graderte lag fra grovsand til leirig silt, som i Myr 34 (Fig. 111) er ikke sett her. Kornfordelingsprøvene nr. 90 og 91 er hentet fra henholdsvis øvre og nedre del av et av de graderte sandlagene på Fig. 90. Fotografiet på denne Figuren er tatt like over et

gjennomgående sandlag betegnet A (Fig. 86), og ca. 25 m vest for terrassens østskråning. Kornfordelingen i sandlag A (nr. 88) er inntegnet på Fig. 107, der også finmaterialet i avsetningen er representert ved prøve nr. 89, som er tatt i et tykt siltlag, øverst på Fig. 87.

Når en ser bort fra noen mindre sekundære forstyrrelser (Fig. 91 - 94), er den vestlige del av snittet helt uforstyrret (Fig. 86). Lagningen over grusen er tilnærmet horisontal mens terrengoverflaten (= ravineskråningen) faller bratt mot nord (Fig. 84). Ravinen er derfor åpenbart et resultat av postglasial erosjon, i likhet med den ved Idrettsveien (sammenlign Fig. 106). Riktignok ble det flere steder lenger øst observert til dels betydelig fall i nordlig retning, hvilket kan indikere at underliggende sedimenter, eventuelt fast fjell, har hatt en viss innflytelse på ravinens lokalisering.

Deformasjonsstrukturer. Spesielt interressant er den østlige del av snittet i grøfta på Myrvollen. De viktigste strukturene kommer fram på Fig. 86 og er dessuten skissert på Fig. 95. Koordinatene som benyttes i det følgende, refererer til Fig. 95. - En angivelse (3,5 - 1,0) betyr 3,5 m langs den horisontale akse (absissen) og 1,6 m langs den vertikale (ordinaten).

En markert vinkeldiskordans, for enkelhets skyld kalt hoveddiskordansen, har et fall på 22° mot VSV i snittplanet (strøket er ikke målt) og skiller avsetningen i en øvre uforstyrret og en nedre forstyrret del (Fig. 95, 96 m.fl.). Hoveddiskordansen kan følges et stykke opp i morenen, men nærmest overflaten kan den vanskelig skilles fra den yngre (homogene) silten, delvis på grunn av oksydasjon. Vestover jevnes diskordansen etter hvert ut til den forsvinner helt, 15 - 16 m fra terrassens østskråning. Grunnet stadige utrasninger av det oppbløtte materialet, var det vanskelig å følge den helt til endes, men den syntes å "fortsette" i et tynt ordinært sandlag en drøy halvmetre over den underste grusen (Fig. 86, 87). Den aller nederste delen av hoveddiskordansen - og stratigrafisk beliggenhet av "forlengelsen" videre vestover - er inntegnet som en stiplet linje på Fig. 95. Denne gjør ikke krav på å være helt eksakt, men

det kan ikke være snakk om mange centimeters forskyvning, og i alle fall ligger den i det laminerte sedimentet over basalgrusen. Langs mesteparten av diskordansen ligger et 10 - 20 cm tykt gruslag (Fig. 95, 96, 99). Kornfordelingsprøve nr. 102 (Fig. 107) og steintellingsprøve nr. 103 (Tab. 1) er tatt fra dette laget.

De kraftige forstyrrelsene under hoveddiskordansen består av "overturned" og "recumbent folds" som avtar i størrelse nedover, foruten en serie småfolder og -forkastninger i disse (Fig. 97 - 99). Samtlige observerte forkastningsplan faller mer eller mindre mot øst. Normale forkastninger opptrer i større antall enn "reverse". Materialet består av laminert sand og silt av samme type som lenger vest i grøfta.

Fig. 97 viser den øverste og største folden etter at lag med løs sand er preparert ut. De finkornige, seige siltlagene er ganske sikkert en betingelse for at sedimentet har holdt sammen under foldingen. Som en ser av Figuren, er skjensklens overflate til dels nokså rynkete.

Prepareringen ble foretatt med tanke på måling av foldeakser. Resultatet som er inntegnet på Schmidts nett (Fig. 100), viser en dominerende nord - sydlig akseorientering.

De eneste uregelmessighetene over hoveddiskordansen er et par mindre diskordanser (Fig. 101) og noen få småforkastninger.

Under hoveddiskordansen er de foldete lagene omgitt av et siltig, sandig materiale uten synlige strukturer, og som jeg antar er morene. Kornfordelingsprøve nr. 100 er tatt ved koordinatene (3,2 - 1,6) og skulle være typisk for jordarten, Fig. 103.

I denne forbindelse må jeg også ta med en kort beskrivelse av et snitt i en hustomt i forkant av terrassen (Fig. 84), ca. 10 m syd for ovennevnte grøft, Fig. 102. Det underste stein- og blokkholdige materialet er en klar morene. Kornfordelingen av prøven herfra (Fig. 103, nr. 188) er så lik sammensetningen i prøve nr. 100 (Fig. 103) fra den antatte

morenen i gröfta at disse höyst sannsynlig tilhörer samme sediment. Kurvene tyder på at morenen vesentlig består av omlagret sand og silt.

Moreneoverflaten har et fall på 32° - 34° mot syd og dekkes av lagdelt sand og silt som ligger konkordant oppå moreneoverflaten. Sedimentasjonen har vært hurtigst, og störst, i forsenkningen, slik at lagene gradvis blir mer horisontale mot toppen.

Tolking av strukturene. Det laminerte sedimentets beliggenhet og sammensetning tilsier en glasimarin opprinnelse (s. 60). Den homogene silten er noe yngre, sannsynligvis fra tidlig postglasial tid (se definisjon av 'postglasial' s. 61).

Av vesentlig betydning for tolkingen av strukturene er den stratigrafiske korrelasjon mellom de foldete sedimentene i den östlige og de nesten uforstyrrete i den vestlige del av snittet. Korrelasjonen er i hovedtrekkene klar, og som vist på Fig. 95 og 104. Den laminerte silten over hoveddiskordansen kan fölges gjennom hele snittet. I den vestlige del ligger hoveddiskordansen stratigrafisk i den nedre del av denne laminerte silten. Grunnet utrasninger var det ikke mulig å følge noen av de foldete lagene under hoveddiskordansen helt fram til de uforstyrrete lagene vestenfor, men det er ganske klart at disse tilhörer samme glasimarine sekvens (laminert silt). Materialtypen er også den samme.

Ut fra dette kan en konkludere med at foldningene har skjedd samtidig med sedimentasjonen av laminert silt, og at det i den vestlige del var kontinuerlig sedimentasjon samtidig med at den östlige del ble foldet.

Den laminerte sedimenttykkelsen er noe större under hoveddiskordansen enn i tilsvarende sediment mer distalt. Dette kan til en viss grad skyldes foldningene, men kan og reflektere ulik primær sedimenttykkelse. Strukturene ved (8,5 - 3,0) (Fig. 95) indikerer hurtig sedimentasjon her under selve foldningsprosessen, noe som også kan ha

bevirket denne forskjellen i tykkelse.

Det var ikke mulig å se forskjell på morenematerialet over og under de deformerte lagene. Heller ikke i nevnte hustomt like ved var det noe som tydet på to, eller flere, morenedekker oppå hverandre. Jeg tolker derfor hele morenen som en og samme avsetning. Stratigrafisk ligger denne umiddelbart under hoveddiskordansen.

Tre forhold viser at morenematerialet etter alt å dømme er presset inn under det foldete sedimentet: 1) Den uregelmessige grenseflaten mellom disse viser at morenematerialet har vært i bevegelse. 2) Morenen over og under foldene tilhører samme avsetning. 3) I den vestlige uforstyrrete delen av snittet ligger det glasifluvialt materiale under det glasimarine, mens det i øst altså er morene.

Foldeaksenes orientering (Fig. 100) viser at den horisontale bevegelseskomponenten under dannelsen av deformasjonsstrukturene enten har vært mot øst eller vest. Foldestrukturene tilsier imidlertid at bevegelsen bare kan ha vært mot vest (G. Stevens, pers. medd.).

I Fig. 104 har jeg gitt en skjematisk framstilling av den sedimentologiske utvikling og stratigrafiske korrelasjon av sedimentene i den østlige og vestlige del av snittet. I vest er det i bunnen grus, som trolig er glasifluvialt. Hvorvidt dette sedimentet finnes under i øst, er ikke kjent, men det er vel sannsynlig. Over dette kommer det laminert silt som antas å være glasimarin. Etter at noe glasimarin silt var avsatt (ca. 2/3 m), ble denne i den østlige del skjøvet opp og foldet i forbindelse med morenematerialet som både kilte seg innunder og la seg over den laminerte silten. Hverken foldningsprosessen eller den påfølgende erosjon som forårsaket hoveddiskordansen, synes å ha endret sedimentasjonsforholdene vestenfor, hvor det var kontinuerlig glasimarin sedimentasjon. Silt og finsand ble så avsatt konkordant på erosjonsflaten.

Isolert sett kan deformasjonsstrukturene i den lagdelte sanden/silten tenkes dannet ved 1) "flow till" (sam-

menlign Boulton 1972, Pl. 10), eller 2) glasitektonikk.

1) Da de foldete lagene utgjør en fortsettelse av de uforstyrrete glasimarine sedimentene lenger vest, kan de ikke være interne strukturer i en "flow till". Sistnevnte må i tilfelle begrenses til kun å gjelde morenematerialet. Morenens form og mektighet tyder imidlertid på at dette er (del av) en endemorene. "Flow till", derimot, legger seg vanligvis som et teppe over et større område (Boulton 1972, s. 366). Det er også vanskelig å tenke seg hvordan den underste del av morenen skal ha kilt seg innunder det glasimarine sedimentet ved rene gravitasjonsbevegelser som "flow till" (i genetisk betydning) eller slumping.

2) Ifølge prof. G. Stevens (pers. medd.) er glasitektonikk den mest nærliggende forklaring på deformasjonsstrukturene, ikke minst på grunn av de de opptredende antitetiske forkastningene (antithetic faults) tilhørende hovedskjærbevegelsen (Fig. 97, 99). Vekten av isen skulle da ha skapt det store vertikale trykket som forkastningene forutsetter. Ut fra morenens og deformasjonsstrukturenes stratigrafiske beliggenhet er det imidlertid vanskelig å tenke seg at isen har vært over de mest distale forstyrrelsene (Fig. 99 (13,0 - 4,5)). Det er derfor et spørsmål om ikke trykket av overliggende sedimenter likevel kan ha vært nok til å danne slike. Det er ikke noe som tilsier at breen har gått over avsetningen på et senere tidspunkt.

Både morenematerialets morfologi (haugform), beliggenhet i relasjon til foldestrukturene og deformasjonsstrukturene i seg selv tyder på at forstyrrelsene er dannet ved direkte glasial påvirkning. Isbevegelsen må antas å ha vært normalt på foldeaksene, det vil si mot vest. Dette passer også med at den overskjövne del i de reverse forkastningene alltid er den østlige (sammenlign Nielsen 1973, s. 101). Skuringen i området er imidlertid omtrent rett syd. Denne uoverensstemmelsen kan ha sammenheng med at den sydlige isskuringen tilhører en noe eldre isbevegelse, og at lokaltopografiske forhold og en viss "lobe-effekt" kan ha forårsaket en vestlig dreining av isens bevegelse i denne del av fronten.

Konklusjonen må bli at deformasjonsstrukturene er dannet

i forbindelse med et lite brefremstöt mot vest under avsmeltingen i Yngre Dryas/Preboreal. Da bare en liten del av det glasimarine sedimentet ble avsatt för fremstötet, indikerer dette at det kun har vært en mindre oscillasjon i brefronten.

Sedimentologisk er denne tolkingen interessant idet den viser at finsand og silt kan avsettes helt inn til brefronten. Det betyr også at den laminerte silt/sand i området må betraktes som en israndavsetning.

IDRETTSVEIEN. Langs Idrettsveien, parallelt med en 3 - 4 m dyp ravine like nordenfor (Fig. 74), ble det gravet en opptil 4 m dyp grøft i lösavsetninger. Som nevnt s. 50 er det her en nokså bred terrasse i 35 meternivået med en tilhørende slak skråning mot øst. Gravingen begynte ved foten av skråningen, fortsatte opp denne og over flaten. Stratigrafien er den samme som på Fagerheim med laminerte og lagdelte finsedimenter (Fig. 105) konkordant oppå grov grus, som forövrig bare ble observert överst i terrasse-skråningen på 3,5 meters dyp. Siltavsetningen har således en mektighet på minimum 2,5-3 m langs hele snittet. Sandinnholdet i form av rene sandlag er störst i nedre del av dette sedimentet. Videre oppover går sandlagene over i en laminering av grov og fin silt med et leirinnhold på 10 - 15 % (kornfordelingspröve nr. 194, se nedenfor). I den överste meteren - tykkelsen kan variere noe - er silten homogen.

Lagene er lange og kontinuerlige uten tegn på forstyrrelser. Jeg målte avstanden mellom 3 sandlag i övre del av terrasseskråningen over en distanse på 6 m. Resultatet viste en ökning av mektigheten av mellomliggende lag på 35 - 40 % i östlig retning, hvilket betyr at lagene öker i tykkelse nedover skråningen. Lagenes fallretning målt langs hele grøften varierer innenfor sektoren N - SÖ. Den omtalte ravinen skjærer lagdelingen i sedimentet (Fig. 106).

Materialtypen i en hustomt omtrent midt i denne ravinen er den samme som i grøften like ved. Under gravingen helt i bunn av ravinen kom en ned i grus. Overflaten av grusen

ligger derfor i omlag samme nivå som i terrasseflaten sønnafor.

Kornfordelingsprøve nr. 194 (Fig. 107) av svakt laminert silt er tatt på 2 meters dyp i ovennevnte hustomt. Til sammen er det kun observert to steiner i silten ved Idrettsveien.

GYMNASVEIEN. Skissen på Fig. 108 viser et snitt i en veiskjæring mellom Idrettsveien og gymnaset (Fig. 74). Underst er en blokkholdig og sandig morene. Over denne ligger laminert finsand og silt.

MYR 34. Myrflaten på østsiden av riksveien like nord for Fagerheim (Pl. 1) ligger 32 - 34 m o.h., derav navnet - i mangel av noe annet. Flaten er omkranset av fjell i nær sagt alle retninger, men har "åpen" forbindelse både nordover via Tysdalkrysset og sørover til Flåten/Banktjörn. Fjellknausene rundt myra er praktisk talt sedimentfrie.

En øvelsesboring med sonder- og skovlbor under bor- kurset 1971 gav såpass uventede resultater både med hensyn til sedimenttype og -tykkelse, at jeg av den grunn gjorde nærmere undersøkelser. Ved hjelp av en 54-mm stempelprøvetaker med 2 meters prøverør fikk vi opp tilnærmet sammenhengende kjerneprøver fra 3 - 15 meters dyp (Fig. 109). Lenger ned var det ikke mulig å komme med dette utstyret. Borlokaliteten er inntegnet på Pl. 2. Det viste seg at myr- laget bare er noen få dm tykt, resten er lagdelt og laminert sand og silt lignende det som tidligere er omtalt fra Flåten. Sandlagene opptrer hyppigst og er mest grovkornig nederst. Først over ca. 3,5 meters dyp blir lamineringen så svak at den vanskelig kan tas ut visuelt. Kornfordelingsprøve nr. 18 A er tatt på 3,5 m og er trolig nokså representativ for den siltige matrix her. Nr. 20 A og 20 B er tatt fra henholdsvis det groveste sandlaget (8,26 m) og det fineste siltpartiet (8,84 m) mellom 8,2 og 9,2 m (Fig. 110). De fleste sandlagene er tydelig gradert (Fig. 109, 111). Ca. 150 slike lag er talt, hvorav nesten alle under 9 meters dyp. De kommer maksimalt opp i 5 - 6 centimeters tykkelse, og ligger enten direkte på hverandre (Fig. 111) eller er atskilt ved en laminert sekvens av varierende høyde.

I sandfraksjonen finnes skjellfragmenter på størrelse med sandkornene. Forøvrig opptrer noen ganske få svarte lamina og flekker i sedimentet (se s. 84 - 89). Lagdelingen er forstyrret i de nederste 33 cm av den dypeste kjerneprøven.

Med et lite forbehold for de øverste 3 - 4 meterne antas materialet å være glasimarint: Humusstoffer mangler; hyppige vekslinger mellom sand og silt, samt stor sedimenttykkelse tilsier meget hurtig sedimentasjon. Materialsammensetning og -struktur er mye lik silten i ravinlandskapet på Flåten og i nedre del av borkjernene i Banktjörn (s. 67, pkt. 2) som alt tolkes som glasimarint.

Sammenfatning og konklusjon

Undersøkelsene på Flåten har gitt et bilde av sedimentenes stratigrafi og mektighet, samt informasjoner som kan belyse terrasse- og ravinedannelsen. Stratigrafien er som følger:

- 3) Homogen silt.
- 2) Lagdelt og laminert sand og silt.
- 1) Steinholdig sand og grus.

Materialet i 1) har for det meste en glasifluvial karakter, men kan nok i visse tilfelle være utvasket morene, som for eksempel i skjæringen ved Gymnasveien (s. 59, Fig. 108). På grunn av få dype snitt i denne materialtypen er det vanskelig å si noe sikkert om tykkelsen. Sedimentets undulerende overflate er i alle fall en indikasjon på at mektigheten varierer ganske mye.

Alderen på dette sedimentet er usikkert. Både antydningen til terrassering i 30 - 35 meternivået og den knivskarpe grensen til det lagdelte finmaterialet oppå, kan indikere at det er noe eldre, eventuelt fra tidlig Alleröd. Mest sannsynlig er det likevel fra siste avsmelting.

Den dominerende jordarten på Flåten er glasimarin sand og silt (2). Tydelige sandlag, som i Myr 3⁴ oftest er klart graderte, avtar både i tykkelse og antall oppover i sedimentet, og øvre del består vesentlig av finlaminert

leirholdig silt. Mektigheten kommer opp i 12 - 15 m, men ligger for det meste mellom 1 og 3 m. Hele skjell er ikke funnet i denne materialtypen, kun små fragmenter i de nederste sandlagene, hvilket tyder på en omleiring av skjellførende morene. De underste lagene ligger overalt konkordant på overflaten av basalgrusen.

Den generelt avtagende kornstørrelsen oppover i sedimentet reflekterer en retirerende isbre, der avstanden til materialkilden stadig öker. Strukturene på Myrvollen viser imidlertid at det har vært en viss diskontinuitet i tilbaketrekningen.

De lange sammenhengende lag, konkordant på den undulerende grusoverflaten, viser at storparten av materialet er avsatt fra suspensjon. I tråd med dette er heller ikke sikre strömningsmerker funnet.

Overgangen fra laminert (2) til homogen silt (3) skjer helt gradvis. Mangelen på strukturer, og jamføring med sedimentene i Banktjörn (s. 67), tilsier at denne materialtypen er avsatt i et marint miljø i (tidlig) postglasial tid ('postglasial' - med liten p - brukes her som genetisk facies-term, se Mörner 1973).

Når det gjelder ravedannelsen, synes denne til dels å være betinget av ungergrunnens (basalgrusens) morfologi. Aller mest er dette inntrykket fra Fagerheim, hvor såvel raviner som terrasser synes å være anlagt för finsedimentet la seg over som et nokså jevntykt teppe (Fig. 77). På de andre lokalitetene går det imidlertid tydelig fram av diskordansen mellom siltlagene og ravinesiden at det virkelig har foregått en ravinering i silten (Fig. 106). Men også her kan topografien under til en viss grad ha påvirket lokaliseringen av ravinene.

Terrasserestene ved Kuvenbakken (31 m o.h.) er rester av en erosjonsterrasse. De övrige terrassene på Flåten i omtrent samme höyde synes stort sett å være "tilfeldige" akkumulasjonsflater av silt.

Sedimentene i Banktjörn.

Benevnelsen Banktjörn omfatter i denne sammenheng også de deler av tjernet som er fylt igjen ved postglasial sedimentasjon. Ved undersøkelsene her ønsket jeg å få svar på følgende spørsmål (se også s. 48 - 49).

- 1) Hva slags materiale er det som demmer tjernet ?
- 2) Hvor mektige er de glasimarine sedimentene ?
- 3) Når ble bassenget isolert fra havet ?
- 4) Kan en på grunnlag av svaret i 3) si noe om terskelhøyden på den tid ?
- 5) Når fant ravinedannelsen sted, og hvor stort omfang har den ?

Undersøkelsene er vesentlig basert på kjernemateriale. Borlokalitetene, i alt 7 stykker, er anvist på Fig. 74. Disse benevnes Banktjörn I, Banktjörn II, osv. En ufullstendig 54-mm boring, Banktjörn VI, ble foretatt ved bor- kurset 1971. Senere har jeg gjort en sonderboring her, som sammen med den supplerende boringen ved Banktjörn VII, ble gjort først og fremst med tanke på volumberegningene (s. 110). Diskusjonen i det følgende bygger hovedsakelig på det analyserte materialet fra Banktjörn I - V. En av disse, Banktjörn I, ligger omtrent midt i tjernet hvor vanddybden er 7,4 m. Det største dypet jeg har loddet opp, er på 11,2 m (Fig. 112). De andre boringene er gjort på den langstrakte flaten syd for munningen. For å unngå bæring av utstyret over gjerde og bekk er lokaliseringen av Banktjörn II - IV plassert noe lenger vest (nær veien) enn det ideelle. De topografiske forhold kan tyde på at de største sedimenttykkelsene finnes under den østlige del av flaten.

Etter en omtale av prøvetakingens tekniske sider, følger den lithologiske beskrivelsen av kjernene. Så langt vil punkt 1) og delvis punkt 2) ovenfor være besvart. De resterende spørsmål kan bare klargjøres ved hjelp av pollen- analysen som behandles til slutt.

Prövetaking.

GEONORs standart 54-mm stempelprövetaker egner seg særs godt for prøvetaking i finkornige sedimenter. I de 70 m kjernemateriale jeg har tatt opp, er de primære strukturerne i sedimentet bevart praktisk talt uforstyrret.

Den første boringen, Banktjörn III, ble foretatt med 80 centimeters prøverör som er standart lengde. Resten er tatt med spesialbestilte 2 meter lange prøverör. Strukturene er like godt bevarte i disse, og komprimeringen, som kan ha skjedd både ved prøvetaking og utstötting, er sjelden over 5 % i de minerogene jordartene. Foruten at bruken av 2-meters rör er meget tidsbesparende, spesielt ved dype boringer, gir den også en mer sammenhengende lagserie. Det siste er spesielt viktig så lenge en ikke sørger for overlapping ved å ta to boringer ved siden av hverandre. Det at jekken ikke kan benyttes för overkant av prøveröret omtrent er i flukt med bakken, medfører større problemer med de lange rörenne enn de korte på steder hvor materialet i overflaten er for fast til at rörenne kan presses ned ved håndkraft. Problemet löses ved först å lage et ca. 2 m dypt hull med for eksempel skovlbor, men da mister en muligheten för å få opp uforstyrret prøve av disse to metrene. Ved en enkel kjettinganordning mellom prøvetaker og jekk er det imidlertid mulig å drive prøveröret ned fra overflaten ved hjelp av jekk. Vi forsökte metoden på en lokalitet med bra resultat, men den kan forbedres og forenkles ved ganske små endringer.

Prövetakingen i sentrale del av tjernet (Banktjörn I) ble foretatt i mars 1972 da isen var 27 cm tykk. "Boreplattformen" (Fig. 113) settes sammen på ganske kort tid når en har med det nödvendige utstyret, hvorav det viktigste er:

- 2 lange bokser (bjelker),
- 5 - 6 planker a 1 m,
- 2 kjettinger med låser,
- isbor, diameter ca. 1 dm.,
- spiker,
- tykk ståltråd,
- isbrodder og hansker,
- komplett borutstyr (54-mm).

Rammen som jekken står på, legges på tvers av boksene og omtrent midt på disse for å fordele vekten så godt som mulig. Rammen festes til isen med kjettinger som en ser av Figuren. Ståltråd eller lignende er nødvendig for å få kjettingen opp gjennom det motstående hullet i isen. Isbrodder under skotøyet er en forutsetning for å kunne arbeide effektivt når isoverflaten er glatt.

Boring fra is byr på mange fordeler sammenlignet med landboring: En er spart for problemet med å få prøverøret gjennom den ofte harde skorpen i overflaten (se foran), likeså vanskelighetene med å feste borutstyret i blöte myrområder. I tillegg får en utstyret ferdigvasket opp av hullet.

Boring med 54-mm kan også foretas fra flåte (konstruert av A. Simonsen, ikke beskrevet) som under våre klimatiske forhold på Vestlandet har ett stort fortrinn idet den kan benyttes praktisk talt hele året.

Av en ubegrunnet frykt for at den övre del av sedimentet var så löst at det ville rase ut av prøverøret, begynte vi prøvetakingen först på 1 meters sedimentdyp (Banktjörn I). For å kunne lage et pollendiagram som med sikkerhet gikk fram til vår tid, var det önskelig også å få opp den resterende meteren. Dette ble gjort noe senere på våren, etter at isen var smeltet, ved hjelp av to dykkere fra Studentenes Undervannsklubb, Bergen. To prøver a 1 m ble hentet opp så nær Banktjörn I - lokaliteten som krysspeiling til faste merker på land tillot. De anvendte PVC-rörene var ikke så skarpe i endene som jernrörene, og ifölge dykkerne var materialet blitt komprimert en god del. Kompresjonen har sikkert vært störst i den övre halvmetertykke löse gytjen (Fig. 114, 149). Jeg kan ikke med sikkerhet korrelere lag fra disse prøvene med den överste 54-mm-kjernen.

Beskrivelse av kjernene

STRATIGRAFI. Av de fem sentrale boringene er det bare Banktjörn V som ikke er kjørt til "bunns" med 54-mm prøvetaker. I de andre tilfellene ble boringen avsluttet først når det ikke var mulig å komme dypere ned med prøvetakingsutstyret.

På samme måte som i Myr 34 viste det seg å være en ganske annen jordart syd for Banktjörn enn det myroverflaten tilsa. Stratigrafien er som følger (sml. Fig. 114 - 118 og 149 - 152).

- 6) Torv
- 5) Gytje
- 4) Laminert gytjeholdig silt
- 3) Homogen silt
- 2) Laminert silt
- 1) Stein- og grusholdig silt

Da variasjonene fra kjerne til kjerne er meget små innen de samme lithostratigrafiske enhetene, vil jeg, med unntak av punkt 1), gi en samlet beskrivelse av disse i stedet for å beskrive hver enkelt lokalitet for seg.

1) Stein- og grusholdig silt: Av to grunner er det vanskelig å gi en samlet vurdering av materialet i sone 1: For det første var det svært lite vi fikk opp av dette materialet, og dernest har det noe ulik karakter på de forskjellige stedene. Sonen er best representert i Banktjörn III med 1 m usortert steinholdig materiale (13,4 - 14,4 m, Fig. 116). Et skjellfragment på ca. $\frac{1}{2}$ cm², 3/4 m over bunn, indikerer at det er en skjellførende morene. Da det var umulig å stöte ut dette materialet på vanlig måte - og prøveröret allerede ved prøvetakingen var blitt ödelagt - ble röret saget over og materialet gravet ut. Det er derfor umulig å si noe om eventuell lagdeling eller andre strukturer her.

De nederste 35 cm i Banktjörn I (Fig. 114) skiller seg også klart ut fra den overliggende laminerte silten. Materialet er meget fint (kornfordelingspröve I-10, Fig. 149), men er helt uten lagdeling og inneholder enkelte steiner

og gruskorn. Samme beskrivelse passer på de nederste 13 cm i Banktjörn IV (Fig. 117), selv om her ikke er observert så store steiner.

De nederste 40 cm i Banktjörn II består av noen små steiner i en meget finkornig, homogen matrix (Fig. 115). Denne har samme kornfordeling som hovedmassen i det lagdelte sedimentet over (Fig. 119). Men som det går fram av Tab. 5, er vanninnholdet relativt lite (18,89%) og den uomrørte skjærfastheten høy (9,10 t/m²). Det tyder på at materialet i bunn har en annen genese enn overliggende. Sannsynligvis er det morene, eller prekonsolidert silt med isdroppet stein i.

Konklusjonen blir da at det i Banktjörn I - IV er morene eller morenelignende materiale i bunn. Sonderboring i Banktjörn V indikerer grovt materiale (morene?) på ca. 12 meters dyp.

2) Laminert silt: En meget fin silt, med et leirinnhold (under 2 my) på opptil 26 % (Fig. 120), utgjør hovedmassen i denne sedimenttypen. Grovsilt og sand opptrer bare i lamina eller lag. Lamineringen er klarest i nedre deler og avtar gradvis oppover mot den homogene delen. Klare sandlag (over 1 cm) finnes omtrent bare under 11 meters dyp i Banktjörn IV, hvor et par stykker er over 10 cm tykke (Fig. 117). I samme kjerne har jeg talt ca. 50 graderte lag/lamina, hvorav de aller fleste under nevnte dyp på 11 m. Av de andre stedene er det bare i nedre del av Banktjörn II at det finnes graderte lag/lamina, til sammen 5 - 6 stykker.

Små skjellfragmenter på størrelse med sandkornene opptrer i sandlagene. Innholdet av annet organisk materiale er helt ubetydelig.

I sonen opptrer en serie svarte lamina, ca. 50 i tallet, og flekker (Fig. 118, 117). De finnes spredt gjennom hele sonen, men mest i midtre og øvre del. Disse blir nærmere beskrevet og diskutert s. 84 - 89.

Strukturene i denne sedimenttypen er i prinsippet den samme som i Myr 34 og mesteparten av Flåten forøvrig, og sedimentasjonsmiljøet må antas å ha vært det samme, nemlig

glasimarint. De nederste pollenspektra i Banktjörn I og III (NAP sonen, Fig. 149 og 151) tilsier at den laminerte silten er avsatt meget hurtig, mens vegetasjonen omkring hele tiden var tundralignende, og således underbygger den glasimarine tolkingen. Sedimenttypen gis derfor benevnelsen LAMINERT GLASIMARIN SILT.

3) Homogen silt: Dette er en grågrønn silt hvor strukturer praktisk talt ikke finnes. Kornfordelingskurver av prøver herfra er inntegnet på Fig. 121. Opptreden av skjell, enten hele eller som større fragmenter, er begrenset til denne sedimenttypen (Fig. 118, 114, 117). Den dominerende arten er Mya truncata.

Materialets homogenitet og fossilinnhold viser at sedimentet er marint, og blir i det etterfølgende benevnt HOMOGEN MARIN SILT. Den kontinuerlige overgangen fra laminert silt skyldes trolig den gradvise miljøendringen som fant sted etter hvert som tilførselen av breslam avtok. Overgangen mellom denne og forrige sone markeres derfor i figurer og diagrammer ved en skråstrek.

4) Laminert gytjeholdig silt: I motsetning til de underliggende sedimentene har dette en brunlig farge som skyldes innhold av organisk materiale. Som glødetapskurvene på Fig. 149 og 152 forteller, er variasjonene store, men sediment med høyere enn 10 % glødetap klassifiseres her pr. definisjon som gytje (se punkt 5). Kornfordelingskurver av noen prøver fra denne sedimenttypen er inntegnet på Fig. 122. I Banktjörn I, II og III er laminatykkelsen minst, og lamineringen mest distinkt, i de aller nederste centimetrene (Fig. 123, 124). Svarte lamina og flekker finnes i Banktjörn II (Fig. 115, 124) og Banktjörn VII.

Laminering og humusinnhold tyder på ferskt sedimentasjonsmiljø. Dette bekreftes av mikrofossilanalysen (Fig. 149 - 152).

5) Gytje: Ved glødetap på over 10 % får sedimentet en tydelig brun farge og er på pollendiagrammene kalt gytje. I nedre del av sedimentet er det en nokså diffus laminering

som gradvis forsvinner høyere opp, samtidig som innholdet av grovere organiske rester öker. Overgangen fra underliggende sone er og helt gradvis.

For å klassifisere et sediment til gytje eller dy benyttes gjerne forholdet mellom nitrogen og carbon (Hansen 1959). Jeg har ikke foretatt slike elementanalyser, men den brunlige fargen på materialet så vel som på KOH-ekstraktet, viser at betegnelsen dy enkelte steder nok hadde vært mer korrekt (Hansen 1959, Fægri & Iversen 1966, s. 43). De relativt små forekomstene av ferskvannsalgen *Pediastrum* er en negativ indikasjon på oligotrofe forhold (Mangerud 1970, s. 128). På grunn av kloakkutslipp og lignende er tilførselen av næringsstoffer mye større nå enn tidligere.

Benevnelsen LAMINERT LAKUSTRIN SILT vil heretter ofte bli benyttet som et samlebegrep for sedimentene i sone 4 og 5. Se forövrig Fig. 125 som gir en oversikt over silt sedimentene med hensyn til nomenklatur, struktur, tolking og korrelasjon til pollendiagrammenes lithostratigrafiske inndeling.

6) Torv: Denne jordarten dekker mesteparten av flaten syd for Banktjörn, men er relativt tynn og mangler helt langs sydenden av vatnet (Banktjörn II).

GRADERTE LAG. I denne diskusjonen tar jeg utgangspunkt i kjernematerialet fra Myr 34 hvor de graderte lagene (og lamina) er mest fremtredende og opptre i størst antall, i alt ca. 150 stykker (Fig. 109, 111). Disse utgjör til sammen over halvparten av de nederste 5 - 6 metrene og anslagsvis $1/3 - 1/4$ av hele sedimentet, som forutsettes å være glasimarint. En nærmere omtale av strukturene burde derfor være på sin plass. Disposisjonen er todelt idet jeg först diskuterer selve avsetningsmekanismen og dernest sedimenttilførselen, i den grad disse kan skilles fra hverandre.

Aktuelle avsetningsmekanismer:

- A) "Turbidity currents"
- B) Bunnfelling fra vanlig suspensjon.

A) Subresente og resente turbiditter er i første rekke kjent fra de store havdyp (bl.a. Heezen & al. 1959), men er og beskrevet fra norske fjorder (H.Holtedahl 1965, Myhre 1972). Turbiditter som er laget kunstig ved tankeksperiment viser at disse også kan dannes på grunt vann.

Ifølge Bouma (1962) består en fullstendig turbidittsekvens av fem intervaller. Ikke sjelden mangler imidlertid ett eller flere av disse intervallene. I den aktuelle kjernen finnes ingen fullstendig turbidittsekvens da strømingsmerker ("current ripple lamination") ikke er observert (Bouma's c-intervall). Dette er likevel ikke noe hinder for at de graderte lagene kan tilskrives "turbidity currents" (tetthetsstrømmer) som vanligvis antas å oppstå i forbindelse med subakvatiske utrasninger (Kuenen & Migliorini 1950, H. Holtedahl 1965) og likvifaksjoner (Shepard 1963, s. 140). Kuenen (1951) hevder at graderte lag, som for eksempel senglasiale årsvarv, i prinsippet er avsatt som "turbidity currents" ved understrømmer av tungt smeltevann. Slike strømmer forutsetter imidlertid at det kalde og slamholdige smeltevannet fra breen er tyngre enn sjøvannet. Kuenen (1951 s. 74) antyder at suspensjonsmaterialet i smeltevann fra breer öker den spesifikke vekten med henholdsvis 0,0011 g/cm³ (Östersjöområdet i senglasial tid), 0,007 g/cm³ (Muir Glacier) og 0,0012 (Grönlandsisen). Arrhenius (i Kuenen -51) anslår en ökning på 0,005 g/cm³ og Wright (1971) maksimalt ca. 0,006 g/cm³ (Sör-Alaska). Nedenfor Erdalsbreen, som er en utløper av Jostedalsbreen, ble det sommeren 1968 målt en maksimal slamkonsentrasjon på 3800 mg/l (Tornås 1969). Etter formelen $\sigma = \delta + \frac{W(S - \delta)}{VS}$ (Wright 1971) der δ og S er spesifikke vekt til henholdsvis vannet og sedimentet, W er vekten av materialet og V er totalvolumet, tilsvarer det en spesifikke vekt, σ , på 1,0024 g/cm³, altså en ökning på 0,0024 g/cm³. Selv nær brefronten må vi regne med at sjøvannet i ytre deler av "Osfjorden" har hatt en saltholdighet nær opp til det normale, det vil si en spesifikke vekt på ca. 1,03 g/cm³. Ved en temperatur på ca. 5 grader C må saltholdigheten være under 9 promille forat sjøvannet skal kommet ned i en spesifikke vekt tilsvarende den største av de ovennevnte verdier (1,007 g/cm³) (Mosby 1962, Figur s. 13). Det synes derfor ganske opplagt at smeltevannet fra Osdalsbreen ikke

kan ha fortsatt som tetthetsstrømmer mot de dypere deler av fjorden, men må ha lagt seg på overflaten hvorfra bunnfelling har funnet sted.

B) Suspensjoner kan tenkes dannet ved tilførsel av slam med smeltevann fra breen (se over), eller ved at tidligere avsatt materiale hvirvles opp. Bunnfelling fra slike suspensjoner vil alltid gi graderte lag.

Graderte lag fremkommet ved likvifaksjon alene, eller avtagende strømhastighet, som i en elveavsetning, er ikke aktuelle mekanismer i denne sammenheng.

Når det gjelder de to aktuelle sedimentasjonsmekanismene, A og B, kan nærmere sedimentpetrografiske undersøkelser gi visse indikasjoner: Sorteringen i graderte lag avsatt ved "turbidity currents" blir gjennomgående gradvis bedre sortert oppover mot toppen (Pettijohn 1957 s. 171, type B; Kuenen 1953 s. 1048), mens tilsvarende lag avsatt fra suspendert materiale er jevnt god helt igjennom (d.v.s. Pettijohn 1957 s. 171, type A) (Vorren 1972, s. 235). Også tungmineralfordelingen kan gi informasjon om avsetningsmekanismen (Norman 1969, Vorren 1972). Jeg har ikke foretatt slike analyser, men visuelt gir de graderte lagene inntrykk av å være meget godt sorterte fra bunnen av.

Ut fra dette er det mest nærliggende å tenke seg at strukturene er dannet ved sedimentasjon fra vanlige suspensjoner.

Tre prosesser kan tenkes å ha fremkalt slike suspensjoner (eventuelt "turbidity currents"):

- a) Varierende sedimenttilførsel fra breens smeltevann
- b) Ras
- c) kalving.

a) Sauramo (1923 s. 104) antyder at døgn og år er de eneste tidsrom som skulle kunne gi varvstruktur. Dersom de graderte lagene i Myr 34 skyldes årlige variasjoner i sedimenttilførselen fra breen, og altså er årsvarv, medfører det at mellom 1/3 og 1/4 av sedimentet er dannet i løpet av

ca. 150 år. Da det aller meste av grovmaterialet (sand) finnes i disse lagene, må en gå ut fra at sedimentasjonshastigheten for resten av sedimentet har vært vesentlig lavere. Den glasimarine sedimentasjonsfasen anslås til noe mellom 100 og 300 år (s. 108). Tolking av de graderte lagene som årsvarv medfører imidlertid en vesentlig lengre glasimarin sedimentasjonsfase. Den årlige sedimentasjonen kan heller ikke ha vært så jevnt avtagende gjennom perioden som den tilsynelatende perfekte graderingen (Fig. 111) tilsier. Ringberg (1971, s. 73) skriver for eksempel at grensen mellom vinterskikt og sommerskikt som regel er knivskarp også innen varvet.

Den motsatte tolkingsytterlighet, nemlig døgnavarv, medfører urimelig høy sedimentasjonshastighet. Dessuten var Osdalsbreens dreneringsområde så stort at døgnavariasjoner trolig ville bli helt utvisket (Schwarzbach 1940, s. 571). Enn videre vitner de grove sandlagene om kort avstand til brefronten, mens Pirrus (1968, s. 139) angir at døgnavarv i de estniske leirene vanligvis er blitt dannet i en avstand av 1 - 6 km fra iskanten.

To ekskursionsgrupper med svenske kvartærgeologer har sett kjernematerialet fra Myr 34 og Banktjörn. En av deltakerne som har arbeidet med varvproblemer, Bertil Ringberg, var ikke sikker på genesis av de graderte lagene, men så ikke helt bort fra at det var enten årsvarv eller døgnavarv. Mulighetene for å gjøre varvkronologi her mente han var ytterst små. I de glasimarine distalsedimentene til Vaksinen på Grindavoll (s. 25) så det derimot ut til at begge disse varvtypene kunne være representert (uttalelse av B. Ringberg m.fl.). De antatte årslagene, som i første rekke tas på de tynne leirholdige vinterskiktene, har her en tykkelse på opptil flere dm.

Som nevnt synes hverken dögnavarv eller årsvarv å være rimelige tolkinger av de graderte lagene. Er det så andre forhold som kan betinge adekvate variasjoner i slamføring for dannelse av slike strukturer? Undersøkelser av slamtransport i breelver (bl.a. Tornås 1969) viser at denne er sterkt skiftende. Generelt gjelder at vannføringsøkninger etter lengre perioder med liten drenering ofte

medfører voldsomme økninger i slamkonsentrasjonen. For eksempel kan den første vårflommen frakte med seg opptil 50 - 60 % av hele årstransporten. Dette må ha sammenheng med opphoping av erodert materiale i perioder med liten vannføring. Det er derfor naturlig at større flommer vil kunne gjenkjennes i sedimentet ved markerte sandlag, og jeg utelukker ikke muligheten for at i hvert fall enkelte av de graderte lagene i Myr 34 reflekterer kortvarige flomperioder. Da flommer inntrer sporadisk, er det ikke mulig på grunnlag av lagdelingen å beregne eksakt sedimentasjonshastighet, men dermed kan heller ikke denne benyttes som argument mot teorien.

Det som er vanskeligst å begrunne ut fra en slik forklaring, er lagenes klare gradering og skarpe avgrensing. Den ikke-graderte lamineringen, derimot, må antas å være et resultat av enten sykliske eller ikke-sykliske variasjoner i sedimenttilførselen via smeltevannet fra breen.

b) Det stadig økende innhold av grovt materiale (grovsand - fingrus) mot bunnen av den dypeste borkjernen fra Myr 34 (Fig. 109) må bety at vi er kommet nær undergrensen for det glasimarine sedimentet. Det vil altså si at de graderte lagene kan følges fra bunnen av denne sedimenttypen og videre oppover noen meter. Dersom de graderte lagene skyldes utrasninger fra sidene, må derfor hyppigheten av disse ha vært størst i den første tiden like etter at isen trakk seg tilbake. Denne forklaringen forutsetter imidlertid at det i bassengets perifere deler er blitt avsatt store mengder sand og silt som deretter har rast ut før den normale glasimarine sedimentasjonen tok til i selve bassenget.

Det finnes ikke rester etter større avsetninger i skråningene ovenfor Myr 34 i dag, men et snitt like ved riksveien 130 m VNV for borlokaliteten viser at det her har skjedd en submarin utrasning samtidig med sedimentasjonen på stedet da laminert glasimarin silt ligger konkordant oppå en erosjonsdiskordans i det samme sedimentet (Fig. 126).

c) "Sjokkbølger" og/eller direkte berøring med sedimentene i forbindelse med kalving i brefronten vil kunne hvirvle opp materiale fra bunnen og deretter resedimenteres. Vorren (1972) forklarer et gradert lag i et glasilakustrint sediment på denne måten.

Både tolking a) og c) tilsier at det ble avsatt minimum 5,5 - 6 m sand og silt mens isen lå like ved Myr 34, noe som igjen indikerer en midlertidig stans i brefrontens tilbaketrekning. De lokaltopografiske forhold kan ha begünstiget dette. Den glasifluviale avsetningen ved Tyssdalkrysset tyder også på at breen har hatt et mindre opphold i området.

De tre nevnte prosessene, a) b) og c), kan alle ha dannet suspensjoner som nå gjenspeiles i form av graderte lag. Forutsatt at vi har nådd bunnen av det glasimarine sedimentet i Myr 34, synes det lite sannsynlig at strukturene i særlig grad skyldes submarine utrasninger (b), selv om slike uten tvil har forekommet. Variasjonene i breslamtilførselen (a) må på en eller annen måte gjenspeiles i sedimentene. Lamineringen, som karakteriserer de glasimarine sedimentene, er etter alt å dømme et resultat av dette, muligens også de graderte lagene. Men det er vanskelig å forstå hvordan de tross alt relativt gradvise slamføringsvariasjonene kan ha gitt opphav til så tydelig avgrensede og graderte lag. Disse strukturene lar seg imidlertid lettere forklare ved kortvarige og "brutale" hendelser som når breen brekker opp og kalver (c). Suspensjoner dannet på denne måten, vil gi de beste betingelser for dannelse av distinkte og godt sorterte graderte lag.

Konklusjonen blir derfor at de graderte lagene og lamina høyst sannsynlig er avsatt fra suspensjoner forårsaket av kalving, men i mindre grad trolig også ved vekslende sedimenttilførsel med smeltevannet og submarine utrasninger.

Den ordinære lamineringen i de glasimarine sedimentene skyldes nok vesentlig varierende slamføring i breelven.

KORNFORDELING. Av materialet fra Banktjörn I - V har jeg gjort kornfordelingsanalyser av 63 prøver fordelt på 26 fra den laminerte glasimarine silten, 19 fra den homogene marine og 18 fra den lakustrine. På Fig. 120 - 122 er inntegnet kornfordelingskurver av noen av prøvene fra de forskjellige sedimenttypene. De vanlige sedimentpetrografiske parametrene er oppført på EDB-utskriften, del III. Kornfordeling er kun foretatt på materiale med mindre enn 10 % glødetap. Det organiske materialet ble oksydert vekk med 10 % H₂O₂-oppløsning.

Prøvene fra de tre sedimenttypene er tegnet inn på trekantdiagram (Fig. 127, 128). Nomenklaturen er en modifisering av Shepard (1954) idet jeg benytter 2 my som øvre grense for leir i stedet for 4 my. Ifølge denne inndelingen ligger de fleste prøvene innenfor gruppen silt, med et maksimum forskjøvet i retning av leirig silt. Spredningen er noe større for de lakustrine prøvene. Årsaken er det relativt grove ferskvannssedimentet i Banktjörn III (Fig. 128). Dette forklares ved dens beliggenhet rett utenfor Gymnasravinen (se nedenfor).

Parameterverdiene P₁₀, Q₂₅, Md, Q₇₅ og P₉₀ for de prøvene som ligger innenfor samme område som pollendiagrammene dekker, er tatt med i den lithostratigrafiske delen av disse (Fig. 149 - 152).

Den midlere Md-verdi for prøvene fra det glasimarine sedimentet, og som er tatt i partier med ingen eller svak laminering, er 12,0 my (24 prøver). Det er noe mindre enn tilsvarende verdi for de postglasiale marine prøvene: 19,0 my (16 prøver). Dette kan ha flere årsaker:

1) Oppgrunningen som fant sted, både på grunn av landhevningen og den pågående sedimentasjonen, gjorde at sedimentet i økende grad ble eksponert for strøm- og bølgeaktivitet. Dette forklarer også at kornstørrelsene i den homogene marine silten øker noe oppover mot isolasjonskontakten (Fig. 149 - 152, lithostratigrafisk del).

2) Den homogene marine silten består overveiende av resedimentert laminert glasimarin silt. Ved omleirings-

prøssessen er sandlagene blitt inkorporert i den finkornige hovedmassen til en homogen substans.

3) Sammenblanding av "grovt" og fint materiale ved bioturbasjon.

Fig. 129 viser Md-variasjonene innen hver sedimenttype på de ulike borlokalitetene. Verdiene må ikke oppfattes som eksakte da antall analyser innen hver gruppe til dels er meget liten. Til gjengjeld er de fleste prøvene tatt slik at de ut fra en visuell bedømmelse er mest mulig representativ for omkringliggende materiale. Figuren viser at "matrix" i den laminerte glasimarine silten er finest i Banktjörn II og III, noe grovere i Banktjörn I og IV. I Banktjörn IV er det i tillegg en god del klare sandlag, som det er lite av i de øvrige kjernene. Som antydning indikerer dette at det glasimarine materialet i Banktjörn IV, og kanskje Banktjörn I, er avsatt mer isnært eller nærmere smeltevannsutløpet.

Når det gjelder prøvene fra den homogene marine silten, er Md-variasjonene ubetydelige innen de tre nordligste lokalitetene (Fig. 129). Banktjörn IV og V, med gjennomsnittlige Md-verdier på henholdsvis 28,2 my og 11,0 my, skiller seg noe ut fra de andre. Det relativt grove materialet i Banktjörn IV kunne tenkes å ha sammenheng med utvasking av terrassen ved Kuvenbakken 100 m lenger syd. I så fall skulle en imidlertid vente enda grovere materiale i Banktjörn V, mens det motsatte er tilfelle.

Ellers er det verdt å merke seg at den homogene marine silten i Banktjörn III har et Md-middel som ligger under gjennomsnittet for alle prøvene i denne sedimenttypen. Når den homogene silten dessuten er nokså jevntykk i hele bassenget (Fig. 118), er dette sterke indikasjoner på at sedimenttilførselen i den postglasiale marine fasen foregikk langs hele strandlinjen, og ikke primært via ravinene (s. 113).

Det lakustrine materialet i Banktjörn III er derimot markert grovere enn i de andre kjernene (Fig. 128, 129). Det tyder på at tilførselen av sedimenter etter isolasjonen hovedsakelig har foregått langs ravinene. Andre undersøkelser av den sedimentologiske utvikling i bassenget støtter opp om

dette (s. 110 - 114).

I glasimarine sedimenter er det vanlig å finne et betydelig innslag av grovere isdroppet materiale (sml. Aarseth 1971, s. 76). Dette kan imidlertid ikke registreres i materialet fra Banktjörn (Fig. 120, 127). Osdalsbreen har ganske sikkert kalvet her, og årsaken må da enten tilskrives særs lite materiale i isen, eller at isfjellene hovedsakelig har smeltet lenger ute i Fusafjorden. Det siste er meget sannsynlig siden det ikke er noen fjellterskler utenfor som kunne holde isfjellene tilbake.

Sorteringen er gjennomgående noe bedre i det lakustrine sedimentet enn i det marine, hvilket samsvarer med Selmer-Olsens avgrensning av disse to sedimenttyper på hans Md-So-diagram (Fig. 130).

GLÖDETAP. Glödetapsanalysene er gjort ut fra tre hensyn:

- 1) Undersøke glödetapsavvikene ved ulike forbrennings-temperaturer.
- 2) Se om overgangen fra glasimarint til postglasialt marint materiale kunne registreres ved en økning i glödetapet.
- 3) Få et bilde av det organiske innhold i sedimentene.

Det organiske innholdet er ofte mindre enn glödetapet tilsier: Karbonater og jernsulfid vil avgi henholdsvis karbondioksyd og svovel samtidig som kjemisk bundet vann frigjøres (Andersen 1961). Noen få tester med saltsyre indikerte lite karbonater i materialet fra Banktjörn, men kan nok variere litt. Jernsulfid synes å opptre i visse soner som svarte lamina og flekker (s. 84 - 89). Vann som er bundet i leirmineralene, og ikke fordamper ved 110°C, betyr avgjort mer i denne sammenheng (Ekström 1927).

Prosedyre: Jeg har gjort glödetapsbestemmelser på 218 prøver. Av disse er 16 glödet ved 4 forskjellige temperaturer (450°, 750°, 950° og 1050°C), 132 ved 3 temperaturer (550°, 750° og 950°C) og resterende 70 ved kun 750°C, til sammen 530 analyser (Tab. 3). Noe av analyse materialet er fra andre

områder (Maurangerfjorden og Hardangervidda). Jeg har stort sett fulgt prosedyren for glødetapsbestemmelse som er utarbeidet av J. Mangerud (aeaal 9.11.1970) og som benyttes ved instituttet:

- I) Diglene glødes (tomme) ca. $\frac{1}{2}$ time ved 750°C . Settes så i eksikator og veies ved romtemperatur.
- II) Prøvematerialet fylles i diglene og tørkes i varmeskap (105°C) i 8 timer. Smuldre materialet så godt som mulig. Settes i eksikator og veies ved romtemperatur. 1 - 2 g tørt materiale er passende mengde.
- III) Diglene med materialet glødes 1 time ved 750°C . Det er viktig at temperaturstigning ikke skjer for hurtig da dette vil føre til forkulling, og derved ufullstendig forbrenning. Dette unngås enten ved å sette prøvene inn i kald ovn, eller ved å føre prøvene sakte inn i ovnen når denne er varm. Diglene settes i eksikator og veies ved romtemperatur.

For å spare eventuelle unødvendige veiinger av tomme digler mellom hver analyse, gjorde jeg en enkel undersøkelse av vektendringene til 17 digler etter 1 times gløding ved 750°C . Det gjennomsnittlige vekttapet var $0,0004$ gram, eller $0,004\%$, og variasjonene var meget små. For en analyseprøve på 2 gram tilsvarer dette en feil i resultatet på $0,2\%$. Jeg har derfor bare kontrollveid diglene mellom annenhver analyse.

De prøvene som ble glødet flere ganger ved gradvis høyere temperaturer, ble avkjølt til romtemperatur i eksikator og veid med Mettler-vekt til nærmeste $1/10$ milligram etter hver gløding. Ved første brenning ble prøvene satt inn i kald ovn.

Ca. 18 prøver ble glødet samtidig og etterpå satt i samme eksikator. Hver gang eksikatorlokket tas av under veiingen tilføres fuktig luft fra omgivelsene. Derved vil de siste prøvene kunne ta opp mer fuktighet. Denne feilkilden medfører at de sist analyserte prøvene i hver omgang får en glødetapsverdi som er noe for lav, men likevel ikke så mye at den har innflytelse på vanlige glødetapsmålinger. Forat feilkilden, derimot, ikke skulle påvirke det relative glødetapet for ulike temperaturer, ble prøvene veiet i samme

rekkefølge etter hver brenning.

Det er ulik praksis både med hensyn til forbrenningstid og -temperatur. Vanlig glödetid er 2 timer (bl.a. Saarnisto 1970). Det mest ekstreme jeg har sett i denne henseende er 12 timer (Birks 1970). Jeg har glödet prøvene i 1 time, slik praksis er ved vårt institutt. Da prøvene er så små, 1 - 2 gram, må dette være fullt tilstrekkelig.

Når det gjelder forbrenningstemperaturen, synes 550°C å være mye brukt (Berglund & Malmer 1971, Saarnisto 1970, Birks 1970). Hos oss har vi imidlertid de siste årene brukt 750°C . Jeg har derfor gjort en del glödetapsanalyser ved ulike temperaturer for å sammenligne resultatene.

1) For samme prøve vil en økning av forbrenningstemperaturen alltid forårsake et større glödetap. Jeg var interessert i å måle glödetapsendringene ved ulike temperaturer og dessuten å få et bilde av den betydning leirinnhold, eventuelt organisk innhold, kunne ha på disse variasjonene.

På Fig. 131 er glödetapsvariasjonene ved de tre forbrenningstemperaturene 550° , 750° og 950°C fremstilt i forhold til glödetapet ved 750°C som hele tiden i det følgende benyttes som referanse- og beregningsgrunnlag. Figuren, og Tab. 3, viser at de absolutte forskjellene er minst ved små glödetap (0 - 5 %), har et maksimum ved midlere glödetapsverdier (10 - 40 %) for så å avta noe igjen ved enda større organisk innhold. Gjennomsnittlig ligger glödetapene ved 550°C ($G_{750} - G_{550}$) 1,05 % lavere enn ved 750°C og ved 950°C 0,79 % høyere ($G_{950} - G_{750}$).

Da det er vanskelig å foreta kornfordelingsanalyser på materiale med glödetap på over 10 - 15 %, er mulighetene her små for å vurdere betydningen av den tredje variable, nemlig leirinnholdet, for resultatet over. Fig. 133 og 134 kan imidlertid gi en indikasjon. Her er glödetapsvariasjonene fremstilt i relasjon til prøvematerialets medianverdi. Figurene viser at variasjonene innen hver prøve stort sett øker med avtagende kornstørrelse (Md). Det trer spesielt klart fram i prøvene fra Austrepollen i Maurangerfjorden (Fig. 134). Men sammenligner en resultatet herfra med de

absolutte glödetapsverdiene (samme Fig.), ser en at disse gjennomgående er noe større for de mest leirholdige prøvene. Det analyserte materialet fra Banktjörn består for det meste av humusfattig, glasimarin og postglasial marin silt, med jevnt, lavt glödetap (Fig. 133). Også her öker variasjonsbredden av glödetapene ved ulike temperaturer innen hver prøve med avtagende kornstørrelse, uten at tendensen kan sies å være så veldig klar.

Både resultatet av undersökelsene og en teoretisk vurdering tilsier at avstanden mellom glödetapsverdiene ved ulike temperaturer öker med ökende leirinnhold. Men da mengden av bundet krystallvann er forskjellig for ulike typer leirmineraler, vil amplitydene i stor grad være avhengig av den mineralogiske sammensetningen.

Ifölge Fig. 131 öker differensen mellom glödetapsverdiene ved forskjellige temperaturer med ökende organisk innhold også, men bare så lenge dette ikke overstiger 30 - 40 %. Ved høyere glödetap avtar forskjellene. Da kornfordelingsanalyser ikke er tatt i materiale med over 10 % glödetap, er leirinnholdet, og dets innflytelse på glödetapsverdiene her, ukjent. Men det er opplagt at for de vesentlig minerogene prøvene, for eksempel de glasimarine, kan ikke forskjellene skyldes uforbrennt organisk materiale. Derimot må dette være årsaken til glödetapsvariasjonene ved ulike temperaturer i de prøvene som omtrent utelukkende består av organisk materiale, for eksempel torvprøvene. Med ökende organisk innhold i prøvene vil således den relative betydningen av frigitt krystallvann avta, mens betydningen av uforbrennt organisk materiale vil öke - forutsatt noenlunde likt leirmineralinnhold. Dette er i prinsippet antydnet på Fig. 131 A hvor den del av glödetapsforskjellene som ligger innenfor de stiplede linjene (skravert), skulle skyldes uforbrennt organisk materiale, mens resten skulle skyldes frigivelse av mineralogisk bundet vann.

Ut fra denne argumentasjon er det mest nærliggende å anta at de store glödetapsforskjellene mellom 10 og 40 % i stor mon er betinget av höyt leirinnhold i disse prøvene (Fig. 131 A).

Relasjonsdiagrammet, Fig. 132, mellom glödetap og Md til 6 glasimarine og 7 postglasialt marine prøver er ment å vise krystallvannets betydning for glödetapet som en funksjon av leirinnholdet (Md). De glasimarine prøvene kan betraktes som rent minerogene, og forutsettes å ha noenlunde samme leirmineralogiske sammensetning. I de postglasiale prøvene fra den homogene marine silten kan det være noe organisk materiale, selv om det er synlig i bare en av dem. Den del av glödetapet som er betinget av krystallvann i disse prøvene, er derfor ikke høyere enn de angitte verdier.

Datamaterialet er altfor lite til å kunne trekke vidtrekkende konklusjoner, men det viser likevel ganske tydelig at krystallvannets innflytelse på glödetapet avtar med økende kornstørrelse. Linjen som antyder dette på Figuren, er trukket slik at de glasimarine prøvene blir liggende på denne, mens de postglasiale blir liggende enten på eller over. Ideelt sett skulle da den vertikale avstanden fra linjen og opp til prøven angi den del av glödetapet som skyldes organisk materiale.

I diskusjonen over har jeg regnet glödetapet som summen av forbrent organisk materiale og frigitt krystallvann. I tillegg vil også enkelte sulfider og minerogene karbonatforbindelser forbrenne, men det er lite sannsynlig at disse har nevneverdig innflytelse på det totale glödetapet.

Resultatene av disse undersøkelsene kan kort summeres slik:

- a) Glödetapsavvikene for samme prøve ved ulike temperaturer øker med økende leirinnhold (Md).
- b) De absolutte glödetapene for rent minerogene prøver øker med økende leirinnhold (Md).
- c) Glödetapene øker med økende temperaturer. Størst er forskjellen mellom 550° og 750°C (1,05 %), noe mindre mellom 750° og 950°C (0,97 %).
- d) Hverken organisk materiale eller krystallvann synes å forbrenne fullstendig ved 750°C . Det er også noe krystallvann igjen etter glöding ved 950°C (Fig. 133). Hvordan det her stiller seg med organisk materiale, er ikke undersøkt.

Glödetapsmetoden blir vanligvis benyttet som en rask måte å beregne det organiske innholdet, fortrinnsvis humusinnholdet, i en jordart. Foruten selve forbrenningen skjer det som nevnt flere andre kjemiske reaksjoner som også påvirker resultatet. Disse öker i intensitet med høyere temperaturer. Glödetemperaturen bör derfor ikke være for høy, men heller ikke så lav at store deler organisk materiale forblir uforbrent. Närmere kjemiske analyser må til for å finne ut hvor den ideelle temperaturen ligger.

2 og 3) Glödetapsprosentene for de marine prøvene ligger stort sett innenfor $2 \pm 0,5$ og skyldes alt overveiende avgitt krystallvann. Dette forhold gjør det vanskelig å spore en eventuell mindre ökning av humusstoffer i det postglasiale marine sedimentet fra det "sterile" glasimarine med mindre en også foretar kornfordelingsanalyser for på den måten å kunne vurdere krystallvannets andel av glödetapet. Jeg har ikke gjort dette systematisk, men de få parallellanalysene som er foretatt (Fig. 132), gir ikke særlig grunn til å anta at grensen glasimarin/postglasial marin i Banktjörnsedimentene ville kunne lokaliseres på denne måten.

I den laminerte lakustrine silten er glödetapsvariasjonene store og veksler mellom 2 - 60 %. Glödetapet for sedimentet i Banktjörn I öker fra isolasjonskontakten og oppover, men overstiger ikke 20 %. I et såpass stort tjern må en gå ut fra at mye av de organiske stoffene nedbrytes ganske hurtig ved oksydasjon. Det kan være forklaringen på de relativt små glödetapsverdiene. Som det fremgår av Fig. 149, avtar det organiske innholdet mot dypet. Det tyder på at det også foregår en viss postsedimentær nedbrytning: En slik prosess vil ha hatt lengst tid på seg - og vil derfor også ha nådd lengst - i de nedre deler av sedimentet.

GEOTEKNISKE ANALYSER. Jeg har foretatt noen få målinger av vanninnhold, skjærfasthet i uomrört og omrört materiale, sensitivitet, volumvekt og spesifikk vekt for vått og tört materiale. Målingene er tatt nokså spredt, de fleste av laminert glasimarin silt, og er bare gjort for å få et inntrykk av sedimentets geotekniske egenskaper og eventuelle

variasjoner med sedimenttypene (Fig. 135). Resultatene er ført opp i Tab. 5.

Vanninnholdet er beregnet etter formelen $\frac{\text{vekt vann} \cdot 100}{\text{vekt tørt matr.}} \%$.

For det marine materialet ligger verdiene mellom 30 - 40 %. I ferskvannsgytjen kommer det opp i 200 - 300 %. En del av disse analysene er foretatt etter 2 - 3 års lagring i plast, og er således minimumsverdier.

Porøsiteten er beregnet etter formelen $\frac{\text{volum vann} \cdot 100}{\text{totalvolum}} \%$.

For de marine prøvene ligger verdiene her mellom 46 - 53 %. I ferskvannssedimentet er de høyere på grunn av organisk innhold og mindre kompresjon. De få analysene som er foretatt, viser ingen porøsitetsøkning med avtagende Md eller økende leirinnhold (Fig. 136, sml. Pettijohn 1957 s. 86).

Det er gjort 5 skjærfasthetsmålinger i den laminerte glasimarine silten etter konusmetoden. Den uomrørte skjærfastheten varierer fra 0,27 til 2,15 t/m². I omrørt tilstand ligger verdiene mellom 0,01 og 0,17 t/m², og de fleste prøvene er kvikke med en sensitivitet på over 8 (Janbu & al. 1966, s. 77). Størst sensitivitet (120) har en prøve av homogen marin silt fra Banktjörn V.

Spesifikk vekt (våt) beregnet etter formelen $\frac{\text{vekt materiale}}{\text{totalvolum}}$ varierer fra 1,02 g/cm³ (gytje) til 2,20 g/cm³ (morene). Den spesifikke vekten etter tørking ved 105°C, $\frac{\text{vekt tørt materiale}}{\text{totalvol.} - \text{vol. vann}}$, er høyere enn før tørking.

For den glasimarine silten er økningen ca. 50 % og for gytjeprøvene nærmere 100 %.

Volumvekten er regnet ut etter formelen $\frac{\text{vekt tørt matr.}}{\text{totalvolum}}$

og er spesielt lav i den lakustrine gytjen. Kjennskap til forholdet mellom volumvektene til de ulike sedimenttypene er av betydning ved masseberegningene av erodert og akkumulert materiale henholdsvis ovenfor og i Banktjörn (s. 111).

Prøven som er tatt på 16,63 m i Banktjörn II, skiller seg ut ved lite vanninnhold, liten porøsitet, høy skjærfasthet både før og etter omrøring, høy spesifikk vekt (våt) og volumvekt. Selv om dette materialet visuelt (Fig. 115) og kornfordelingsmessig (Fig. 119) avviker svært lite fra det glasimarine sedimentet over, viser de geotekniske analysene at det underste materialet har en annen opprinnelse enn det øvrige (s. 66).

SVARTE LAMINA. Som nevnt under beskrivelsene av de laminerte glasimarine og lakustrine sedimenttypene forekommer det her en rekke svarte lamina, til sammen over 100 stykker, og flekker (Fig. 115, 117, 118, 124). I den glasi-marine silten finnes disse i samtlige kjerner (Banktjörn I - V). Over isolasjonskontakten er de svarte skiktene konsentrert til den underste lakustrine meteren i Banktjörn II. De kan altså ikke følges fra kjerne til kjerne, hvilket viser at laminaene ikke er særlig utholdende. Laminatykkelsen varierer fra 2 til 10 mm. Flekkenes diametre er i regelen på ganske få mm, og kan være skarpt avgrensede eller diffuse i omriss. Fargen er gråsvart når borkjernene åpnes, men skifter etter hvert kulör og blir enten lys brun (rustbrun) eller får samme gråtone som det omliggende sediment (ifölge The Soil-Color Chart Committee, 1973: 5GY4/1 - 5GY5/1).

Jeg foretok en del undersøkelser for om mulig å finne ut hva som kunne være årsaken til denne svertingen uten å komme fram til noen sikker konklusjon. Analyseresultatene og en diskusjon av problemet tas likevel med her.

Undersøkelse av svarte lamina:

- 1) A. Normal tilgang på oksygen: Fargen forsvinner etter få timer uavhengig av lysforholdene.
B. Liten tilgang på oksygen:
Jeg skar ut to prøver, 2 - 3 mm tykke, og la i bunn av hvert sitt glasskar som ble fylt med vann. Materialet ble klemt ned mot bunnen slik at vann ikke fikk anledning til å trenge seg inn på undersiden av prøvene. Det ene glasset ble plassert i et lyst, det andre i et mørkt rom. - Etter ganske få timer var den svarte fargen på den del av overflaten som stod i direkte kontakt med vannet, forsvunnet i begge prøvene. Flatene som lå an mot glasset i bunn, beholdt den mørke fargen i flere døgn. Resultatet var uavhengig av lysforholdene.
- 2) Kornfordelingsanalyser er gjort på to av de svarte laminaene i Banktjörn III: III-16 (10,35 m) og III-20 (11,62 m). For å kunne sammenligne med omkringliggende materiale, har jeg også foretatt kornfordelingsanalyser av dette: III-17 (10,38 m),

III-19 (11,12 m) og III-21 (11,71 m). Kornfordelingskurvene er inntegnet på Fig. 137, som viser at de mørke laminaene består av meget fint materiale, og noe finere enn silten like ved (III-17 og III-21). Det er likevel minimal sannsynlighet for at fargen skulle skyldes det store innslaget av fin-kornig materiale. III-19, som er tatt omtrent midt mellom III-16 og III-20, har så godt som samme sedimentpetrografiske parameterverdier som disse, men mangler likefullt den mørke fargen. Det tykkeste av de svarte laminaene, på 13,46 meters dyp i Banktjörn IV, inkluderer dessuten også et sandig skikt.

- 3) Glödetap. Et eventuelt større organisk innhold i de svarte partiene kunne ikke registreres ved glödetafsanalyse.
- 4) Tilsetting av saltsyre medførte i enkelte tilfeller brusing, men uavhengig av fargen. Det var ingen antydning til lukt av hydrogensulfid, H_2S .
- 5) Mineralinnholdet i to svarte lamina, fra henholdsvis laminert glasimarin (Banktjörn IV, 13,47 m) og laminert lakustrin silt (Banktjörn II, 7,35 m) ble ved mikroskopering sammenlignet med mineralinnholdet i "normalsedimentet" like ved. Både den kvalitative og kvantitative sammensetningen syntes stort sett å være den samme i samtlige prøver. Følgende mineraler ble bestemt (analysert av cand. real. K. Bjerkli):

kvarts,
feltspat,
hornblende (dominerer),
andre amfiboler,
epidot,
pyritt (kun 2 korn, hvorav ett var autigent),
aktinolit ?

Det mest interessante her er at pyritt praktisk talt mangler, og dette mineralet kan ikke forklare svartingen (i grovsiltfraksjonen).

- 6) Röntgendifraktometeranalyse. En prøve fra det svarte glasimarine laminaet i Banktjörn IV (13,47 m) og en

fra normalsedimentet (ca. 13,50 m) ble kjørt på röntgendifraktometer. Pyritreflekser kunne ikke påvises.

- 7) Mn-analyse ble gjort på fire prøver, to glasimarine og to lakustrine, i tilknytning til et svart lamina i hver av sedimenttypene. Gangen i analysen, som ble foretatt av L. Christensen ved Dr. Svanöes kjemiske laboratorium, var følgende: 0,5 gram fra hver prøve ble løst opp og kokt i 250 ml 10 % saltsyre og filtrert. Deretter ble mineralbestemmelsen gjort ved hjelp av atomabsorpsjonsspektrograf med dette resultat:

Svart lam.:	0,081 % Mn	(Banktj.II, lakustrin)
Normalsed.:	0,091 " "	(" ")
Svart lam.:	0,095 " "	(Banktj.IV, glasimarin)
Normalsed.:	0,110 " "	(" ")

- 8) Termomagnetisk analyse ble gjort på 3 prøver, hvorav 2 "svarte" (Fig. 138). Diagrammene viser at innholdet av ferro-magnetiske mineraler er meget lite, og der er ingen klar forskjell på svarte og normale sedimentprøver. (Målingene ble foretatt av stip. R. Lövlie).
- 9) Magnetiske susceptibilitetsmålinger. Sedimentets følsomhet for påvirkning av et ytre magnetisk felt ble i første omgang målt med tanke på det problemet som behandles her. Metoden er imidlertid både enkel og rask, og tilsammen 121 prøver fordelt på 3 kjerner (Banktjörn II, IV og VII) ble analysert for om mulig også å få fram stratigrafiske forskjeller (s. 88) Resultatet er inntegnet på diagrammene i Fig. 139 og er dessuten ført opp i Tab. 6. Pilene på Figuren angir prøver som består helt eller delvis av svarte skikt. To - tre av disse utgjør ganske markerte lokale minima, men totalt sett er der ingen klar tendens i forbindelse med de svarte laminaene. (Analysene er gjort av R. Lövlie og undertegnede).

Diskusjon: Lignende mørke lamina er beskrevet fra kjerner i lakustrine sedimenter (Hyvärinen 1968, Norrman & Königsson 1972, Kukkonen & Tynni 1970), brakkvannssedimenter (Hyvärinen

1969, Gucluer & Gross 1964, Mothersill 1971), postglasiale marine sedimenter (Fries 1951) og resent glasimarint materiale (Hoskin & Burrell 1972). Hoskin & Burrell (1972) har ingen forklaring på de svarte lagene, mens de andre forfatterne setter fargen i forbindelse med sulfider, og da fortrinnsvis jern(II)sulfid. Gucluer & Gross (1964) og Mothersill (1971) skriver også at fargen forsvinner ved tilgang på luft.

Undersøkelsene beskrevet foran tyder på at blekingen av de svarte skiktene skyldes en oksydasjonsprosess, uavhengig av lys- og fuktighetsforhold (1), organisk innhold (3) og mineralinnhold (5). Punkt 1 A viser at det ikke er en fotokjemisk reaksjon.

Den kjemiske reaksjonen, som kommer til uttrykk ved fargeforandringen, går så hurtig at svartfargen må være knyttet til en meget ustabil forbindelse, muligens et kolloid. Krystallinsk pyritt opptrer kun helt sporadisk (5), men jern(II)sulfid i form av finfordelt og lett oksyderbar tilstand, for eksempel hydrothoilit (FeS·nH₂O) kan likevel være til stede uten at det kommer fram ved röntgenanalysen. Gucluer & Gross (1964) som finner lignende (olivensvarte) lamina i sedimenter fra en stagnerende fjord, antar at fargen skyldes finfordelt jernsulfid, men heller ikke de oppdaget sulfidmineraler ved röntgendifraktometeranalyse.

Dersom de svarte partiene i Banktjörnsedimentene skyldes jern(II)sulfid, kan reduksjonen av jernet ha foregått

- 1) i forbindelse med et reduserende miljø i vannet under sedimentasjonen, eller
- 2) postsedimentært (Mothersill 1971).

1) Etter isolasjonen har det ganske sikkert vært perioder med reduserende forhold i Banktjörn (sml. Kukkonen & Tynni 1970). Men kan dette også ha vært tilfelle i den glasi-marine sedimentasjonsfasen? Stagnerende forhold i mer eller mindre avstengte fjordbassenger er ikke uvanlig (Ström 1936, Hoskin & Burrell 1972). Like etter isavsmeltingen lå Banktjörnterskelen minst 30 m under havnivå, med relativt gode muligheter for utskifting av vannet. Sjansene for at her har vært direkte reduserende forhold i denne tiden synes derfor små.

Eventuell reduksjon av jern kan altså godt tenkes å

ha foregått pre- og synsedimentært i det lakustrine miljøet, mindre sannsynlig i det glasimarine.

2) Et stykke under overflaten i sedimenter som disse vil det alltid være reduserende miljø. Men en forutsetning for at utfelt 3-verdig jern skal kunne bli redusert post-sedimentært, er tilstedeværelse av noe organisk materiale (Pettijohn 1957, s. 599 - 600). I det glasimarine sedimentet er dette meget lite og kan ikke registreres visuelt eller ved glödetap.

Som det vil fremgå av nedenstående, er det likevel en teoretisk mulighet for at postsedimentær reduksjon av Fe(III) er begrenset til soner med konsentrasjoner av organisk materiale i den laminerte glasimarine silten:

Resultatet av Mn-analysen tyder på merkbare variasjoner i vannets oksygeninnhold under den glasimarine sedimentasjonsfasen: I sirkulerende, friskt vann vil nemlig Mn bindes til oksygen og utfelles som brunstein (MnO_2), mens en senkning av O_2 -innholdet vil medføre at større mengder mangan vil være i oppløsning (L.Christensen, pers.medd.). Mn-innholdet i sedimentet avspeiler derfor O_2 -variasjonene i vannet under sedimentasjonen. Oksygenmangelen i "fjordbunnen" var trolig størst utpå sensommeren og høsten etter at ferskvannslaget i overflaten da i lengre tid hadde begrenset eller hindret vertikal sirkulasjon av vannmassene.

Da innholdet av utfelt Mn er 10 - 13 % lavere i de svarte laminaene enn i normalsedimentet, skulle det - ifølge ovenstående - tilsi at materialet i disse mørke skiktene er avsatt om høsten. Kombinasjonen av liten tilgang på oksygen og større organisk produksjon i denne årstiden tilsier videre en relativ anrikning av organisk materiale i de samme skiktene.

Ut fra Mn-analysen og teoretiske betraktninger er det således mulig at de svarte partiene reflekterer soner med organisk innhold stort nok til at jernet kan ha blitt redusert postsedimentært, mens det organiske innhold i resten av det glasimarine sedimentet har vært for liten.

Både i tolking 1) og 2) konnekteres de svarte laminaene

med årlige miljøendringer i sedimentasjonsbassenget. De er altså i prinsippet varvige, men er tydeligvis ikke utviklet i hvert "årslag".

De fleste som jeg har sett beskrive lignende svarte horisonter, setter da også disse i sammenheng med årsvarv (f.eks. Gucluer & Gross 1964, Kukkonen & Tynni 1970, Hoskin & Burrell 1972).

Konklusjon: Svarte lamina og flekker opptrer ganske hyppig i postglasiøle sedimenter og antas da å være betinget av finfordelt jern(II)sulfid. I visse tilfelle indikerer den karakteristiske lukten at dette er riktig, mens det andre ganger, som i Banktjörnmaterialet, ikke lar seg gjøre å påvise tilstedeværelsen av FeS_2 ved enkle kjemiske metoder. Jeg anser det likevel for svært sannsynlig at de svarte båndene i det lakustrine sedimentet skyldes (begynnende) autigen pyrittdannelse.

Denne forklaringen virker ikke fullt så overbevisende når det gjelder forekomsten av lignende lag i glasimarine sedimenter, men likheten i farge, kjemiske egenskaper og forekomstmåte tyder på at årsaksforholdet er det samme i begge sedimenttypene.

MAGNETISKE SUSCEPTIBILITETSMÅLINGER. Disse ble foretatt blant annet for å se om eventuelle variasjoner kunne settes i forbindelse med de ulike sedimenttypene i Banktjörns siltavsetninger. Analyseresultatene fra Banktjörn II, IV og VII er fremstilt på Fig. 139, og dessuten satt opp i tabellform (Tab. 6).

I Banktjörn II og IV er den magnetiske susceptibiliteten størst i den laminerte glasimarine silten og synker så brått i nedre del av den homogene marine silten (postglasial). Kurven for målingene fra Banktjörn VII skiller seg ut med de lave verdiene i den glasimarine silten. Til gjengjeld er det her en tydelig topp i overgangssonen til den homogene marine silten. Det er ingen signifikante endringer i susceptibiliteten ved overgangen fra marine til lakustrine sedimenter.

Innhold av organisk materiale vil påvirke sedimentets følsomhet overfor et magnetisk felt (Thompson 1973, s. 5).

Det er antagelig forklaringen på de ekstremt lave verdiene øverst i Banktjörn II. Andre forhold må imidlertid antas å ligge til grunn for kurveforløpene i de marine sedimenttypene. Da den homogene silten er derivert fra den laminerte glasimarine silten, skulle en ikke her vente vesentlig forskjell i minerogen sammensetning. Oldfield (referert i Thompson 1973, s. 5) finner ved kombinasjon av lignende magnetiske målinger og pollenanalyse en nær sammenheng mellom susceptibilitetsforandringene i et ferskvannssediment og rydding av skogen i vatnets dreneringsområde. I analysene fra Banktjörn er det vel mest nærliggende å sette susceptibilitetsforandringene i tilknytning til den postulerte overgangen fra et glasialt påvirket sedimentasjonsmiljø til et postglasialt. I så fall ligger grensen mellom tilhørende sedimenttyper i Banktjörn II og IV noe høyere enn den visuelle grensen mellom laminert og homogen silt. Men det markerte fallet i kurvene her kan og ha andre, og foreløpig ukjente, årsaker. Likevel er resultatet interessant og viser at metoden bør kunne brukes ved stratigrafiske korrelasjoner (Thompson 1973), i hvert fall innenfor samme sedimentasjonsbasseng.

Pollenanalyse

BORLOKALITETENE - FRA ET POLLENANALYTISK SYNSPUNKT.

Lokaliseringen av borhullene Banktjörn I - V er valgt med tanke på å løse sedimentologiske problemer så som ravine-dannelse, sedimentasjonshastighet, datering av isolasjonskontakten med mere. Det kan derfor være nyttig å diskutere lokalitetenes kvalitet med hensyn til pollenanalyse og spesielt problemet vedrørende differensiell pollensedimentasjon.

Overrepresentasjon av lokalprodusert pollen er vanlig i små tjern (Fægri & Iversen 1964, s. 54). Pollenanalyser fra relativt dype vatn av moderat størrelse gir det beste regionale vegetasjonsbildet (Davis & al. 1969). Hva er så den "moderate" størrelse? Fægri & Iversen (1964, s. 54) antyder 5 da som ideelt for slike undersøkelser, andre noe mer (Janssen 1966). Størrelsen på Banktjörn er i dag ca. 120 da.

Davis (1968) har undersøkt resedimentasjon av pollen i Frains Lake, Michigan. Dette vatnet er av samme størrelsesorden som Banktjörn både med hensyn til areal og vanddyp; også her er tilførselen av vann fra omgivelsene meget liten. Hun fant at det kvantitativt sett foregår en betydelig omleiring av sedimentet, inkludert pollen, ved erosjon, resuspensjon og resedimentering. Resultatet av resuspensjonen, som ofte skyldes bølgeaktivitet, er en generell forflytning av materiale fra grunt til dypere vann. Analyser av polleninnholdet i vannet på ulike steder gir imidlertid ikke inntrykk av at det skjer noen form for sortering av pollenkornene på grunn av ulike hydrodynamiske egenskaper, som for eksempel setningshastighet. Den forskjellen som likevel eksisterer mellom mikrofossilinnholdet i dyp- og gruntvannssedimenter, skyldes differensiell pollentilførsel. Hennes konklusjon er videre at resedimenteringsprosessen bevirker en horisontal homogenisering av polleninnholdet, slik at enhver sedimentkjerne er nesten representativ for hele bassenget. Samtidig reduseres de vertikale pollenvariasjonene i sedimentet, variasjoner som forårsakes av de årlige endringene i blomstringsintensiteten hos de ulike plantene.

Forskjellig polleninnhold i dyp- og gruntvannssedimenter

er kjent fra flere andre undersøkelser (Terasmae & Mott 1964, R.B. Davis & al. 1969). I motsetning til M.B. Davis (1968) legger de fleste andre forskere stor vekt på faktorer som vind, strøm, vatnets morfologi og pollenkornenes ulike flyteevne. Fries (1951, s. 107 - 108) har bestemt synkehastigheten i havvann til i underkant av 4 cm/min. for *Betula*, mens *Pinuspollen* ikke hadde sunket nevneverdig etter 2½ time. Ifølge Donner & Gardemeister (1971, s. 77 - 78) har fossile *Betulapollen* en synkehastighet som tilsvarer middels silt (10 - 30 my).

Med så mange variable faktorer er det selvsagt vanskelig å stille opp allmenngyldige teorier for pollenfordelingen i lakustrine sedimenter. Ved studier av polleninnholdet i overflatesedimentene i flere middelstore vatn (60 - 250 da, sml. Banktjörn: 120 da) kom M.B. Davis & al. (1971) fram til følgende generelle trekk: De fleste trepollen, med unntak av *Pinus* og noen lokale *Salix*typer, er nokså jevnt fordelt over hele vatnet. *Pinus* og urter opptrer med høyere prosenter på grunt vann. Det samme er tilfelle med pollen fra vannplanter samt trær og busker som vokser langs vannkanten. Lignende resultater er fremkommet ved andre undersøkelser (M.B. Davis 1968, R.B. Davis & al. 1969). Hafsten (1965) har to diagrammer fra Tveitavatn på Stord. De mindre forskjellene begrunner også han med større lokal påvirkning i det diagrammet som ligger nærmest randvegetasjonen.

Pröven i Banktjörn I er tatt på 7,4 meters vanddyp hvor sjansene for erosjon og overrepresentasjon av lokalprodusert pollen er små. R.B. Davis & al. (1969) anbefaler å ta prøven i den dypeste del av bassenget. Når jeg ikke har gjort det, er det mest av tekniske grunner, idet vi ikke visste hvor stor belastning utstyret tålte for rørene mellom sediment- og vannoverflaten ville böye seg.

De andre lokalitetene er mindre gunstig stilt med tanke på pollentellinger, ikke minst Banktjörn III som ligger rett nedenfor Gymnasravinen (sml. Fægri & Iversen 1966, s. 54).

På Fig. 140 har jeg sammenlignet de viktigste AP-konstituentenes maksimumsverdier fra de ulike diagrammene, som alle er fra samme basseng. De marine *Betulaverdiene*

viser god overensstemmelse, mens prosentverdiene av samme konstituent i det lakustrine sedimentet veksler mye fra et diagram til et annet. Årsakene kan være:

1) Endringer i de hydrologiske forholdene. Før tjernet ble isolert fra havet, var strøm- og bølgeaktiviteten av helt andre dimensjoner enn senere. På den annen side var vanddybden da så stor, også i den sydlige delen (Fig. 146) at det likevel må ha vært temmelig rolige forhold på bunn. De finkornige sedimentene tyder også på det. Men i alle fall må en vente at pollensedimentasjonen i den marine fasen var relativt homogen, spesielt i de dypere deler av bassenget. Etter isolasjonen ble vannet nærmest stillestående.

2) Fremrykning av strandkanten. Avstanden til strandkanten, og dermed vegetasjonen på land, var størst like etter isavsmeltingen og avtok, i den marine fasen på grunn av synkende havnivå (landhevning), og i den lakustrine på grunn av sedimentutbyggingen foran ravinemunningene (Fig. 143) De lokale vegetasjonsforholdene, særlig langs strandbredden, må derfor antas å ha fått økende innflytelse etter hvert som tiden gikk.

Av disse er nok punkt 1 den viktigste.

Årsakene til en slik heterogen fordeling av pollen som i det lakustrine sedimentet (Fig. 140), er diskutert foran. Den uregelmessige formen på Banktjörn, spesielt den lange og smale tarmen i syd, og de vekslende topografiske forhold på land, reduserer nok overføringsverdien av resultatene fra de nevnte undersøkelsene. Jeg vil likevel på grunnlag av disse knytte noen kommentarer til likheter og forskjeller mellom de lakustrine deler av diagrammene og forsøke å trekke noen konklusjoner med hensyn til tidligere lokale vegetasjonsforhold. Dessuten foreligger det såvidt meg bekjent fra før bare en undersøkelse her til lands med flere (2) pollendiagram fra samme basseng der slike sammenligninger er gjort (Hafsten 1965).

Det er nokså vanlig at tjern og vatn omkranses av svartor (*Alnus glutinosa*). De jevnhøye *Alnus*verdiene i alle diagrammene (Fig. 140, 149 - 154) tyder på at dette ikke har vært tilfelle her, og grunnen kan muligens være at gråor

(*A. incana*), som foretrekker mindre fuktig jord, har vært den dominerende.

Derimot ser det ut til at björk har utgjort en stor del, også av randvegetasjonen, da de maksimale *Betulaverdiene* er høyest i de strandnære diagrammene (Banktjörn II - IV, Fig. 140).

Den maksimale *Corylusverdien* er spesielt liten i Banktjörn IV. Det skyldes trolig at den smale og fuktige strandsonen mellom vatnet og de bratte fjellknausene var bevokst av björk og or, mens furu, den gang som nå, dominerte på de jordfattige knausene på begge sider. Hasselen ser imidlertid ut til å ha likt seg i siltskråningene nordenfor. *Corylus*-maksimum i Banktjörn III er for eksempel på over 75 % av sum P (=sum AP + NAP).

Med unntak av Banktjörn IV, som var - og er - omgitt av furuskog, öker maksimumsverdiene av *Pinus* nordover. Materialet er for lite til å kunne si at denne tendensen er signifikant. Men fordelingen kan tenkes å skyldes en opphoping av *Pinuspollen* i den nordlige delen av tjernet på grunn av deres spesielle aero- og hydrodynamiske egenskaper som gjør disse ekstra følsomme overfor lokale vind- og strømforhold.

Diagrammene (Fig. 149 - 154) viser ingen generell ökning av vannplanter etter hvert som oppgrunningen fant sted (s. 93). Årsaken kan være en forverring av de ökologiske forholdene i vatnet.

PREPARERING. Samtlige pollenprøver inneholdt minerogent materiale som enten ble fjernet etter HF-metoden (Fægri & Iversen 1966), "bromofom-metoden" (Vorren 1972) eller ved en kombinasjon av disse. På det resterende organiske materialet ble Erdtmans acetolysemetode brukt (Fægri & Iversen 1966).

HF-metoden. De fleste prøvene som ble preparert etter denne metoden, ble oppbevart i kald flussyre (ca. 35 %) på små plastikk-flasker fra et døgn og opptil 2 - 3 uker. Det gav bedre resultater enn kun koking i 3 min. (Fægri & Iversen 1966, s. 69). Flussings varighet syntes ikke å influere

på destruksjonen av pollenkornene. Den påfølgende saltsyre-behandling måtte gjentas opptil 10 - 12 ganger før mesteparten av mineralene var oppløst. De leirholdige glasimarine prøvene voldte størst besvær. I visse tilfelle ble det dannet svarte, uoppløselige "flak", sannsynligvis av en fluorforbindelse, som først lot seg fjerne ved bruk av tunge væsker (bromoform).

Bromoform-metoden. Denne bygger på flotasjonsprinsippet. Bromoform tynnes ut med sprit til det får en spesifikk vekt slik at organisk materiale (inklusive pollen) flyter opp og minerogent materiale synker ned. Metoden har til nå vært lite benyttet her i landet. T.O. Vorren (mars 1971, unpubl.) har utarbeidet en prosedyre for pollenpreparering ved hjelp av tunge væsker:

1. Overfør prøven til et begerglass. Tilsett KOH (10 %) og la det koke ca. 2 min.
2. Tøm prøven over i sentrifugerør. Sentrifuger. Dekanter.
3. Tilsett destillert vann. Rist. Sentrifuger. Dekanter.
4. Tilsett sprit (96%). Rist. Sentrifuger. Dekanter. Gjenta dette inntil materialet ikke lenger flokku-lerer.
5. Hell bromoform (sp.v. 2,3 - 2,4) i sentrifugerøret. Rist. Sentrifuger. Dekanter den øverste delen i et annet sentrifugerør (NB! Pass på at dette røret er vannfritt). Gjenta dette inntil der praktisk talt ikke lenger er noe materiale i "lettfraksjonen".
6. Tynn ut bromoformen med "lettfraksjonen" med sprit. Sentrifuger. Dekanter den fortynnete bromoform over i et begerglass. (Forsiktig).
7. Tilsett sprit. Rist. Sentrifuger. Gjenta dette ca. 3 ganger til man er sikker på at der ikke er mer bromoform igjen.

Deretter følger vanlig acetolysering, vasking, og til-
setting av fargestoff (fuchsin B).

Jeg har stort sett fulgt denne prosedyren, men ved "rene" minerogene prøver har jeg ofte gått rett på punkt 4 og ventet med kokingen i kalilut til etter bromoformbehandlingen. Bromoformoppløsningen ble gitt en noe lavere spesifikk vekt

enn angitt over (ca. 2,1 g/cm³) forat flest mulig mineral-
korn skulle synke ned. Også ved denne metoden ökte problemet
med å skille organisk og uorganisk materiale med ökende leir-
innhold.

Vorren (1972, s. 237) preparerte parallelle prøver
etter begge metodene uten å finne noen signifikante forskjel-
ler i pollenfrekvens. Derimot var Hystrix underrepresentert
i prøver som var preparert etter bromoformmetoden. Skår (pers.
medd.) finner at en stor del Hystrix mister de karakteristiske
piggene ved denne behandlingen. Av frykt for å miste denne
marine indikatoren begynte jeg med flussmetoden, men gikk
etter hvert over til bromoformmetoden da denne bød på en del
fordeler, først og fremst ved preparering av de finkornige
marine prøvene: 1) Man unngikk de generende svarte fluorid-
ene, 2) metoden er noe raskere og 3) preparatene ble atskillig
renere, og dermed lettere å telle.

Selv om Hystrixprosentene skulle bli redusert ved
bruk av bromoformmetoden, forsvinner den likevel ikke.
Prinsipielt bör en imidlertid ikke sjonglere for mye med
metodene i samme diagram för de er blitt nærmere sammenlignet,
da de kan gi i alle fall mindre systematiske avvik. Av den
grunn er prepareringsmetoden oppført for hver prøve i dia-
grammene.

Den glasimarine fasen er representert i bare to av
diagrammene, Banktjörn I og III. Det henger først og fremst
sammen med svært tidkrevende preparering og telling av disse
leirholdige, pollenfattige prøvene. Dessuten ville flere
prøver herfra ikke kunne bidra vesentlig til nærmere datering
av sedimentene da vi ikke har C¹⁴-daterte pollenanalytiske
ledenivåer eldre enn Corylusoppgangen.

ANALYSE. Pollentellingene er foretatt på Botanisk
Museum med god tilgang på faglig ekspertise foruten en rik-
holdig referensesamling.

Rutinemikroskopering ble utført med 25/0,45 eller
40/0,65 objektiver, avhengig av pollentettheten og preparatets
renhet. Et immersjonsobjektiv, 100/1,30, ble brukt til
mer detaljerte pollenmorfologiske studier av vanskelig bestem-
bare korn. Dårlig oppbevarte pollen, ofte i urene preparater,

lot seg enklest identifisere i fasekontrast. For å unngå eventuelle systematiske feil ble fasekontrast brukt ved samtlige analyser.

Preparatet ble kjørt fram og tilbake under mikroskopet med faste intervall. Ifølge Fægri & Iversen (1966, s. 77) bør avstanden mellom hver tellerast være minst $1\frac{1}{2}$ gang så stor som synsfeltets diameteravstand. I noen av de glasi-marine prøvene med meget lite pollen har jeg imidlertid vært nødt til å finkjemme hele preparatet. Som regel er tellingene jevnt fordelt over hele prøveglasset, i sjeldnere tilfelle er bare halve glasset talt. Disse forholdsreglene er gjort for å unngå fordreining av resultatet på grunn av differensiell spredning av pollenkornene på objektglasset (Fægri & Iversen 1966, s. 78, Craig 1972, s. 50).

KONSTRUKSJON AV DIAGRAMMENE. (Fig. 149 - 152). Foruten separate, sammensatte AP-diagram har jeg også tatt med AP-konstituentene i de oppløste totaldiagrammene, både fordi dette gir et mer korrekt bilde av vegetasjonssammensetningen og dessuten er mye mer "lettlest" enn sammensatte diagram. QM (eikblandingsskog) er ikke inntegnet på alle AP-diagrammene, i Banktjörn I heller ikke Pinus, men disse konstituentene inngår selvfølgelig i AP-summen.

Samme prosentkala er brukt ved fremstillingen av alle taxa da dette, i alle fall umiddelbart, gir et bedre inntrykk av den reelle sammensetningen. Til gjengjeld er også linjer med femdobbel skalaverdi trukket opp for å få med variasjonene i de små konstituentene.

Tallene for ulike pollensummer er tatt med for å muliggjøre vurdering av den statistiske signifikansen av de beregnede prosenter. På grunn av vannplantenes og de øvrige akvatiske mikrofossilenes azonale utbredelse er disse ikke inkludert i sum P (Iversen 1964, 426 - 427). Hyppig forekommende mikrofosiler som for eksempel Hystrix, opptrer derfor stundom med verdier på over 100 %. Sporenes prosentverdier (ekskl. Isoetes) er utregnet på basis av sum P + sporer.

I gruppen "uidentifiserte pollen" er inkludert både ubestemmelige og ukjente korn. Den siste kategorien utgjør bare et fåtall. Identifikasjonsproblemer kan skyldes korrosjon,

degradasjon (Cushing 1967 a, s. 88), mekanisk slitasje, sammenfolding, opprevning og overdekning av annet organisk materiale eller mineraler. De store variasjonene med hensyn til oppbevaringen av pollen i ulike prøver kan skyldes endringer i pH og red.-oks.forhold under sedimentasjonen (Fægri & Iversen 1966, s. 15 - 16) og forskjellige permeabilitetsforhold i sedimentet. Høye prosentener av uidentifiserte pollen kan også medføre betydelig feil i resten av diagrammet, da pollentypenes evne til å motstå nedbrytning til en viss grad synes å være differensiell (Andersen 1966, s. 269, Cushing 1967 a, Birks 1970). I tråd med vanlig (amerikansk) praksis har jeg ikke inkludert uidentifiserte pollen i sum P. Cushing (1967 a og b) velger imidlertid å inkludere "indeterminable pollen" i pollensummen i diagrammer der denne gruppen er ekstra stor. I Banktjörndiagrammene utgjør kategorien uidentifiserte pollen mellom 2 og 30 % av sum P, men er i de aller fleste spektra under 15 %.

En gruppe inapperturate pollen som blant annet opptrer i store mengder i Banktjörn III-14 (spekter nr. 14), var vanskelig å identifisere. Bestemmelsesnøkkelene til Fægri & Iversen (1966) tilsa *Populus*, mens jamføring med referanse-samlingen kunne tyde på *Taxus*. Pollenkornene i referansepreparatet er imidlertid tatt fra bare en rakle, som kan ha vært umoden og dermed ikke er representativ. *Taxus* er sjelden funnet i fossilt materiale på Vestlandet, og da bare i små mengder (Hafsten 1965). Dette kan ha sammenheng med forekomstmåten, idet *Taxus* (barlind) oftest finnes som enkeltstående trær, mens *Populus* (osp), som har vegetativ formering, gjerne opptrer flere samlet. Sannsynligheten er derfor størst for at de opptredende pollenkorn er *Populus*, men er for sikkerhets skyld oppført i diagrammene som cf. *Populus*.

Juniperus kan være vanskelig å ta ut med sikkerhet når preparatet er urent og samtlige gemmae på kornene er falt av. I flere tilfelle er bestemmelsen gjort på grunnlag av den karakteristiske oppsplittingen og blå-fiolette fargen (i fasekontrast).

POLLENSONER OG VEGETASJONSUTVIKLING. Den biostratigrafiske soneinndelingen bygger på pollensammensetningen alene, og navngivingen følger stort sett reglene i Int. Subcom. Stratigraphic Class. (1971); se Mangerud (1973 b, s. 19 - 20). Siden alle mine diagram er fra samme basseng, er også biosonene tidssynkrone. Soneinndelingens validitet er i første omgang en funksjon av antall pollenspektra pr. tidsenhet. Før den videre diskusjon gjør jeg oppmerksom på at spekteravstanden i diagrammene gjennomgående er i lengste laget med tanke på studier av vegetasjonsutviklingen i detalj, men de viktigste endringene i vegetasjonssammensetningen kommer klart fram, og det er disse jeg i første rekke trenger.

NAP-sonen karakteriseres ved NAP-verdier på over 60 %, hvorav Graminae, Rumex/Oxyria og Artemisia utgjør mesteparten. Andre heliofile urter som Chenopodium og Epilobium opptrer nesten utelukkende i denne sonen. Vegetasjonen må ha vært meget åpen, med bare spredte forekomster av Salix (vier), Juniperus (einer) og Betula. Innslaget av Pinuspollen her skyldes fjerntransport. Landskapet i denne tiden karakteriseres best som tundralignende.

Betula-NAP-sonen begynner med Betulaoppgangen og en tilsvarende nedgang i NAP. Det er tydelig at bjørkeskogen nå er i ferd med å etablere seg. Dette skjer omtrent samtidig med den gradvise overgangen fra laminert glasimarin til homogen marin silt.

Pinus opptrer med noen få prosent gjennom hele den marine fasen. Hagebö (1967) som har noe høyere Pinusverdier, 10 - 20 % av sum AP, i sone IV (Jessen 1935 a og b) i diagrammene fra Bergensdalen, ser det som rimelig at "det fantes furu i bassengenes umiddelbare nærhet, men at den i alle tilfelle spilte en helt ubetydelig rolle i vegetasjonsdekket". Da Pinus er en stor pollenprodusent, og ved sin oppbygning lett føres med vinden, og dessuten muligheten for marin overrepresentasjon er til stede i Banktjörnsedimentene, er det lite som tyder på at furu har vokst på Flåten i tiden som Betula-NAP - sonen representerer. (Övre grense for denne sonen og sone IV faller sammen pr. definisjon).

I Banktjörn I (Fig. 149) ligger Salix-maksimum i NAP-sonen, mens den i Banktjörn III (Fig. 151) ligger i Betula-

NAP-sonen. Överst i denne sonen har Juniperus-kurven et tydelig maksimum, hvorefter innslaget av både denne, og i noen grad Salix, synker radikalt. I diagrammet fra Haukelandsvatnet i Arna finner Skår (pers. medd.) et lignende forløp av de samme konstituentene.

Corylus-sonen innledes ved den rasjonelle Corylus-oppgangen og varer ved fram til Alnusoppgangen. Den tilsvarende derfor i sin helhet Jessen's sone V. Corylusekspansjonen ledsages av en nesten like markert Pinusoppgang, mens Betula går sterkt tilbake.

En C^{14} -datering av Corylusoppgangen fra Haukelandsvatn i Arna gav som resultat 8960 ± 220 B.P. (T-1491, Skår pers. medd.). På grunnlag av denne og en annen datering fra Austrheim (Kaland pers. medd.) antas sonegrensen, som forøvrig er samtidig med isolasjonen av Banktjörn, å være ca. 8900 B.P. her på Os.

Da isolasjonen nødvendigvis må ha foregått på samme tidspunkt i hele bassenget, skulle en forvente stor likhet mellom spektrene umiddelbart over isolasjonskontakten på de respektive lokalitetene. Vi ser likevel at Corylusprosenten varierer fra 2,5 % i Banktjörn III-6 til 13,7 % i Banktjörn I-8. Her er å bemerke at en 1 cm "høy" prøve fra Banktjörn I på grunnlag av sedimentasjonshastighetsberegningene i Tab. 8 spenner over et tidsrom på 30 - 40 år, mens en tilsvarende prøve fra Banktjörn III bare utgjør 2 - 3 års sedimentasjon. På den annen side bør også tilføyes at den statistiske signifikans er liten ved så små prosenter. For eksempel er 95 %-konfidensintervallet for Corylusverdien i Banktjörn III-6 ca. 2,9 og tilsvarende i Banktjörn I-8 ca. 7,1 (Fægri & Iversen 1966, s. 126). Dette, eller forveksling av Betula/Corylus, får ta skylden for at spekteret like under isolasjonskontakten (Banktjörn I-7) også har større Corylusprosent enn Banktjörn III-6 (over isolasjonskontakten).

Pinuskurven er interessant. I Danmark finner Pinusmaksimum sted for Corylusmaksimum, på Östlandet faller de sammen, mens den på Vestlandet inntreffer noe senere (Hafsten 1965). Hagebö (1967) finner at Pinusmaksimum også i Bergensdalen faller etter Corylusmaksimum og like før Alnusekspansjonen. En lignende korrelasjon mellom Pinus og Corylus er det i

Mangeruds upubliserte pollendiagrammer fra Lepsöyvann, 6 km SV for Banktjörn, og Lekvenvann, 4 km SSV for Banktjörn. På dette punkt avviker Banktjörndiagrammene noe: To av disse, Banktjörn I og II, angir et dobbelt Pinusmaksimum, henholdsvis like før og like etter Corylustoppen. I Banktjörn III og IV er det bare enkle maksima, men til gjengjeld opptrer de på hver sin side av Corylusmaksimum. En syntese av alle diagrammene gir derfor et bilde omtrent som Banktjörn I, og tilsier et samtidig maksimum av furu og hassel - som i SÖ-Norge.

Årsaken til de to Pinustoppene er trolig at den skyggetålende hasselen delvis fortrengete den mer lyskrevende furua, som ikke tok seg skikkelig opp igjen før hasselen var på vei ned.

De senere undersøkelser, og egne, bekrefter det von Post (1924) skriver om en gradvis økning av det boreale Corylusmaksimum fra kontinentale til mer maritime strøk. For eksempel er maksimumsverdiene, beregnet av sum AP, i diagrammene fra Skutlestjern, Voss (Fægri 1950) og Busnes, Kinsarvik (Anundsen & Simonsen 1967) i underkant av 15 %, Eidslandet, Eksingedalen 31 % (Aa 1974), Stord ca. 50 % (Hafsten 1965) og det samme i Bergensdalen (Hagebö 1967). Corylusverdiene i tre av Banktjörndiagrammene er ekstra høye, og kommer i Banktjörn III opp i over 80 %. Gunstige lokale klima- og jordbunnsforhold må være noe av forklaringen.

Alnus-sonen er den siste av hovedsonene i Banktjörndiagrammene. Den innledes med Alnusoppgangen som forøvrig er C¹⁴-datert fra Lekvenvatnet, Os, til 7710 ± 100 B.P. (T-1160). Alnusverdiene ligger jevnt på over 30 % gjennom hele perioden. Corylus- og dernest Pinuskurvene synker sterkt ved overgangen mellom Corylus- og Alnus-sonen og kommer aldri opp mot de tidligere maksimumsverdiene.

Oppgangen i eikblandingsskogen (QM) inntreer omtrent samtidig med or (Alnus), men når ikke sitt maksimum før lengre ute i perioden.

Karakteristisk for Alnuskurvene fra Bömlo, Stord og Bergensdalen er en "hale" som strekker seg langt ned i sone V (Jessen) og stundom ned i sone IV. Hagebö (1967) regner med at Alnus innvandret til Bergensdalen omtrent samtidig

med *Corylusmaksimum*. I mine diagrammer mangler *Alnushalen* praktisk talt fullstendig, og innvandringen synes å ha vært etter *Corylusmaksimum*, noe som også Mangeruds Os-diagrammer gir inntrykk av.

QM-kurven, betinget av *Ulmus*- og *Quercus*innholdet, har en karakteristisk hale som strekker seg ned gjennom hele *Corylus*sonen. Da begge de nevnte treslagene er svært dårlige pollenprodusenter, er det rimelig å anta at det har stått enkelte eksemplarer av disse her i tiden helt tilbake til isolasjonen av tjernet. Hagebö regner også med at det har vokst alm og eik i Bergensdalen i samme tidsrom. Utviklingen av eikblandingsskogen har i store trekk vært den samme som i de fleste andre undersøkte områdene fra kysten av Vestlandet, - foruten de nevnte, også Seim (Fægri 1950) og Fønnes (Kaland 1971), begge på Lindås. *Ulmus* ekspanderte først, og nådde sitt maksimum mens *Quercus* fortsatt var på oppadgående. Deretter avtok *Ulmus*, mens *Tilia* (lind) økte raskt og nådde sitt maksimum omtrent samtidig med *Quercus*.

Den viktigste QM-konstituenten er *Quercus*. Av de diagrammer som det er relevant å sammenligne med, skiller Arna-diagrammet seg ut ved en klar dominans av *Ulmus*.

Uregelmessighetene i *Corylus*kurven i diagrammet fra Banktjörn III synes å være helt lokale. I de andre diagrammene herfra, og fra Bergensdalen, finnes bare ett *Corylusmaksimum*, mens det typiske for diagrammene fra Jæren (Fægri 1940) og Bömlö er to maksima. Dersom disse er klimatisk betinget, kan årsaken, som Hagebö nevner, være at hasselen så langt nord først har innvandret etter det første klimaoptimum, og viser i så fall at *Corylus*oppgangen er asynkron og forsinkes nordover.

Et annet karakteristisk trekk som også gjenfinnes i diagrammene fra Bömlö, Stord og Fønnes, er et mindre *Corylusmaksimum* samtidig med *Quercus*oppgangen. Det har sannsynligvis sammenheng med klimaforbedringen på denne tiden (Kaland 1971).

Alnus hovedsone er delt inn i tre subsoner: *Ulmus* subsoner - fra *Ulmus*oppgangen til *Quercus*oppgangen, *Quercus* subsoner - fra *Quercus*oppgangen til *Tilia*oppgangen, og *Tilia* subsoner - fra *Tilia*oppgangen og til toppen av sedimentet

(nåtid). Grensen mellom *Ulmus* og *Quercus* subsoner faller sammen med Fægri's definisjon (1944 b) av overgangen Atlanticum/Subboreal (VII/VIII).

KRONOSTRATIGRAFI. Inndelingen i kronosoner er gjort ifølge Mangeruds forslag (1973 b, s. 27) der Blytt-Sernanders termer er benyttet, men nå med tilføyelsen Kronosone, og definert i C^{14} -år (Fig. 141).

Kronosonegrensene på diagrammene er satt på grunnlag av C^{14} -daterte pollenanalytiske lednivåer og beregning av sedimentasjonshastigheter mellom disse med påfølgende ekstra- og interpoleringer. De daterte nivåene er *Corylus*oppgangen (8960 ± 220 , T - 1491, fra Arna, Skår pers. medd.), *Corylus*-maksimum (8380 ± 180 , T - 580, fra Os, Mangerud pers. medd.), *Alnus*oppgangen (7710 ± 100 , T - 1160, fra Os, Mangerud pers. medd.) og sonегrense VII/VIII fra Lindås (Kaland pers. medd., ikke offentliggjort). Dessuten benyttes den yngste maksimumsdateringen av isavsmeltingen på Os (10050 ± 250 , T - 304, H. Høltedahl 1964). Alle dateringene angir C^{14} -år før nåtid (1950).

Ut fra dette ligger bunnen av det glasimarine sedimentet i Banktjörn omtrent ved overgangen mellom Yngre Dryas Kronosone og Preboreal Kronosone (Fig. 141). Preboreal Kronosone omfatter praktisk talt hele den marine sedimentasjonsfasen. NAP- og *Betula*-NAP sonene synes stort sett i tid å falle sammen med henholdsvis den glasimarine og postglasialt marine fasen. De yngre sonene ligger alle i det lakustrine sedimentet. *Corylus*sonen starter ved isolasjonen i tidlig Boreal Kronosone og etterfølges av *Alnus*-sonen fra begynnelsen av Atlantikum Kronosone. Grensen mellom Subboreal og Subatlantikum kronosoner er ikke trukket på grunn av manglende pollenanalytiske data.

Overgangen mellom sone VIII og IX på Jæren og Bömlo ledsages av avskogning på grunn av klimaforverringen. Diagrammene fra Stord og Bergensdalen viser en sterk tilbakegang av eikblandingsskogen mot slutten av sone VIII, men erstattes vesentlig av bjørk og furu. Ved sonегrensen har QM-kurvene sitt absolute minimum med påfølgende oppgang mot slutten av sone IX. Når særlig QM-kurvens forløp i Banktjörn I avviker en del fra ovennevnte, må det sees i

relasjon til de få spektra som er talt for det aktuelle tidsrom. Det er også en mulighet for at eikblandingsskogen på grunn av gunstige edafiske og lokalklimatiske betingelser har greid seg bra også gjennom den forbigående klimaforverringen ved overgangen mellom Subboreal og Subatlanticum kronosoner.

Diagrammet fra Banktjörn I går etter alt å dømme fram til i dag. Sjansen for erosjon på så stort dyp tror jeg er liten. Vanskeligere er det å datere toppen av de andre kjerne- nene, igjen grunnet for få tellinger. Toppen av sediment- søylen i Banktjörn III er tydelig eldst (Fig. 143). En Alnusprosent på 4,7 i det øverste spekteret under torv- laget (Banktjörn III-16) kan tyde på at vi her befinner oss helt i begynnelsen av Alnusoppgangen, det vil si ca. 7700 B.P. Dette er derfor en minimumsalder for siltover- flaten her. Mellom silten og torven er det sannsynligvis en hiatus.

Deretter ser det ut til at området ved Banktjörn IV ble gjenfylt, trolig helt i slutten av Atlanticum Kronosone eller i begynnelsen av Subboreal Kronosone. Quercus har allerede nådd høye verdier og Ulmus er på vei ned.

Til slutt gjenfylles området ved Banktjörn II. Ifølge Hagebö (1967, s. 33) er de høye Quercusverdiene av relativt kort varighet, og kurven for denne faller fra midten av sone VIII, samtidig som Tilia-verdiene også minker betrak- telig. QM faller inntil et minimum ved overgangen til neste sone. Ut fra denne sammenligning med diagrammene fra Ber- gensdalen er det rimelig å anta at overflaten av Banktjörn II er av Subboreal Kronosone alder.

AKVATISKE MIKROFOSSILER. Foruten ordinære vannplante- pollen har jeg også fremstilt på diagrammene noen andre akvatiske mikrofossiler, såvel marine som lakustrine, for på den måten å lokalisere isolasjonskontakten i sedimentet.

Det er et markert skifte fra marine fossiler (Hystrix og andre) i den homogene silten til lakustrine (Botryococcus og andre) i den laminerte gytjeholdige silten. Fossilgrensen og sedimentgrensen faller helt overens, og gjenspeiler end-

ringen i sedimentasjonsmiljøet idet bassenget isoleres fra havet.

Marine fossiler. Den viktigste marine indikatoren går under fellesbetegnelsen *Hystrix* (Fries 1951, s. 170), og er egentlig hvilecyster til en rekke ulike typer dino-flagellater (Wall & Dale 1967). De er lett kjennelige med sine karakteristiske "pigger", men både kroppens størrelse og piggenes lengde og antall varierer mye fra art til art (Wall & Dale 1970). I diagrammene omfatter gruppen 'Hystrix' alle hystrixlignende fossiler som har de typiske fortykninger eller forgreninger i enden av piggene.

De største Hystrixmengdene finnes i nedre halvdel av den marine sekvensen, med et maksimum omtrent ved overgangen mellom laminert glasimarin og homogen marin silt. Herfra og videre oppover synker Hystrixxkurven nokså jevnt, og faller brått like under isolasjonskontakten. De spredte forekomstene av Hystrix videre oppover må kunne tilskrives sekundæravleiringer fra den ravinerte glasimarine silten på Flåten. Da nedfallet av "ferskt" pollen er noenlunde konstant pr. tidsenhet, vil det relative innslaget av omleiret fossilt materiale øke med økende sedimentasjonshastighet. Dette er sannsynligvis forklaringen på de gjennomgående høyere Hystrixxprosentene over isolasjonskontakten i Banktjörn III enn i tilsvarende sedimenter i de andre kjernene.

Største Hystrixxprosent i den lakustrine silten har imidlertid Banktjörn II med hele 14,4 % (spekter nr. 5). Såpass tidlig etter isolasjonen er det en teoretisk mulighet for at saltvann kan ha trengt seg inn, eventuelt i forbindelse med en senkning av terskelen i syd, men de samtidige toppene av ferskvannsindikatorerne *Potamogeton* og *Isoetes* svekker denne teorien noe. Det er derfor vanskelig å si om Hystrixxene er primære eller sekundære.

Fire av diagrammene viser at *Ruppia* (havgress) hadde en kortvarig oppblomstring i tiden like før tjernet ble isolert (Banktjörn II - V). Både *Ruppia spiralis* L. og *Ruppia maritima* L., som utgjør de to artene tilhørende havgressfamilien, er vanlige langs kysten oppover til nordgrensa

av Hordaland (Lid 1963) og vokser i salt og brakt vann. Konsentrasjonen av *Ruppia* like oppunder isolasjonskontakten tyder på at disse har foretrukket brakkvann. Årsaken til at havgress ikke er representert i Banktjörn I kan være den tilsynelatende meget kortvarige oppblomstringen.

Lakustrine fossiler. Overgangen fra salt/brakt til ferskt vann markeres ved oppblomstring av *Isoetes* (brasme-gras), *Botryococcus* (grönnalge), *Pediastrum* (alge), *Potamogeton*, *Nymphaea* med flere. I de fleste tilfelle har disse sine maksima nokså kort tid etter at forbindelsen med havet ble brutt. Men også under isolasjonskontakten finnes til dels betydelige innslag av ferskvannsorganismer, for eksempel i Banktjörn III-4, II-1 og II-2. Disse må være ført ut i sjöen med bekker.

Den voldsomme *Nymphaea* toppen i Banktjörn IV-5 kan enten skyldes overrepresentasjon ved at en lösreven rakle er blitt begravet i sedimentet og tilfeldigvis er kommet med i prøven, eller at *Nymphaea* har hatt en lokal vokseplass her.

Av mer spesiell interesse er to pollenkorn av *Alisma plantago-aquatica* L. (vassgro, Banktjörn IV-7). Den stiller store næringsmessige krav og er ifölge Lid (1963) kun kjent fra Fana og Haus på Vestlandet. Så vidt jeg kjenner til er den ikke tidligere registrert i pollendiagram fra Norge.

Iversen (1964) hevder at nest etter trærne er vannplantene de beste regionale klimaindikatorene, og har det fortrinnet fremfor skogstrær at de både spres hurtigere og reagerer raskere på klimaendringer. På den annen side har planter som *Menyanthes*, *Nymphaea*, *Nuphar* og *Myriophyllum* så stort klimatisk toleranseområde at de ikke gir noen gode temperaturindikasjoner. *Potamogeton* og *Sparganium* står i samme stilling da der er alt for mange arter med ulike krav til temperatur og andre ökologiske forhold (Danielsen 1970).

Banktjörns terskelhöyde ved isolasjonen

Ved konstruksjon av strandforskyvningskurver er det vanlig å benytte seg av daterte isolasjonskontakter med kjent høyde over havet. Når jeg skal vurdere eventuell senkning av Banktjörnterskelen, må jeg gå den motsatte veien, det vil si å gå inn på strandforskyvningskurven for området, finne det relative havnivået på den tid isolasjonen fant sted (8900 B.P.) og sammenligne dette med dagens terskelhöyde (21 m o.h.).

På grunnlag av fire pollenanalytisk daterte isolasjonskontakter har Hagebö (1967) konstruert en kurve for strandlinjeforskyvningen i Bergensdalen (Fig. 142). Et av tjernene som danner basis for denne kurven, Haukelandstjern, ligger 20 m o.h., det vil si 1 m lavere enn Banktjörn. Begge disse ble isolert på den tid *Corylus* innvandret. Da begge tjernene i tillegg ligger på samme Yngre Dryas-isobase (Aarseth & Mangerud 1974, Fig. 11), er dette et sterkt indisium på at det ikke har foregått nevneverdig (suberil) erosjon i terskelen etter isolasjonen.

Jeg har også sammenlignet Banktjörndiagrammene med et pollendiagram fra Lepsöy vann, 20 m o.h. (Mangerud, upubl.), 2,5 km syd for Banktjörn. Forskjellen i spektrene umiddelbart over og under isolasjonskontakten på Lepsöy vann-diagrammet tyder på en mindre hiatus her. (Det nederste spekteret er analysert av undertegnede, og er det eneste under isolasjonskontakten.) Eventuell hiatus kan enten tilskrives erosjon, som i tilfelle må antas å ha funnet sted i det marine miljøet, eller en periode med liten eller ingen sedimentasjon. Det siste er kanskje mest nærliggende. Den manglende sekvensen vil da trolig representere den første tiden etter isolasjonen - før den organiske produksjon og sedimentasjon kom skikkelig i gang. Under denne forutsetning tilsier diagrammet at isolasjonen av Lepsöy vann også inntraff helt i begynnelsen av *Corylus* innvandringen. Et relativt havnivå her på 20 m tilsvarer litt over 22 m ved Banktjörn, hvilket passer ganske bra med dagens terskelhöyde.

Forutsatt ubetydelig erosjon i Banktjörnterskelen etter isolasjonen, er 2/3 av landhevningen unnagjort i tiden

fram til Corylusinnvandringen. Det er av samme størrelsesorden som Hagebö finner for samme tidsrom i Bergensdalen (2/3) og Hafsten (1956) i Oslofjordområdet (3/5).

De forhold som er nevnt over peker alle i samme retning, nemlig at Banktjörns terskel i syd ikke har vært utsatt for nevneverdig erosjon i tiden etter avsnöringen fra havet.

Dermed har vi heller ikke noe bevis for at terrasseavsetningen ved Kuvenbakken, som i tilfelle skulle ha utgjort den høyere liggende terskelen, virkelig har fylt det smale dalløpet syd for Banktjörn. Om den likevel har gjort det, må storparten av erosjonen ha foregått før isolasjonen. Dette er fullt mulig, da marin bølge- og strømaktivitet godt kan ha senket og planert den opprinnelige overflaten.

Sedimentasjonshastighet

De postglasiale sedimentene i Banktjörn er i alt vesentlig derivert fra den omkringliggende glasimarine silten. Andre overflatejordarter finnes praktisk talt ikke her (Pl. 1). Samtidig med resedimentasjonen av de glasigene sedimentene avleires også pollen som til enhver tid avspeiler vegetasjonen i området. Polleninholdet i opphavsmaterialet er forsvinnende lite sammenlignet med nedfallet av ferskt pollen i Holocen. Pollendiagrammene kan derfor benyttes til datering av ulike nivåer i sedimentet og beregning av sedimentasjonshastigheter i ulike tidsrom. Innen et så begrenset område er pollenonene synkrone og kan korreleres med hverandre uten videre. Dette er gjort på Fig. 143, hvor de klareste definerte pollengrensene er forbundet med heltrukne linjer. Disse representerer altså samtidige nivåer.

Sedimentasjonshastighetsberegninger er gjort både for de daterte soneintervallene og kronosonene på hver enkelt lokalitet. Videre har jeg forsøkt å kalkulere den gjennomsnittlige sedimentasjonshastigheten for bassenget under ett i hver av de tre sedimenttypene, den laminerte glasimarine, homogene marine og laminerte lakustrine. Resultatet av beregningene (Fig. 144, Tab. 8) må for en stor del bli meget skjønnsmessige. Flere faktorer har innflytelse på nøyaktigheten:

1) Diagrammenes spekteravstand, spesielt i nærheten av de pollenanalytiske sonegrensene.

2) Plasseringen av de kronostratigrafiske grensene, som i høy grad er en funksjon av 1).

3) C^{14} -dateringenes nøyaktighet og overføringsverdi (fra andre områder).

4) Påliteligheten av de volumetriske beregningene (se neste kapittel).

5) Den postsedimentære kompresjon av de dypereliggende sedimentene.

6) Den gradvise overgang, og dermed usikre fastsetting av grensen, mellom laminert glasimarin og homogen (postglasial) marin silt.

7) Varigheten av de respektive sedimentasjonsfaser.

Av disse er kanskje punkt 4 den største feilkilden, men påvirker til gjengjeld kun beregningene av de gjennomsnittlige sedimentasjonshastighetene for hele bassenget. Ellers er spekteravstanden (1) i mange tilfelle mye større enn ønskelig.

Varigheten av den glasimarine sedimentasjonsfasen er i første omgang avhengig av hvordan denne perioden defineres. I denne sammenheng vil jeg bruke begrepet "glasimarint" om miljøet så lenge breen og dens smeltevann påvirket de sedimentologiske forholdene på stedet. Dermed konnekteres ikke det glasimarine miljøet med avstanden til brefronten direkte, selv om det her er en nær sammenheng, og periodens lengde er naturlig nok avhengig av hvor hurtig isen smeltet tilbake. C^{14} -dateringer av isavsmeltingen i indre deler av Hardangerfjorden og Osterfjorden (s. 47) forteller om en meget rask avsmelting de første 300 - 400 årene etter breens maksimale utbredelse i Yngre Dryas. Forholdene i Osdalen synes å ha vært lignende (s. 47).

Under forutsetning av at grensetrekningen mellom de to marine sedimentasjonsfasene på pollendiagrammene (Banktjörn I og III) er noenlunde reelle, skjedde miljøendringen omtrent samtidig med Betulaoppgangen. Dessverre foreligger ingen absolutte dateringer av den her fra Vestlandet.

Jeg anslår varigheten av den glasimarine fasen i Banktjörn til 200 ± 100 år, kanskje var den enda kortere. Sedi-

mentasjonshastigheter er beregnet for begge ytterverdier (Tab. 8). Disse tallene er imidlertid gjennomsnittsverdier for hele perioden. Sedimentets struktur og sunt resonnement tilsier at sedimentasjonshastigheten var størst til å begynne med for så å minke gradvis etter hvert som tilførselen av breslam avtok. Overgangen mellom glasimarint og postglasialt marint miljø er kontinuerlig, slik det også kommer til uttrykk i kjernene.

Naturlig nok var sedimentasjonshastigheten klart størst i den glasimarine perioden (11,8 - 35,4 mm/år), en god del mindre i den postglasialt marine (2,0 - 2,5 mm/år) og minst i den lakustrine (0,3 mm/år). Nå var heller ikke sedimenttilførselen jevn gjennom den nær på 9000 år lange lakustrine fasen. Sedimentasjonen synes å ha vært hurtigst de første 2000 - 3000 år (Fig. 144).

Tabellen viser at sedimentasjonshastigheten var noe større i den sentrale del av bassenget, ved Banktjörn I, de siste 5700 årene enn i tidsrommet 7700 - 5700 B.P. Årsaken til det er høyere porøsitet på grunn av økende organisk innhold og avtagende kompresjon oppover i sedimentet. Den minerogene tilførsel pr. år var egentlig mindre i den siste perioden enn i foregående, til tross for høyere sedimentasjonshastighet (sammenlign volumvektene, Tab. 5).

Beregningene av sedimentasjonshastighetene for øvre deler av Banktjörn II og IV må bli nokså tilnærmet da alderen på topplaget, det vil si tidspunktet for gjenfylling, er meget usikker.

Karakteristisk for ferskvannssedimentasjonen er en tydelig opphoping av materiale foran ravine- og bekkeutløpene (Fig. 143). Årsaken må ligge i endrete hydrologiske forhold: Så lenge bassenget stod i kontakt med havet, bevirket strømmer og ferskt vann som la seg oppå tyngre saltvann, en effektiv spredning av tilført materiale. Etter isolasjonen var det derimot store lokale variasjoner med hensyn til sedimentasjonshastighet. Mellom 8900 og 7700 B.P var den for eksempel over 17 ganger større i Banktjörn III enn i Banktjörn I.

Dette førte blant annet til at Banktjörn ble delt i to

atskilte basseng, henholdsvis nord og syd for munningen av Gymnasravinen, en gang i siste halvdel av Atlanticum Kronosone (Fig. 143). Det sydligste, og minste, ble trolig gjenfylt kort tid etter.

Overdrivelsen av den vertikale skalaen på Fig. 143 kan i første omgang virke noe villedende. For eksempel er den steileste paleo-overflategradienten mellom Banktjörn II og III, ved Alnusoppgangen, bare $0,4^{\circ}$. Til sammenligning kan nevnes at skråningen av dagens sedimentoverflate nord for Banktjörn II (Fig. 112, 143) er på $6,6^{\circ}$. Det omvendte forholdet hadde kanskje vært mer naturlig, da en like utenfor ravinemunningen kunne vente en form for deltautbygging med mye større gradienter når sedimenttilførselen var på det største - i Boreal og Atlanticum kronosoner. Dette kan også ha vært tilfelle, men kommer ikke fram ved disse undersøkelserne fordi avstanden mellom bor-lokalitetene er for store, og de målte gradienter nødvendigvis er gjennomsnittverdier.

Volumberegninger av sedimenttypene og tidfesting av ravinedannelsen

Et av formålene med disse undersøkelserne var å finne ut i hvilket tidsrom ravinene var blitt dannet. Deres avrundete tverrprofil viser at liten eller ingen vertikal erosjon finner sted her i dag. Ravinedannelsen kan heller ikke ha tatt til før de glasimarine sedimentene var blitt hevet opp over havets nivå (Fig. 145). Mesteparten av de korrelerte sedimentene må derfor gjenfinnes i de postglasi-ale avsetningene i Banktjörn. Problemet var da å identifisere ravinesedimentene i bassenget.

Fig. 143 viser at akkumulasjonen i den lakustrine fasen har vært størst rett utenfor Gymnasravinen. Det samme er tilfelle utenfor ravinene lenger nord, hvor det er blitt utbygd et stort delta av ferskvannssedimenter (Fig. 147, A-A'). Størparten av dette materialet ble avsatt i Boreal og Atlanticum kronosoner. Alderen, og den geografiske fordelingen av det lakustrine sedimentet, forteller altså at materialtransporten vesentlig har vært via ravinene, og at størstedelen av ravineringen var unnagjort før Alnusoppgangen.

Den 2 - 3 m tykke homogene marine silten viser ingen økning i mektighet ved ravinemunningene, men er nokså jevnt fordelt over hele bassenget (Fig. 118, 146, 147). Det kan forklares på to måter:

1) Materialet i den postglasiale marine fasen kom ikke fra, eller via, ravinene.

2) Materialet kom ut ravinene, men ble i det marine miljøet spredt over hele bassenget (s. 109).

For å kunne avgjøre hvorvidt ravineringsprosessen var aktiv eller ikke i den marine fasen, måtte jeg derfor få klargjort forholdet mellom de to nevnte faktorene. Måten å løse dette på, var å beregne volumet av utravinert materiale på Flåten og jevnføre tallet herfra med tilsvarende volumetriske kalkulasjoner av de postglasiale sedimenttypene, den marine og den lakustrine, i Banktjörn. Den første beregningen bygger på rekonstruksjon av den preravinerte overflaten ved hjelp av observasjoner i feltet, flyfotos og økonomiske kart (1:1000). Akkumulasjonsberegningene ble utført på grunnlag av 7 boringer med 54-mm stempelprøvetaker, delvis supplert med sonderboringer (Fig. 146, 147). På grunn av høyere vanninnhold og organisk innhold i det lakustrine sedimentet enn i det marine, vil ikke forholdet mellom de respektive volumene gi et adekvat bilde av forholdet mellom de minerogene sedimentmengdene, med mindre det foretas reduksjoner for vanninnhold og glødetap. Dette er gjort, men nokså skjønnsmessig, da andre feilkilder er enda større, for eksempel det at beregningene, som omfatter et areal på ca. 170 da, er basert på kun 7 borlokaliteter. En kan derfor ikke legge alt for mye i de tallmessige resultatene. Jeg tror likevel de skulle gi en brukbar pekepinn om den relative sedimentfordelingen.

Volumet av den laminerte glasimarine silten ble også kalkulert for bruk ved beregning av gjennomsnittlig sedimentasjonshastighet i tilhørende fase (Tab. 7 og Tab. 8).

Tab. 7 og Fig. 148 viser at de postglasiale avsetningene i volum utgjør over det dobbelte av beregnet ravinert materiale (inkl. erosjon i Myr 34). Dermed må også andre erosjonsprosesser ha vært medvirkende:

1) Marin abrasjon. Det er nærliggende å tenke seg at

betydelig mengder finkornig glasimarint materiale er blitt vasket ut ved marin abrasjon i strandsonen. Denne agensen har "hövlet ned" landskapsoverflaten uten å ha virket inn på, eller bidratt til, ravinedannelsen.

2) Ras. Etter hvert som de glasimarine sedimentene ble hevet opp over havets nivå, økte den effektive spenningen og dermed sjansen for utrasning. Flere spor av ras er for eksempel observert langs Hetleflotvatnet, få kilometer nordenfor, i forbindelse med en senkning av utløpsterskelen på omlag $1\frac{1}{2}$ m. To små, relativt friske rasgroper er observert også på østsiden av Banktjörn, og en må kunne regne med at mindre utrasninger har pågått gjennom hele postglasial tid. Eventuelle større ras burde imidlertid kunne spores i sedimentet som mer eller mindre markerte lag eller lamina. Bortsett fra noen dislokasjonsstrukturer i Banktjörn III (Fig. 116, 8,60 - 8,75 m) og en liten sone med laminering i den homogene marine silten i Banktjörn V, finnes ikke indikasjoner på større utrasninger i den postglasialt marine fasen. Tatt i betraktning den slake overflatehelningen på Flåten, er det vel heller ikke så uventet om rasaktiviteten har vært liten. Men massene er i dag til dels ytterst kvikke (Fig. 135), og det skal derfor ikke så mye til før den leirholdige silten setter seg i bevegelse. (Dette har blant annet voldt en del praktiske problemer: Ved byggingen av det nye gymnaset på Flåten holdt en gravemaskin på å forsvinne i "dypet". Ved sydenden av vatnet raste en del av veien ut på grunn av vibrasjonen fra en gravemaskin i forbindelse med grøftearbeid for noen få år siden. Også i grøfta på Myrvollen var silten stedvis meget sensitiv).

Av disse erosjonsprosessene er strandabrasjonen etter alt å dømme den som har vært viktigst. Denne var imidlertid begrenset til den marine sedimentasjonsfasen. Etter isolasjonen har derfor den fluviale ravinedannende erosjonsprosessen nesten vært helt enerådende.

Den minerogene del av det lakustrine sedimentet i Banktjörn består altså hovedsakelig av utravinert materiale fra Flåten. Da mengden lakustrint akkumulert materiale ($480\ 000\ m^3$) er av noenlunde samme størrelsesorden som totalt utravinert materiale ($310\ 000\ m^3$), viser dette 1) at storparten av ravinedannelsen har foregått etter isolasjonen, det

vil si etter 8900 B.P., og 2) at selektiv fluvial erosjon både absolutt og relativt har spilt en underordnet rolle i den marine sedimentasjonsfasen (Fig. 148). Höyst sannsynlig har abrasjon forårsaket av bølger og strøm i denne tiden vært den viktigste agensen med hensyn til såvel erosjon som transport og påfølgende sedimentasjon i de dypere deler av bassenget. Omfanget av materialtilførselen fra områder utenfor Flåten/Banktjörn-senkningen er ukjent, men antas å ha vært relativt ubetydelig i den postglasiale marine fasen, eller "fjordstadiet".

Som nevnt foran vitner også de markerte konsentrasjoner av lakustrint materiale foran ravinemunningene om aktiv ravinerings etter isolasjonen.

Det beregnede volum av ferskvannssedimenter ($140\ 000\ m^3$) syd for Banktjörns utløp i dag er av samme størrelsesorden som volumet av uterodert materiale fra Gymnasravinen ($130\ 000\ m^3$). Da sedimentene over isolasjonskontakten i sydlige, og nå gjenfylte, del av Banktjörn vesentlig stammer fra denne ravinen, underbygger dette det som er sagt foran om en alt overveiende postmarin utvikling av ravinene.

Sammenligning av sedimentasjonshastighetene til ulike tider i den lakustrine fasen (Fig. 144, Tab. 8) tilsier videre at erosjonsaktiviteten, og følgelig ravineringsen, var størst i Boreal Kronosone, og avtok utover i Atlanticum Kronosone. Den vertikale erosjonen i ravinene opphørte etter hvert som 1) lengdeprofilen ble mer gradert, 2) bunnen av ravinene kom ned på grovere sedimenter, eventuelt fjellgrunn og/eller 3) bakkant av ravinene nådde fast fjell.

Ravinene har en øvre begrensning på 40 - 45 m o.h. og strekker seg ned mot Banktjörn på 21 m o.h. Den lave beliggenheten til ravinene i forhold til MG (58 - 59 m o.h.) betyr at nedre deler av disse ble blottlagt bare kort tid før isolasjonen fant sted, hvilket i seg selv innebærer begrensede muligheter for fullstendig ravinedannelse i løpet av den marine fasen. Dersom vi forutsetter noenlunde jevn landheving de første 1000 år etter avsmeltingen, stod havet 40 m over dagens nivå for ca. 9500 år siden. Ravineringsen kunne da tidligst ta til 500 - 600 år før isolasjonen (Fig. 145).

Konklusjonen blir at ravineringsen sannsynligvis begynte så snart silt sedimentene hevet seg over havnivå i slutten av Preboreal Kronosone og varte ved gjennom Boreal Kronosone, da erosjonen var størst, og trolig mesteparten av Atlanticum Kronosone.

Oversikt over den sedimentologiske utviklingen i Banktjörn

Undersøkelsene av kjernematerialet viser at det i Banktjörnbassenget ligger store mengder finkornige avsetninger som stratigrafisk, og kronologisk, kan inndeles i glasimarine, postglasialt marine og lakustrine sedimenter. Inndelingen er gjort på grunnlag av både lithologisk sammensetning og studier av mikrofossiler. Overgangen mellom de to marine sedimenttypene er flytende og grensetrekningen bygger vesentlig på endringen i sedimentets struktur fra laminert til homogen. Isolasjonskontakten, som markerer overgangen mellom homogen marin og laminert lakustrin silt, er meget tydelig på alle borlokalitetene.

Tykkelsen på det glasimarine sedimentet i dagens tjern (Banktjörn I) er av samme størrelsesorden, 2 - 3 m, som i dalsiden vestenfor (Flåten), men atskillig mindre enn i sydlige del av bassenget (Banktjörn II - V) (Fig. 146). Det tyder på at den glasimarine sedimentasjonen helt i sør tok til mens fronten av Osdalsbreen ennå lå i nordlige del av Banktjörn. Det store sandinnholdet i nedre del av det glasimarine materialet i Banktjörn IV peker i samme retning. Muligheten for eventuell sedimenttilførsel fra syd med Hegglandsdalsbreen/Fusafjordsbreen utelukkes. Den glasitektoniske tolkingen av strukturene på Myrvollen tilsier at også dalsiden vest for tjernet ble isfritt en stund før breen trakk seg ut av sentrale og nordlige del av Banktjörn, hvor den glasimarine silten i sin helhet ligger stratigrafisk over hoveddiskordansen i strukturene på Myrvollen. En påfølgende hurtig tilbaketrekning av breen, med tilsvarende liten proglasial, marin sedimentasjon, er trolig noe av forklaringen på de relativt sett små glasimarine avsetningene i bunn av tjernet (Banktjörn I).

Jeg har ikke forsøkt med noen lithostratigrafisk kor-

relasjon/"varvkronologi" mellom kjernene utover den som isolasjonskontakten, og til en viss grad overgangen laminert/homogen silt, gir. En slik korrelasjon kunne ellers vært en måte å påvise de antatte aldersfjorskjeller mellom undre deler av de glasimarine sedimentene i ulike deler av bassenget. På grunn av diffus avgrensning av de enkelte lamina i storparten av sedimentet tror jeg imidlertid at en slik korrelasjon av det foreliggende materialet ville være ytterst vanskelig, om i det hele tatt mulig.

Et forsøk på videre biostratigrafisk inndeling og korrelasjon av det glasimarine materialet basert på pollenanalyse ville trolig også by på vanskeligheter da det i løpet av så kort sedimentasjonsperiode som det her er snakk om, vil være ytterst få, om noen, distinkte pollenanalytiske ledenivåer. Delvis av disse grunner er hovedvekten av undersøkelserne lagt på den sedimentologiske utvikling i postglasial tid. Resultatene, blant annet med hensyn til variasjonene i sedimenttilførselen, danner videre grunnlaget for beregning av tiden før ravinenes dannelse og deres omfang.

Den postglasiale marine sedimentasjonen synes å ha vært nokså jevnstor over hele bassenget. Sedimenttykkelsen ligger på 2 - 3 m. Etter avsnöringen fra havet har sedimentasjonen hovedsakelig foregått like utenfor munningene av bekker og raviner.

Sedimentasjonshastigheten var størst i den glasimarine fasen (35,4 - 11,8 mm/år), vesentlig mindre i den postglasiale marine (2,5 - 2,0 mm/år) og har vært minst i den lakustrine (ca. 0,3 mm/år). Dette gjelder for hele bassenget sett under ett. De postglasiale avsetningene i Banktjörn består vesentlig av resedimentert glasimarint materiale fra områdene vestenfor, det vil si Flåten.

I den marine fasen var strandabrasjon viktigste erosjonsagens, men denne tok brått slutt idet tjernet ble isolert, ca. 8900 B.P. Fra da av ble selektiv fluvial erosjon med ravedannelse den eneste eroderende agens av betydning. Men prosessen begynte ganske sikkert allerede i den marine sedimentasjonsfasen, og ökte i omfang etter hvert som stadig

större siltområder ble törrlagt. Mesteparten av ravineringen synes å ha foregått i Boreal og Atlanticum kronosoner.

SAMMENDRAG

De glasifluviale avsetningene på Ulven og Vaksinen samt morenematerialet på Moberg og østover til Solstrand er avsatt i forbindelse med brefremstøtet i slutten av Yngre Dryas og tilhører Herdlatrinnet.

De glasifluviale avsetningene på Kuventre og Kolskogen er trolig fra avsmeltingen i Eldre Dryas/Allerød, da en her finner såvel morene over som glasitektoniske strukturer i de lagdelte sedimentene.

Strukturene i det glasifluviale deltaet på Kolskogen tyder på at det øvre jordlaget var frosset på det tidspunkt isen nådde fram hit i Yngre Dryas. Det impliserer i så fall at havnivået har vært noe lavere før fremstøtet enn etter.

Detaljundersøkelsene på Flåten og i Banktjörn viste at sedimentfordelingen ikke er som tidligere antatt: 1) Siltmektigheten på Flåten er mindre enn terrassene og ravinene gir inntrykk av. 2) Terrassenivået, 30 - 35 m o.h., synes i stor grad å være betinget av topografien i de underliggende glasigene sedimentene. 3) Den glasimarine sedimenttykkelsen i sentrale Banktjörn (Banktjörn I) er av samme størrelsesorden som på Flåten. 4) Hverken Myr 34 eller flaten syd for Banktjörn er myrer i egentlig forstand, men består av mektige glasigene og postglasiale siltavsetninger.

Laminert glasimarin silt er den viktigste jordarten på Flåten. Foruten lamineringen forekommer ofte klare sandlag, som stundom er tydelig graderte, i nedre deler av sedimenttypen. Bortsett fra nordlige del av Banktjörn er mektigheten størst i forsenkningene. I Myr 34 er den for eksempel oppunder 15 m. Ellers i området veksler tykkelsen mellom nesten ingenting på de høyeste knausene til 2 - 4 m i de slakere skråningene. Tykkelsesvariasjonene er nok vesentlig primære, men da storparten av det glasimarine sedimentet er avsatt fra en suspensjon, kan en regne med at også mye av de bare områdene har vært dekket av silt som senere er blitt vasket vekk.

Til tross for at sedimentet er meget finkornig, er det sterke indikasjoner på at store deler av den laminerte silten er avsatt like ved brefronten. Grovere korrelate sedimenter, sand og grus, er ikke kjent.

Homogen marin silt, som ligger stratigrafisk over den glasimarine silten, er uten strukturer og finnes som et jevntykt teppe i nedre del av Banktjörnbassenget, men tynnes noe ut lateralt. I Banktjörn VII er tykkelsen bare $\frac{1}{2}$ m, mens den ellers gjennomgående er 2 - 3 m tykk. Den vesentligste del av materialet stammer fra den glasimarine silten, og viktigste erosjonsprosess har vært marin abrasjon i strandsonen. Det er trolig svært lite som er tilført med Oselva da "fjordenden" i lang tid lå et godt stykke nordenfor, og senere er storparten av materialet blitt samlet opp i de langstrakte ferskvannsbassengene, Gåssandvatn, Hetleflotvatn med flere.

Laminert lakustrin silt kan som regel skilles fra den glasimarine ved en brunlig farge som er betinget av organisk innhold. Konsentrasjon av lakustrin silt utenfor ravinemunningene, samt volum- og sedimentasjonshastighetsberegninger, viser at 1) mesteparten av dette materialet skyldes ravineringen på Flåten, og 2) den alt overveiende del av det utravinerede materialet gjenfinnes i den laminerte lakustrine silten.

Av lithostratigrafiske ledenivåer er isolasjonskontakten den eneste som er så tydelig at den kan tas ut umiddelbart. Denne faller sammen med Corylusoppgangen, som på grunnlag av C^{14} -dateringer fra nærliggende områder, kan settes til ca. 8900 B.P. Det har ikke foregått nevneverdig erosjon i utløpsterskelen etter isolasjonen.

Den gjennomsnittlige sedimentasjonshastigheten i hele Banktjörn var mellom 11,8 - 35,4 mm/år i den glasimarine fasen, mellom 2,0 - 2,5 mm/år i den postglasiale marine og ca. 0,3 mm/år i den lakustrine.

Mesteparten av ravinedannelsen foregikk i Boreal og Atlanticum kronosoner.

Pollendiagrammene fra Banktjörn viser en postglasial vegetasjonsutvikling som i store trekk samsvarer med andre pollenanalytiske undersøkelser i Hordaland. Den mest markerte forskjellen består i et noe tidligere Pinusmaksimum - som her er samtidig med Corylusmaksimum - enn "vanlig" i Vest-Norge.

TABELLER

Nr.		Side
1	Bergartsanalyser	121
2	Kvartsinnholdet i noen prøver av glasigent materiale	123
3	Glødetap	124
4	Glødetapsforskjeller ved ulike forbrennings-temperaturer sett i relasjon til absolutt glødetap	131
5	Geotekniske analyser	132
6	Magnetiske susceptibilitetsmålinger	133
7	Volumberegninger av utravinert (fluvialt erodert) og akkumulert materiale henholdsvis på Flåten og i Banktjörn	137
8	Sedimentasjonshastigheter	138
9	AP- og NAP-pollen	139
10	Akvatiske mikrofossiler og sporer	146

TABELL 1

Bergartsanalyser.

Prøve nr.	Lokalitet	Jordart	Gabbro	Grønnstein og skifer	Grønnsteins- porfyritt	Dioritt (ekskl. kvartsdioritt)	Kvartsdioritt	Sedimentære bergarter	Andre/usikre	Antall steiner
12	Bö	M	14	40	2	2	33	2	6	99
13	"	G	24	38	1	4	32	1	8	108
29	Ved riksvn. V for Myr 34	G	27	5		7			6	45
30	"	G	30	3		13	2	1	1	50
37	Fagerheim, Flåten	G	24	46		17		4	1	92
52	Idrettsveien, Flåten	G	36	37		13		2	12	100
81	Myrvollen	M	19	16		5	2		10	52
103	" like over hoveddisk.		32	14		9		3	3	61
141	Varhaugen, Flåten	G	28	17		1		4		50
164	Midtskogveien	M	5		1	6	33		6	51
171	Pleiehjemmet, Haugsneset	M	8	13	2	3	2	5	27	60
179	Ulvenskiftet	G	46	28		12			14	100
207	Kolskogen	G	24	28		27		6	15	100
208	Ulven, nedlagt grustak	G	38	43		93		5	21	200
209	Kuventre, grustak	G	21	27		28		15	10	101
255	Vaksinen, rygg		25	32		28		9	10	104
256	" , terrasse	G	27	25		18		11	24	105

Tabell 1 (forts.)

Prøve nr.	Lokalitet	Jordart	Gabbro	Grønnstein og - skifer	Grønnsteinsporfyr	Dioritt (ekskl. kvartsdioritt)	Kvartsdioritt	Sedimentære bergarter	Andre/usikre	Antall steiner
257	Mobergvika	S	25	43	10	15	3	6	28	130
258	Haugneset	S	35	44	12	13	12	3	10	129
259	"	M	24	51	6	10	19	3	6	119
260	Irisfabrikken, Haugsneset	G	28	62	12	5	9	3	7	126
261	Hetlefloten	G	45	45	1	6	3	3	4	107
262	Klyva	M	46	19	2	9	3	18	3	100
1962-52	Ulven	G	14	16		18		1	3	52
1966- 6	Vaksinen, terrasse	G	37	38		11		4	9	99

M: morene

G: glasifluvialt

S: strandstein

Prøve nr. 1962-52 og 1966-6 er
innsamlet av J. Mangerud.

TABELL 2 Kvartsinnholdet i noen prøver av
glasigent materiale.

Prøve nr.	Lokalitet	Jordart	Kvarts (%)
14	Bö	Gl.fl.	21
110	Kuventre	"	7
175	Ulven	"	8
185	Kolskogen	"	15
194	Idrettsveien, Flåten	Gl.mar. silt	4
180	Tömmernes, Söfteland	Morene	8

Analysene er foretatt ved NTH.

TABELL 3

Glödetap

Lokalitet	Dyp m	Glödetap %				
		450°	550°	750°	950°	1050°C
Banktj. I	0,03		11,07	12,42	13,24	
"	0,05			9,60		
"	0,12			16,70		
"	0,16			16,90		
"	0,21			17,90		
"	0,25		15,19	16,74	17,62	
"	0,26			15,90		
"	0,31			8,50		
"	0,37			10,90		
"	0,40		10,32	11,65	12,43	
"	0,42			12,50		
"	0,48			31,80		
"	0,52			35,50		
"	0,55		12,55	13,83	14,62	
"	0,56			11,70		
"	0,60			8,40		
"	0,63			8,70		
"	0,68			7,00		
"	0,70		6,55	7,84	8,55	
"	0,72			7,20		
"	0,76			6,80		
"	0,80		6,68	8,17	8,88	
"	0,84			7,10		
"	0,88			5,50		
"	0,92			8,40		
"	0,95		7,25	8,94	9,77	
"	0,96			5,40		
"	1,00		6,07	7,37	8,00	
"	1,10		6,11	7,50	8,26	
"	1,20		5,71	7,03	7,67	
"	1,30		4,34	5,63	6,35	
"	1,40		4,32	5,69	6,37	
"	1,48	2,39		3,98	4,67	4,88
"	1,53	9,11		11,29	12,11	12,28
"	1,60		6,61	7,81	8,79	

Tabell 3 (forts.)

Lokalitet	Dyp m	Glödetap %				
		450°	550°	750°	950°	1050°C
Banktj. I	1,70		3,51	4,82	5,59	
"	1,80		2,40	3,67	4,41	
"	1,90		2,75	4,09	4,85	
"	2,00	2,59		4,88	5,59	5,80
"	2,10	1,09		2,46	3,20	3,51
"	2,20		1,35	2,35	3,11	
"	2,30	0,55		1,90	2,68	3,02
"	2,51	1,09		2,55	3,40	3,63
"	2,80		1,06	1,95	2,68	
"	2,94	0,66		1,89	2,68	3,04
"	4,10	0,40		2,02	2,78	3,15
"	5,00	0,39		1,93	2,73	3,10
"	5,40			2,18		
"	5,80			1,92		
"	6,20			1,81		
"	6,85			1,23		
Banktj. II	0,03			3,83		
"	0,17			2,56		
"	0,23			9,48		
"	0,42			10,57		
"	0,50			4,00		
"	0,60			1,22		
"	0,70			18,44		
"	2,50		25,25	25,94	26,51	
"	2,90		25,18	26,39	26,98	
"	3,00		61,14	61,71	62,11	
"	4,20		17,14	18,78	19,80	
"	4,45		39,95	41,32	42,22	
"	4,70		33,48	35,34	36,27	
"	5,00		14,36	16,10	16,93	
"	5,30		9,48	11,25	12,11	
"	5,55		2,31	3,84	4,56	
"	5,75		2,07	2,85	3,49	
"	6,00		1,68	2,38	2,99	
"	6,50		1,20	1,69	2,37	
"	7,00		1,23	2,09	2,83	

Lokalitet	Dyp m	Glödetap %				
		450°	550°	750°	950°	1050°C
Banktj. II	7,50		1,36	2,19	2,97	
"	7,71		1,89	2,79		
"	7,75			1,94		
"	8,00			1,52		
"	8,50			1,79		
"	9,01			2,09		
"	10,00			2,75		
"	11,00			1,99		
"	12,00			1,59		
"	13,00			2,36		
"	13,88			1,74		
"	14,97			1,89		
"	16,35			1,83		
"	16,65			2,16		
Banktj. III	0,08			73,80		
"	0,22			96,69		
"	0,40			82,26		
"	0,56			74,12		
"	0,62			4,07		
"	0,83			1,31		
"	1,05			1,88		
"	1,10			1,33		
"	1,20			5,05		
"	1,45			1,35		
"	1,48			14,38		
"	1,55			1,40		
"	1,72			1,98		
"	2,08			0,93		
"	2,33			11,94		
"	2,55			4,35		
"	2,84			1,45		
"	3,12			3,41		
"	3,80			3,79		
"	3,88			1,42		
"	4,07			2,43		
"	4,36			1,56		
"	4,85			1,55		

Tabell 3 (forts.)

Lokalitet	Dyp m	Glödeta p %				
		450°	550°	750°	950°	1050°C
Banktj. III	5,88			1,36		
"	6,19			2,60		
"	6,40		0,66	1,24	1,59	
"	6,50		0,86	1,55	1,98	
"	6,60		0,77	1,41	1,82	
"	6,70		0,67	1,33	1,95	
"	6,80		0,77	1,49	2,18	
"	6,85		1,09	1,85	3,26	
"	6,87		0,86	1,32	1,93	
"	7,50		0,71	1,32	2,00	
"	9,50		1,08	2,06	2,82	
"	10,00		1,25	1,97	2,72	
Banktj. IV	0,75		14,62	15,48	16,17	
"	0,95			8,95		
"	1,28			32,05		
"	1,50		19,26	20,30	21,24	
"	1,75		17,38	18,41	19,41	
"	2,00		36,58	37,27	38,27	
"	2,35		27,44	28,36	29,55	
"	2,45		25,83	27,46	29,16	
"	2,50		27,57	29,25	30,99	
"	2,80		1,84	3,24	4,22	
"	3,01		1,71	2,91	3,89	
"	3,26		2,44	3,30	3,93	
"	3,27		0,47	0,82	1,43	
"	3,76		1,01	1,90	2,80	
"	3,98		0,82	1,58	2,27	
"	4,55		1,32	2,17	3,04	
"	5,75		1,31	2,10	2,93	
"	6,75		1,05	1,88	2,74	
"	7,80		1,12	1,97	2,79	
"	8,80		1,09	1,95	2,81	
"	9,75		1,03	1,81	2,65	
"	10,75		1,30	2,15	2,98	
"	12,12		0,46	1,25	1,80	
"	12,26		0,24	0,86	1,35	

Tabell 3 (forts.)

Lokalitet	Dyp m	Glödetap %				
		450°	550°	750°	950°	1050°
Myr 34	2,22	0,23		0,70	1,18	1,42
"	2,35	0,88		2,23	2,75	3,06
"	2,49	0,47		1,21	1,79	2,03
"	3,50	0,33		1,66	2,34	
"	4,85	0,32		1,73	2,49	2,73
"	7,50	0,23		1,21	1,72	2,05
"	8,84	0,53		2,47	3,20	3,46
Mauranger-						
fjord	A-0,00		5,97	6,76	7,77	
"	A-0,10		4,01	4,67	5,48	
"	C-0,00		3,29	4,51	5,91	
"	C-0,08		2,55	3,20	3,92	
"	C-0,13		1,99	2,92	3,71	
"	G-0,00		9,50	11,67	13,39	
"	G-0,05		4,98	5,90	6,63	
"	G-0,08		6,83	8,45	9,93	
"	G-0,14		1,74	2,24	2,65	
"	G-0,16		4,91	6,21	6,98	
"	G-0,19		4,71	5,75	6,40	
"	G-0,22		6,72	8,14	9,00	
"	G-0,28		6,03	7,68	8,69	
"	G-0,34		6,97	8,39	9,06	
"	G-0,41		2,34	2,88	3,37	
"	G-0,47		2,08	2,87	3,38	
"	G-0,55		7,85	9,38	9,45	
"	G-0,58		4,75	5,78	6,43	
"	G-0,67		4,29	4,98	5,68	
"	G-0,72		0,70	1,24	1,76	
"	I-0,00		9,05	10,14	11,10	
"	I-0,03		5,27	6,03	7,09	
"	I-0,14		2,03	2,47	2,96	
"	I-0,19		2,98	3,68	4,39	
"	I-0,23		1,82	2,24	2,80	
"	I-0,27		5,38	5,65	6,09	
"	I-0,28		1,47	1,74	2,16	
"	I-0,30		1,42	1,68	2,09	

Tabell 3 (forts.)

Lokalitet	Dyp m	Glödetap %				
		450°	550°	750°	950°	1050°
Mauranger-						
fjord	I-0,34		1,57	1,87	2,23	
"	I-0,39		8,45	8,94	10,29	
"	I-0,46		3,14	4,02	4,70	
"	I-0,48		2,98	3,81	4,51	
"	I-0,52		7,79	8,92	10,32	
"	I-0,57		5,94	7,22	8,47	
"	I-0,63		0,96	1,32	1,73	
"	I-0,72		8,62	10,01	11,38	
Hardanger-						
vidda	1,83		85,83	86,17	86,57	
"	1,85		70,46	71,14	72,76	
"	1,88		27,61	28,54	29,43	
"	1,90		3,81	4,85	5,16	
"	1,93		5,81	8,17	8,57	
"	1,95		3,39	4,91	5,28	
"	1,98		5,34	6,76	7,19	
"	2,00		2,88	4,46	5,24	
"	2,10		0,96	2,04	2,56	
"	2,20		1,21	2,92	3,55	
"	2,30		1,78	3,18	3,69	
"	2,30		1,78	3,18	3,69	
"	2,40		1,75	3,49	4,13	
"	2,50		1,60	3,56	4,30	
"	2,70		1,84	3,09	3,79	
"	2,80		1,83	3,50	4,22	
"	2,90		1,61	2,79	3,85	
"	3,00		0,79	1,06	1,62	
"	3,10		0,99	1,61	2,33	
"	3,20		1,19	1,90	2,88	
"	3,30		1,09	2,29	3,26	
"	3,40		0,97	1,65	2,68	
"	3,50		0,91	1,36	2,07	

Sedimenttype	Glödetap %		
	550°	750°	950°C
Gytjig silt	8,23	9,08	9,93
Gytje	15,97	17,35	18,46
"	44,64	46,15	47,23
"	54,38	55,55	56,48
"	56,45	57,82	58,71
Torv	90,16	90,39	90,79
"	90,35	90,71	91,42
Gras (+ 1 gruskorn)	90,67	93,03	94,81

TABELL 4

Glödetapsforskjeller ved ulike forbrenningstemperaturer sett i relasjon til absolutt glödetap (G).

A. Absolutte glödetapsavvik.

B. Glödetapsavvik i % av glödetapet ved 750°C (G).

Glödetap	G - G _t				$\frac{100\% (G - G_t)}{G}$				Antall prøver
	G-G ₄₅₀	G-G ₅₅₀	G-G ₉₅₀	G-G ₁₀₅₀	450°	550°	950°	1050°C	
0 G 100	1,35		-0,72	-1,01	61,36		-32,72	-45,91	14
0 G 100		1,05	-0,79			9,07	- 6,82		131
5 G 100		1,23	-0,90			5,43	- 3,98		59
0 G 5		0,86	-0,72			34,40	-28,80		72
5 G 10		1,01	-0,80			13,69	-10,84		27
10 G 20		1,43	-0,99			10,11	- 7,00		13
20 G 40		1,18	-1,06			4,10	- 3,69		9
40 G 100		1,00	-0,91			1,44	- 1,31		10

G_t = glödetapet ved temperaturen t.

TABELL 5

Geotekniske analyser.

Lokalitet	Dyp m	Vanninnh. %	Porösitet %	Skjærfasthet (t/m ²)		Sensitivitet	Sp.vekt (g/cm ³)		Volumvekt törr (g/cm ³)	Sedim. type
				uomrørt	omrørt		våt	törr		
Banktj. I	0,05	238,57	85,10				1,21	2,39	0,36	Lakustrin
"	0,40	179,61	81,07				1,26	2,38	0,45	"
"	0,80	166,21	75,02				1,44	1,81	0,69	"
Banktj. II	14,56	32,91	50,13	1,35	0,02	67,5	2,02	3,05	1,52	Glasimar.
"	16,40	38,02	52,15	2,15	0,02	107,5	1,89	2,87	1,37	"
"	16,63	18,89	34,88	9,10	0,61	14,9	2,20	2,84	1,84	Morene
Banktj. III	10,89			0,27	0,17	1,6				Glasimar.
"	11,50	31,85					2,00	2,92	1,51	Glasimar.
"	11,70			2,15	0,17	12,7				"
"	12,07	30,23	46,98				2,02	2,97	1,55	"
"	12,32	31,81	48,20				2,00	2,93	1,51	"
Banktj. IV	0,95	68,03	61,35				1,52	2,33	0,90	Lakustrin
"	1,34	306,19	86,68				1,15	2,13	0,28	"
"	1,50	119,28	55,30				1,02	1,04	0,46	"
"	2,87	52,84	59,51	0,92	0,03	30,7	1,72	2,78	1,13	"
"	7,85	35,06	52,32				2,01	3,13	1,49	Glasimar.
"	10,02	33,35	50,31				2,00	3,04	1,51	"
Banktj. V	4,32	39,57	52,85	1,20	0,01	120,0	1,86	2,83	1,34	Hom. mar.
"	5,70	34,81	50,83	0,92	0,01	92,0	1,97	2,97	1,46	Glasimar.

TABELL 6

Magnetiske susceptibilitetsmålinger.

Lokalitet	Dyp (m)	Susceptibilitet (10^{-6} emu/gram)
Banktjörn II	4,85	3,18
"	5,05	5,14
"	5,25	6,39
"	5,45	6,03
"	5,65	11,33
"	5,95	12,85
"	6,20	15,94
"	6,40	16,28
"	6,59	17,48
"	6,80	19,62
"	7,01	19,51
"	7,20	20,74
"	7,35	13,47
"	7,40	16,92
"	7,60	16,97
"	7,69	14,44
"	7,76	17,92
"	7,83	21,69
"	7,92	23,71
"	8,00	24,69
"	8,20	21,58
"	8,50	17,16
"	8,80	13,31
"	9,10	16,36
"	9,30	22,16
"	9,60	23,97
"	9,75	26,37
"	9,85	30,15
"	9,90	31,41
"	10,02	35,87
"	10,05	38,82
"	10,10	45,07
"	10,20	46,60
"	10,50	40,69
"	10,80	39,88
"	11,10	45,48
"	11,32	39,32

(inkl. svart lam.)

Tabell 6 (forts.)

Lokalitet	Dyp (m)	Susceptibilitet (10^{-6} emu/gram)
Banktjörn II	11,40	33,60
"	11,70	34,58
"	11,73	29,60 (inkl. svart lam.)
"	11,90	37,54
"	12,20	33,46
"	12,40	43,65
"	12,70	43,74
"	13,00	37,50
"	13,30	38,60
"	13,60	38,44
"	13,90	42,47
"	14,30	47,07
"	14,50	41,33
"	14,79	43,32
"	14,81	45,68 (inkl. svart lam.)
"	15,10	43,42
"	15,40	40,32
"	15,70	42,51
"	16,00	35,01
"	16,20	43,99
"	16,43	48,16
"	16,53	61,84
"	16,72	46,50
"	16,85	44,16
Banktjörn IV	2,65	13,98
"	2,98	14,19
"	3,03	13,07
"	3,27	16,48
"	3,77	15,41
"	4,01	19,11
"	4,20	14,76
"	4,35	14,92
"	4,57	15,20
"	4,85	15,86
"	5,10	23,70
"	5,25	30,09
"	5,40	32,17

Tabell 6 (forts.)

Lokalitet	Dyp m	Susceptibilitet	
		10^{-6} emu/gram	10^{-6} emu/cm ³
Banktjörn IV	5,60	44,98	
"	5,76	31,60	
"	5,85	44,79	
"	6,00	44,59	
"	6,20	41,40	
"	6,30	41,98	
"	6,50	35,89	
"	6,75	40,21	
"	7,57	41,01	
"	7,59	31,01	(inkl. svart lam.)
"	7,77	43,93	
"	8,21	41,16	
"	8,23	38,25	(inkl. svart lam.)
"	8,76	36,68	
"	8,82	38,13	(inkl. svart lam.)
"	9,75	37,17	
"	10,75	39,54	
"	13,47	43,71	(svart lamina)
"	13,72	44,17	
"	13,90	35,79	
"	14,08	37,92	
"	14,25	40,46	
"	14,37	43,03	
Banktjörn VII	6,06	12,23	20,95
"	6,22	14,18	24,83
"	6,50	17,76	31,83
"	6,60	20,16	36,41
"	6,70	15,61	29,96
"	6,78	19,46	34,92
"	6,83	13,45	25,50
"	6,88	14,61	29,96
"	6,97	14,94	30,30
"	7,03	18,42	38,05
"	7,09	19,55	40,00
"	7,16	21,99	45,28
"	7,23	24,76	53,23

Tabell 6 (forts.)

Lokalitet	Dyp m	Susceptibilitet	
		10^{-6} emu/gram	10^{-6} emu/cm ³
Banktjörn VII	7,28	34,98	76,10
"	7,32	36,31	81,23
"	7,34	32,77	73,31
"	7,45	16,54	37,83
"	7,50	14,10	31,13
"	7,56	13,07	27,84
"	7,61	12,49	26,81
"	7,65	12,99	29,01
"	7,72	13,46	27,84
"	7,81	13,21	26,73
"	7,86	12,88	26,61

TABELL 7

Volumberegninger av utravinert (fluvialt erodert) og
akkumulert materiale henholdsvis på Flåten og i Banktjörn.

Utravinert:	Gymnasravinen	130 000 m ³	
	Myr 34 (antatt primærhøyde 35 m o.h.)	109 000 "	
	Forøvrig	71 000 "	
	Totalt		310 000 m ³
Akkumulert:	Glasimarint		600 000 m ³
	Postglasialt marint	340 000 m ³	
	Lakustrint, totalt	480 000 "	
	" , S for Banktj. II	140 000 "	
	Sum postglasialt		820 000 "
Totalt			1 420 000 m ³

TABELL 8

Sedimentasjonshastigheter (mm/år).

Lokalitet	10000 - 8900 B.P.	8900 - 7700 B.P.	7700 - 5700 B.P.	5700 - 0 B.P.	Preboreal Kronosone	Boreal Kronosone	Atlanticum Kronosone
Banktjörn I	4,3	0,3	0,15	0,21	4,6	0,4	0,2
" II	8,0	1,4	0,6		8,6	1,4	0,7
" III	6,1	5,1			6,1	4,6	
" IV	10,2	0,6	0,6		11,0	0,7	0,6

Sedimentasjonsfase:

	Glasimarin		Postglasial marin		Lakustrin
	(100 år)	(300 år)	(800 år)	(1000 år)	(8900 år)
Banktjörn I	26,1	8,7	2,6	2,1	0,22
" II	57,6	19,2	3,8	3,0	
" III	35,1	11,7	3,9	3,1	
" IV	80,1	26,7	4,1	3,3	
Gjennomsnitt for hele bassenget	35,4	11,8	2,5	2,0	0,3

TABELL 9

AP- og NAP-pollen.

Banktjörn I:

Spekter	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
---------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

AP:

Salix	40	13	16	35	43	28	30	30	44	8
Juniperus			1	13	28	64	60	41	6	
Betula	37	14	25	141	80	213	150	108	78	71
Pinus	8	3	12	14	22	13	21	250	101	96
Corylus	2		6	3			16	130	113	283
Alnus	1		1	13					1	
Hippophäe				1				4		
Populus, cf.				1		1		1		
Picea										
Viburnum										2
Ulmus								13	7	1
Tilia										
Quercus								13	4	5
Fraxinus										

NAP:

Ericales	3	8	5	2	26	30	1	7	3	
Graminae	90	28	76	83	53	26	34	51	16	9
Cyperaceae	6	2	17	4	11	19	14	6	2	2
Rumex/Oxyria	21	13	12	19	21	3	3	7		1
Artemisia	22	12	15	15	16				2	1
Comp.tub. - Art.	1	1	2	6	1	3		1		
Caryophyllaceae	12	7	23	8	7	3				
Chenopodiaceae	3	2	1	2		2	3			
Compositae lig.	19	8	11	7	13	2		7		
Epilobium		1	3		1	1			1	
Sedum	1									
Rubiaceae						1				
Rosaceae - Filip.	5		3	1	1	3		6	2	2
Filipendula	2				8	7	6	14	9	
Umbelliferae	4	2	1	1		5		2	2	1
Leguminosae	4								1	
Plantaginaceae				1						
Ranunculus						1				
Campanulaceae								2		

Banktjörn II:

Tabell 9 (forts.)

Spekter	11	12	13	14
---------	----	----	----	----

AP:

Salix	1		2	
Juniperus	4	16	3	1
Betula	185	185	154	171
Pinus	67	104	38	26
Corylus	151	63	40	35
Alnus	239	244	302	166
Populus, cf.		3		
Viburnum				
Ulmus	3	5	4	
Tilia	9	10	3	3
Quercus	59	25	5	5
Fraxinus		1		

NAP:

Ericales	11	23	12	23
Graminae	64	47	93	30
Cyperaceae	50	30	15	5
Rumex/Oxyria	2	3	9	5
Artemisia		1	4	1
Comp.tub. - Art.		1		
Compositae lig.		1	1	1
Caryophyllaceae	3		1	1
Chenopodium				
Epilobium				
Rubiaceae				1
Thalictrum				
Rosaceae - Filip.	13	14	17	6
Filipendula	5	1	5	4
Umbelliferae			2	
Leguminosae				
Plantaginaceae	1	1	2	2
Ranunculus		1	6	9
Crusiferae		1		
Rhinantus				
Mentha				
Melampyrum	2		1	

Banktjörn III:

Tabell 9 (forts.)

Spekter 11 12 13 14 15 16 17 18

AP:

Salix	18	14	25	8	46	44	2	
Juniperus	1		1	3	1	2	4	
Betula	216	298	240	116	300	89	257	156
Pinus	27	25	26	5	13	15	80	22
Corylus	174	195	120	258	28	80	30	29
Alnus			1	11	1	26	105	232
Viburnum		1						
Populus, cf.	5	2		107	14	9	1	6
Ulmus	1	1			1	1		4
Tilia							1	10
Quercus		1	1		1	20	14	110
Fraxinus								

NAP:

Ericales	1	1	4	1	1		95	
Graminae	5	11	9	3	13	13	45	5
Cyperaceae	9	14	5	1	5		91	
Rumex/Oxyria		6			2	1	1	
Artemisia	1	1			4	231	2	6
Caryophyllaceae		1				4	1	1
Compositae lig.		1						
Comp.tub. - Art.	1						3	
Epilobium	1							
Rubiaceae			2			1		
Rosaceae - Filip.	3	5	1	13	5	7	10	24
Filipendula	5	2	3	1	2			
Umbelliferae			9			5		
Plantaginaceae							1	
Ranunculus						2		
Melampyrum		1	2			6	2	12
Leguminosae	1	2	29					

Tabell 9 (forts.)

Banktjörn IV:

Banktj. V:

Spekter	1	2	3	4	5	6	7	8	1
<u>AP:</u>									
Salix	28	23	29	10	7	5	5		10
Juniperus	22	17	82	5	5	3	3	9	80
Betula	267	150	167	209	243	75	73	143	196
Pinus	14	49	56	60	123	28	20	37	37
Corylus		14	47	95	35	4	49	92	4
Alnus				2	36	41	216	374	
Hippophäe, cf.								1	
Viburnum		1			2				
Rhamnus Frangula							1		
Populus, cf.				2	5		1	5	1
Ulmus				2	3	1	17	3	
Tilia							1	10	
Quercus		1			7	3	6	54	
<u>NAP:</u>									
Ericales	29	8	12	3	4	3	3	3	15
Graminae	30	26	29	10	4	4	6	62	26
Cyperaceae	6	4	12	23	15	255	7	25	13
Rumex/Oxyria	18	9	1	3	2	1		12	17
Artemisia	6	1	3		1				7
Comp.tub. - Art.	2		1						
Compositae lig.	1	2	5						4
Caryophyllaceae			1	1			1	1	3
Chenopodiaceae	1			1					1
Epilobium	1		1						1
Rubiaceae						1		1	
Rosaceae - Filip.	5		3	10	3	3	1	22	1
Filipendula	2	15	14	4		21	81	12	3
Umbelliferae	4		2	1	1			1	
Leguminosae				1					
Plantaginaceae	1							1	
Ranunculus						1	1	4	
Cruciferae				1					

TABELL 10

Akvatiske mikrofossiler og sporer.

Banktjörn I, spekter	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Myriophyllum								1			1								
Menyantes	1				1								2		1				3
Nymphea							1		3			1	9	9	3		1		
Potamogeton									9	1	4	4	1	3	2	1	1		
Isoetes								1	15	1	4	4	4	2				5	12
Pediastrum					2	1	2	1	5										
Botryococcus			1				11	25	mye	35	71	21	36	6	35	155	69	14	12
Hystrix	326	204	375	1057	68	45	74	16	1	1	3	2	2	2	1	3	4	4	
Discorbina					4														
Dryopteris sp.	57	9	83	76	71	150	55	130	82	31	35	24	65	135	338	119	118	86	150
Dr. linneana	32	3	12	7	9	17	10	37	7	22	17	3	25	27	41	27	13	24	30
Polypodium		1		1				7	4	1		4			1	2	4	1	5
Lycopod. selago	146	65	105	49	39	21	12	3	3	2	3		1	1	3		1	24	2
" clav./alp.	3			1	1	4		1	2						1		4	5	
" annotinum						1	1	3	1	1	1								6
Sphagnum	1			1	2			8	7	1	3		12	1		1	1	2	
Botryccium					1														
Equisetum						3		76											

Tabell 10 (forts.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Banktjörn II, spekter	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Myriophyllum			1		2	2	1		1	3				
Menyanthes	2									1	1	1		
Numphea					1	1		2	5	3		2		
Nuphar										1				
Potamogeton			1	1	8			2			2	1		
Sparganium													3	
Isoetes					8	1		1		2		1		
Pediastrum	5	10	2	1			1			10				
Botryococcus		4	4	2	5	46	5	12	86	3	2	18		
Hystrix	196	99	68	3	54	1	12	6		1				
Ruppia		3	4	6			1			2				
Dryopteris sp.	34	100	80	59	229	99	94	152	52	52	127	168	4	44
" linneana	5	36	9	12	17	52	38	93	10	3	20	34	1	4
Polypodium				1	1			2	2	1	5	8		4
Lycopodium selago	24	78	1	3	11	16	3	2				1		
" clavatum/alp.	1	3	2			2	1	1			1		4	1
" annotinum		1								3	3			3
Sphagnum		1		3	5			2		1	15			
Selago selaginella												1		
Equisetum		5				5								

Tabell 10 (forts.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Banktjörn III, spekter	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Myriophyllum				1				1										
Menyanthes	1		1									1					1	3
Nymphaea				8			2							1		2		1
Potamogeton					1	2	2	1	5		3	1	3	1		2		
Pediastrum	1				2	2			3		1	2						
Botryococcus				9	2	2	83	3		2	2		3			7		
Hystrix	512	440	144	100	102	7	29	4	10		23	10		11	5			
Ruppia					1	13						1						
Discorbina					3									1				
Dryopteris sp.	81	97	22	9	302	44	309	29	38	9	156	52	13	27	94	15	16	52
" linneana	26	12	4	2	27	10	101	12	15	9	28	19	4	3	52	4	8	16
Polypodium	1	2					1											7
Lycopod. selago	130	106	31	9	53	8	12	3	2	5	5	3	2		6		2	
" clav./alpinum	2	3	1	6	4													8
" annotinum		8		1											1			1
Sphagnum	3	1			4		1		1		2	1		1	1			1
Equisetum											17	11						

Tabell 10 (forts.)

Banktjörn IV, spekter	1	2	3	4	5	6	7	8	Banktjörn V, spekter	1
Myriophyllum			4							
Menyanthes	1				1	9				1
Nymphaea		2	2	13	123	1		1		
Potamogeton		3	9		20	3	3	1		2
Sparganium						2	1			
Alismataceae								2		
Isoetes	2			5	3					
Pediastrum				6	42	62	8			5
Botryococcus	8	3	19	179	149		81	26		2
Hystrix	9	36	37							25
Ruppia		38	8							4
Discorbina		1								1
Dryopteris sp.	98	97	140	43	37	65	20	112		99
" linneana	26	16	51	15	7	12	1	50		23
Polypodium	1	2	3	1				1		
Lycopodium selago	10	3	5	1	2		1	1		14
" clavatum/alpinum	1					1	1			
" annotinum	2	3				1		1		
Sphagnum	1	9	7	1			1	6		3
Equisetum					4	179				

LITTERATUR

- Andersen, S.A., 1961: Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). Danmarks Geol. Unders. II. Række, nr. 75, 175 s.
- Andersen, S.Th., 1966: Tree-pollen rain in a mixed deciduous forest in South Jutland (Denmark). Rev. Palaeobot. and Palynology. Elsevier Publ. Co. Amsterdam, Netherland.
- Anundsen, K. & Simonsen, A., 1967: Et Pre-Borealt brefremstöt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. Univ. Bergen Årb., Mat.-naturv. serie, 1967, 1 - 42.
- Berglund, B.E. & Malmer, N., 1971: Soil conditions and Late-glacial Stratigraphy. Geol. Fören. Stockh. Förh. 93, Part 3, 575 - 586.
- Birks, H.J.B., 1970: Inwashed pollen spectra at Loch Fada, Isle of Skye. New Phytol. 69, 907 - 820.
- Boulton, G.S., 1972: Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. J. Geol. Soc. 128.
- Bouma, A.H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam.
- Butrym, J., Cegla, J., Dzulyński, S. & Nakonieczny, S., 1964: New interpretation of "periglacial structures". Folia Quaternaria, nr. 17, 34 s., Krakow.
- Craig, A.J., 1972: Pollen influx to laminated sediments: A pollen diagram from northeastern Minnesota. Ecology 53, 46 - 57.
- Cushing, E.J., 1967 a: Evidence for differential pollen preservation in Late Quaternary sediments in Minnesota. Rev. Palaeobotan. Palynol. 4, 87 - 101.
- Cushing, E.J., 1967 b: Late-Wisconsin pollen stratigraphy and the glacial sequence in Minnesota. In Cushing, E.J. & Wright, H.E.: Quaternary Paleoecology, 7.

- Danielsen, A., 1970: Pollen-analytical Late Quaternary studies in the Ra District of Östfold, Southeast Norway. Univ. Bergen Årb., Mat.-naturv. ser. 1969, nr. 14, 146 s.
- Davis, M.B., 1968: Pollen Grains in Lake Sediments: Redeposition Caused by Seasonal Water Circulation. Science 162, 796 - 799.
- Davis, M.B., Brubaker, L.B. & Beiswenger, J.M., 1971: Pollen Percentages in Surface Sediments from Southern Michigan. Quaternary Res. 1, 450 - 467.
- Davis, R.B., Brewster, L.A. & Sutherland, J., 1969: Variation in pollen spectra within lakes. Pollen et Spores XI, 557 - 571.
- Diller, J.S., 1890: Sandstone dikes. Bull. Geol. Soc. Am. 1, 411 - 442.
- Donner, J.J. & Gardemeister, R., 1971: Redeposited Eemian marine clay in Somero, south-western Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 43, 73 - 88.
- Dylik, J., 1966: Problems of ice-wedge structures and frost fissures polygons. Biul. Peryglac. 15, 241 - 291.
- Ekström, G., 1927: Klassifikasjon av svenska åkerjordarter. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, 345, 161 s.
- Flint, R. F., 1938: Origin of the Cheney-Palouse Scabland Tract, Washington. Bull. Geol. Soc. Am. 49, 461 - 523.
- Florin, V.A. & Ivanov, P.L.: Liquefaction of Saturated Sandy Soils. (Særtrykk, utgiversted og -årstall er ukjent).
- Follestad, B.A., 1972: The glaciation of the south-western part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland. Norges geol. Unders. 280, 31 - 64.
- Fries, M., 1951: Pollenanalytiska vittnesbörd om senkvartær vegetationsutveckling, särskilt skogshistoria, i nordvästra Götaland. Acta Phytogeographica Suecica 29, 220 s.

- Fægri, K., 1940: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. Bergens Mus. Årb. 1939 - 1940, Naturv. rk. Nr. 7, 201 s.
- Fægri, K., 1944 a: Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bömlo. Bergens Mus. Årb. 1943, Naturv. rk. 8, 100 s.
- Fægri, K., 1944 b: On the introduction of agriculture in Western Norway. Geol. Fören. Stockh. Förh. 66, 449 - 462.
- Fægri, K., 1950: Studies on the Pleistocene of western Norway. IV. Univ. Bergen Årb. 1949, 1 - 52.
- Fægri, K. & Iversen, J., 1966: Textbook of pollen analysis. 237 s. Munksgaard, Köpenhavn.
- Gucluer, S.M. & Gross, M.G., 1964: Recent marine sediments in Saanich Inlet, a stagnant marine basin. Limnology and Oceanography, 9, 359 - 376.
- Hafsten, U., 1956: Pollenanalytiske undersøkelser på den late Quaternary utvikling i den indre Oslofjord-området. Univ. Bergen Årb. Naturv. rk. 8.
- Hafsten, U., 1965: The Norwegian Cladium Mariscus communities and their Post-Glacial History. Univ. Bergen Årb. 1965, naturv. Ser. No. 4, 1 - 55.
- Hagebö, S., 1967: Pollenanalytiske undersøkelser av den post-glaciale utvikling i Bergensdalen. Hovedoppgave, Univ. Bergen.
- Hansen, K., 1959: Sediments from Danish lakes. J. Sed. Petrol. 29, 38 - 46.
- Heezen, B.C., Ewing, M. & Menzies, R.J., 1959: Influence of modern turbidity currents on abyssal productivity. Intern. Oceanog. Con., 1, Amer. Assoc. Advan. Sci. Preprints, 375 - 377.

- Heron, S.D. jr., Judd, J.B. & Johnson, H.S. jr., 1971: Clastic Dikes Associated with Soil Horizons in the North Carolina and South Carolina Coastal Plain. Geol. Soc. Am. Bull. 82, 1801 - 1810.
- Holtedahl, H., 1964: An Alleröd fauna at Os, near Bergen, Norway. Norsk geol. Tidsskr. 44, 315 - 322.
- Holtedahl, H., 1965: Recent Turbidites in the Hardangerfjord, Norway. Colston Papers XVII, 107 - 141.
- Hoskin, C.M. & Burrell, D.C., 1972: Sediment transport and accumulation in a fjord basin, Glacier Bay, Alaska. J. Geol. 80, no. 5, 539 - 551.
- Hyvärinen, H., 1968: Late-Quaternary sediment cores from lakes on Björnöya. Geogr. Ann. 50, Ser. A. 4.
- Hyvärinen, H., 1969: Trullvatnet: A Flandrian stratigraphical site near Murchisonfjorden Nordaustlandet, Spitsbergen. Geogr. Ann. 51A, 1 - 2, 42 - 45.
- Int. Subcom. Stratigraphic Class. 1971: Preliminary Report on Biostratigraphic Units. 50 pp. 24th Int. Geol. Congress, Montreal.
- Iversen, J., 1964: Plant indicators of climate, soil, and other factors during the Quaternary. Rep. of the VIth Internat. Congr. on Quaternary, Warsaw 1961. Vol. II: Palaeobot. Sect. Lodz 1964.
- Janbu, N., 1970: Grunnlag i geoteknikk. 426 s. Tapir Forlag.
- Janbu, N., Bjerrum, L. & Kjærnsli, B., 1966: Veiledning ved lösning av fundamenteringsoppgaver. Norges geotekn. Inst. nr. 16, 93 s.
- Janssen, C.R., 1966: Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous-deciduous forests of northeastern Minnesota: a study in pollen dispersal. Ecology 47, 804 - 825.

- Jenkins, O.P., 1925: Clastic dikes of Eastern Washington and their geologic significance. *Am. J. Sci.* 5th Ser. IX - X, 234 - 246.
- Jessen, K., 1935 a: Archaeological dating in the history of North Jutland's vegetation. *Acta arch. Kbh.* 5, s. 185.
- Jessen, K., 1935 b: The composition of the forests in Northern Europe in Epipalaeolithic time. *Biol. Medd. Kbh.* 12, 1.
- Kaland, P.E., 1971: Pollen-analytical investigations of the earliest farming in Hordaland. I Bakka, E. & Kaland, P.E.: *Early Farming in Hordaland, Western Norway.* *Norwegian Archaeol. Rev.* 4, 1 - 35.
- Kaldhol, H., 1941: Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. *Hellesylt* 1941.
- Kolderup, C.F., 1908: Bergensfeltet og tilstøtende trakter i senglacial og postglacial tid. *Bergens Mus. Årb.* 1907, No. 14, 268 s.
- Kolderup, C.F., 1932: *Osfeltets geologi.* A/S Centraltrykkeriet, Bergen.
- Kolderup, C.F. & Kolderup, N.-H., 1940: *The Geology of the Bergen Arc System.* *Bergen Mus. Skr.* Nr. 20, 137 s.
- Kuenen, Ph.H., 1951: Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 73, 69 - 84.
- Kuenen, Ph.H., 1953: Significant features of graded bedding. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 37, 1044 - 1066.
- Kuenen, Ph.H. & Migliorini, C.I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.* 58, 91 - 127.
- Kukkonen, E. & Tynni, R., 1970: Die Entwicklung des Sees Pyhajarvi in Südfinnland im Lichte von Sediment- und Diatomeenuntersuchungen. *Acta Botanica Fennica* 90, 3 - 30.
- Lid, J., 1963: *Norskog svensk flora.* 800 s. Det Norske Samlaget, Oslo.

- Lupher, R.L., 1944: Clastic dikes of the Columbia Basin Basin region, Washington and Idaho. Bull. Geol. Soc. Am. 55, 1431 - 1462.
- Mackay, J.R., 1972: Offshore Permafrost and Ground Ice, Southern Beaufort Sea, Canada. Canad. J. Earth Sci. 9, 1550 - 1561.
- Mangerud, J., 1970: Late Weichselian vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 24, 121 - 148.
- Mangerud, J., 1973 a: Hordalands natur, under og etter siste istid. Frå Fjon til Fusa, årb., 7 - 43.
- Mangerud, J., 1973 b: Kritisk oversikt over stratigrafisk terminologi og klassifikasjon av Kvartær i Norge. (Stensil). Geol. Inst. avd. B, Univ. Bergen. 38 s.
- Mangerud, J. & Skreden, S.A., 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below the till at Voss, western Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52, 73 - 96.
- Moran, S.R., 1972: Glaciotectonic Structures in Drift. Till / a Symp., 127 - 148.
- Mosby, H., 1962: Fysisk oceanografi, I: tekst, 88 s., II: figurer, 50 s., Geofys. Inst., Univ. Bergen (stensil).
- Mothersill, J.S., 1971: Thunder Bay: An Example of a Silled Freshwater Bay. J. Sed. Petrol. 41, 1073 - 1083.
- Myhre, L.A., 1972: Geomorfologiske og maringeologiske undersøkelser i og omkring Osterfjorden, Hordaland. Hovedoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi, Univ. Bergen.
- Mörner, N.-A., 1973: Postglacial - a term with three meanings. J. Glac. 12: 64, 139 - 140.
- Nielsen, O.B., 1972: Eocæne aflejringer i Ölst-området og deres indpasning i områdets kvartærgeologi. Dansk geol. Foren., Årsskr., 100 - 110.
- Norman, T.N., 1969: A method to study the distribution of heavymineral grain abundance in a turbidite. Sedimentology 13, 263 - 280.

- Norrman, J.O. & Königsson, L.-K., 1972: The sediment distribution in Lake Vättern and some analyses of cores from its southern basin. Geol. Fören. Stockh. Förh. 94, 489 - 514.
- Pettijohn, F.J., 1957: Sedimentary Rocks. 718 s. Harper & Row, Publishers, N.Y.
- Pettijohn, F.J. & Potter, P.E., 1964: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. 370 s. Springer-Verlag, Berlin.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R., 1972: Sand and Sandstone. 618 s. Springer-Verlag, Berlin.
- Pirrus, E., 1968: Estonian varved clays. I Litologiya i stratigrafiya chetvertichnykh otlozheniy estonii. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Inst. Tallin. (Ikke sett, ref. Ringberg, B. 1971, s. 79).
- Post, L. von, 1924: Ur de sydsvenska skogarnas regionala historia under post-arktisk tid. Geol. Fören. Stockh. Förh. 46, s. 83.
- Rekstad, J., 1905: Iakttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige og nordlige Norge. Bergens Mus. Årb. B. 2.
- Reusch, H., 1882: Silurfossiler og pressede konglomerater i Bergenskifrene.
- Reusch, H., 1916: Moræne over laget grus ved Bergen. Norsk geol. Tidsskr. IV, 21 - 24.
- Ringberg, B., 1971: Glacialgeologi och isavsmeltning i östra Blekinge. Sveriges Geol. Unders. Nr. 661, 174 s.
- Rye, N., 1966: Permafroststrukturer i Fjordane, Vest-Norge. Norsk geol. Tidsskr. 46, part 2, 203 - 213.
- Rye, N., 1970: Einergren av preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. Norges geol. Unders. nr. 266, årb. 1969, s. 246 - 251.

- Saarnisto, M., 1970: The Late Weichselian and Flandrian History of the Saimaa Lake Complex. Soc. Sci. Fennica, Comm. Physico-Math. 37, 107 s.
- Sauramo, M., 1923: Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande, 60.
- Schwarzbach, M., 1940: Das diluviale Klima während des Höchststandes einer Vereisung. Z. Deutschen Geol. Ges., 92.
- Shepard, F.P., 1954: Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. J. Sedim. Petrol., 24, 151 - 158.
- Shepard, F.P., 1963: Submarine Geology. 557 s. Harper Internat. Edition.
- Ström, K.M., 1936: Land-locked waters. Hydrography and bottom deposits in badly-ventilated Norwegian fjords with remarks upon sedimentation under anaerobic conditions. Det Norske Vidensk.-Akad. I. Mat.-Naturv. Klasse, No. 7, 85 s. Oslo.
- Terasmae, J. & Mott, R.J., 1964: Pollen deposition in lakes and bogs near Ottawa, Canada. Canad. J. Bot. 42, 1355 - 1365.
- Terzaghi, K., 1957: Varieties of submarine slope failures. Norges Geotekn. Inst., publ. nr. 25, 1 - 16.
- Terzaghi, K. & Peck, R.B., 1964: Soil Mechanics in Engineering Practise. 566 s. John Wiley & Sons, Inc. N.Y.
- The Soil-Color Chart Committee, 1973: Soil-Color Chart. Distributed by the Geol. Soc. Am., N.Y.
- Thompson, R., 1973: Palaeolimnology and Palaeomagnetism. Nature, 242, 182 - 184.
- Tornås, S., 1969: Slamtransport i noen utvalgte bre-elver. I Pytte, R. (ed.): Glasiologiske undersøkelser i Norge 1968, s. 97 - 122. Rapp. nr. 5/69, Hydrologisk avd. Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen. Offset, 144 s.

- Undås, I., 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. 78 s. J.W. Eide, Bergen.
- Vorren, T., 1972: Interstadial sediments with rebedded interglacial pollen from inner Sogn, West Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52, 229 - 240.
- Wall, D. & Dale, B., 1967: The resting cysts of modern marine dinoflagellates and their palaeontological significance. Rev. Palaeobotan. Palynol. 2, 349 - 354.
- Wall, D. & Dale, B., 1970: Living hystrichosphaerid dinoflagellate spores from Bermuda and Puerto Rico. Micro-paleontology 16, 47 - 58.
- Wright, F.F., 1971: Suspension Transport in Southern Alaskan Coastal Waters. Offshore Technology Conference, Dallas, Texas. Paper No. OTC 1349 (Preprint).
- Östrem, G. & Liestöl, O., 1964: Glasiologiske undersøkelser i Norge 1963. Norsk Geogr. Tidsskr. 18, 281 - 340.
- Aa, A.R., 1974: Isavsmeltinga i Eksingedalen og områda omkring. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. Bergen, 144 s. + ill.bind.
- Aarseth, I., 1971: Deglaciasjonsforløpet i Bjørnafjordsområdet, Hordaland. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. Bergen, 106 s. + ill.bind.
- Aarseth, I. & Mangerud, J., 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. Boreas 3, 3 - 22.