

Oppgaven går til Universitets-
biblioteket for utlån / ikke utlån.

U. B. BERGEN
Ms. Rb/648 1.

22/5 - 79

dato

Oddvar Fongva

underskrift

Oddvar Fongva

JORDARTSKARTLEGGING, GLASIALGEOLOGI

OG

KVARTÆR STRATIGRAFI

PÅ

STAD OG VÅGSØY, YTRE NORDFJORD

AV

EILIV LARSEN OG ODDVAR LONGVA

DEL I - TEKSTBIND MED TABELLER OG APPENDIX

VEDLAGT: DEL II - ILLUSTRASJONSBIND

Hovedfagsoppgave i
kvartærgeologi og geomorfologi ved
Geologisk Institutt, avd. B
Universitetet i Bergen
Våren 1979

FORORD

Etter opptak til hovedfag ble Stad og Vågsøy (Fig. 1) valgt som hovedfagsfelt i samråd med veileder, daværende førsteamanuensis, nå dosent, Jan Mangerud. I utgangspunktet skulle O. Longva kartlegge de ytre deler av Stad, mens E. Larsen skulle kartlegge Vågsøy. Vi fant det imidlertid fordelaktig å gjøre feltarbeide sammen, og det ble forsøkt å dele den felles arbeidsinnsats noenlunde likt på de to felt. Hovedmengden av kartlegging og innsamling av materiale ble foretatt høsten 1975, sommeren 1976 og sommeren og høsten 1977. Mangerud har i alle disse feltsesongene gitt veiledning i felt. Han og vit.ass. NAVF Eivind Sønstegaard deltok også i en kort periode under utgravningene på Kjerringa Stad.

Vinteren 1978 bestemte vi oss for å slå sammen de to feltene ved å dele stoffet inn etter problemstillinger og presentere resultatene i samme volum. Stoffmengden ble vurdert og forsøkt delt noenlunde likt og med så klart avgrensede problemstillinger som mulig. Noen grenseområder måtte det likevel bli, og dette gir seg utslag i gjensidige sidehenvisninger. E. Larsen har skrevet kapitlene 2, 3 og 4, mens O. Longva har skrevet kapittel 5.

Oppgaven er en del av et underprosjekt av I.G.C.P. prosjekt 24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere".

Harry Isachsen og Bjørn Søgne har assistert ved en del av boringene. Seismiske undersøkelser er utført under ledelse av geofysiker Atle Sindre, Norges geologiske undersøkelse. På kjernemateriale fra Kråkenes er det gjort palaeomagnetiske undersøkelser (Appendix 1), ledet av førsteamanuensis Reidar Løvlie, Geofysisk institutt, Bergen. Cand. real. Frøidis Eikeland, Botanisk museum, Bergen og Dr. G.R. Coope, University of Birmingham gjør nå henholdsvis pollenanalyse og

studie av insektfragment på materiale fra bassenget på Kråkenes. Vit.ass. Torstein Solhøy, Zoologisk museum, Bergen har identifisert sregler (Appendix 2). Cand. real. Åse Dahl, Ås-NLH og cand.real. Håkon G. Rueslåttén, Geologisk institutt, Oslo har gitt råd i forbindelse med leirmineralanalyser. Stipendiat NAVF Bjørg Stabell, Universitetet i Oslo har gjort diatoméanalyse.

Eivind Sønstegaard har gjort de pollentellingene som er presentert i oppgaven. C^{14} -dateringer er gjort under ledelse av Dr. Reidar Nydal og siv.ing. Steinar Gulliksen ved Laboratoriet for radiologisk datering, Trondheim-NTH. En del figurer er nedfotografert av Ellen Irgens og Jan E. Lien. Maskinskriving er utført av Solveig Galloway.

Økonomisk støtte til feltarbeidet er gitt av Miljøvern-departementet (Landsplan for naturområder/forekomster), Norges Allmenvitenskapelige Forskningsråd (NAVF), Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Universitetet i Bergen.

Jan Mangerud har hele tiden vært interessert i oppgaven og har gitt god veiledning underveis. Sammen med ham og Sønstegaard er en del av resultatene allerede publisert (Mangerud & al. 1979).

Til alle nevnte personer og institusjoner retter vi vår beste takk.

INNHold

		<u>Side</u>
1.	INNLEDNING	1
2.	METODIKK	3
2.1.	Bortyper	3
2.2.	Seismikk	6
2.3.	Skuringsanalyse	8
2.4.	Steinorientering	9
2.5.	Jordartskartlegging	9
2.6.	Målinger	10
2.7.	Kornfordeling	10
2.8.	Leirmineralogi og geokjemi	12
2.9.	Glødetap og vanninnhold	12
3.	ISBEVEGELSER OG DEGLASIASJON	14
3.1.	Innledning	14
3.2.	Isbevegelser	14
3.2.1.	Nordvestlig regional isbevegelse	16
3.2.1.1.	Retningselementer	16
3.2.1.2.	Sammenfatning	19
3.2.2.	Nordlig regional isbevegelse?	20
3.3.	Deglasiasjon	22
3.3.1.	Fjord- og dalbrefase	22
3.3.2.	Minimumsalder på deglasiasjon. Forløpet innover Nordfjord	25
4.	LOKALGLASIASJON	27
4.1.	Innledning	27
4.2.	Regional beskrivelse	28
4.3.	Stratigrafi og dateringer i Kråkenes- vatnet	40
4.3.1.	Boringer	40
4.3.2.	Lithostratigrafi	42

	<u>Side</u>	
4.3.2.1.	Avsetningsmekanismer og eventuell syklisitet for lokalbreens sedimenter	50
4.3.3.	Relasjoner mellom kornfordelingsparametre	56
4.3.4.	Kronostratigrafi	57
4.3.4.1.	Sedimentasjonshastighet som hjelpemiddel til mer presis datering	58
4.3.5.	Korrelasjoner	61
4.4.	Kråkenesbreens erosjonshastighet	65
4.4.1.	Beregninger	66
4.4.2.	Diskusjon	69
4.5.	Botnenes fordeling og likevektslinjens variasjoner	71
4.5.1.	Rekonstruksjon av lokalbreene og beregning av deres likevektslinje	71
4.5.2.	Botnhøydens og likevektslinjens avhengighet av botnenes orientering	73
4.5.3.	Topografiens betydning	75
4.5.4.	Senkning av likevektslinjen i forhold til dens nåtidige høyde. Mulige klimatiske konsekvenser	76
5.	JORDARTSKART OG KVARTÆR STRATIGRAFI	80
5.1.	Innleiing	80
5.2.	Morenemateriale	80
5.2.1.	Morenemateriale i låglandet	81
5.2.1.1.	Fordeling, djupne og overflateform	81
5.2.1.2.	Morenematerialet si sammansetting	83
5.2.1.3.	Samla vurdering av kornsammansetting	86
5.2.2.	Det minerogene materialet på platåa	87
5.2.2.1.	Definisjonar	87
5.2.2.2.	Regional skildring	87
5.2.2.2.1.	Områda utanom Kjerringa	87
5.2.2.2.2.	Kjerringa, Stad	90
5.2.2.2.2.1.	Innleiing	90

	<u>Side</u>	
5.2.2.2.2.2.	Refugieteorien. Ei oversikt	90
5.2.2.2.2.3.	Overflata	93
5.2.2.2.2.4.	Graving	93
5.2.2.2.2.5.	Stratigrafi	93
5.2.2.2.2.5.1.	Forvitring i morenen på det ytre plataet	102
5.2.2.2.2.6.	Samanstilling og tolking av stratigrafien	107
5.3.	Glasifluvialt materiale	110
5.4.	Vitringsmateriale in situ	112
5.5.	Transportert vitringsmateriale	112
5.6.	Flaumskredvifter	113
5.7.	Fluvialt materiale	114
5.8.	Myr	114
5.9.	Eolisk materiale	115
5.10.	Strandavsettingar og havnivå	117
5.10.1.	Skildring av strandavsettingar	117
5.10.2.	Havnivå: Historikk	122
5.10.3.	Stratigrafi i Borgundvåg	123
5.10.3.1.	Sedimentsekvensen	124
5.10.3.2.	Absolutt og relativ datering	128
5.10.4.	Stratigrafi i Ervik	130
5.10.4.1.	Refraksjonsseismiske undersøkingar	131
5.10.4.2.	Boring	132
5.10.4.3.	Sedimentsekvensen	133
5.10.4.3.1.	Miljø- og sedimentskildring	134
5.10.5.	Diskusjon omkring stratigrafi og havnivå.	137
5.10.6.	Mogleg strandforskyvingskurve for Stad	141
SAMMENDRAG		142
TABELLER		144
1:	Skuringsobservasjoner	144
2:	Kornfordelingsanalyser	150
3:	Glødetap og vanninnhold	154
4:	Data vedrørende lokalglasiasjon	159

APPENDIX

1:	Palaeomagnetisme	160
2:	Identifikasjon av snegler	181
3:	Muligheter innen feltet	187

LITTERATUR

189

1. INNLEDNING

Det undersøkte området ligger i ytre Nordfjord helt nord i Sogn og Fjordane (Fig. 1). Feltet er begrenset av Nordfjord i sør, Nordsjøen i vest og Vanylvgapet i nord (Bilag 1). Det er splittet i to deler av Sildegapet (Bilag 1).

Fire kartblad (M711) i målestokk 1:50000 dekker feltet. Disse er kartbladene Stad (1019 II), Vanylven (1119 III), Måløy (1118 I) og Bremanger (1118 IV). Økonomiske kart i målestokk 1:5000 dekker hele området opp til 400 m's høyde. Flybilder i målestokk ca. 1:15000 (Nor-Fly A/S 1968) dekker feltet.

Stad og Vågsøy ligger i det Nordvestlige gneisområde. Gneisene har store lokale variasjoner. Berggrunnen forøvrig består av mangerittiske bergarter, ultrabasitter og eklogitt (Gjelsvik 1951, Kildal 1970). Berggrunnen er ikke detaljkartlagt, og det har derfor ikke vært mulig å benytte petrografiske metoder, for eksempel ved rekonstruksjon av isbevegelser.

Topografisk varierer området fra havnivå til 645 m o.h. (Tarvaldsegga) med et gjennomgående høydenivå, spesielt på Stad, mellom 4 og 500 m o.h. På ytre Stad og på vestsida av Vågsøy står steile, 3-400 m høye, skrenter opp fra sjøen. Strandflaten er dårlig utviklet, og vesentlig undersjøisk eller dekket av sedimenter (H. Holtedahl 1960, Pl. 3.1). Det er bare et skikkelig dalføre i området, Morkadalen på Stad (Bilag 1), som nesten kutter helt gjennom de bredeste deler av halvøya.

De ytre delene av feltet (kartblad Stad) er jordartskartlagt med tanke på utgivelse i NGU's 1:50000 - serie. På Stad og Vågsøy forøvrig er det gjort glasiyalgeologiske og

kvartærstratigrafiske undersøkelser. Områdene mellom Stad og Vågsøy er rekognosert med henblikk på skuringsobservasjoner og marine nivåer.

Oppgaven er delt inn i 5 kapitler hvor kapitlene 3, 4 og 5 må sies å være de viktigste.

Kapittel 2 (E. Larsen) omhandler felt- og laboratoriemetoder benyttet i forbindelse med oppgaven.

Kapittel 3 (E. Larsen) gir i den grad det er mulig, en oversikt over isbevegelser og deglasiasjon.

Kapittel 4 (E. Larsen): Her behandles ulike problemstillinger i tilknytning til lokalglasiasjon i området.

Kapittel 5 (O. Longva) gir generell jordartsbeskrivelse til kartblad Stad og behandler ulike kvartærstratigrafiske problemstillinger.

Tidligere undersøkelser i området som har betydning for oppgaven, blir nevnt i de aktuelle kapitler.

Stratigrafisk nomenklatur i oppgaven er i samsvar med Mangerud & al. (1974, Tab. 3) bortsett fra at grensen Midt-/Sen-Weichsel er flyttet til 25000 år BP (Mangerud & Berglund 1978: 180).

Appendix 3 bak gir en kort oversikt over lokaliteter i området som ikke er bearbeidet, men som kan gi interessante geologiske resultater ved nærmere undersøkelser.

2. METODIKK.

2.1. Bortyper.

En vesentlig del av feltarbeidet har bestått i boring på lokaliteter hvor spesielle problemstillinger har gjort dette nødvendig. Nesten alle bortyper for boring på land som instituttet rår over, er benyttet. En kort omtale av de ulike bortyper og deres anvendelsesområde blir derfor tatt med.

Sonderstenger med spiss. Dette består av 1 m lange stålstenger som skrues sammen. I enden festes en spiss. Boret kan enten presses ned for hånd, slås ned med slegge eller hamres ned med slagboremaskin. Ved å dreie stengene rundt samtidig som en lytter mot toppen på øverste stang, kan en til en viss grad kjenne og høre om spissen blir dreid i stein, grus, sand eller finere materiale. Dette har sine klare begrensninger. Tynne torv- eller silt/leir-lag med sand over og under er for eksempel nesten uråd å registrere. Boret egner seg best til å måle dyp til fast fjell. Når spissen står mot fjell og en slår på toppen med slegge, blir det en markert rekyl, såkalt fjellsprett. Fjellsprett kan en også få dersom spissen står på en stor blokk i morene. I denne oppgaven er fjellsprett tatt som indikasjon på at vi har nådd fast fjell.

Gruskannebor. Dette monteres på sonderstengene i stedet for spiss. Boret har en spalte i siden og ved å dreie det rundt kan en få opp en omrottet prøve fra et ønsket stratigrafisk nivå. Størrelsen på spalten (3 x 3 cm), gjør boret egnet til å ta prøve av grusholdig materiale, for eksempel morene, som ellers kan være vanskelig å prøveta.

50 cm støtprøvetaker. Dette monteres også på sonderstegene. Prøvetakeren gir en kjerne med lengde 50 cm og diameter 3 cm. Det egner seg godt til prøvetaking av finkornige sedimenter.

Hillerbor. Lett kjerneprøvetaker som monteres på 1,5 meter lange stenger. Boret gir en forstyrret prøve på 0,5 eller 1,0 m's lengde. Boret egner seg godt i finkornige sedimenter til sondering eller prøvetaking når en ikke har andre bortyper. En ulempe er at en ikke får prøve av det dypesete stratigrafiske nivå som en trenger ned i fordi kannen er løftet noe i forhold til spissen.

Russerbor. Dette brukes på samme stenger som Hillerbor. Boret gir en uforstyrret prøve på 0,5 eller 1,0 m's lengde. Det egner seg godt til sondering i finkornige sedimenter for å velge lokalitet til tyngre utstyr, og til prøvetaking dersom slikt utstyr ikke er tilgjengelig. Kannen på dette boret er også løftet noe i forhold til spissen.

54 mm stempelprøvetaker. Dette er et stempelbor hvor prøverørene har en diameter på 54 mm og lengde 80 cm eller 2 m. Prøverørene er av stål. Bortypen er godt egnet i finkornige sedimenter. Prøvene støtes ut i laboratoriet. Ved målinger av prøvenes lengde i felt og etter utstøting, viste det seg at komprimeringen av organiske sedimenter kan være betydelig. For minerogene sedimenter overstiger sjelden komprimeringen 5%. Utstøting kan dessuten føre til at organiske horisonter i et sandig sediment blir presset sammen og eventuelt ut mellom sanden og rørveggen. Derksom jordarten er svært sandig, er utstøting vanskelig og i tilfeller helt umulig. Ved slike anledninger, ble kjernen frosset og rørene splittet på langs. Dermed kunne prøvene likevel taes ut uforstyrret.

110 mm stempelprøvetaker. Til 54 mm prøvetakeren er det på instituttet konstruert et overgangsstykk og nytt stempel, slik at det samme utstyret kan benyttes på PVC-rør med

diameter 110 mm og lengde 2 m. Ved å øke diameteren på prøverøret fra 54 mm til 110 mm, øker prøvens volum 4.15 ganger. Lengdesnittflaten av kjernen blir fordoblet, noe som er en åpenbar fordel når sedimentene skal beskrives. PVC-rørene er enkle å splitte på langs. Eventuelle problemer med utstøting er dermed overkommet. Prøvetakeren har vist seg svært godt egnet i gytje, i siltige og leirholdige samt noe sandholdige sedimenter hvor vi har benyttet den.

Tubkjernebor. Dette er tungt borutstyr hvor ytre rør og indre rør med prøvetaker slås ned med et 100 kilos lodd ved hjelp av et hydraulisk spill drevet av en bensinmotor (Fig. 2). Prøverøret er festet til innerrørene. Feste-systemet mellom innerrør og prøvetaker var tidligere tungvint. I tillegg var prøverøret innsnevret i bakkant slik at utstøting av prøvene var vanskelig. Ved en enkel forbedring av festet mellom innerrør og prøvetaker, oppnådde vi et raskere og bedre system ved boringene, samtidig som prøverøret fikk full åpning helt bak slik at prøveutstøting ble lettere.

Når prøven heises opp, blir ytterrørene stående igjen og holder borehullet åpent. Under opptaking av prøven, blir det hele tiden etterfylt med vann i ytterrørene for å holde trykk som skal hindre sedimenter å trenge inn gjennom spissen på ytterrørene. På tross av kontinuerlig etterfylling, hadde vi store problemer idet de sandige sedimentene vi boret i (s. 133), trengte inn i ytterrørene og hindret prøvetakeren i å komme helt fram i spissen ved neste boring. Dette både kompliserte boringen underveis og hindret oss i å komme så dypt som vi ønsket (s. 131). Tubkjerneboret er lite egnet i sand, men bra egnet til å trenge ned i eller gjennom en hard lagpakke (for eksempel morene). Prøvene som taes med tubkjernebor blir forstyrret.

Borkjerner er merket med et sju-sifret tall. Systemet er følgende, eksemplifisert ved kjerne 502-05-06:

må være så stor at hvert lag blir representert.

Avvik fra forutsetningene kan føre til følgende feilkilder:

- A) Dersom lyden treffer et sjikt med lavere hastighet enn det overliggende, vil det aldri komme refrakterte bølger fra dette laget opp igjen til overflaten. Lavhastighetslaget blir derfor ikke representert i måledataene. De virkelige dyp vil være mindre enn de beregnede.

- B) Det forekommer at en sjiktgrense ikke avspeiler seg i de opptegnede diagrammer fordi de refrakterte bølger fra denne grensen når overflaten senere enn fra en dypere grense. Det foreligger da en såkalt "blindsoner", og de virkelige dybder kan være vesentlig større enn de beregnede.

Seismisk hastighet i fast fjell kan variere fra ca. 2300 m/s til godt over 5000 m/s. I løsmasser kan hastigheten variere fra ca. 200 m/s til ca. 3000 m/s. De viktigste faktorer som er avgjørende for seismisk hastighet i løsavsetninger er vanninnhold, konsolidering, porøsitet, kornstørrelse og mineralogisk sammensetning.

En utregnet seismisk hastighet vil representere en eller flere alternative løsmassetyper. Sammenstillingen under som viser hastighetsområdet til noen jordarter er gjort av Helle (1978; 13):

Morene over grunnvannsnivå	300 m/s-1300 m/s
Morene under grunnvannsnivå	1700 m/s-2880 m/s
Sand over grunnvannsnivå	300 m/s- 800 m/s
Grus over grunnvannsnivå	300 m/s-1100 m/s
Sand og grus under grunnvannsnivå	1000 m/s-1700 m/s

Tolkningen av de seismiske profilene blir gjort under jordartsbeskrivelsen.

2.3. Skuringsanalyse.

Skuringsobservasjoner er gjort på lokaliteter i hele feltet og i områder mellom Stad og Vågsøy. Fuktig flate i lavt motlys har gitt god detaljrikdom på lokalitetene. På polerte flater har oppkrittning i sirkelrunde bevegelser for ikke å framheve en spesiell retning (Gjessing 1953: 80), ofte framhevet skuringen. Skuringslokalitetene er nummerert fra 1 til 80 (Bilag 2, Tab. 1).

Støt- og lésideobservasjoner samt retning på sva har vært viktigste kriterier for bestemmelse av isens bevegelse på de enkelte lokaliteter. Bare på en lokalitet (24, Bilag 2 og Tab. 1) var sikre parabellriss forbundet med skuringslokaliteten slik at disse kunne være retningsangivende. Parabellriss eller sigdbrudd alene har ikke vært benyttet til bestemmelse av isens bevegelse da slike både er sjeldne og så dårlig utviklet at observasjonene er usikre.

Støt- og lésideobservasjoner har også vært viktigste kriterier for bestemmelse av relative aldersforhold ved ulike skuringsretninger. En kvalitativ bedømming av de ulike skuringsretninger har også vært benyttet idet en på enkelte lokaliteter finner grove, vitrede furer samt fine, uvitrede striper

med en annen retning. Vurdering av aldersforhold ved krysningpunkt mellom ulike retninger alene er ikke foretatt.

2.4. Steinorientering.

Steinorientering er gjort både i morener og i soliflujjonsmateriale. Bare stein med lengste akse minst dobbelt så lang som nest lengste akse, er benyttet. Alle orienteringene er gjort i vertikale snitt. Fall, fallretning og aksenes lengde er målt for 100 stein i hver orienteringsanalyse. Fall og fallretning på bakkeskråningen er også målt på hver lokalitet. Lengste aksens fall og fallretning er plottet i Schmidt's nett, og ut fra plotningene er det konstruert konturdiagram. Benyttede konturintervaller er 0-2%, 2-4%, 4-6%, 6-8% og > 8%.

2.5. Jordartskartlegging.

Kartblad Stad (Blad 1019II, M711) som dekker de ytre deler av feltet, er jordartskartlagt. I felt er det kartlagt på flybilder i målestokk ca. 1:15000 og på en forstørret kopi av kartblad Stad i målestokk 1:25000. Den siste målestokk er også valgt til jordartskartet i oppgaven (Bilag 3 og 4).

Fargevalg og tegnbruk er hovedsakelig i samsvar med "Retningslinjer for inndeling av løsmateriale, fargevalg og tegnbruk ved kvartærgeologisk kartlegging", utarbeidet ved Norges geologiske undersøkelse, april 1978.

Kartleggingen er en overflatekartlegging og stratigrafi er bare i liten grad tatt med på selve kartbladet. Torvtykkelser er målt med stikkbor. Jordartene er klassifisert etter genese. Den genetiske tolkningen bygger både på en visuell bedømming av jordartene og deres morfologi og på

arbeidet med rene kvartærstratigrafiske problemstillinger. Det siste har vært helt nødvendig for å forstå genesen til en del jordarter.

2.6. Målinger.

Alle retninger er målt med 360^o-kompass. Skråningsvinkler er målt med klinometer på samme kompass. Høydemålinger er gjort med Paulin aneroidbarometer av type Paluk med 1 m's delestrekk. Høydene er målt fra nærmeste oppgitte høyde på kartet. Hver høydeangivelse er et gjennomsnitt av tre målinger. Høydene er justert for temperaturer som avviker fra +10^oC. Ved målinger av strandvoller og strandhakk er øvre grense for blæretangen *Fucus vesiculosus* benyttet der denne finnes. Denne grensen ligger 0,2-0,5 m over midlere vannstand på Vestlandet (Rekstad 1908: 29-30). Der *Fucus vesiculosus* ikke finnes, er midlere vannstand vurdert på skjønn. Alle høydene på strandvoller og strandhakk er likevel angitt i antall m o.t. (meter over tangranden). Høydene på en del strandvoller er nivellert.

2.7. Kornfordeling.

Kornfordelingsanalyser er utført på materiale mindre enn 19 mm. Materiale finere enn 0.063 mm er analysert ved slemming etter hydrometer-metoden etter prosedyre utarbeidet av Jan Mangerud. Til analysene er det tatt ut 50 g materiale finere enn 0.063 mm pr. l. suspensjon. Som dispergeringsmiddel er Calgon (Natriumhexametafosfat) benyttet. Parallele analyser etter hydrometermetoden og pipettemetoden gir små avvik (Garnes 1972: 9, Hole 1979: 11). Materiale med glødetap > 5% er ikke kornfordelt. Organisk materiale ble fjernet med 10% H₂O₂-løsning. En modifisert Wentworth-skala etter Doeglas (1968, Fig. 1) er benyttet (Fig. 56).

Resultatene av kornfordelingsanalysene på sedimentene i Kråkenesvatnet (Bilag 1) og borlokalitet 502-24 i Ervik (Bilag 1) er plottet på sannsynlighetspapir da det her er gjort forsøk på tolkning av transport- og sedimentasjonsforhold. Kornfordelingen forøvrig er plottet på vanlig kornfordelingsskjema med lineær ϕ -skala som ordinat og logaritmisk skala som abscisse. Benyttede kornfordelingsdata er ført opp i tabell 2.

På grunn av det høye leirinnholdet i en del av sedimentene, har vi i størst mulig utstrekning valgt å bruke statistiske parametre hvor ϕ 5 ikke inngår i formlene.

Folk & Ward (1957) er benyttet for middels kornstørrelse:

$$M_z = (\phi 16 + \phi 50 + \phi 84) / 3,$$

Inman (1952) for sortering (standardavvik):

$$S = (\phi 84 - \phi 16) / 2 \text{ og}$$

Inman (1952) for skewness:

$$a_g = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50}{\phi 84 - \phi 16}$$

Likevel har det vært nødvendig å ekstrapolere flere kurver for å oppnå ϕ 16. Ekstrapolering er gjort ved å forlenge kurven gjennom dens to siste punkter til dens skjæring med ϕ 16.

Kurtosis er bare benyttet på moreneprøver da formlene som anvendes krever at man kjenner ϕ 5. For utregning av kurtosis er Folk & Ward (1957) benyttet:

$$K_G = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2,44(\phi 75 - \phi 25)}$$

Som verbal skala for sorteringsgrad er (Folk & Ward 1957: 13) benyttet. Deres verdier på grensene mellom de forskjellige klassene er anvendt, men sorteringen er regnet ut etter Inman's (1952) formel. Termene er oversatt til norsk (Fig. 3).

2.8. Leirmineralogi og geokjemi.

Leirmineralogi. Det analyserte materialet ble citratrenset før fraksjonering (Mehra & Jackson 1960) og materiale mindre enn 2 μm skilt fra det øvrige ved fraksjonering med hevert fra suspensjon.

Prøvene ble analysert på Phillips røntgendiffraktometer (XRD) med Cu-rør. Goniometerhastighet på $1^{\circ}2\theta$ er benyttet. XRD-slides er laget ved filtrering av leirsuspensjonen gjennom Millipore filter med porediameter 0,22 μm . Identifiseringen av leirmineraler er gjort i henhold til Carrol (1970).

Noen få prøver er testet for kaolin ved behandling med HCl (Bjerkli & Østmo-Sæter 1972).

Det er bare utført semikvantitative analyser der mengden av de ulike leirmineraler er angitt som lite, middels, middels til meget og meget (Fig. 150).

Geokjemi. Noen prøver fra grop III (s. 93) ble analysert for hovedelementer. Av materialet ble laget glass- og pulvertabletter som ble kjørt på Phillips røntgenfluorescencespektrometer (XRF) etter prosedyre benyttet ved geokjemiske analyser på Geologisk Institutt, avd. A, Universitetet i Bergen. Analysen gir oksyder i vektprosent (Fig. 152).

2.9. Glødetap og vanninnhold.

Glødetap er gjort etter prosedyre beskrevet av Sønstegaard (1974: 77). På lokalitetene 502-05 (Fig. 47) og 502-25 (Fig. 174) ble også vanninnholdet bestemt ved et tillegg i prosedyren for bestemmelse av glødetap. Dette tillegget bestod i å veie prøvene umiddelbart etter at de var tatt

ut av kjernen. Prosedyren beskrevet av Sønstegaard (1974: 77) med tillegget (II) blir derfor kort referert:

- I) Diglene glødes (tomme) ca. $\frac{1}{2}$ time ved 550°C .
Settes så i eksikator og veies ved romtemperatur.
- II) Prøvematerialet fylles i diglene. Diglene med materialet veies umiddelbart.
- III) Prøvene tørkes i varmeskap ved 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.
- IV) Diglene med materialet glødes 1 time ved 550°C . Det er viktig at ikke temperaturstigningen 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.

Ved alle analysene er prøvene satt inn i kald ovn. Vanninnhold er beregnet etter formelen

$$\frac{\text{vekt vann} \cdot 100\%}{\text{vekt tørt materiale}} .$$

Glødetap er beregnet etter formelen

$$\frac{\text{vekt glødetap} \cdot 100\%}{\text{vekt tørt materiale}} .$$

På instituttet var det tidligere praksis å gløde ved 750°C , men dette er endret til 550°C da det er påvist at økningen i glødetap fra 550°C til 750°C hovedsakelig skyldes tap av vann fra leirmineraler (Sønstegaard og Mangerud, 1977: 315-316).

Resultatene av glødetap og vanninnhold er ført opp i tabell 3.

3. ISBEVEGELSER OG DEGLASIASJON.

3.1. Innledning.

Diskusjonen om innlandsisens utbredelse på Møre og i Nordfjord var svært skarp mellom Undås (1942) og Kaldhol (1946). Undås (1942) mente at innlandsisen under maksimum nådde langt ut på sokkelen, men trodde likevel at de høyeste toppene stakk opp som nunatakker. En øvre grense for breen på Stad på omlag 400 m o.h. ble foreslått (op.cit. 1942: 67). Senere (1963: 38) forkastet han dette idet han mente at innlandsisen i området Stad og Vågsøy var minst 1500 m mektig. Kaldhol (1946) på sin side mente at "Ratida" var en egen istid med en lang interglasial forut, og hevdet, forsåvidt riktig nok, at isen da ikke nådde den ytterste kysten. H. Holtedahl (1955) har gjort en del skuringsobservasjoner i feltet, og noen skuringslokaliteter og randmorener er kommet med på "Glacial map of Norway" (O. Holtedahl & Andersen 1960). I nyere tid er det ikke gjort kvartærgeologiske undersøkelser i området bortsett fra de som behandler refugieproblematikken direkte. Disse omhandles senere i kap. 5.

3.2. Isbevegelser.

I denne rekonstruksjonen er skuringsobservasjoner viktigst. I tillegg er det gjort noen steinorienteringer i morene. Randmorener kartlagt på sokkelen utenfor Stad og Vågsøy (Morvik 1979, Norvik in prep.) gir også informasjon om innlandsisens bevegelse over området. Flyttblokker eller steintellinger i morene er ikke benyttet som retnings-elementer da berggrunnen for det første ikke er kartlagt i detalj i området, og for det andre er såvidt komplisert at vi ikke har våget slike undersøkelser uten gode berggrunnsgeologiske kart. Enkeltfunn av devonske bergarter fra

Hornelenfeltet i morene kan ikke korreleres til noen isbevegelse, da disse kan være fraktet til funnstedet i flere etapper.

Skuring er mer vanlig i området (Bilag 2) enn E. Dahl (1961: 83) hevdet. Sammenligner en med Bergensområdet er det imidlertid en slående forskjell. I begge områder er berggrunnen over flomålet så vitret at skuring hovedsakelig finnes på nylig eksponert berggrunn eller på kvartsårer. I Bergensområdet er skuring svært vanlig i sonen mellom høyvann og lavvann (Aarseth 1971: 11) på grunn av langsom oppløsning av berggrunnen i alkalisk sjøvann sammenlignet med det sure grunnvannet over flomålet. Langs kysten av Stad og Vågsøy er ikke skuring i tidevannssonen betydelig mer vanlig enn høyere opp da i alle fall Yngre Dryas og tidlig postglasialt havnivå var lavere enn dagens (s. 141).

Kvartslinser i området står vanligvis 2-4 cm høyere enn omkringliggende bergart, men selv disse er ofte så vitret at skuring mangler. De fleste kvartslinser er små, og skuringen på dem er fine riss, slik at aldersforhold ved kryssende skuring er vanskelig å avgjøre. De steder en hyppigst finner skuring, er på nylig eksponerte flater. Disse har vi spesielt funnet i veiskjæringer. Morenetykkelse på rundt 20 cm er tilstrekkelig til at skuringen er bevart. Et morsomt eksempel på god bevaring av skuringen er lokalitetene omkring Kråkenesvatnet (4-7, Bilag 2). Vannet ble senket tidlig i dette århundret, og mellom dagens og tidligere vannstand er skuringen godt bevart (Fig. 4). I tilfeller med god overdekning er skuringen bevart som fine striper, mens en kan finne furer på steder hvor overdekningen har vært dårligere. Skuringsobservasjonene er flere på Vågsøy med tiliggende områder enn på Stad (Bilag 2). Dette skyldes den

kvantitativt større løsmassedekning sistnevnte sted (Bilag 3 og 4).

Steinorientering er gjort for å skille morenemateriale fra solifluksjonsmateriale (s. 81) og for å kunne si noe om isbevegelse når en morene ble avsatt. Bare den siste problemstilling blir tillagt vekt her. Godt svar mellom lengste aksens orientering på stein i morene og skuringsretning er påvist av flere (e.g. Virkkala 1960: 171, Johansson 1968: 211, Garnes & Bergersen 1977: 143-144), men et sekundært maksimum på tvers av isbevegelsesretningen er også vanlig (Pettijohn 1975: 69).

3.2.1. Nordvestlig regional isbevegelse.

3.2.1.1. Retningselementer.

Nordvestlig skuring er den vanligste målte retning i feltet (Bilag 2). Skuring i denne retning finnes både på høye, frittliggende lokaliteter og i lavere områder. Den høyeste skuringslokalitet er Mehuken, 433 m o.h. (8, Bilag 2). Lokaliteten ligger helt øverst på fjelltoppen ut mot sjøen. Fine striper ble funnet to steder, nær hverandre, under frisk morene (s. 88) på feltspatøyne i øyegneiss (Fig. 5). Retningen begge steder er den samme, mot NV. Lokalitetens beliggenhet viser helt entydig at denne skuringen stammer fra en regional brebevegelse. Ved Måsegga er det en skuringslokalitet 385 m o.h. (10, Bilag 2). Dens høye og frie beliggenhet viser klart at skuringene er fra regionale isbevegelser. På lokaliteten er det indikasjoner på at NNV-lig isbevegelse er yngst, men dette er usikkert (10, Tab. 1). To andre lokaliteter som kanskje viser den regionale brebevegelsen, skal kort nevnes. På Kviteskjerven (57, Bilag 2) 300 m o.h., er flere retninger innen to intervaller målt. Retningene ligger innen $7-27^{\circ}$ og $257-287^{\circ}$ (57, Tab. 1). Den vestligste er

klart eldst (57, Tab. 1). Lokaliteten viser at breen har krysset de indre deler av Stad i V- til VNV-lig retning, men om dette samtidig har vært tilfelle for de ytre deler av Stad, er uråd å uttale seg om. Ved Ystehornet, 300 m o.h. (64, Bilag 2), er det målt skuring mot NV. Det kan ikke utelukkes at denne retningen er topografisk betinget, og breen som gikk over denne lokaliteten, behøver ikke å ha nådd utenfor kysten. Lavereliggende skuring i nordvestlig retning er svært vanlig (Bilag 2). Disse følger ofte fjord- og dalsystemer, og en må anta at det meste er fra stadier i avsmeltingen.

Som det skulle framgå, er det bare to lokaliteter (8 og 10, Bilag 2) hvor NV-lig regional isbevegelse helt entydig er representert. Disse to, og i særdeleshet lokalitet 8 (Bilag 2), er imidlertid så klare at det ikke er tvil om at denne breen må ha dekket størstedelen av området. Noen topper kan likevel ha vært nunatakker (s. 109). Skuringens friske karakter på de to lokalitetene indikerer en Sen-Weichsel alder. Den samme indikasjonen gir morenematerialet som er undersøkt fra skuringslokaliteten (8, Bilag 2) på Mehuken (s. 88).

Steinorientering i morene er gjort på fem lokaliteter (Fig. 6). Bare på lokalitetene 4 og 5 (Fig. 6), som ligger henholdsvis 400 og 438 m o.h. ytterst på Stad, må morenene være avsatt av bre med stor regional utbredelse. Disse tre orienteringene viser alle at morenene er avsatt av bre med nordvestlig isbevegelse, altså sammenfallende med regional skuring i denne retning (Bilag 2). Steinorienteringene 4A og 4B (Fig. 6) er tatt i henholdsvis nest øverste og øverste lag i grop IV sørøst for Kjerring hvor fire lag visuelt kan skilles ut (s. 99). De to øvre lagene er tolket som to forskjellige morener (s. 101). Steinorientering 5 (Fig. 6) er tatt i morene i grop III på Kjerringa (s. 95).

Orienteringene 1, 2 og 3 (Fig. 6) er fra lavereliggende områder. Morenene hvor disse er gjort kan alle være fra stadier i isavsmeltingen. 1A og 1B (Fig. 6) er tatt i henholdsvis nedre og øvre del av et snitt hvor to lag visuelt kan skilles ut (s. 84). 1A (Fig. 6) har svakt fall som indikerer ØNØ-lig isbevegelse. En slik retning krever et issenter på sokkelen. Fallet er imidlertid så svakt at den ikke kan tillegges avgjørende betydning. Det er på denne bakgrunn rimelig å anta at breen som avsatte denne morenen, gikk i VSV-lig retning. Steinorientering 1B har samme største maksimum som 1A (Fig. 6), men flere andre maksima er også representert. Dette diskuteres nærmere senere (s. 84).

Bare morenene på lokalitetene 4 og 5 (Fig. 6) har en slik beliggenhet at stor regional isutbredelse må forutsettes. Disse morenene er udaterte. Stratigrafien på Kjerringa indikerer imidlertid at morenen hvor steinorientering 5 (Fig. 6) er gjort, er eldre enn Sen-Weichsel (s. 107). Steinorienteringene 4A og B (Fig. 6) er tatt i to forskjellige morener, disse kan være fra Sen-Weichsel maksimum (s. 109).

På tross av alle disse usikkerhetsmomentene, så viser steinorienteringene 4 og 5 (Fig. 6) regional isbevegelse i nordvestlig retning over området en eller flere ganger.

Tre randmorenetrinn er kartlagt på kontinentalsokkelen utenfor Stad og Vågsøy (Morvik 1979, Norvik in prep.). Disse er sammenfallende rett vest av Nordfjord, men blir splittet i tre randtrinn mot nord (Fig. 7). Fortsettelsen av trinn I i nord er ikke kjent (Morvik 1979, Norvik in prep.). Forløpet av trinnene II og III viser at begge er avsatt av breer som har gått mot nordvest (Fig. 7). Brebevegelsen under avsetting av trinn I er noe mer uklar på grunn av at

randtrinnets fortsettelse mot nord er usikker. Det synes imidlertid som om brebevegelsen har hatt en V- til VSV-lig komponent. Like sørvest for randtrinnenes ende (Fig. 7) er skjell i glasimarin leire datert til 13350^{+340} år BP (Norvik in prep.). Denne dateringen er antatt å gi en minimumsalder på trinn III (Norvik in prep.).

I midtre og indre Nordfjord har Fareth (1970: 39) påvist NV-til NNV-lig skuring som han mener viser isbevegelsen til en topografisk uavhengig bre i Weichsel maksimum. H. Høltedahl (1955: 169) finner også at bevegelsesretningen på Nordvestlandet under Weichsel maksimum var nordvestlig.

3.2.1.2. Sammenfatning.

Data fra området og tilliggende områder viser helt klart at regional isbevegelse i Sen-Weichsel maksimum var nordvestlig. Dersom Kjerringa var en nunatakk gjennom hele Sen-Weichsel (s. 107), må isen forøvrig innen dette området ha vært tynn og topografisk avhengig. Med bakgrunn i skuringsbildet (Bilag 2) eller steinorienteringer i morene (Fig. 6), kan en ikke avgjøre om dette er riktig. Ved ekstrapolering av blokkhavgrensene til Sollid & Sørbel (1979), gir dette en mulig øvre grense for Weichsel maksimum like under Kjerringa (s. 108).

Randtrinnene I, II og III på sokkelen (Fig 7) er av Morvik (1979) og Norvik (in prep.) tolket å være fra samme nedising på grunn av sammenhengen i sør. Oppsplittingen kan forklares ved en gradvis avsmelting i nord, mens brefronten er stasjonær rett vest av Nordfjord (Morvik 1979, Norvik in prep.). 13350^{+340} år BP er av Norvik (in prep.) betraktet som minimumsalder på trinn III. Dersom en legger et teoretisk breprofil (Sugden & John 1976, Fig. 4.4) fra nordøstenden av trinn III (Fig. 7) inn mot Kjerringa, gir dette en breoverflate 100-150 m over Kjerringa. Er Morvik's (1979) og Norvik's (in prep.) tolkning at alle randtrinnene

er av Sen-Weichsel alder riktig, utelukker det at Kjerringa har vært en nunatakk i hele Sen-Weichsel. Dette står i kontrast til tolkningen av stratigrafien på Kjerringa (s.107). Dersom trinn III (Fig. 7) er fra Sen-Weichsel maksimum, kan Kjerringa ha vært en nunatakk idet anvendelsen av det teoretiske breprofillet neppe gir en absolutt høyde på breen. Et annet argument mot at Kjerringa var en nunatakk, er mangelen på randmorener eller noen annen klar grense mot lavereliggende områder som vitner om breens eventuelle øvre grense.

3.2.2. Nordlig regional isbevegelse?

Skuring mot N og NNØ er nokså vanlig (Bilag 2). De fleste av disse skuringslokalitetene kan forklares ut fra lokal-topografiske forhold. Noen få lokaliteter tyder imidlertid på en mer regional isbevegelse i denne retning. Lokalitet 57 (Bilag 2) er tidligere omhandlet (s. 16). Her er det klart påvist at skuringen mot NNØ er yngst. Denne målte retning kan i noen grad være påvirket av Heiane (529 m o.h.) like sør for lokaliteten. På tross av dette viser skuringen at en bre krysset i alle fall de indre deler av Stad omlag i nordlig retning, men dette trenger ikke samtidig ha vært tilfelle for ytre Stad. I Honningsvåg er det to skuringslokaliteter hvor retningen er tvers over vågen mot N til NNØ (71 og 72, Bilag 2). Lokalitet 71 var et velutviklet og skulpturert svaberg (Fig. 8). Denne lokaliteten har ikke vi sett da den nå er sprengt vekk, men retningene ble målt på hovedfagsekskursjonen i 1973 (Aarseth ed. 1973). Retningene var 350° og 0° (yngst). NV- og NNV-lig skuring i Honningsvåg er også påvist (Bilag 2). Svabergets beliggenhet litt utstikkende i vågen (71, Bilag 2), viser klart at nordlig skuring i Honningsvåg er yngst. Retningene på lokalitetene 71 og 72 (Bilag 2) synes helt uavhengig av Varaldsfoten (397 m o.h.) Dersom en bre har krysset

Varaldsfoten uten å ha blitt influert av dens topografi, må den ha vært minimum 1100-1200 m mektig. Denne breen har i så fall også krysset Kjerringa. Dette strider mot den stratigrafiske tolkning på Kjerringa (s. 107).

Den andre mulige tolkning av skuringsretningen på lokalitetene 71 og 72 (Bilag 2) er at breranden har ligget mellom Varaldsfoten og skuringslokalitetene. Breutbredelsen har i dette tilfelle vært av en mer lokal karakter, enten en utløper fra innlandsisen under avsmeltingen eller en isolert bre. Like øst for skuringslokalitetene 71 og 72 (Bilag 2) ligger det en lokalmorene i lé av samme fjell som skuringen er funnet (H, Bilag 2).

Innenfor lokalmorenen i Borgundvåg (K, Bilag 2) er det påvist flere svaformer med retning ut botnen som helt opplagt er skulpturert av lokalbreen. Denne lokalbreen forsvant nær øvre grense for Yngre Dryas (s. 128), og høyst sannsynlig ble den dannet i tidlig del av Yngre Dryas (s. 63). Det er på denne bakgrunn ikke urimelig at sva-berget i Honningsvåg (Fig. 8), kan være dannet under en bre med ganske lokal utbredelse.

De fleste nordlige skuringslokaliteter (Bilag 2) kan forklares ut fra lokaltopografiske forhold, men de trenger ikke være lokalt betinget. Lokalitet 57 (Bilag 2) viser at en bre har krysset de indre deler av Stad i NNØ-lig retning, men dette trenger ikke samtidig ha vært tilfelle for de ytre deler av Stad. Lokalitetene 71 og 72 (Bilag 2), er de sterkeste argumenter for en mektig regional bre med nordlig bevegelse over hele området. Jeg synes likevel grunnlaget er for svakt til å fastslå denne eventuelle nordlige bevegelsen. Den ville i så fall i hovedsak være basert på to lokaliteter, nær hverandre, helt nede ved sjøen og i lé av et fjell hvor en lokalbre i alle fall eksisterte like øst for skuringslokalitetene i Yngre Dryas (s. 63).

Dersom den nordlige skuringen er regional, kan den kanskje settes i forbindelse med oppsplittingen av randtrinnene på sokkelen (Fig. 7) påvist av Morvik (1979) og Norvik (in prep.). Fareth (1970: 39) har også lenger inn i Nordfjord påvist skuring mot N og NNØ. Han har ikke kunnet ta standpunkt til aldersforhold mellom denne retning og nordvestlig, og det er heller ikke mulig ut fra hans arbeide å avgjøre om N-til NNØ-lig skuring er regional.

3.3. Deglasiasjon.

3.3.1. Fjord- og dalbrefase.

Etter den mulige nordlige, regionale isbevegelsen følger breen fjord- og dalsystemer i området. Skuring langs Ulvesundet, Sørpollen, Nordpollen og sørsida av Stad (Bilag 2) indikerer denne fjordfasen. Steinorienteringene 1, 2 og 3 (Fig.6) kan være tatt i morener fra avsmeltingsperioden. Glasifluvialt materiale ved Hals og Furestranda (Bilag 2), tolket som lateralavsetninger til fjordbreer (s. 110), vitner også om denne fjordbrefasen. I Morkadalen på Stad er det flere randmorener avsatt av en dalbretløper til fjordbreen i Vanylvsgapet (Bilag 2). Denne breen har gått over Dalskardet, 220 m o.h. (Fig 16) og drenert ut Morkadalen.

Det eldste av disse randtrinnene ligger nesten helt ytterst i Ervik (Bilag 2). En bred rygg av morenemateriale kan følges fra Ervikvatnet og nordover, opp i dalsida til 80 m's høyde (Fig. 9). Ryggen er relativt slak i de nedre deler, men lenger opp blir den mer markert, og er her 4-5 m høy. Ute i Ervikvatnet i fortsettelsen av ryggen, er det en holme med blokker i overflata.

Fra morenen i Ervik trakk isen seg tilbake til Ferstad hvor en mektig randmorene er avsatt (Bilag 2, Fig. 10). Denne kan følges som en blokkrik sidemorene fra 200 m's høyde ovenfor Revsnes vestover og forbi gårdene på Ferstad hvor den går ned til dalbunnen i sørvestlig retning. Endemorenen er brutt i sørvest av et dreneringsspor der dagens elv fra Dalsbøvatnet går. Et kraftig dreneringsspor på distalsiden av moreneryggen, 20 m dypt og 30 m bredt, løper sammen med det andre dreneringssporet (Bilag 2, Fig. 11). Snitt på tvers av ryggen (Fig. 11) viser grovt morenemateriale med horisonter av sortert sand (Fig. 110). Største målte mektighet på ryggen er 20 m. Morenen er kalt Ferstadmorenen (Mangerud & al. 1979).

På sørsida av Dalsbøvatnet kan en klar sidemorene følges fra 160 m's høyde over Kupa mot nordvest helt ned til Dalsbøvatnet (Bilag 2, Fig. 12-13). Total lengde på morenen er ca. 1200 m. I soner har morenen markert ryggform med 4-5 m's høyde, mens den andre steder kan følges som et blokkbelte.

På nordsida av vannet er det ingen morenerygg som kan korreleres med denne, men ved Svehaug (Bilag 2), litt lenger inn i dalen, er en mindre rygg i morenemateriale tolket som randmorene.

Såtrevatnet er demmet av haugete, blokkrike moreneakkumulasjoner (Bilag 2, Fig. 14). Materialet er samlet i en 300 m bred sone tvers over dalen og antas å være randavsetninger fra dalbreen.

Overfor Såtre (Bilag 2) er det hyller i løsmateriale (Fig. 15). Hyllene har fall ut dalen, og kan være laterale dreneringsspor til breen i dalen. Disse hyllene kan også være solifluksjonsterasser.

Morkavatnet er demmet av en bred, blokkrik løsmasseakkumulasjon (Bilag 2, Fig. 16). Et blokkbelte kan følges fra denne i østlig retning på nordsida av vannet opp til veien. Retningen på blokkbeltet (Bilag 2) tyder på at breen ennå ikke var avsnørt fra hovedbreen ut Vanylvsgapet.

Av det foran går det fram at breen i Morkadalen har trukket seg gradvis tilbake med flere opphold og/eller framstøt.

Øst for Furetinden kan en 2-4 m høy morenerygg følges vestover fra 300 til 350 m's høyde (Bilag 2). Ryggen er omlag 200 m lang og relativt blokkrik (Fig. 17). Hvordan breen som har avsatt denne moreneryggen har ligget, er uklart på grunn av dens plassering med fall både mot sjøen i sør og mot Hoddevik i nordvest.

Svartbotnvatnet er demmet av en 400 m lang og opptil 15 m høy morenerygg (Bilag 2, Fig. 18). Ryggen har meget markert form og inneholder en del blokker i overflata. Den løper parallelt med Ulvesundet mot NNØ i omlag 220 m's høyde, noe høyere i sør enn i nord. Ryggen er tolket som sidemorene til en fjordbre som har drenert ut Ulvesundet.

Over Solumskardet er det et markert dreneringsspor i løsmasser som kutter tvers gjennom passpunktet mellom Langedalen og sørsida av Stad mot Drage (Bilag 2, Fig. 19-20). Dreneringssporet er omlag 5 m bredt i botnen, hvor det er torvdekket, og 4-5 m dypt. Det starter omlag 40 m over dalbunnen i Langedalen, krysser passpunktet og fortsetter ned skråningen på sørsida hvor det går helt ned til sjøen ved Drage. En liten bekk av sigevann følger i dag dette dreneringssporet. Det faktum at dreneringssporet ikke kan følges til dalbunnen av Langedalen, leder til den konklusjon at smeltevann til en bre i Langedalen har drenert over Solumskardet mot sør. Breen må altså på dette tidspunktet ha vært høyere i nord enn i sør. Det er videre klart at

at dalbreen i Morkadalen samtidig har vært mektig, idet dreneringssporet over Solumskardet må være dannet av en bre som har drenert over en terskel på omlag 460 m.o.h. ved Grøtrøysvatna. Dette dreneringssporet kan således være eldre enn randmorenen i Ervik, men det er uråd å gjøre korrelasjoner. Se forøvrig appendix 3.

Som det framgår av det foran, er det bare i Morkadalen at det er en serie av randtrinn fra innlandsisen i feltet. Forøvrig er det bare fragmentariske spor etter isavsmeltingen som ikke gir grunnlag for korrelasjoner.

3.3.2. Minimumsalder på deglasiasjonen. Forløpet innover Nordfjord.

Alle randtrinn omhandlet foran er udaterte, men en datering (T-2534) av lakustrin siltig gytje i et basseng foran lokalmorenen på Kråkenes (C, Bilag 2), gir en minimumsalder på isavsmeltingen der på 12320 ± 120 år BP (s. 57).

Ved beregning av sedimentasjonshastigheter i bassenget, blir det (s. 60) sannsynliggjort at isavsmeltingen skjedde noe før 12500 år BP.

Fareth (1970) kartla mektige Yngre Dryas randtrinn i indre deler av Nordfjord. Dette stadiet kalte han Hovedstadiet. Mangerud & al. (1979) i samarbeid med Fareth (pers.comm. 1978) foreslår at disse kalles Nor-morener med typelokalitet Nor ved vestenden av Hornindalsvatnet (Fareth 1970: 62-64). På bakgrunn av bunndateringen på Kråkenes, en datering av skjell i morene på Nordfjordeid (Mangerud & al. 1979) og to dateringer av skjell i glasimarin leire (Fareth 1970: 161-162), er et tid-distansediagram for deglasiasjonen av Nordfjord konstruert (Mangerud & al. 1979, Fig. 10), se figur

21. Hvis breframstøtet i Yngre Dryas startet etter 11000 BP, var det av kort varighet (Fig. 21). Det er ikke funnet endemorener som er korrelate med dette framstøtet. Fareth (1970) har kartlagt randmorener (Blåfjellmorener) som ikke er daterte. Disse kan tilsvare et Eldre Dryas breframstøt, men det er ikke utenkelig at de er fra en tidlig del av Yngre Dryas (op.cit. 1970: 164). Av tid-distansediagrammet (Fig. 21) framgår det at det siste kan være riktig.

Utenfor innlandsisen ble det i Yngre Dryas dannet lokalbreer (Fig. 21). Skuring fra lokalbreer er påvist innenfor to lokalmorener. Disse er ved Sjørdalsvatnet og i Borgundvåg (12, 59 og 60, Bilag 2). Lokalglasiasjonen omhandles nærmere i kapittel 4.

Korrelasjoner med andre områder behandles etter at stratigrafi og dateringer i bassenget foran lokalmorenen på Kråkenes (C, Bilag 2) er diskutert (s. 61).

4. LOKALGLASIASJON

4.1. Innledning.

Lokalglasiasjonen i de ytterste kyststrøk av Nordfjord er knapt omhandlet tidligere. Morenen på Kråkenes (C, Bilag 2) er beskrevet som lokalmorene av Undås (1963: 36). Det er videre hevdet (op.cit.1963: 36) at Revviksanden (Bilag 1) er rester av en lokalmorene avsatt av en bre i Revvikvatnet. Denne tolkning er det ikke funnet støtte for. Sollid & Sørbel (1978, Pl. 1) har kartfestet noen av lokalmorenene på Stad som omhandles her. Alderen på lokalglasiasjonen i Nordfjord og på Sunnmøre er diskutert av flere. Undås (1963: 36) antok at morenen på Kråkenes (Bilag 2) var fra "Ra-tid", altså Yngre Dryas.

Noen av lokalbreene avsatte endemorenene i sjøen. Reite (1963, 1967) utnyttet dette for deler av Sunnmøre, og på grunnlag av strandlinjer og det forhold at glasiasjongs-grensen under lokalglasiasjonsstadiet var omlag 600 m lavere enn dagens, konkluderte han med at morenene var fra Yngre Dryas. Fareth (1970) brukte også strandlinjer for å aldersbestemme lokalglasiasjonen i og omkring indre Nordfjord. Han påviste flere lokalglasiasjonsstadier, og mente at ett var fra Yngre Dryas. Strandlinjer kan ikke datere lokalmorener helt ute på kysten av Nordfjord da senglasialt havnivå var lavere enn Tapes-nivået (s. 141).

For å oppnå en mer presis alder på lokalglasiasjonen, søkte vi etter en botn med morene hvor breelva hadde munnet ut i en innsjø (Fig. 45), slik at vi kunne bore og finne laminerte sedimenter som kunne korreleres med lokalmorenen (Pennington 1947). Den beste lokaliteten vi fant var Kråkenes (Bilag 2, Fig. 24), men før jeg går inn på det, blir alle lokalitetene med lokalmorene (Bilag 2) beskrevet. Deretter blir strati-

grafien i Kråkenesvatnet viet spesiell oppmerksomhet. Erosjonshastigheten til lokalbreen på Kråkenes er også forsøkt beregnet. Fjorten av de sytten breene som avsatte lokalmorener er rekonstruert for å få et bilde av variasjonene i likevektslinjen for lokalglasiasjonsstadiet. Årsakene til disse variasjonene blir diskutert.

4.2. Regional beskrivelse.

Den geografiske fordelingen av lokalmorener er gitt i Bilag 2 hvor hver lokalitet er bokstavert fra A til Q. Rekkefølgen lokalitetene er beskrevet i, er gitt ved retningen botnene vender. Jeg starter således i VNV og går over N mot ØNØ.

A. Tuftegrøvatnet, Vågsøy (Fig. 22).

I lé av Brurahornet (604 m o.h.) ligger det en markert lokalmorene. Den ligger i en slak bue rundt Tuftegrøvatnet (283 m o.h.) og demmer det. Ryggens totale lengde er omlag 450 m. Den er mektigst i sør, hvor den maksimalt er 18 m høy distalt, og avtar jevnt i høyde nordover. Like nord for Tuftegrøvatnet forsvinner den, og det er ikke mulig å følge den inn til fjellskråningen. Helt i sør mot skråningen bak er den brutt av et dreneringsspor. Et annet dreneringsspor kutter gjennom ryggen 75 m nord for dette, og smeltetvannet fra breen har drenert ut i Grønholvatnet (262 m o.h.). En mindre, usammenhengende morenerygg kan følges like innenfor den ytre morenen.

B. Sjørdalsvatnet, Vågsøy (Fig. 23).

Under Blåfjellet (432 m o.h.) er det flere randmorener, alle avsatt av en lokalbre. Disse ligger i en bue foran

Sørdalsvatnet (129) m o.h.) og demmer det. Fire klare endemorener kan skilles ut. De to ytterste moreneryggene løper sammen og får felle sidemorener. Den vestlige sidemorenen kan følges til 159 m o.h., mens den østlige kan følges som en klar rygg til 173 m o.h. Her ligger den mot en brattkant i fjellet. Det er derfor uråd å si om det er øvre grense for avsatt morenemateriale. Beregning av likevektslinjen (Fig.95), tyder på at morene kan være avsatt noe høyere. Den ytterste endemorenen har distalt en høyde på 8 m. Sidemorener til de to indre moreneryggene kan ikke spores. Dreneringsspor kutter endemorenene i den vestlige delen, og smeltevannet har drenert i sjøen i Kvalheimsvika. I sørenden av Sørdalsvatnet er det flere fjellblotninger hvor det er gjort skuringsobservasjoner. Retningen er alle steder den samme, ut botnen (12, Bilag 2).

C. Kråkenes, Vågsøy (Fig. 24 og 45-46).

En klar, fin lokalmorene ligger i lée av Mehuken (433 m o.h.). Den ligger i en bue ut fra botnen som har en basis på 80 m o.h. Moreneryggen er relativt blokkrik, spesielt i de østlige deler. Endemorenenes maksimale høyde distalt er 18 m. Vestlig sidemorene kan følges til 154 m o.h. hvor den ender i en jevn skråning. Dersom morenemateriale var avsatt høyere, skulle en her vente at det var bevart. Øvre grense for den østlige sidemorenen er vanskeligere å fastsette. Den kan med sikkerhet følges opp til 150 m o.h., men et blokkbelte videre opp til 165 m o.h. kan være fortsettelsen på den. Et 20 m bredt og 5 m dypt erosjonsspor etter breelva kutter den østlige delen av endemorenen. Breelva har munnet ut i Kråkenesvatnet (38 m o.h.). Et stykke inn i botnen, i den østlige delen, er det en mindre morenerygg. Breen har altså gjort et lite opphold eller framstøt før den smeltet helt bort. På sletten i botnen er det dyrket myr som to steder (Fig. 46), er målt til 4,5 m's tykkelse.

Under er det en steinig. grusig jordart som antakelig tilsvarer lokalbreens basalmorene. Bart fjell i botnen finnes bare i dens bakvegg og østlige sidevegg.

D. Hagevikvatnet (Fig. 25).

Morenen som omtales her er ikke undersøkt i felt. Den er observert og fotografert fra gode utsiktspunkt. Beskrivelse og høydemåling er gjort på grunnlag av flyfoto. Morenen ligger i lé av Skolma (598 m o.h.) i en slak bue rundt Hagevikvatnet og synes ganske klart å være avsatt av en lokalbre. Vestlig sidemorene og endemorenen er svært markerte. I øst mangler morenen helt. Dette kan dels skyldes at smeltevann har drenert mot nordøst, og dels at breen har vært klemt inntil fjellsiden i øst slik at eventuelt avsatt morenemateriale har rast ut i Hagevikvatnet etter avsmeltningen. Vestlig sidemorene kan følges til omlag 290 m o.h. På sørøstsiden av vannet er det en mindre bueformet rygg, trolig morene, som kan representere et opphold eller et lite framstøt før breen smeltet helt bort.

E. Nørdalsvatnet, Vågsøy (Fig. 26).

I lé av Blåfjellet (432 m o.h.) ligger en fin, sammenhengende morenerygg i en bue rundt Nørdalsvatnet (142 m o.h.). Endemorenen er mektigst i øst hvor den er 14 m høy distalt. Høyden er relativt konstant i denne del av endemorenen. Øvre grense for østlig sidemorene er vanskelig å bestemme med sikkerhet. Den kan følges til 178 m o.h., men ligger her i en bratt skråning på fjellryggen som begrenser botnen slik at det er uråd å si om dette virkelig er øvre grense for avsatt morene. Den vestlige delen av randmorenen er maksimalt 9 m høy distalt. Høyden avtar relativt jevnt oppover i sidemorenen til den forsvinner 216 m o.h. Sidemorenen ender her i en jevn skråning som tilsier at morene-

materiale ikke er avsatt høyere opp. Den vestlige delen av endemorenen er relativt blokkrik. Omlag midt på endemorenen er det et erosjonsspor som viser smeltevannsdrenering ut i Lomevatnet. Sondering for boring i Lomevatnet er gjort for om mulig å datere morenen (s. 27), men sedimentene er så grove (brenære) at det ikke var mulig å trenge ned i dem. Innenfor den vestlige delen av randmorenen er det flere mindre og utflytende morenerygger.

F. Senggrova, Stad (Fig. 27).

To mektige randmorener er her avsatt i lé av Furetinden (431 m o.h.). Innenfor disse er det en mindre moreneakkumulasjon. En bekk i smeltevannsporet som kutter ryggene på tvers og stedvis går i fast fjell, viser at høyden på de to ytterste ryggene er omlag 16 m. Sidemorenene er dårlig utviklet. Den vestlige er sannsynligvis representert ved en liten rygg som kan følges til 205 m o.h. I øst er det tykt morenedekke i skråningen, og det er uråd å skille ut noen sidemorene. Snitt i den ytterste ryggen viser klart morenemateriale (s. 35). I den dårlig utviklede botnen innenfor moreneryggene er det noen få fjellblotninger, men skuring er ikke observert.

G. Lemmane, Stad (Fig. 28).

Her ligger en omlag 700 m lang endemorene fra en lokalbre i en velutviklet botn i lé av Høgeheia (ca. 400 m o.h.). Moreneryggen ligger på tvers av botnen, noe høyere i vest enn i øst, og har et noe slyngende forløp. I vest bøyer den litt av inn mot fjellsida, men forsvinner før den når inntil skråningen. I øst dreier den også av inn mot fjellet, men blir her brutt av et dreneringsspor. Den vestlige del av ryggen er mest markert med en maksimal høyde distalt på 8 m. Like innenfor denne ryggen er det to mindre, men klare morenerygger. Forøvrig synes basalmorenedekket innenfor moreneryggen å være relativt tykt. Fast fjell innenfor morenen, foruten i botnens vegger, er ikke observert.

H. Strand, Stad (Fig. 29).

To morenerygger ligger her i l e av V agsvarden (391 m o.h.). Den vestligste og mest markerte kan følges i omlag 80 m's lengde. Snitt i denne viser at den har ei hinne av flygesand, men med klart morenemateriale under.

Sondering med stikkbor i ryggen viste at flygesanddekket er tynt, maksimalt 0,5 m. Under støtte vi på steinig og grusig materiale. Maksimal høyde på ryggen mot sjøen er 10 m. Denne ryggen forsvinner mot  st, men en mindre rygg kan følges fra den østlige gården og et lite stykke oppover skråninga (Fig. 29). Snitt i denne viser også en hinne av flygesand over en hard morenekjerne. Fast fjell innenfor disse ryggene er bare eksponert i fjell-siden.

Disse usammenhengende moreneryggene tolkes som rester av en lokalmorene hvor eventuelt mellomliggende materiale er fjernet. Dette kan ha skjedd enten ved marin abrasjon under Tapes-transgresjonen, ved smeltevannserosjon eller en kombinasjon av begge deler.

I. Slokevatnet, Stad (Fig. 30).

I l e av Kyrnosa (450 m o.h.) ligger det en klar lokalmorene. Morenen ligger foran Slokevatnet (190 m.o.h.), og smeltevannet har drenert ut i Søvatnet. Den vestlige sidemorenen er klar og kan følges til 230 m o.h. Endemorenen mangler mot  st der smeltevannet har drenert. Et stykke vest for dreneringssporet er høyden distalt på endemorenen målt til 12 m. Øst for dreneringssporet er det ingen ryggform, men en moreneakkumulasjon kan spores i skråningen ned mot vannet. Breen har ligget i en trang botn, og må ha videt seg betydelig ut nedenfor denne.

J. Revvik, Vågsøy (Fig. 31-32).

I lé av Kjerringa på Vågsøy (459 m o.h.) ligger det to morener som er antatt å begrense en lokalbre i siden (Fig. 31). Den sørøstlige sidemorenen (Fig. 32) og deler av endemorenen er temmelig markerte. Maksimal høyde på endemorenen distalt er 11 m. SØ-lig sidemorene kan følges til omlag 80 m b.h. hvor den overdekkes av en flomskredvifte (Bilag 4). Følger en sidemorenen nedover, dreier den av i 40 m's høyde i nordlig retning og synes å ha fortsatt ut i sjøen. Omlag 850 m nordvest for denne moreneryggen ligger det en mindre randmorene på en fjellrygg. Denne ligger omlag paralelt med sidemorenen beskrevet foran og kan følges til 89 m o.h. Skredjord kan følges videre oppover (Bilag 4), men om denne dekker moreneryggen er usikkert. I de øvre deler er ryggen omlag 2 m høy, mens den blir mektigere nedover. Maksimal mektighet er vanskelig å anslå på grunn av fjellryggen som løper i samme retning, men i de nedre deler synes den å være ca. 10 m høy.

Som nevnt er det antatt at disse to morenerestene begrenser en lokalbre i siden. Etter retningen på sørvestlig endemorene å dømme, har breen trolig nådd lavere enn dagens havnivå. Det som eventuelt måtte finnes av endemorene mellom disse morenerestene etter at breen forsvant er fjernet ved marin abrasjon under Tapes-transgresjonen. En Tapes-strandvoll like nedenfor den SØ-lige endemorenen er målt til 8,5 m o.t. Omlag samme høyde kan følges i abrasjonshakk i basalmorene mellom randmorenerestene.

K. Borgundvåg, Stad (Fig. 33-34).

I lé av Gnullane (ca. 500 m o.h.) er det et system av lokalmorener i Borgundvåg. Den ytterste av disse kan følges som en skarp rygg fra 183 m o.h. omlag 800 m i østlig

retning. Ved veien over til Tungevågen når ryggen sin maksimale høyde på 16 m. Et 12 m høyt snitt her viser klart morenemateriale (Fig. 34 og s. 86).

Et stykke øst for veien blir ryggen mer uklar, men blokkrikt morenemateriale kan følges som en relativt bred randsone ut på nordsida av Borgundvågen. Den dreier så av mot sør og går ut i sjøen hvor den kan følges som en grunne et stykke utover. Denne er nesten helt utflatet, sannsynligvis som en følge av marin abrasjon. En grunne på sørsida av Borgundvågen i fortsettelsen av den beskrevet foran, er antatt å tilhøre det samme randmorenekomplekset. Lokalbreen som avsatte denne ytre morenen var den desidert største av breene på Stad og Vågsøy. Smeltevann må ha drenert over til Tungevågen ved passpunktet der veien går i dag og også ut i havet i Borgundvågen.

Forløpet av moreneryggene innenfor den ytterste morenen viser ganske klart at lokalbreen har blitt isolert i to selvstendige breer under avsmeltingen. En relativt liten ved A og en større ved B (Fig. 33). En fjellkam adskiller de to botnene. Ved A (Fig. 33) er det to morenerygger innenfor hverandre på tvers av denne botnen som viser at de må være avsatt av en bre her. Ved B (Fig. 33) er det også to klare ryggsystemer som synes å være avsatt av en bre i Kupa. Den ytterste av disse er maksimalt 10 m høy og kan følges til 141 m o.h. Den innerste kan følges opp til 185 m o.h. Innenfor disse to randmorenene er det flere mindre morenerygger som vitner om en gradvis avsmelting. I området som helhet innenfor den ytterste randmorenen, er det hovedsakelig tykt basalmorededekke. Mektigheten er maksimalt målt til 13 m i elveskjæringa til Vågselva. Bart fjell er eksponert i ryggen som skiller de to botnene, og i en rekke mindre blotninger innenfor den ytterste moreneryggen. To lokaliteter med østlig skuring etter lokalbreen er påvist (59 og 60, Bilag 2, Tab. 1), og flere svaformer viser samme bevegelsesretning.

L. Lundebrække, Stad (Fig. 35).

Lokalmorene avsatt av bre i lé av Lundebrékkhornet (360 m o.h.). Den sørlige sidemorenen og sørlig del av endemorenen er svært markerte. Sidemorene i nord mangler. Endemorenen forsvinner også mot nord, muligens som en følge av marin abrasjon under Tapes-transgresjonen. Sidemorenen i sør kan følges til 125 m o.h. Morenen er relativt blokkfattig.

Snitt i endemorenen og sidemorenen etter masseuttak viser grovt, usortert morenemateriale (Fig. 35 og s. 86).

Endemorenen er abradert i 9 m's høyde under Tapes-transgresjonen. Høyden distalt på endemorenen er derfor vanskelig å avgjøre, men et anslag er 10 m.

M. Årvik, Stad (Fig. 36).

I lé av Kjerringa på Stad (497 m o.h.) er det en omlag 1 km lang, sammenhengende morenerygg som er tolket som lokalmorene. Den bøyer i begge ender av inn mot fjellet og kan i sør følges opp til ca. 95 m o.h., men den øvre grensen er noe uklar. Ute ved havet har marin abrasjon fjernet eventuelt materiale avsatt her. Endemorenen har et noe slyngete forløp. Mektigheten er størst nesten helt ute i vika hvor den er 16 m høy distalt og omlag 6 m høy proksimalt. Morenen er rik på store blokker. Innenfor randmorenen er det storblokkig basalmorene delvis dekket av fromskredvifter og ur (Bilag 3).

N. Beitveit, Stad (Fig. 37).

Lokalmorene avsatt av bre i en relativt dårlig utviklet botn i lé av Okla (458 m o.h.). Den sørlige sidemorenen er markert og ligger på fjellkammen

som begrenser botnen i denne siden. Morenen kan her følges til 135 m o.h. Endemorenen, som denne sidemorenen går over i, har distalt en høyde på 15 m. To 15 m høye snitt i endemorenen viser usortert morenemateriale med relativt stort blokkinnhold (Fig. 113). Den nordlige sidemorenen er klemt inntil en fjellrygg og blir nokså vid før den forsvinner 70 m o.h. Smeltevann fra breen har drenert ut i havet der elva går i dag. Innenfor lokalmorenen er det torvdekket basalmorene. Maksimal tykkelse på basalmorenen er målt til 4 m i elveskjæringa.

O. Morteneset (Fig. 38).

Her er en lokalmorene avsatt i lå av Hanekammen (652 m o.h.). Endemorenen er svært markert, og har maksimalt en høyde på 15 m distalt. Begge sidemorener bøyer klart av fra endemorenen, men ingen av dem kan følges langt oppover skråningen. Den nordlige sidemorenen er svært blokkrik. Skredmateriale innenfor morenen overdekker delvis basalmorenen, og synes enkelte steder   være begrenset av randmorenen, men proksimalskr ningen kommer likevel klart fram.

P. Hageskardvatnet, Vågsøy (Fig. 39-41).

I lå av B rahornet (400 m o.h.) ligger flere mindre randmorener i en velutviklet botn. I vest er det en todelt morenerygg (Fig. 40). Den ytterste av disse er 125 m lang og går i N -lig retning fra 105 m o.h. til 90 m o.h. Denne har en maksimal målt høyde på 6 m. Fra denne bøyer det av en mindre morenerygg mot  st. Maksimale målte høyde på denne er 3 m. Begge disse høydene er framkommet ved   stikke i torvdekket omkring ryggene, men det er selvsagt uråd   si om ryggene i virkeligheten er mektigere enn det angitt her. Moreneryggene har en del blokker i overflata.

Ved et lite gjengroingstjern (130 m o.h.) litt lenger øst, er det to markerte randmorener, den ene brutt av et 6 m dypt dreneringsspor. Maksimal høyde på disse moreneryggene, 8 m, er målt sør for dette dreneringssporet. Disse moreneryggene har ei hinne av torv, men med enkelte oppstikkende blokker.

Den mest nærliggende tolkning av dette ryggsystemet er at vestligste og østligste randmorener (Fig. 39) begrenser en lokalbre i siden. Ved avsmeltingen har det så blitt isolert to lokalbreer og smeltevann fra den østlige har drenert gjennom der hvor det ble dannet endemorene fra denne breen (Fig. 39). Morenen som kuttet av dreneringssporet kan virke noe stor sammenlignet med de vestlige morenene (Fig. 39). Denne randmorenen ligger imidlertid delvis mot og over en liten fjellkam som sannsynligvis både har begrenset breen og ført til at morenematerialet ble samlet i en relativ smal sone. I vest er det rimelig å anta at torvdekket i området skjuler vesentlige deler av ryggsystemet (Fig. 39).

Q. Hoddevik, Stad (Fig. 42).

Nede i dalen ligger ryggformer i lå av Blåfjellet (439 m o.h.) En relativt bred og omlag 200 m lang rygg går parallelt med fjellsiden og ligger omtrent midt i dalen. I sørøst blir den splittet i to rygger som bøyer av i s rlig retning inn mot fjellsiden. Disse kan følges et stykke oppover skråningen den ytterste noe høyere enn den innerste, men øvre grense er usikker på grunn av en flomskredvifte (Bilag 3). Snitt mangler i ryggene som har et 0,4-0,5 m tykt dekke av flygesand. Ved stikking støtte spissen på blokker og stein under flygesanden. En steingard over ryggen (Fig. 42) med morenelignende stein og blokker, er begrenset til området over ryggen. Lenger ut i vika er flygesanddekket tykkere og noen rygg kan ikke spores. På seismisk profil utenfor ryggen i vika kunne ikke sedimenter med morenehastighet spores (profil B, Fig. 170). Havet kan imidlertid ha gått lenger

inn i vika som tilfellet er i Ervik (s. 137). Eventuelt avsatt morenemateriale kan derfor være vasket ut. Ryggene omtalt her er tolket som randmorener til en lokalbre. Formen er utjevnet både av sandflukt og ved dyrking.

Foran er sytten lokaliteter med morener avsatt av lokale breer beskrevet. På to lokaliteter er forholdene mer uklare. Disse blir kort beskrevet her, men omtales ikke senere under behandlingen av lokalglasiasjonen.

Gnullane, Stad (Fig. 33 og 43).

Rygg i morenemateriale i lé av Gnullane (ca. 500 m o.h.). Ryggen ligger i fronten 380 m o.h. Den bøyer av i nord og kan følges opp til 400 m o.h., mens den i sør kan følges opp til 388 m o.h. Høyden på ryggen er vanskelig å fastsette på grunn av torvdannelse både på og omkring den, men den er minst 3 m mektig i fronten. Ved graving i ryggen framkom materiale med morenekarakter.

Innenfor ryggen er det ingen typisk botn, men en nesten jevn, litt konkav skråning.

Den mest nærliggende tolkning av denne ryggen er at den er avsatt av en liten lokalbre. Dersom dette er riktig, har breen som avsatte ryggen vært den desidert minste av lokalbreene i området, og den har da muligens eksistert samtidig med den store lokalbreen i Borgundvåg (K, Bilag 2 og s. 33) som også ligger i lé av Gnullane. De lokalklimatiske forhold har i så tilfelle vært slik at to isolerte lokalbreer har eksistert samtidig i to forskjellige høyder i lé av samme fjell. Dette er ikke utenkelig idet den lavestliggende er begrenset av en markert botn som har gitt god skyggeeffekt, mens den høyeste ligger mer åpent. Det er ikke noe som tyder på at det har vært sammenheng mellom de to breene. Det

er også en mulighet for at disse lokalmorenene er av forskjellig alder, men dette er lite trolig idet det senere (s. 63), blir sannsynliggjort at alle de øvrige lokalmorenene er av samme alder.

Det som får meg til å stille spørsmål ved om ryggen ved Gnullane er en lokal morenerygg, er at den kanskje ligger for åpent med så dårlig skyggeeffekt at en lokalbre ikke kunne dannes her. God skygge synes forøvrig å ha vært viktig for eksistensen av lokalbreer. Dersom denne kvalitative vurderingen er riktig, kan en stille spørsmål om alternativ genese til ryggen. I Bykleheiane har Blystad (1977) beskrevet recente og subrecente rygger som kan være dannet ved utglidninger i en snøfonn. Det er vist (Blystad 1977) at slike utglidninger kan frakte betydelige materialmengder, men om disse utglidningene er ansvarlig for hele ryggdannelsen er ikke avgjort.

Ryggen ved Gnullane er mest sannsynlig en lokalmorene, men det kan ikke utelukkes at den kan være dannet ved de prosesser som Blystad (1977) omtaler. Se forøvrig appendix 3.

Buskardet, Stad (Fig. 44).

Her er det flere rygger i morenemateriale under Lyklane (240 m o.h.). Disse har form og forløp som minner om morenerygger avsatt av lokalbreer. Den nordligste og mest markerte går i NØ-lig retning fra 125 m o.h. til 40 m o.h. Denne er 2-4 m høy. Snitt i ryggen (Fig. 44) viser helt klart morenemateriale (s. 83). Innenfor ryggen er det erosjonsspor der dagens elv går. Like sør for denne er det en rygg i samme materiale. Denne går fra 130 m o.h. til 75 m o.h. i nordlig retning. Ryggen når nesten helt opp i Buskardet hvor terrenget flater ut mot sør. På begge sider av ryggen har det foregått fluvial erosjon. Mellom disse to ryggene er det fire små rygger som ligger i bakkeskråningens retning.

Ryggene er adskilt av mindre bekkespor.

Forløpet på de to ytre ryggene tyder ikke på at de er avsatt av samme bre. Det er videre urimelig å tenke seg at en eventuell bre i lé av Lyklane har avsatt sidemorene nesten helt opp på flaten i Buskardet (150 m o.h.).

Erosjonssporene forbundet med disse ryggene, leder til den konklusjon at alle er erosjonsrester.

4.3. Stratigrafi og dateringer i Kråkenesvatnet.

Forholdene på Kråkenes fyller de krav vi stilte til en lokalitet hvor det skulle være mulig å datere lokalmorenen (s. 27 og Fig. 45). Her har en lokalbre ligget i lé av Mehuken og avsatt en klar randmorene (Fig. 24 og 46). Topografien er slik på Kråkenes at breelva må ha munnet ut i vannet, slik at sedimentene er avsatt som et delta og som bunnsedimenter i bassenget, foruten at noe finmateriale er ført videre ut av bassenget.

Kråkenesvatnet ble senket omlag 1 m tidlig i dette århundret. Lokalglasiasjonstidens basseng, dagens basseng og borelokaliteter er vist på figur 47. Navnet Kråkenesvatnet er i det følgende benyttet for hele bassenget fra lokalglasiasjonstiden. Bassengets areal er 0.07 km^2 . Største lengde er 530 m.

4.3.1. Boringer

Russerbor : 8 profiler med tilsammen 36 borelokaliteter ble boret med denne bortypen (Fig. 47). I vannet ble boringen utført fra flåte. Vanddyp ble samtidig målt. Kjernene ble beskrevet i felt (Fig. 48). Materialet ble ikke tatt vare på.

Sonderboring og prøvetaking: På lokalitetene 502-01 og 502-02 (Fig. 47) ble dybden til fjell målt med sonderstenger med spiss. I de dypeste deler måtte Pionjär bergboremaskin benyttes for å trenge gjennom det nederste usorterte sedimentet.

På lokalitetene 502-01 og 502-02 er det tatt kontinuerlige serier av 2 meter lange kjerneprøver med 54 mm stempelprøvetaker. Lokalitetet 502-01 er i tillegg boret med gruskannebor for å få prøve av det nederste laget.

502-02 er boret med 50 cm støtprøvetaker i et forsøk på å trenge dypere enn vi gjorde med 54 mm stempelprøvetaker. Lokalitetene 502-04 og 502-05 (Fig. 47) er boret med 110 mm stempelprøvetaker. 502-04 ble tatt med dette bor fordi det organiske innholdet i den sen-glasiale sekvensen syntes å være svært høy i russerborprøvene herfra, og denne kunne eventuelt brukes til datering dersom det organiske innholdet var for lavt andre steder. Dette var ikke tilfelle, og 502-04 er derfor bare trukket inn i den generelle beskrivelsen av stratigrafien (Fig. 48). På lokalitet 502-05 (Fig. 47) er det tatt flere paralelle og overlappende serier med 110 mm stempelprøvetaker. Kjernene ble orientert for palaeomagnetiske målinger (Appendix 1).

Det er også boret innenfor lokalmorenen for å prøveta nederste organiske sekvens slik at vi kunne få minimumsalder på morenen. Det ble gjort to sonderboringer hvor vi begge steder stoppet i antatt morene 4,5 m u.o. (Fig 46). Dybden til fjell på lokalitet 502-03 var 4,7 m. Lokalitet 502-03 ble boret med 54 mm stempelprøvetaker. Torva vi boret i er svært kompakt og fibrig. Ved opptaking av prøvene, var det så stort vakuum i torva at prøvene ble sugd ut. Prøveserien ble derfor svært ufullstendig. Med utstyret vi hadde til rådighet, klarte vi heller ikke å komme så dypt (4,5 m u.o.) at vi hadde sjanser å få organisk materiale like over basalmorenen. Boringen her må således ansees som mislykket.

4.3.2. Lithostratigrafi.

I Kråkenesvatnet fant vi flere lag som klart skilte seg fra hverandre, og som lithostratigrafisk kan korreleres over hele vannet. Jeg har derfor valgt å gi en samlet beskrivelse av lagene i stedet for å beskrive hver lokalitet for seg. Hvert lag er gitt et uformelt navn som skal være karakteriserende, men samtidig så kort som mulig.

For beskrivelse av sedimentene benyttes klassifiserings-systemet til Shepard (1954), med 2 μm for grensen leir/silt. Dette systemet er også hovedgrunnlaget for navnene på lagene, men det er gjort noen forenklinger. For eksempel faller de fleste prøvene fra laminert silt i gruppen leirig silt. mens andre faller i silt eller sandig silt (Fig.4). Betegnelsen gytje brukes om sedimenter med glødetap $> 10\%$, siltig gytje når glødetapet er mellom 5 og 10%, og gytjig silt om organiskholdige sedimenter med glødetap $< 5\%$. Denne innælingen faller sammen med de organiskholdige lagene som visuelt kan skilles ut i bassenget. Brunlig farge på KOH-ekstrakt samt brungrå til brun farge på disse lagene, viser at de også inneholder en del dy (Hansen 1959, Fægri & Iversen 1975: 73-74), men for enkelthets skyld er gytje valgt som betegnelse på sedimentene.

Betegnelser som benyttes for lagene er:

Torv
Gytje
Laminert silt
Øvre siltig gytje
Gytjig silt
Undre siltig gytje
Leirig silt
Morene

Morene. Prøve av sedimentet ble bare oppnådd på lokalitet 502-01 (Fig. 47, 50 og 53). Ved sondering på lokalitetene

502-01 og 502-02 (Fig. 47) skrapte sonderspissen i stein før vi nådde fast fjell. Videre støtte spissen på russerboret ofte mot stein eller blokk, mens det nederste laget i kannen ble leirig silt. Fargen er mørk grå (Fig. 50), og materialet er hardpakket. På bakgrunn av bare en uforstyrret prøve av sedimentet (Fig. 50 og 53), er det ikke mulig å uttale seg om eventuell lagdeling eller andre strukturer, men dette er ikke påvist. Det er gjort to kornfordelingsanalyser (Nr. 104 og 1034, Fig. 53 og 56), og disse viser morene-karakter. Materialet er svært dårlig til ekstremt dårlig sortert og midlere kornstørrelse ligger i finsandfraksjonen (Fig. 53, Tab. 2). Prøve 104 har svakt positiv skewness, det vil si en liten hale av fint materiale, mens 1034 har svakt negativ skewness, altså en liten hale av grovt materiale (Fig. 53, Tab. 2). Forskjellen i grusinnhold mellom de to prøvene (Fig. 56) er neppe reell idet nummer 104 er tatt med gruskannebor mens nummer 1034 er tatt med 54 mm stempelprøvetaker (Fig. 53).

Konklusjonen blir at det på lokalitet 502-01 (Fig. 47) er morene eller morenelignende materiale som nederste stratigrafiske enhet. Det er også bra belegg for å anta at dette sedimentet finnes over størstedelen av bassenget. Den mest nærliggende tolkning er at det er basalmorene avsatt av innlandsisen.

Leirig silt. Sedimentet er prøvetatt på lokalitetene 502-01, 502-02 og 502-05 (Fig. 47, 50 og 52-55) samt beskrevet i de fleste kjerner tatt med russerbor (Fig. 48). Grensen til morenen er skarp, men ujevn (Fig. 50). Fargen er lys grå (Fig. 50 og 52). Sedimentet har i soner en svak laminering med 1-2 mm tykke lamina. Sandholdige lamina er funnet i enkelte kjerner. Det har ikke vært mulig å påvise gradering eller strømningsstrukturer i dette laget. Tykkelsen varierer fra 20 til 60 cm, med størst mektighet i de dypeste deler av bassenget (Fig. 48). Glødetapet er lavt (2%, Fig. 53 og 55, Tab. 3). Sedimentet er nesten pollensterilt

(Frøidis Eikeland pers. medd. 1979), og leirinnholdet er høyt (Fig. 57) slik at glødetapet kan skyldes vann avgitt fra leirmineraler (Sønstegaard & Mangerud 1977: 315-316). Leirig silt er kornfordelt på lokalitetene 502-01 og 502-05 (Fig. 47, 53 og 55). Av kurvene (Fig. 57) framgår det at materialet er svært finkornig med leirinnhold fra 34,4% til 43,5%. Lokalitetene 502-01 og 502-05 ligger så nær hverandre (Fig. 47) at informasjonen om eventuelle laterale variasjoner i kornstørrelse er sparsomme. Kornfordelingen på de to nevnte lokalitetene er svært lik (Fig. 57), og på bakgrunn av omlag 30 russerborkjerner hvor sedimentet er beskrevet (Fig. 48), er også det visuelle inntrykket at variasjonene er små. Sorteringen er svært dårlig til ekstremt dårlig, og midlere kornstørrelse ligger i leirfraksjonen (Fig. 53 og 55, Tab. 2). Materialet har sterk positiv skewness (Fig. 53 og 55, Tab. 2). Dette er de skjeveste prøvene som er kornfordelt i bassenget.

Lagets stratigrafiske posisjon over morenen (Fig. 53) og den næsten totale mangel på pollen, tilsier at avsetningen startet umiddelbart etter at innlandsisen smeltet bort fra Kråkenes. Fordelingen av sedimentet (Fig. 48) og den tilsynelatende uniforme kornfordelingen over hele bassenget (Fig. 57 og inntrykk fra russerborkjerner), indikerer at sedimentet ikke kan settes i forbindelse med en lokalbre som ble liggende igjen etter at innlandsisen smeltet bort. En skulle da vente at sedimentene nær munningen av breelva (Fig. 46) var både grovere og mektigere enn distalt i bassenget. I tillegg er leirig silt svært ulik laminerte silt (Fig. 50-52) som settes i forbindelse med lokalbreen på Kråkenes (s. 49). Dersom det ble liggende igjen en lokalbre etter isavsmeltingen, skulle en vente at sedimentene fra den ble lik sedimentene fra lokalbreen som eksisterte her senere. På denne bakgrunn konkluderes det med at leirig silt er erodert fra den friske moreneoverflaten av overflate-

vann og vasket inn i bassenget som "sheet-wash" (flate-transport). Avsetningsmekanismer er det vanskelig å ha noen klar formening om, men skjevheten (Fig. 53 og 55) indikerer at prøvene består av to eller flere populasjoner. Presser en kornfordelingskurvene noe, kan de deles i minst to populasjoner (Fig. 57). Disse kan representere materiale sedimentert fra suspensjon ($a_1 - a_3$, Fig. 57) og materiale transportert langs bunnen av bassenget ($b_2 - b_3$, Fig. 57). Dette trenger ikke være tilfelle, idet Roller (1937, 1941 i Pettijohn 1975:40) mener at svært fine sedimenter ikke er log-normale.

Undre siltig gytje. Overgangen fra leirig silt til undre siltig gytje er gradvis. Visuelt er den forbundet med en stadig brunere farge (Fig. 50 og 52). Dette skyldes økende organisk innhold i sedimentet (Fig. 53 og 55). Glødetapet når maksimalt opp i 9,8% på lokalitet 502-02 (Fig. 47 og 54, Tab. 3), men ligger generelt litt over 5% (Fig. 53-55, Tab. 3). Innen dette laget finnes det på flere lokaliteter ett eller flere 1-2 mm tykke siltholdige lamina (egentlig lokalitetene 502-02 og 502-05 samt i flere russerbor kjerner, Fig. 47 og 51-52). Det nederste siltlaminaet på lokalitet 502-02 (Fig. 47 og 51) er forstyrret. Dette skyldes antakelig prøvetakingen. Erfaringsmessig er ofte de nederste deler av kjerner tatt med 54 og 110 mm stempelprøvetaker, noe forstyrret da sedimentet blir dratt noe før det løsner under opptaking av prøven.

Overgangen fra leirig silt til undre siltig gytje tolkes som et resultat av at vegetasjonen innvandrer og stabiliserer moreneoverflaten, slik at erosjonen og derved sedimentasjonshastigheten avtar. Følgen er at både organisk materiale fra land og phytoplankton blir viktige komponenter i sedimentet.

Gytjig silt. Undre siltig gytje går gradvis over i gytjig silt. Laget skiller seg ut fra underliggende og overliggende

lag ved at fargen er mer grålig (Fig. 50 og 52), noe som skyldes et lavere innhold av organisk materiale. Glødetapet er lavest på lokalitet 502-05 med 3,2% (Fig. 47 og 55, Tab. 3). Generelt ligger det i overkant av 4% (Fig. 53 og 55, Tab. 3). I de tre nøye analyserte kjernene er laget best utviklet på lokalitetene 502-01 og 502-05 (Fig. 47, 50 og 52), men er forøvrig beskrevet i de fleste russerborkjerner. På lokalitet 502-02 (Fig. 47) er laget noe mer uklart, og det kan ikke helt utelukkes at det som her er tolket som gytjig silt-laget (Fig. 54), skal korreleres med en sone med lavere glødetap i øvre siltig gytje i boring 502-05 (Fig. 55). Hvis så er tilfelle, mangler lokalitet 502-02 gytjig silt som forøvrig er beskrevet over det meste av bassenget.

Den relative økning av minerogent materiale fra undre siltig gytje til gytjig silt kan skyldes at vegetasjonsdekket tynnes ut og/eller at sedimentasjonen av minerogent materiale øker. Trølig er begge deler tilfelle, og forhold med økt jordsig og mer sparsom vegetasjon som følge av en klimaforverring er den mest sannsynlige årsak. Pennington (1975a, 1977) har antydnet slike forhold under avsetning av lithostratigrafisk like og tidsskorrelate lag fra Storbritannia.

Øvre siltig gytje. Gytjig silt går gradvis over i øvre siltig gytje (Fig. 50-52). Fargen er lys brun. Glødetapet er noe høyere enn i undre siltig gytje og når maksimalt opp i 11% på lokalitet 502-05 (Fig. 47 og 55, Tab. 3). Generelt ligger det mellom 6 og 10% (Fig. 53-55, Tab. 3).

Økningen av organisk innhold i forhold til laget under er tolket som en klimaforbedring. Klimaforbedringen har bevirket at solifluksjonen har avtatt slik at tilførselen av minerogent materiale til bassenget har blitt mindre. Samtidig har vegetasjonen på land blitt tettere samt at organ-

isk produksjon i bassenget har øket.

Laminert silt. Overgangen fra øvre siltig gytje til laminert silt er gradvis (Fig. 50-52). En markert nedgang i organisk innhold er forbundet med denne overgangen (Fig. 53-55). Glødetapet i laminert silt ligger generelt på 2⁺1% (Fig. 53-55, Tab. 3). I øvre halvdel av dette laget er det en svak økning i glødetapet (opptil 3,8%, Fig. 53-55, Tab. 3) forbundet med enkelte makroskopiske planterester samt en svakt brunlig farge. Visuelt kan dette partiet skilles ut over hele bassenget. Denne økningen i organisk innhold kan skyldes en svak klimaforbedring, det kan skyldes at den minerogene sedimentasjonen har avtatt noe, eller kan være forårsaket av at elva som har avsatt den laminerte sekvensen enten har skiftet leie og erodert i en vegetasjonsdekket overflate eller det har rast ut organiskholdig materiale i den. Det laminerte siltlaget er som navnet sier, sterkt laminert (Fig. 50-52). Tykkelsen på de enkelte lamina varierer fra 1 mm til 3-4 cm. De grove laminaene er mørke mens de fine er lyse (Fig. 50-52). Lamineringen er klarest på lok. 502-02 (Fig. 47 og 51), men er også meget klar lenger ut i bassenget (Fig. 47, 50 og 52). Med utgangspunkt i lok. 502-02 (Fig. 47 og 51) kan en si at vekslingene mellom sandholdige og leir-siltholdige lamina er regelmessige. Undergrensen på de sandholdige laminaene er oftest knivskarp, mens overgrensen mot silt-leir i noen tilfeller er skarp, i andre gradvis. Innen hvert par av lamina er det gradert lagning. Duff, Hallam & Walton (1967, Fig. 22) har diskutert ulike typer varv (Fig. 58). Uten at jeg foreløpig tar stilling til aktuelle avsetningsmekanismer og eventuelle avsetningssyklus (se s. 50), synes deres A- og B-typer (Fig. 58) å være lik de fleste parene i kjerne 502-02 (Fig. 47 og 51).

Nesten øverst, innen det laminerte silt-laget, er det et gradert lag med en annen karakter enn de graderte parene

for øvrig (Fig. 50-52). Det er tykkere, maksimalt målt til 35 cm på lokalitet 502-02 (Fig. 47 og 51). Lenger ut i bassenget er det omlag 3-4 cm tykt (Fig. 50 og 52), mens det i profil 2 (Fig. 47) mangler. Sentralt i bassenget synes det å ha en helt jevn gradering fra et lite sandinnhold i bunnen til leir i toppen (Fig. 47, 50, 52, 53 og 55). På lokalitet 502-02 (Fig. 47 og 51) er laget todelt. Undergrensen er en erosjonsgrense. I bunnen av laget er det klumper av finmateriale sammen med sanden. Det er så gradert oppover til silt. Her er det igjen en erosjonsgrense og ny gradering fra sand til silt. Over dette graderte laget er det på alle lokalitetene noen få lamina før grensen til gytje. Kornstørrelsen på dette laget avtar utover i bassenget (Fig. 59-60). Korrelasjonen over hele bassenget baserer seg på dets stratigrafiske posisjon like under gytjen, dets jevnt avtakende tykkelse utover i bassenget registrert i russerborkjerner og lagets jevne gradering (med unntak av lokalitet 502-02) ulik den finlaminerte sekvensen. Klumpene av finmateriale i sanden nederst i laget på lokalitet 502-02 (Fig. 47 og 51) viser at det er resedimentert materiale fra bassenget. Laget antas å stamme fra en subakvatisk utrasning omkring profil 2 (Fig. 48) hvor det mangler. Ved slike utrasninger oppstår tetthetsstrømmer (Kuenen & Migliorini 1950, H. Høltedahl 1965, 1975).

I laminert silt er 14 prøver kornfordelt fra lokalitetene 502-01, 502-02 og 502-05 (Fig. 47). Prøvenummer og dyp for disse er gitt i figurene 53-55. Lamineringen i dette sedimentet er så fin (Fig. 50-52) at det ikke var mulig å kornfordele laminaene enkeltvis. 6 - 10 lamina måtte taes ut i hvert enkelt tilfelle for å gi tilstrekkelig mengde til kornfordeling. Det øvre graderte laget omtalt foran, var tilstrekkelig mektig til å kornfordele på hver lokalitet. Kornfordelingen i laminert silt er sterkt varierende med leirinnhold fra 3,5 til 38% og sandinnhold fra 0 til 40% (Fig. 61-63). Materialet er fra dårlig gjennom svært dårlig

til ekstremt dårlig sortert og midlere kornstørrelse varierer fra leir til grov silt (Fig. 53-55, Tab. 2). Alle prøvene har positiv skewness fra 0,10 til 0,48 (Fig. 53-55, Tab. 2). Variasjonene i kornfordeling ville utvilsomt vært enda større dersom de enkelte lamina hadde vært kornfordelt for seg. Alle kurvene untatt 2041, 5068 og 1021 (Fig. 64), er en sum av flere sandholdige og leir/silt-holdige lamina. I tillegg var det nesten uråd å ta ut prøver fra korrelate stratigrafiske nivå i de forskjellige kjernene. Det øvre graderte laget lot seg som nevnt identifisere på de tre lokalitetene. Figurene 59 og 60 viser klart at materialet er grovest nærmest munningen av breelva (Fig. 46). Dette laget er litt grovere på lokalitet 502-01 enn på lokalitet 502-05 (Fig. 47 og 59-60). Forskjellen er imidlertid så liten at den neppe er signifikant. I bunnen av laminert silt er prøvene 2051, 5063 og 1032 kornfordelt (Fig. 53-55). Eksakt korrelasjon mellom disse er ikke mulig. De er tatt i tilsvarende stratigrafiske nivå, like over øvre siltig gytje, men utstrekningen kan variere noe. Det er imidlertid klart at materialet nærmest munningen av breelva er grovest (Fig. 47 og 59-60). Det er grovere på lokalitet 502-01 enn på lokalitet 502-05, altså motsatt av hva en skulle vente (Fig. 47). Årsaken kan være at prøvene ikke er helt korrelate eller det kan være en følge av at dypet er størst på lokalitet 502-05 (Fig. 59). De øvrige prøvene fra laminert silt er ikke korrelate og gir dermed ikke informasjon om laterale variasjoner i kornstørrelse. Tykkelsen på det laminerte siltlaget er temmelig jevn distalt i bassenget. Nært utløpet for breelva fra lokalbreen (Fig. 56 og profil 1, Fig. 48) er tykkelsen omtrent det doble av hva den er lengre ut i bassenget. I profil 2 (Fig. 48) er tykkelsen mindre, men vekslinger i laminatykkelse er store og erosjonsgrenser er hyppige.

Både økende tykkelse av laget og grovere materiale mot munningen av breelva fra Kråkenesbreen, viser helt klart at det kan settes i forbindelse med lokalbreen. Vekslinger mellom grove og fine lamina er også hva en forventer i et glasialkustrint miljø følsomt for variasjoner i breelvas vannføring.

4.3.2.1 Avsetningsmekanismer og eventuell syklisitet for lokalbreens sedimenter.

Diskusjonen tar utgangspunkt i de varvlignende parene. Aktuelle avsetningsmekanismer blir først omhandlet. Deretter blir spørsmålet om parene representerer årsvarv søkt belyst.

Det hadde vært ønskelig å kunne relatere kornfordelingskurvenes forløp og de statistiske parametrene til sedimentenes genetiske bakgrunn, men et slikt forhold har vist seg vanskelig å etablere (Folk & Ward 1957:3, Pettijohn 1975: 50-51). Etterhvert har det blitt innsett at de fleste kornfordelingskurver er sammensatt av to eller tre populasjoner, hver relatert til faktorer i det fysiske miljø (Harris 1958:154, Spencer 1963:183, Visher 1969, Fig. 4). Den enkelte av disse populasjonene er tenkt å ha en log-normal fordeling. Unntak er kanskje de fineste og de groveste deler av sedimenter (Roller 1937, 1941 i Pettijohn 1975:40).

Fordelen med å plote kornfordelingsdata på sannsynlighetspapir blir da at en populasjon ideelt framkommer som en rett linje med et knekkpunkt til neste rette linje som representerer en annen populasjon. Anormale kurver kan forårsakes av at sammensatte prøver (det vil si prøver som representerer mer enn en sedimentasjonsenhet) blir kornfordelt (Visher 1969:1102). I laminert silt består alle kornfordelingsprøvene, unntatt de tre fra øvre graderte lag, av flere sedimentasjonsenheter. Det er derfor uråd å forsøke å tolke disse med henblikk på transport- og sedimentasjonsforhold.

Aktuelle avsetningsmekanismer:

- A: Bunnfelling fra suspensjon
- B: "Turbidity currents" (Tetthetsstrømmer).
- C: Kombinasjon av A og B.

A) Suspensjoner kan dannes ved tilførsel av slam med smeltevann fra breen dersom slamstrømmen har lavere tetthet enn innsjøen. Strømmen vil gå i overflata av innsjøen og gradert lagning oppstår ved at partiklene bunnfeller fra denne. Ferskvann har maksimal tetthet 1.0 g/cm^3 , ved omlag $4,0^\circ\text{C}$ (Fig. 65). Denne temperaturen ligger nær den målt i de øvre lag av bredemte sjøer (e.g. Gustavson 1975). Dersom sedimenttilførselen i breelva, som har temperatur nær 0°C , er liten, kan slamstrømmen få lavere eller samme tetthet som innsjøen. Dette vil gi en overflatestrøm eller en interstrøm hvorfra materialet bunnfeller og gir gradert lagning. Denne avsetningsmekanismen er påvist i Malaspina Lake (Gustavson 1975). Den har også vært hevdet for sen- glasiale varv av Johnston (1922:381) og Antevs (1951:1247-1248), men for de to siste gjelder det at materialet er avsatt i salt eller brakt vann hvor tettheten er høyere enn i ferskvann. Breelva på Kråkenes kan i perioder ha ført så lite materiale at denne avsetningsmekanismen har funnet sted.

Suspensjoner kan også dannes ved at tidligere avsatt materiale virvles opp igjen. Dersom dette var framherskende, skulle en vente å finne at spor etter erosjon i sedimentene var hyppige. Dette er ikke tilfelle.

B) Turbiditter er først og fremst beskrevet fra de store havdyp (e.g. Heezen & al. 1959, Kuenen 1964), men er også kjent fra boringer i norske fjorder (H. Høltedahl 1965, 1975, Myhre 1972). "Turbidity currents" i ferskvann i forbindelse med transport i breelv er beskrevet av Gustavson (1975), og en slik avsetningsmekanisme for sen- glasiale varv ble først hevdet av De Geer (1912). Kuenen (1951) gir en teoretisk vurdering av avsetningsmekanismene i salt, brakt og ferskt vann. Hans konklusjon er at i ferskvann blir varv i hovedsak avsatt av "turbidity currents", men overflatestrømmer eller blanding med vannmassene i innsjøen kan forekomme hvis sedimenttransporten er tilstrekkelig lav. De

sen-glasiale sedimentene i Lake Windermere, som etter beskrivelsen er svært like sedimentene på Kråkenes, er tenkt avsatt som tetthetsstrømmer av Smith (1959:452):

It is thought that the sediments spread out from the mouths of streams as bottomsweeping clouds of suspended sediment.

Videre (op.cit. 1959:452):

Deposition from such moving clouds would explain the graded bedding found in the light, coarser layers of the stratified clay. Besides this vertical grading the moving clouds would lead to horizontal grading.

I sedimentene på Kråkenes er det påvist vertikal gradering (s. 47) og sedimentene blir finere med økende avstand fra munningen av breelva (s. 49 og Fig 60). "Turbidity currents" som har gitt gradert lagning er også påvist ved tankforsøk (e.g. Kuenen & Migliorini 1950).

Austre Memurubre er en botnbre i Øst-Jotunheimen. Nedenfor denne ble det sommeren 1968 målt en maksimal slamkonsentrasjon på 2400 mg/l, mens den minimale var 7 mg/l (Tornås 1969). Etter formelen $\sigma = \delta + \frac{W(S - \delta)}{VS}$ (Wright 1971) der σ er spesifikk vekt på vannet, S er spesifikk vekt på sedimentet (2,6 g/cm³), W er vekten av materialet og V er totalvolumet, tilsvarer det en spesifikk vekt, σ , på 1,0013 g/cm³ for den maksimale slamkonsentrasjonen. Spesifikk vekt, σ , for den minimale slamkonsentrasjonen blir 0,9998 g/cm³. Det er her forutsatt at smeltevannet har en temperatur nær 0°C (Fig. 65). Bell (1942) har vist at en "turbidity current" initieres dersom tettheten til slamførende elv er 0,001 g/cm³ større enn tettheten til vannet

i innsjøen. Rearrangeres formelen

$$\rho = \delta + \frac{W(S - \delta)}{VS} \quad (\text{Wright 1971}) \quad \text{til } W = \frac{(\sigma - \delta)VS}{S - \delta},$$

blir den minimale slamkonsentrasjon som gir "turbidity current" 1625 mg/l dersom innsjøen har en tetthet på 1,0 g/cm³. Avviket temperaturen i innsjøen fra 4°C, kan en få "turbidity currents" ved lavere slamkonsentrasjoner.

Kuener (1951:79) har påpekt at en tetthetsstrøm kan bevege seg et stykke oppover en skråning på grunn av tregheten i strømmen. I et så lite basseng som det her er snakk om (0,07 km²), er det rimelig å anta at eventuelle "turbidity currents" har vært i stand til å overvinne bunntopografiske hindringer (Fig. 48). På distalsiden av bunntopografiske hindringer er laminatykkelsen mindre enn på proksimalsiden. Den samme observasjonen gjorde De Geer (1940:74), noe han tok til inntekt for at bunnstrømmer var en viktig transportagens for materiale avsatt som varv. Sandholdige lamina som finnes distalt i Kråkenesvatnet (Fig. 50, 52, 61 og 63), kan vanskelig tenkes å være fraktet dit i suspensjon. Disse kan være transportert inn i bassenget med den første vårflommen når opphopet breerodert materiale ble vasket ut. Recente undersøkelser har vist at en slik vårflom kan frakte med seg en betydelig andel av hele årstransporten. (Østrem 1975).

På bakgrunn av det foranstående blir min konklusjon at tetthetsstrømmer i perioder har vært med å avsette materiale i Kråkenesvatnet, men i andre perioder har slamkonsentrasjonen i breelva vært så lav at materialet har gått i suspensjon. Særlig om vinteren når vannføringen og sedimenttransporten generelt er lav, må en regne med at materialet gikk i suspensjon i bassenget, men dette kan ha skjedd til alle tider av året. Det er vist ved recente målinger (Østrem 1975:111) at sedimenttransporten i en breelv er svært liten like etter en flomperiode. En slamkonsentrasjon på 1625 mg/l kan betraktes som en teoretisk grense mellom de to avsetningsmekanismene i en innsjø ved temperatur 4°C.

Syklisitet?

De relativt systematiske repetisjonene mellom sandholdige og leir/siltholdige lamina i bassenget gir inntrykk av en rytmittisk avsettingssyklus. De eneste tidsrom som kan gi varvstruktur er ifølge Sauramo (1923:104) døgn eller år, men nyere undersøkelser har vist at flere flommer i ablasjonssesongen kan gi tilsvarende mange repetisjoner av grove og fine lamina (Østerem 1975). Med de finkornige sedimentene det her er tale om (Fig. 61-63) er det, under den forutsetning at materiale også er avsatt fra suspensjon, ganske klart at døgnvariasjoner ikke kan forklare den tilsynelatende rytmisiteten i sedimentene (Fig. 66). På lokalitet 502-02 (Fig. 47) ble antallet par av sandholdige og leir/siltholdige lamina talt. Følgende kriterier ble fulgt:

1. Må ha forekomst av helt finkornige lamina for at årsvarv skal være en rimelig eller kanskje nødvendig tolkning.
2. Skarp undergrense på sandholdige lamina. Grensen mellom sandholdige og leir/siltholdige lamina kan i noen tilfeller være skarp i andre gradvis. Dette er ikke av avgjørende betydning for tolkning av eventuell syklisitet.
3. Gradert lagning. Dette er relativt lett å se i de grove laminaene, men svært vanskelig i de fine.

I toppen av hvert finkornige lamina ble det satt en knappe-nål som markør til hvert par (Fig. 67). Noen såkalte par inneholder to eller flere sandlamina, men uten at de er adskilt av tilstrekkelig finkornige lamina til at en lang sedimentasjonstid må forutsettes. Undersøkelser ved recente breer (Østerem 1975, Fig. 11), har vist at det i løpet av ablasjonssesongen er vanlig med flere topper i sedimenttransporten i en breelv.

I kjernene 502-02-04 og 502-02-05 (Fig. 47) ble det tilsammen

talt 396 par med en gjennomsnittstykkelse på 0,53 cm. Mellom de to kjernene mangler det omlag 5 cm materiale som en følge av at stempelspissen på boret fortrenger en del av sedimentet. Dette skulle etter gjennomsnittstykkelser utgjøre 9 par. Totalt kan en altså på lokalitet 502-02 regne med 405 par av sandholdige og silt-holdige lamina. Det øvre graderte laget har på lokalitet 502-02 (Fig. 47) en undergrense som tyder på at det kan være en hiatus (Fig. 51). Over det graderte laget synes sedimentsekvensen å være fullstendig.

Av det foran går fram at en vurdering av antall par i kjerne 502-02 er vanskelig. Det er omlag 400 par i det talte materialet. Dersom de virkelig representerer årsvarv, skulle omtrent det samme antall par finnes på de mer distale lokalitetene forutsatt at det ingen steder er betydelige hiatuser. Desverre er lamineringen der såpass mye mer diffus (Fig. 50 og 52), at en forsvarlig telling ikke har vært mulig. Teoretisk skulle en vente at årsvarv er representert i Kråkenesvatnet da sedimentene er så finstoffholdige (Fig. 61-63), at en avsettingstid på omlag 200 døgn for de fineste partiklene i bassengets dypeste partier må ansees som rimelig (Fig. 66). Skulle en avgjøre om det virkelig er årsvarv i kjernene, måtte dette baseres på leirinnhold i presumptive vinterlamina og på forskjeller i polleninnhold mellom sommerlamina og vinterlamina (Donner & Garde-meister 1971: 76-77). En slik undersøkelse vil kanskje påvise årsvarv, men dette trenger ikke bety at alle de talte parene er det samme. Med bakgrunn i de undersøkte kjernene, er jeg i det hele tatt pessimistisk til at eventuelle varv kan brukes til korrelasjoner i bassenget eller at de kan gi eksakt informasjon om hvor lenge lokalglasiationsstadiet varte. Den ekstreme muligheten er at bassenget rett og slett er for lite ($0,07 \text{ km}^2$) og grunt (maksimalt 14 m dypt) til at virkelige årsvarv dannes, selv om leirinnhold og mulig avsettingstid tyder på det motsatte (Fig. 61-63 og 66).

Gytje. Overgangen fra laminert silt til gytje skjer gradvis, men likevel raskt (Fig. 50-52). Glødetapet når fort opp i 20% for så å stabilisere seg omkring 30% (Fig. 53-55, Tab. 3). Sedimentet er brunt av farge.

Denne sedimentsekvensen er en følge av klimaforbedringen som får lokalbreen til å smelte vekk med en sterkt avtakende minerogen sedimentasjon som resultat. Samtidig blir vegetasjonen omkring bassenget rikere og produksjonen i bassenget øker.

Torv. Denne jordarten dekker flatene rundt vatnet innenfor og tildels utenfor vatnets tidligere utbredelse (Fig. 47, Bilag 4). Eksakt grense mellom gytje og torv er ikke forsøkt fastsatt, men generelt er torvdekket relativt tynt. Største observerte tykkelse er 1,6 m.

4.3.3. Relasjoner mellom kornfordelingsparametre.

Ser en på kornfordelingen til leirig silt og laminert silt samlet og plotter de forskjellige kornfordelingsparametre mot hverandre (Fig. 68-70), framkommer flere interessante relasjoner. Det er for det første en helt klar tendens til at sorteringen blir dårligere med avtakende kornstørrelse (Fig. 68). Vanligvis er sedimenter av fin sand best sortert, mens sorteringen blir dårligere for både grovere og finere sedimenter (Folk 1966: 84). Folk & Ward (1957, Fig. 19) mener at en kurve for midlere kornstørrelse mot sortering blir en tilnærmet sinusfunksjon. Prøvene jeg har plottet (Fig. 68), dekker liten spennvidde i midlere kornstørrelse og kan tenkes å representere en liten del av denne sinusfunksjonen. De samme prøvene blir også skjevere med avtakende kornstørrelse (Fig. 69). Den samme tendensen er påvist av Hough (1942) for marine siltige leirer. Selv om Inman's (1952) mål for skewness er geometrisk uavhengig av sortering (Folk 1968: 46), vil det være en sammenheng idet en økning av halen

i finmateriale (øket positiv skewness), influerer på sorteringen slik at den blir dårligere (Fig. 70).

Homogeniteten i leirig silt i motsetning til laminert silt kommer også godt fram (Fig. 68-70), idet prøvene fra leirig silt grupperer seg sammen.

4.3.4. Kronostratigrafi.

De stratigrafiske undersøkelserne ble påbegynt for å datere lokalglasiasjonen. I tillegg til at dette problemet er løst, gir de radiologiske dateringene informasjon om tidspunktet for innlandsisens tilbaketrekking og alderen på de ulike lagene som er skilt ut i bassenget. Dateringene er gjort på kjerne 502-05-03 som er tatt 2 meter fra 502-05-06 (Fig. 47, 55 og 71). Kjernene er identiske, men dypet er forskjellig på de to (Fig. 71) noe som mest sannsynlig skyldes en målefeil under prøvetaking. Korrelasjon mellom kjernene er uproblematisk.

Kronosoneinndelingen som brukes i det følgende er fra Mangerud & al. (1974, Tab. 3). Grensene er definert i C^{14} -år. Alle dateringene angir C^{14} -år før nåtid (1950).

T-2534 gir en alder på 12320^{+120} år BP på undre siltig gytje (Fig. 71). Det er tidligere argumentert for at det nederste laget i bassenget (Fig. 53) er basalmorene fra innlandsisen (s. 43), og at leirig silt (Fig. 71) er et sediment vasket inn i bassenget like etter isavsmeltingen (s. 44).

12320^{+120} år BP er følgelig en minimumsdatering på innlandsisens avsmelting fra Kråkenes. Videre kan en på grunnlag av den uforstyrrende stratigrafien i bassenget (Fig. 50-52), slutte at innlandsisen ikke nådde den ytterste kysten ved senere framstøt.

I øvre siltig gytje er det gjort to dateringer, T-2848 og T-2532, som henholdsvis gir en alder på 11730^{+100} år BP og

11100[±]80 år BP (Fig. 71). Øvre siltig gytje er altså avsatt i Allerød mens gytjig silt, som sannsynligvis representerer en klimaforverring (s. 46), er avsatt nær Eldre Dryas Kronosone. Videre startet oppbyggingen av lokalbreen nær undre grense for Yngre Dryas.

I gytjen er både NaOH-løselige og uløselige del datert på samme prøve. Den løselige delen, T-2533A, gir en alder på 10060[±]100 år BP, mens den uløselige, T-2533B, gir en alder på 10030[±]90 år BP (Fig. 71). Lokalbreen på Kråkenes var altså forsvunnet før eller nær øvre grense for Yngre Dryas.

Det gode samsvaret i alle disse dateringene (Fig. 71), er et klart indisium på at ingen av prøvene er forurenset med gammelt eller ungt karbon.

4.3.4.1. Sedimentasjonshastighet som hjelpemiddel til mer presis datering.

For å kunne si noe sikkert om alderen på isavsmeltingen, om alderen på klimaforverringen representert ved gytjig silt og om alderen på lokalmorenen, er det av interesse å presse dateringene slik at grensene mellom de lithostratigrafiske nivåene blir mer presist datert. Dette er av generell betydning for området lokalt, men det er ikke minst viktig for korrelasjoner med andre områder. En tilnærming til disse problemene er forsøkt gjort ved å beregne sedimentasjonshastighetene gjennom lagene i den daterte kjernen (Fig. 72).

Utgangspunktet for konstruksjonen av kurven gjennom undre siltig gytje, gytjig silt og øvre siltig gytje er at en må anta at sedimentasjonshastigheten øker med økende minerogen tilførsel. Glødetapet vil derfor, med visse forbehold, gi et bilde av sedimentasjonshastigheten. Min påstand blir da at $c = \frac{k}{d}$, hvor c er sedimentasjonshastighet, k er en konstant og d er glødetap. Dersom k kan finnes, kan sedimentasjons-

hastigheten for sedimenter med varierende glødetap bestemmes.

Konstruksjon av kurven for sedimentasjonshastighet er basert på:

- A. 1. Variasjoner i glødetapet reflekterer varierende sedimentasjonshastighet.
- 2. Sedimentasjonshastigheten mellom dateringene 11730 år BP og 11100 år BP (Fig. 72) er konstant. Dette støttes av et jevnt glødetap mellom disse.
- B. Dateringene betraktes som riktige.
- C. Den oppgitte alder antas å ligge i sentrum av prøvene tatt ut til datering.

Til punkt A er å bemerke at forholdet $c = \frac{k}{d}$ er en forenkling idet økende glødetap (Fig. 55) også betyr at tilførsel og produksjon av organisk materiale øker. I tillegg vil også vanninnholdet øke når det blir større organisk innhold (Fig. 55). Dette fører til at porevolumet blir større. Mitt postulat er imidlertid basert på at disse feilkildene er svært små når den minerogene sedimentasjonen dominerer som den her gjør. Med hensyn til punkt B, kan det anføres at dateringene er oppgitt med ett standardavvik hvilket innebærer at det er omlag 2/3 sannsynlighet for at prøvens alder faller innen denne grensen. Når det gjelder punkt C, må en anta at prøvens alder ligger i tyngdepunktet for prøvens organiske innhold. Dette faller nær sentrum for prøvene det her gjelder.

Ved konstruksjon av kurven gjennom undre siltig gytje, gytjig silt og øvre siltig gytje, er følgende framgangs-
måte fulgt:

- 1) Tar løpende gjennomsnitt av glødetapet gjennom de tre lagene med 4 cm intervall og 1 cm forflytting hver gang.
- 2) Forandringer i løpende gjennomsnitt av glødetapet med

dypet, representerer knekkpunkt på kurven jeg ønsker å konstruere. Markerer disse knekkpunktene og finner gjennomsnittlig glødetap mellom dem. Kurven er nå delt opp i 7 linjer hver representert med en glødetap-verdi.

- 3) Finner konstanten (k) mellom dateringene 11730 år BP og 11100 år BP etter formelen $c = \frac{k}{d}$ hvor både glødetap (d) og sedimentasjonshastighet (c) er kjent.
- 4) Sedimentasjonshastighetene for de resterende linjer kan nå beregnes ved $c = \frac{k}{d}$, hvor k er konstanten framkommet under punkt 3 og d er glødetap for de respektive linjer.

Denne framgangsmåten kan ikke benyttes til å forlenge kurven nedover i leirig silt eller oppover i laminert silt (Fig. 72) idet glødetapet begge steder er så lavt og leirinnholdet så høyt (Fig. 55), at det er grunn til å tro at det skyldes vann avgitt fra leirmineraler (Sønstegaard & Mangerud 1977: 315-316). For å bøte på dette for den laminerte siltens vedkommende, ble det antatt at sedimentasjonshastigheten like etter at lokalbreen var smeltet bort var omlag den samme som like før (0,3 mm/år). Ved å regne fra sentrum av dateringene T-2533A/B (Fig. 71), gir dette at øvre grense for laminert silt ligger omlag 10200 år BP. Gjennomsnittlig sedimentasjonshastighet av laminert silt på lok. 502-05 (Fig. 47) blir i følge dette 1,16 mm/år (Fig. 72).

Det er ingen holdepunkt for å forlenge kurven (Fig 72) nedover i leirig silt, men det må antas at sedimentasjonshastigheten her er større enn over.

På bakgrunn av stratigrafien i Kråkenesvatnet og kurven for sedimentasjonshastighet (Fig. 50-55 og 72), kan følgende utvikling skisseres:

Kråkenes ble isfritt noe før 12500 år BP. Umiddelbart etter

isavsmeltingen startet sedimentasjonen av leirig silt. Det ble ikke liggende igjen noen lokalbre i botnen etter at innlandsisen trakk seg tilbake (s. 44). Innlandsisen nådde ikke den ytre kyst ved senere framstøt.

Mellom ca. 12500 og ca. 12150 år BP avsettes undre siltig gytje. Vegetasjonen etablerer seg.

Omlag 12150 år BP skjer det en klimaforverring. Gytjig silt blir avsatt i bassenget, sannsynligvis som en følge av øket solifluksjon. Det ble ikke dannet lokalbre i denne perioden.

Ca. 11950 år BP blir klimaet igjen bedre, og øvre siltig gytje avsettes.

Nær 10900 år BP starter sedimentasjonen av laminert silt. Denne tilskrives materiale tilført bassenget ved breelva fra lokalbreen på Kråkenes (s. 49). Laminert silt markerer altså en kraftig klimaforverring som førte til at breen ble dannet. Det var en helt isfri periode på minimum 1600 C¹⁴-år før denne breen ble dannet (Fig. 72). Videre eksisterte lokalbreen bare ca. 700 C¹⁴-år mellom 10900 år BP og 10200 år BP.

Omlag 10200 år BP er lokalbreen smeltet helt bort som en følge av klimaforbedringen. Gytje avsettes i bassenget.

4.3.5. Korrelasjoner.

Deglasiasjonen av Kråkenes skjedde noe før 12500 år BP (Fig. 72) eller sannsynligvis i tidlig Bølling. Fra Ålesund foreligger det en datering av skjell (T-2305, Mangerud & al. 1979) som gir en minimumsalder på deglasiasjonen der på 12060[±]160 år BP. Høye strandlinjer (Reite 1967) indikerer imidlertid at kysten ble isfri en god del tidligere. I

Hordaland ble den ytre kysten deglasiert tidlig i Bølling (Mangerud 1970, 1977). Den milde perioden som deglasiasjonen innledet, synes på Kråkenes å ha vært til omlag 12150 år BP (Fig. 72), det vil si den avsluttes like før øvre grense for Bølling Kronosone.

Omlag 12150 år BP ble klimaet igjen dårligere (Fig. 72). Denne perioden varte ca. 200 C¹⁴-år til 11950 år BP. Varigheten er den samme som Eldre Dryas, men klimaforverringen på Kråkenes synes å inntreffe noe tidligere enn Eldre Dryas Kronosone. Klimaforverringen registrert i bassenget på Kråkenes er noe yngre enn det korrelate breframstøtet i Hordaland som mest sannsynlig varte fra 12300 til 12200 år BP (Mangerud 1977: 50). Blåfjellstadiet i midtre Nordfjord representert ved markerte randmorener kan være av Eldre Dryas alder (Fareth 1970: 163-164), men disse morenene kan også tilsvare det tidlige breframstøtet i Yngre Dryas (Fig. 2i). Skarpnestrinnet i Troms med sine betydelige endemorener synes å ligge mellom 12500 og 1200 år BP (Andersen 1968: 35) og synes dermed å være korrelat med klimaforverringer 12150-11950 år BP på Kråkenes.

Lokalbreen på Kråkenes eksisterte fra ca. 10900 år BP til ca. 10200 år BP (Fig. 72). Innlandsisen i indre deler av Nordfjord nådde sin maksimale utbredelse i Yngre Dryas mellom 10750[±]140 år BP og 10440[±]170 år BP, men de største morenene (Nor morener) ble avsatt etter 10440[±]170 år BP (Mangerud & al. 1979). I Hordaland når innlandsisen sin maksimale utbredelse helt i slutten av Yngre Dryas (Mangerud 1970: 134, 1977, Fig. 14, Aarseth & Mangerud 1974: 18).

Eksakt havnivå for Yngre Dryas er ikke kjent i området. Ved å ekstrapolere fra Fareth's (1970, Fig. 148) isobasekart for Yngre Dryas, finner en at 0-isobasen må krysse Stad et sted. Boring i Borgundvågen har bekreftet at Yngre Dryas og tidlig postglasialt havnivå var lavere enn dagens (s.137). Korrelasjon av lokalmorener ved hjelp av strandlinjer som Reite (1967) gjorde, er derfor ikke mulig her.

En datering, T-2850, innenfor lokalmorenen i Borgundvåg (K, Bilag 2) er gjort på grovdetrisk limmisk gytje under dagens havnivå. Denne ga alderen 9510 ± 170 år BP. Sedi-mentet er resedimentert fra områder lenger inn i botnen (s. 128). Det konkluderes videre at botnen på dette tids- punkt var isfri (s. 128). Dateringen gir således en mini- mumsalder på lokalbreens avsmelting, og helt opplagt eksisterte den i Yngre Dryas samtidig med Kråkenesbreen.

Liestøl (1967, Fig. 29) har tegnet kart over likevektslinjen for dagens breer i Sør-Norge. Ved å ekstrapolere fra dette finner en at dagens likevektslinje på Stad/Vågsøy ligger omlag 900 m.o.h. (se s. 76). Likevektslinjene for lokal- breene på Stad og Vågsøy er beregnet (s. 71). Etter disse beregningene varierer de mellom ca. 300 og 100 m.o.h. Senkningen av lokalbreenes likevektslinje i forhold til dagens er altså på 6-800 m. Senkningen av firngrensen under 1750-framstøtet er for Sør-Norge beregnet av Liestøl (1960, Fig. 160) til 250 m og av Matthews (1977: 17) til 140-145 m for Storbreen. Det er etter dette klart at ingen lokalbreer kan ha eksistert på Stad/Vågsøy etter Yngre Dryas.

Breene på Kråkenes og i Borgundvåg, som vi vet eksisterte i Yngre Dryas, har en beregnet likevektslinje på henholdsvis 154 og 183 m.o.h. (Fig. 95). Begge disse beregningene ligger nær middelet av variasjonen i likevektslinjene for de rekonstruerte lokalbreene. Det er på denne bakgrunn rimelig å anta at alle lokalbreene på Stad/Vågsøy ble dannet og forsvant igjen i løpet av Yngre Dryas, men det er urimelig å vente at de er helt tidssynkrone.

Denne asynkroniteten er forsøkt belyst ved figur 73. Her er en teoretisk senkning av likevektslinjen plottet mot antall C^{14} -år BP. De første botnene som får dannet en bre når likevektslinjen senkes, er de som ligger nærmest dagens

likevektslinje. Dette er som regel de høyestliggende botnene (Bre Y, Fig 73). En ytterligere senkning av likevektslinjen, kan føre til at bre Y flyter ut av botnen og større områder nedises, men dersom botnen er stor, kan botnbreen bare reagere ved å bli større uten å rykke ut av botnen. Den videre senkningen av likevektslinjen fører også til at det dannes breer i lavere nivå (Kråkenesbreen og bre X, Fig. 73). Den lokale likevektslinjen for hver bre må holde seg innen den rammen som størrelsen på botnen setter for at breen skal eksistere i botnen. De samme terskelverdiene for dannelse av en bre vil også gjøre seg gjeldende ved en klimaforbedring som hever likevektslinjen. Små, lavtliggende breer forsvinner først, mens større breer høyere oppe vil kunne eksistere noe lenger (Fig. 73). Disse terskelverdiene er også avhengig av breens helling. En bratt bre er ikke så følsom for forandringer i likevektslinjen idet arealforholdet mellom ablasjons- og akkumulasjonsområdet ikke endres så mye som på en slak bre (se s. 73). Etter det foran kan det sluttet at en bre bare kan eksistere i den lille botnen på Kråkenes innen snevre klimatiske grenser. Dette taes som en sterk indikasjon på at klimaet under hele botndannelsen har vært likt Yngre Dryas' klima (se s. 75). I midtre og indre Nordfjord er botner med 3-4 lokalglasiasjonsstadier beskrevet av Fareth (1970). Han mener at i noen av dem ble det liggende igjen isrester etter at innlandsisen trakk seg tilbake og at de eksisterte med varierende størrelse ut i Preboreal tid. Dette er større og høyereliggende botner. Glasiasjonsgrensen der var i Yngre Dryas 4-500 m lavere enn i dag (op.cit. 1970: 171). På Stad og Vågsøy var likevektslinjen for samme tidsrom 6-800 m lavere enn i dag. Disse forhold samholdt med modellen (Fig. 73) forklarer hvorfor noen av lokalbreene i midtre og indre Nordfjord ble liggende igjen etter innlandsisens tilbaketrekking og kanskje eksisterte sammenhengende ut i Preboreal tid, mens de små lokalbreene på Stad og Vågsøy ble dannet og forsvant igjen i løpet av Yngre Dryas.

Et annet spørsmål av betydning når en tidskorrelerer avsetninger fra forskjellige breer er forskjellen i reaksjons-

hastighet de ulike breer har på den samme klimaforandring. Reaksjonshastigheten er i stor grad avhengig av størrelsen på breen. Miller & al. (1975) har antydnet at det kan ta 50-150 år før en klimaforandring blir registrert i fronten av en iskappe, mens den samme forandringen kan registreres etter 5-10 år på en liten botnbre.

Direkte dateringer av lokalmorener slik det er utført på Kråkenes er ikke gjort i Norge tidligere.

I midtre og indre Nordfjord har Fareth (1970) beskrevet sennglasial lokalglasiasjon i områder utenfor og over de sammenhengende fjordbreer. Han mener at morener fra Yngre Dryas er representert i de fleste tilfeller hvor det er spor etter lokalglasiasjon, men bare i få tilfeller kan han, ved hjelp av marine og lakustrine nivåer, si med noenlunde sikkerhet at morenene er fra Yngre Dryas. Reite (1963, 1967) mener å kunne korrelere lokalmorener på Sunnmøre med Yngre Dryas strandlinje. I Troms og på Nordlandskysten er lokalmorener av antatt Yngre Dryas alder beskrevet av Andersen (1968, 1975).

Det er altså et gjennomgående trekk for mange områder over og utenfor innlandsisens utbredelse i Yngre Dryas med framstøt av lokale breer. For Kråkenesbreens vedkommende er det vist at den ble dannet og forsvant igjen innen Yngre Dryas Kronosone. Den samme slutning er trukket for lokalbreer i Storbritannia (Pennington 1975a: 170, 1975b: 541, 1977: 141, Sissons 1977: 58).

4.4. Kråkenesbreens erosjonshastighet.

Totalmengden erodert materiale fra lokalbreen er forsøkt beregnet. Dette er gjort for å få et inntrykk av breens erosjonshastighet, for å finne hvor stor andel erosjonen i Yngre Dryas utgjør av botnens totalvolum og for å få en idé

om hvor lang tid det kan ta å få dannet en slik botn.
For å nå disse mål må følgende beregnes:

- A. Mengden laminert silt i bassenget.
- B. Mengden materiale ført ut av bassenget.
- C. Mengden materiale sedimentert i elveseng og delta.
- D. Materialmengden i randmorenen.
- E. Volum fast fjell som A, B, C og D utgjør.
- F. Botnens totale volum.
- G. Arealet til flaten som lokalbreen har dekket.

4.4.1. Beregninger.

A. Laminert silt (Fraktet i suspensjon i breelva).

Denne lagpakken er beregnet på grunnlag av de 8 russerborprofiler med tilsammen 36 borelokaliteter samt kjerne 502-01 som ligger utenfor profilene (Fig. 47). Vannstanden i bassenget er høynet til Yngre Dryas nivå (Fig 47). Fra ytterste borpunkt i hvert profil til grensen for bassenget, er lagpakken tenkt å avta jevnt i tykkelse til null. Mellom borpunktene er tykkelsen interpolert. Variasjoner i tykkelsen er tenkt å være lineær mellom borpunktene.

Bassenget ble delt inn i 31 segmenter lagt slik at de kjente tykkelser i lagpakken kunne utnytted best mulig (Fig. 74). Arealet av hvert segment og volumet av laminert silt under segmentet ble beregnet. Totalvolum laminert silt: 39000 m^3 .

Ved å redusere for vanninnhold og organisk innhold (Sønste-gaard & Mangerud 1977, Fig. 12), blir det 837 kg minerogent materiale pr. m^3 sedimenter i bassenget.

Totalvekt laminert silt: 32700 tonn.

B. Materiale ført videre ut av bassenget.

En del av materialet tilført bassenget er ført videre ut av

det. Denne mengden kan ikke måles, og jeg har valgt. å basere et anslag på recente slammålinger nedenfor norske breer (Ziegler ed. 1972, 1973, 1974, Østrem 1974, Kjeldsen ed. 1977). Ved å sammenligne forholdene på Kråkenes med en del undersøkte områder (Fig.75), finner en at Kråkenes-breen og Vesledalsbreen er relativt like med hensyn til berggrunn, sedimentasjonsbasseng og brestørrelse. Samtidig kommer det fram (Fig. 75) at slammålingene samsvarer godt for de tre andre breene hvor forholdene synes å være sammenlignbare. Bassenget på Kråkenes er noe større enn det nedenfor Vesledalsbreen, men betydelig mindre og grunnere enn de øvrige jeg sammenligner med. På denne bakgrunn blir mitt anslag at 50% av suspendert materiale i breelva passerte gjennom bassenget.

Vekt materiale ført ut av bassenget: 32700 tonn.

C. Materiale sedimentert i deltaet og elveleiet.

Materiale fraktet langs bunnen av breelva er sedimentert i elvesenga og deltaet. Deltaet kan måles ved boringer og kanskje også ved seismikk. Dette er desverre ikke gjort hittil, og jeg er også her nødt til å basere meg på sammenligninger med recente undersøkelser (Ziegler ed. 1972, 1973, 1974, Kjeldsen ed. 1977). I de tilfeller hvor bunntransporten i breelva ikke er målt, er denne satt til 30% av transporten i suspensjon (Fig. 76). Et viktig resultat av de refererte undersøkelsene er imidlertid at bunntransporten i de tilfeller hvor den er målt, har vist seg å være adskillig større enn tidligere antatt. I henhold til Østrem (1974: 523, 1975: 115) er en vanlig bunntransport i en breelv fra 30-50% av totaltransporten. Et forsiktig anslag fra min side blir da at bunntransporten i breelva på Kråkenes utgjorde 30% av totaltransporten.

Vekt materiale fraktet langs bunnen av breelva: 28000 tonn.

D. Materiale i randmorenen.

Volumet av randmorenen ble kalkulert ved å dele den inn i tre deler (Fig. 77) hvor gjennomsnittlig høyde og bredde ble beregnet. Arealet i hvert gjennomsnittlige tverrsnitt gjennom den tenkte moreneryggen ble multiplisert opp med lengden av segmentet i hvert av de tre tilfellene. Endene av morenen, hvor den er svært tynn, ble forsøkt trukket inn i vurderinga av størrelsen på segmentene. Volumene av segmentene ble summert.

Volum randmorene: 169000 m^3 .

Vekten av randmorenen ble så regnet ut ved å anta at den har gjennomsnittlig tetthet $2,0 \text{ g/cm}^3$. (Riise 1968, Tab. 2).

Vekt randmorene: 338000 tonn.

Basalmorenen i botnen er ikke tatt med i beregningen av materiale erodert av Kråkenesbreen i Yngre Dryas. Det er antatt at det lå basalmorene etter innlandsisen i botnen før lokalbreen ble dannet. Denne mengden er det umulig å ha noen formening om, og den blir tentativt satt lik mengden basalmorene etter lokalbreen.

E. Volum fast fjell som det breeroderte materialet utgjør.

Totalvekten breerodert materiale (A + B + C + D) er ca. 431000 tonn. Regner en tettheten av fast fjell til $2,6 \text{ g/cm}^3$, blir volumet fast fjell som er erodert av Kråkenesbreen 165000 m^3 .

F. Botnens totale volum.

Den preglasiale terrengoverflaten der botnen på Kråkenes

i dag ligger, er selvsagt ukjent. Ved å vurdere kotenes forløp på begge sider av botnen, kan en få inntrykk av at preglasial terrengoverflate var konveks. På den annen side er det ikke urimelig at den første snøfonn eller botnbre fikk sitt leie her nettopp fordi det var en forsenkning i overflaten. I beregningen som er gjort, er derfor den preglasiale overflaten tenkt å være jevn. Mellom knekkpunktene på høydekotene ble rette linjer trukket. Volumet under denne tenkte overflaten og dagens overflate ble beregnet til 8500000 m³.

G. Areal under breen.

Totalt areal som lokalbreen på Kråkenes har dekket (Fig. 81) er beregnet til 250000 m².

4.4.2. Diskusjon.

Etter beregningene foran, utgjør vekten av randmorenen hele 78% av totalmengden breerodert materiale. Er det feil i beregningen av morenemateriale, kan dette gi store utslag i resultatene. Er videre antakelsen om at mengden basalmorene fra innlandsisen tilsvarende mengden fra lokalbreen uriktig, kan også dette forstyrre resultatene betydelig. Dette kan slå ut begge veier, avhengig av hvilken av de to basalmorener som er mektigst. Mengden sedimenter i bassenget er beregnet med stor grad av nøyaktighet. Disse sedimentene og recente undersøkelser danner grunnlaget for beregning av andre sedimenter transportert av breelva. Det kan selvsagt her ligge feil som endrer enkeltresultatene betydelig, men disse vil i relativt beskjeden grad påvirke beregningen av erosjonshastigheten. Ser en for eksempel helt bort fra materiale sedimenter i elveseng og delta samt materiale ført ut av bassenget, vil dette redusere breens erosjonshastighet med 0,1 mm/år.

I beregningene er det nok en viss overlappning mellom beregnet mengde laminert silt (A) og estimert mengde i deltaet (C) i området der breelva munnet ut i Kråkenesvatnet (Fig. 74). Dårlig grep på deltaets størrelse samt ønsket om å få med materiale sedimentert i elveseng (C), er bakgrunnen for framgangsmåten

ved beregningene av A og C.

Volumet fast fjell som er erodert av breen i løpet av Yngre Dryas, er beregnet til 165000 m^3 . Fordeler en dette på hele breens basis, finner en at den gjennomsnittlige senking av botnens overflate er 0,66 m. Med en erosjonstid på 700 år (s. 61), gir dette en årlig erosjon på omlag 0,9 mm/år. Erosjonshastigheten for recente breer i Norge er beregnet på bakgrunn av målt sedimenttransport (Østrem 1975, Kjeldsen ed. 1977). De fleste av disse breene er betydelig større enn Kråkenesbreen ($0,17 \text{ km}^2$), og deres erosjonsrater er vanligvis fra 0,2 - 0,5 mm/år. Den minste av de undersøkte breer (Trollbergdalsbreen, $2,0 \text{ km}^2$, Kjeldsen ed. 1977) hadde imidlertid en gjennomsnittlig erosjonsrate på 1,0 mm/år for de 5 år den ble undersøkt. Selv om mine resultater delvis er basert på slamtransportundersøkelser hvor disse erosjonsratene framkommer, vil jeg hevde at sammenligningen er relevant idet randmorenen utgjør hele 78% av totalmengden breerodert materiale. Kalkulasjoner på lokalbreers erosjonsrate gir svært varierende resultater. Andrews & Le Masurier (1973: 78) har beregnet erosjonen til 0,36 - 0,42 mm/år for botner i Antarktis Reheis (1975: 416) har beregnet erosjonen til 4,92 - 8,16 mm/år for en botnbre i Colorado, mens Anderson (1978: 757) får fra 0,008 til 0,076 mm/år for ti breer på Baffin Island. Felles i disse tre undersøkelsene er imidlertid at tiden de respektive breer har erodert, er relativt usikker slik at resultatene kan endres noe. Breene med de laveste erosjonsratene er polare til sub-polare, mens den i Colorado er temperert. Berggrunn kan grovt sammenlignes med Kråkenes. Det er således indikasjoner på en sammenheng mellom klima og erosjonsrater, men mange flere undersøkelser trenges for å etablere denne eventuelle sammenhengen.

Erosjonen i Yngre Dryas utgjør $19^0/00$ av hele botnens volum. Dersom forholdene under hele botndannelsen har vært de samme som i Yngre Dryas, kan hele botnen teoretisk være dannet på 37000 år. Store deler av sunnmørskysten var isfri i alle fall mellom 28000 og 38000 år BP (Mangerud & al. 1979). Er dette også tilfelle for de ytre strøk av Nordfjord, kan

forholdene ha vært slik at store deler av botndannelsen har skjedd i Midt-Weichsel, og det er heller ikke umulig, om enn svært usannsynlig, at hele botnen på Kråkenes kan være dannet i Weichsel.

4.5. Botnenes fordeling og likevektslinjens variasjoner.

Forekomsten av botner etter lokalbreer har vært mye brukt til å bestemme klimaet for tidspunktet da botnene var okkupert av is (Charlesworth 1957: 296-297, Flint 1971: 63-73). Palaeoklimatiske rekonstruksjoner har vanligvis vært basert på temperaturforskjellen mellom dagens og tidligere snøgrense dersom nedbøren i begge tilfeller er den samme. Andersen (1954: 325) og Liestøl (1963: 139) regner med en temperaturgradient på $0,6-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ langs norskekysten. I noen tilfeller er høydeforskjellene mellom dagens og tidligere snøgrenser forsøkt forklart ut fra nedbørsforskjeller (e.g. Hastenrath 1971), og i en del arbeider er temperatur og nedbør kombinert for å forklare forskjellene (Porter 1964, Sissons & Sutherland 1976).

I det følgende er 14 av 17 lokalbreer fra Yngre Dryas rekonstruert (A-N, Bilag 2). Likevektslinjen for lokalglasiationsstadiet er beregnet. Årsaker til variasjoner i likevektslinjen og fordelingen av botner blir diskutert. Alternative kombinasjoner av temperatur og nedbør som gir lokalglasiasjon på Stad og Vågsøy blir presentert. Beregning av glasiationsgrensen ved toppmetoden beskrevet av Andersen (1968, Fig. 23), er ikke mulig da utvalget av topper i det akutte høydenivå er sparsomt.

4.5.1. Rekonstruksjon av lokalbreene og beregning av deres likevektslinje.

Ved rekonstruksjonene er det benyttet økonomiske kartblad i

målestokk 1:5000 som grunnlag. Følgende framgangsmåte er fulgt, eksemplifisert ved rekonstruksjonen av lokalbreen på Kråkenes (Fig. 78A-C):

- A. Tegner omrisset av breen på grunnlag av randmorenene og en skjønnsmessig fastsetting i områdene utenfor morenene.
- B. Tegner strømningslinjer i breen. Dette er også gjort på skjønn, men på grunnlag av topografien i botnen, breens randmorene og yttergrense mener jeg at det er gjort innen en rimelig feilmargin.
- C. Forbinder høydekotene på hver side av breen ved å trekke de vinkelrett på strømningslinjene. Dette gjøres for hver 25. m.

Resultatet er et brekart i målestokk 1:5000 med 25 m's høydekoter. Brekartene er nedfotografert til mindre målestokk og vist i figurene 79-92. I tre tilfeller (O-Q, Bilag 2) er ikke lokalbreene rekonstruert da forholdene synes for uklare. Jeg vil allerede nå understreke at området dette er gjort i er lite og breantallet lavt. Det hadde vært ønskelig med en større undersøkelse av denne art slik at en virkelig fikk etterprøvd om de trendene jeg kommer inn på i det etterfølgende er holdbare.

Likevektslinjen på en bre danner grensen mellom akkumulasjons- og ablasjonsområdet (Paterson, 1972: 31, Andrews 1975: 32). Det er av interesse å bestemme høyden på likevektslinjen (equilibrium line altitude, ELA). Miller & al. (1975: 157) understreker dens betydning og begrensning:

Averaged over a long period of time, the ELA should approach a steady-state value if the climate remains relatively stable. However, climate is always changing, and the steady-state ELA reflects a weighted climatic average which is directly dependent on the mass turnover of the glacier.

Under forutsetning av at breene i Yngre Dryas var i likevekt med datidens klima, vil høyden på beregnet likevektslinje reflektere dette.

Porter (1970: 1444) har vist at forholdet mellom arealet av en botnbre's akkumulasjonsområde og dens totalareal i de fleste tilfeller er $0,65 \pm 0,05$. Dette kaller han "Accumulation Area Ration" (AAR). Porter's forhold er benyttet ved beregning av likevektslinjen for hver av de fjorten rekonstruerte breene (Fig. 79-92). Arealet innenfor hver høydekote på breen ble målt med planimeter. Kumulativ arealprosent ble plottet mot høyden. Ved $AAR = 0,65$, det vil se der 65% av brearealet ligger i akkumulasjonsområdet, kan en så ved kumulativ prosent 35 (Fig. 93-94), finne en tilnærmet verdi for likevektslinjen. Resultatene er samlet i figur 95 og tabell 4. I de tilfeller hvor beregnet likevektslinje ligger høyere enn høyeste sidemorene, er middelet mellom disse to brukt som breens likevektslinje da sidemorenens høyde er en minimumsverdi for likevektslinjen (Andersen 1968: 124, Andrews 1975: 54). Ligger beregnet likevektslinje lavere enn høyeste sidemorene, er høyden på høyeste sidemorene benyttet som en tilnærming til likevektslinjens høyde.

4.5.2. Botnhøydens og likevektslinjens avhengighet av botnenes orientering.

I figur 96 er høyden av botnenes bunn plottet mot botnenes orientering (det vil si brebevegelses retning). Botnene finnes bare mot nord fra $300^{\circ}V$ til $77^{\circ}\emptyset$. Det er også en relativ klar tendens til at de NØ-vendte ligger lavere enn de NV-vendte og de nordlige. Ennå klarere blir denne tendensen dersom en tar løpende gjennomsnitt av likevektslinjens høyde mot botnenes orientering (Fig. 97). Det framgår at likevektslinjen avtar fra 305 m o.h. i NV til

135 m o.h. i NØ med få og relativt små avvik fra det generelle bildet med en jevn senkning. Den gjennomsnittlige retningen botnene vender på Stad/Vågsøy er 012° (Tab. 4). 10 botner ligger øst for nord, 6 ligger vest for nord og en vender rett mot nord (Fig. 96). Det entydige polare aspektet som disse botnene viser, kan forklares ut fra at redusert temperatur og solstråling forhindrer ablasjon i nordskråninger (Andrews & Dugdale 1971: 547, Derbyshire & Evans 1976: 449). Dersom i tillegg den østlige tendensen med suksessivt lavere likevektslinje fra vest mot øst (Fig. 97), med lavestliggende botner i øst og med tyngdepunktet østvendt ikke er tilfeldig i dette lille utvalget, kan dette forklares ut fra to forhold, enten hver for seg eller i kombinasjon:

- 1) Netto akkumulasjon er størst på lésider fordi vindblåst snø akkumulerer, og fordi ablasjonen reduseres ved at turbulent varmeutveksling med luft forhindres (Derbyshire & Evans 1976: 449-451).
- 2) Ablasjonen er mindre effektiv om morgenen når østvendte skråninger er eksponert mot solen (op.cit. 1976: 451).

Østvendte botnbreer på den nordlige halvkule er vanlig (Fig. 98) og blir forklart ut fra faktorene over. L.D. Williams (1975) har påpekt vanskeligheten forbundet med å skille mellom de ulike faktorene når en skal forklare tidlige utbredelse av breer, og han mener det er svært farlig å trekke klimatiske konklusjoner ut fra botnenes fordeling og variasjoner i likevektslinje. Miller & al. (1975) mener at likevektslinjen hovedsakelig er kontrollert av sommerablasjonen på breer som ligger på høye breddegrader og at forholdene blir mer komplekse lenger sør.

Sør- og sørvestlige vinder gir i dag mest nedbør på Stad/Vågsøy, mens nedbøren som snø stort sett kommer fra nordvest (Utaaker, pers. medd. 1978). Med en senking av gjennom-

snittlig vintertemperatur på minimum $4,5^{\circ}\text{C}$ (Bruun 1967) og med de samme lavtrykksbaner som i dag, ville hovedtyngden av nedbøren som snø komme fra sør til sørvest. En slik vind- og nedbørfordeling kan ha gjort seg gjeldende i Yngre Dryas, og det er mulig at dette sammen med mindre effektiv morgenablasjon i øst forklarer fordeling av botnen og variasjoner i likevektslinje (Fig. 96-97).

I midtre og indre Nordfjord er dominerende botnorientering mot SSØ og N (Fareth 1970: 36). Dette er sammenfallende med sprekkeorienteringer i berggrunnen, og det konkluderes med at sprekkeretningene er bestemmende for botnenes orientering. En slik sammenheng er ikke påvist på Stad og Vågsøy. På Sunnmøre mangler botner fra S til SSØ (Reite 1963: 23). Han mener at dette skyldes den sterkere solstråling i sørvendte skråninger.

4.5.3. Topografiens betydning.

Dersom topografiske parametre var de viktigste når det gjelder variasjoner i likevektslinjen, skulle en neppe forvente en jevn senking av denne fra vest over nord mot øst (Fig. 97). Laveste fjell som har lokalmorene på lē-siden er 360 m.o.h. Denne lokaliteten (Lundebrekke, Fig. 95) er ØNØ-vendt, og 360 m o.h. kan tjene som en minimumshøyde et fjell på Stad/Vågsøy måtte ha for å gi tilstrekkelig skygge til at en lokalbre kunne dannes i Yngre Dryas. Er fjellet høyere enn 360 m o.h., er det ingen klar sammenheng mellom fjellets høyde og likevektslinjens høyde (Fig. 99). En klar sammenheng synes det imidlertid å være mellom høyde på basis for breen og likevektslinjens høyde (Fig. 100). Dette er noe overraskende idet en skulle vente at likevektslinjen er uavhengig av basis og bare avhengig av klimaet. På den annen side er det benyttet en statistisk modell ved beregning av likevektslinjen (s. 73), noe som kan føre til at avhengig-

heten er innebygget i metoden. Dersom det ikke er tilfelle, betyr dette at høyden på basis er direkte avhengig av klimaet og videre at botnene må være dannet i et klima som tilsvarer det i Yngre Dryas. En annen indikasjon på det samme er tidligere omhandlet (s. 64).

4.5.4. Senkning av likevektslinjen i forhold til dens nåtidige høyde. Mulige klimatiske konsekvenser.

Da høydeforskjellen mellom dagens og tidligere likevektslinje brukes til å tolke forskjeller i klima, er det viktig å bruke gjennomsnittlig likevektslinje som et uttrykk for dagens klima. Gjennomsnittshøyden for tretti år (en meteorologisk periode) er et naturlig referansenivå (T.Vorren 1973: 33). Denne klimatologiske linjen lå for perioden 1931-1960 omlag 100 m høyere enn den linjen som ville holdt breene i likevekt (steady-state equilibrium line, Liestøl 1967: 43). Østrem & Liestøl (1964, Fig. 36) og Liestøl (1967, Fig. 29) har tegnet kart over høyden av likevektslinjen i Sør-Norge. Disse gir "steady-state" likevektslinje. Ved ekstrapolasjon, og ved å legge til 100 m, blir det antatt at den gjennomsnittlige klimatiske likevektslinje for Stad/Vågsøy ligger omlag 900 m o.h. Snittet av høydene på likevektslinjen for de fjorten rekonstruerte breene er 180 m o.h. (Tab. 4). Det er altså en beregnet senkning på omlag 700 m i forhold til dagens likevektslinje. Min beregning gir en noe større senkning enn det som tidligere er gjort på glasiasjonsgrenser eller firngrenser for Yngre Dryas i Norge:

- 475[±]50 m i Troms (Andersen 1968: 127),
- 600 m på Sunnmøre (Reite 1967: 282),
- 400-500 m i Nordfjord (Fareth 1970:171),
- 400[±]50 m i Hardangerfjord-Åkrafjord (Follestad 1972:57),
- maksimum 350-400 m i Åkrafjord-Ryfylke (Anundsen

1972: 19) og
525[±]50 i sentrale deler av Rogaland (Andersen 1968:
128).

Disse resultatene kan ikke direkte sammenlignes med mine da det synes som om referanseverdien i de nevnte undersøkelser har vært en "steady-state" likevektslinje som altså ligger omlag 100 m lavere enn den gjennomsnittlige klimatiske likevektslinjen. Selv om jeg legger til 100 m i de refererte beregningene, er den beregnede senkning for Stad/Vågsøy noe høyere enn de andre med unntak av Reite's beregning for Sunnmøre. Det er imidlertid vist (Fig. 97) at det er relativt store variasjoner i likevektslinjen for et så begrenset område som Stad/Vågsøy. Variasjoner av en slik størrelsesorden må en også forvente å finne på regional basis da det er urimelig at Yngre Dryas klima bare er parallellforskjøvet i forhold til dagens langs hele norskekysten. Beregningene fra Stad og Vågsøy og variasjonene i resultatene fra andre områder (over), indikerer at så ikke er tilfelle.

Temperaturen i ablasjonssesongen og nedbøren i akkumulasjonssesongen er av avgjørende betydning for en bre's materialhusholdning. Nigardsbreen hadde i 1963 en ablasjonssesong fra 15. mai til 15. oktober (Østrem & Liestøl 1964, Fig. 13). I tråd med dette er ablasjonssesongen for lokalglasiasjonsstadiet også satt til 5 måneder, men fra 1. mai til 30. september for å lette bruken av meteorologiske statistikker. Resten av året betraktes som akkumulasjonssesong. Ved å dele inn året på denne måten er det allerede gjort klimatiske antakelser uten at disse lar seg kontrollere. Midlere lufttemperatur på Kråkenes i "ablasjonssesongen" for perioden 1931-60 var 11,4°C (Bruun 1967), mens nedbøren i "akkumulasjonssesongen" for den samme periode

var 727 mm (Det Norske Meteorologiske institutt 1977). Liestøl (1963: 139) mener at en senkning av sommertemperaturen på $0,6^{\circ}\text{C}$ mens vinternedbøren er konstant, senker likevektslinjen 100 m. Den samme effekt på likevektslinjen får en dersom vinternedbøren øker med 300 mm og sommertemperaturen forblir konstant (op.cit. 1963: 139). Disse to forhold er kombinert slik at deres samlede effekt blir en senking av likevektslinjen på 700 m (Fig. 101) som er den gjennomsnittlige forskjell mellom dagens og Yngre Dryas likevektslinje på Stad/Vågsøy.

Dersom varmt atlanterhavsvann ikke nådde inn til norskekysten i Yngre Dryas (Mangerud 1977:38, Ruddiman & McIntyre 1977: 3879, Ruddiman & al. 1977, Fig. 10), kan en ha hatt drivis, sjøisdekke eller lave sjøtemperaturer som har gjort fordampningen liten. Dette kan ha ført til mindre nedbør og et mer kontinentalt klima på norskekysten enn det vi har i dag. Det polare aspektet som botnene på Stad/Vågsøy har, skyldes at redusert temperatur og solstråling forhindrer ablasjon (s. 74). Denne effekten forsterkes i kontinental klima og i store høyder (Derbyshire & Evans 1976: 449). Botnenes polare aspekt samt lave høyde på Stad/Vågsøy indikerer i følge dette et relativt kontinentalt klima. Coope & al. (1971: 95) og Gray & Lowe (1977: 175) mener at klimaet i henholdsvis England og Skottland var mer kontinentalt i Yngre Dryas enn i dag. I figur 102 er det gjort en sammenstilling av sommertempertursenkingen i Yngre Dryas i forhold til dagens basert på pollen (Firbas 1949: 288, Iversen 1954: 98, K.-D. Vorren 1978: 33), Coleoptera (Coope 1975: 163, Coope & al. 1971: 95, Bishop & Coope 1977: 85) samt $0^{18}/0^{16}$ (Eicher & Siegenthaler 1976: 116). Periglasiale temperaturindikatorer er ikke tatt med i sammenstillingen da eksakt datering av disse oftest mangler og da den klimatiske tolkning er vanskelig samt hovedsakelig basert på årsmiddeltemperaturer (Mangerud & Skreden 1972, R.B.G. Williams 1975, Maarleveld 1976). Sommertemperaturer

basert på periglasiale fenomener er forbundet med større usikkerhet enn årsmiddeltemperaturer (R.B.G. Williams 1975). Antatt sommertemperatursenkning for Yngre Dryas forskjellige steder i Europa varierer altså fra 3-7°C (Fig. 102). En senkning på mer enn 5°C på Stad/Vågsøy fører til så lav vinternedbør (Fig. 101) at jeg finner det lite sannsynlig. Dette forholdet samt indikasjonene på at klimaet var moderat kontinentalt, får meg til å foreslå at sommertemperaturen på Stad/Vågsøy var 4-5°C lavere enn i dag mens vinternedbøren var den samme eller opptil 400 mm lavere (Fig. 101). En temperatursenkning på mindre enn 4°C er mulig og behøver ikke bety at vinternedbøren har vært høyere enn i dag som figur 101 indikerer. Lésideakkumulasjon med sør- til sørvestlige vinder kan ha begunstiget de nord- og nordøstvendte skråninger, slik at den effektive akkumulasjonen i disse ble større enn nedbøren tilsier.

5. JORDARTSKART OG KVARTÆR STRATIGRAFI.

5.1. Innleiing.

Dei ytre delane av feltet, kartblad Stad, er jordartskartlagt (Bilag 3 og 4). Under jordartskildringa blir også ein del lokalitetar utanfor kartbladet dregne inn. Stratigrafiske undersøkingar i Borgundvåg som har betydning for forståinga av marine avsettingar også innanfor kartbladet blir omhandla. Det same gjeld strandvollar og strandhakk utanfor kartbladet. Vidare er snitt i randmorener utanfor kartbladet, som er omhandla under kapitla 3 og 4, tekne med i moreneskildringa i dette kapitlet.

Stad (Bilag 3) har større lausmassedekking enn Vågsøy (Bilag 4). På Stad er det største lausmassedekket knytt til dei sentrale deler, medan områda ut mot Vanylvgapet i nord og Sildegapet i sør for ein stor del har fast fjell i overflata. Vågsøy har mykje fjell i dagen. Dei største lausmassedekka ligg ved Halsøy, i Vedvik og Revvik og i dei sentrale vestlege deler. Silda har mykje bart fjell (Bilag 4) og jordartane, vesentleg organiske avsettingar, har lita utbreiing.

5.2. Morenemateriale.

Morene er gitt både morfologisk og genetisk tyding. På kartbladet er nytta fire signaturar for morenemateriale. Det er skilt ut basalmorene tjukt dekke og basalmorene tynt usamanhangande dekke, randmorener og minerogent materiale på platåa.

Tjukt dekke er definert som: morenemateriale lokalt med stor mektigheit. Overflata fylgjer storformene i terrenget og er tilnærma uavhengig av små topografiske variasjonar i underliggande berggrunn. Tynt dekke gjenspeglar undergrunnstopografien og har mange fjellblottingar.

Lausmassane i fjellområda er opplagt, for ein stor del, avlagra som morene, men har liten likskap med frisk grå morene i låglandet. Materialet er derfor skilt ut som eigen jordart (definisjon s. 87) Grensa mellom dei to er ikkje bunden nøyaktig til eit bestemt høgdenivå, men materialet under 250-300 m o.h. synest å vere mindre påverka av solifluksjon og har friskare opphavsmateriale. I dei tilfelle der det har vore viktig å skilje primært morenemateriale frå solifluksjonsjord, har det vorte nytta steinorientering. Orientering på lengste akse med klart avvik frå bakkeskråninga er teke som indikasjon på at materialet er morene.

Omtalen av morenemateriale er derfor blitt skilt i to og blir delt i: 1. Morenemateriale i låglandet og 2. Det minerogene materiale på platåa.

5.2.1. Morenemateriale i låglandet.

5.2.1.1. Fordeling, djupne og overflateform.

I det kartlagde området ligg dei største moreneavsettingane i daldraget frå Ervik til Dalsbø og frå Årvik over til Ferstad. (Bilag 3).

På sørsida av Dalsbøvatnet har Kupåna skore seg omlag 15 m ned i morene, og på Årvikfjellet viser fleire snitt at morenedekket jamntover er 10 - 12 m tjukt. Ytst i Ervik, på tangen ut til Veslehovden, ligg ein 6 m mektig "rygg" av morene. Ryggforma er danna ved abrasjon. Abrasjonen er så omfattande, at det er uråd å seie om dette er restar av eit morenedekke eller ein sidemorene frå ein dalbre ut Ervik (Fig. 103). Moreneoverflata i området har slake avrunda former. Blokkfrekvensen på overflata varierer. Spesielt på Årvikfjellet over Blautmyrhammaren til Teige er det stor blokksamling (Fig. 28). Morenematerialet blir avgrensa mot dei brattaste fjellsidene og kan delvis vere overlagra av skred- og flaumskredvifter.

Frå Ervik til Morkavatnet ligg fleire randtrinn. Det største ligg ved Ferstad og er kalla Ferstadmørenen (s. 23). Det er eit kompleks system av ryggar. Høgste målte rygg var 20 m.

Alle randtrinna er vist på glasiolgeologisk kart (Bilag 2). Randmørenene ved Dalsbø er slått saman til ei randsone på jordartskartet.

Framfor Ferstadmørenen ligg eit hauget morenelandskap, med uryddige haugar og ryggar. Landskapet er tolka som ei uklar randsone.

Elles på Stad er morenedekket langt mindre. Honningsvåg har fo det meste tynt dekke og moreneoverflata er avhengig av berggrunnstopografien.

Hoddevik har tjukk morene avgrensa til dalenden. Ved lokalmorenen i Senggrova er randmørenen 16 m mektig.

Utanom vikane ligg berre små avsettingar i dei steile kystane. Desse avsettingane kan lokalt ha stor mektigheit som til dømes på Fure (Fig. 104).

Vågsøy (Bilag 4) har langt mindre morene enn Stad, og ein stor del er kartlagt som tynt usamanhangande dekke. Morenen er mektigast i SV-sida av Revvika, langs stranda og opp mot Tranehornet. Elvenedskjering i lia viser minst 15 m mektig morene. Overflata er lett undulerande og har eit spreidd dekke av blokker. Langs stranda ligg morenen vidare utover vika som ei hylle, avgrensa mellom fjellet og eit marint abrasjonshakk i forkant. På denne hylla er avsett flaumskredvifter og talus.

På Halsøy er og ein mektig morene-akkumulasjon utforma som ei hylle og avgrensa av eit tilsvarande abrasjonshakk. Morenen er minst 12 m mektig i forkant av akkumulasjonen.

I Vedvik aust for Revvik, er basalmoredet så tjukt at den småkolla berggrunnstopografien som ein ser i tilliggande område og stadvis i Vedvik, er utjamna.

Elles finst det utanom lokalmorenen på Kråkenes, berre avgrensa moreneavleiringar som lokalt kan ha stor mektigheit. På Silda er morene ikkje kartlagd.

5.2.1.2. Morenematerialet si samansetting.

For å gi eit inntrykk av samansettinga av morenematerialet, er det tatt med ein del snittskildringar.

Snitt i basalmorene.

Skagen (005016).

Snittet ligg ca. 80 m o.h. og viser meir enn 7 m mektig morene med talusdekt overflate. Morenen er sandig, grusig og svært stein- og blokkrik. (Fig. 105). Morenen er laust pakka og har linser av sortert kvit sand. Kornfordeling av bulkprøve er vist på Fig. 107 (prøve OL 7616, Tab. 2).

Buskardet (029013).

Under Lyklane ligg tjukkare morene enn det som er vanleg i Honningsvåg og svake ryggformer er utvikla i morenematerialet. Ryggformene er tolka som erosjonsformer (s. 39) og materialet som vanleg basalmorene. Snitt i materialet (Fig. 44) viser grå laust pakka morene med sandige linser. Materialet har svak lagning med fall ut dalen. Steinmaterialet er kantrunda gneis med mykje knytnevestor stein. Kornfordeling (prøve OL 7617, Fig. 107, Tab. 2) viser svært dårleg sortert, grusig morene.

Furestranda (018686).

Morenematerialet i Furestranda viser heilt andre eigenskapar enn basalmorenen i og omkring Morkadalen. Den viktigaste

skilnaden er pakkingsgraden. Medan morene sentralt på Stad er laust pakka, er morenen her ekstremt konsolidert. Det viser også det forholdet at morene ligg stabilt opp til over 100 m o.h. i den steile fjellsida. Snittet (Fig. 106) viser blågrå steinhard, ekstremt dårleg sortert sandig morene. Forma på overflata er danna av erosjonsspor på b e sider av snittet. Overflata er dekt av talus. Kornfordeling viser over 30% silt og leir (prøve OL 7773, Fig. 107, Tab 2). Kornsolideringsgraden tilseier at istrykket har vore stort under avsettinga.

Kråkenes (099843).

Fig. 108 viser 1,2 m djupt snitt i ljøs grå sandig morene. Omlag 60 cm v.o. går ei diffus grense. Over er materialet mørkare grått og meir hardpakka. Kornfordelinga av materialet (prøve EL 7705, EL 7707, Fig. 107, Tab. 2) viser omlag same fordeling med litt finare materiale i det øvre laget (EL 7707). Steinorientering i dei to laga (Fig. 6) viser same største maksimum mot VSV, men øvre lag (1B, Fig. 6) har fått eit nytt maksimum i meir NV-leg retning og oppretting av mindre maksima normalt på dei to største. Det kan derfor verke som om det under avsetting av lagpakken har skjedd ei dreining i isr rsla, eller at det har skjedd ei reorientering etter bakkeskråninga ved jordsig.

Den undre delen har fine sandige linser og heile pakken innehel ein god del godt runda stein. Dette kan d  enten vere oppplukka glasifluvialt eller marint  bradert stein.

Like ved dette snittet fann vi ein blå morene (Fig. 109). Over den blå morenen var gulgr  vitra morene. Det blå materialet inneheld over 45% silt og leir (prøve EL 7710, Fig. 107, Tab. 2). Under det blå materialet ligg meir steinig, lausare pakka, gulgr  morene, som blir frisk grå i botnen. Snittet er omlag 2 m djupt.

Forskjellen i farge og materialsammansetting kan indikere at dette er to ulike morener. I såfall skil den blå morenen seg frå all anna basalmorene som er observert i feltet og er mest sansynleg derivert frå marine avsetningar.

Ei anna mogleg løysing er at dette er ei sekundær farging som skuldast gleydanning under reduserande forhold. Gleydanning skjer i jord som er metta av vatn deler av året (Scheffer & Schachtschabel 1970: 390).

Snitt i randmorener.

Ferstadmorenen (005983).

Snitt i ryggen viser dårleg utvikla lagning parallelt med distalsida. Materialet er sandig grusig (Fig. 110). Distalt i same grustaket ligg ein grusig horisont under torv. Grusen viser uregelmessig lagning tilnærma parallelt med overflata. I underkant av grusen ligg ein blokkhorisont over og i godt sortert sand. Sanden inneheld finare lag og viser rotute strukturar (Fig. 111). Under sanden, som er maksimalt 1,5 m mektig, ligg sandige, grusige horisontar i veksling utan regelmessig lagning. I det sorterte sandige partiet ligg store blokker og strukturane bøyer av rundt blokkene. Dette kan vere sediment avsett i ein dam framfor morenen med utrasing av blokker.

Senggrova (01598a).

Fig. 112 viser snitt gjennom ytste ryggen i Senggrova. Usortert grusig, sandig morenemateriale, 5 m mektig, overlagnar meir sortert grus og laga fell ut dalen. Breen har truleg rykt fram og avsett den ytre ryggen over tidlegare vaska materiale.

Beitveit (080956).

Fig. 113 viser snitt gjennom lokalmorenen på Beitveit. Snittet

er omlag 15 m høgt og viser svært steinrikt, grått sandig, grusig materiale med svak lagning parallelt med proksimal-skråninga. Stort innhald av store blokker.

Borgundvåg (071973).

I passet mellom Tungevåg og Borgundvåg er eit 12 m høgt snitt gjennom den ytre moreneryggen i Borgundvåg (Fig. 34). Materialet er middels pakka, sandig grusig morene med kanta til kantrunda stein. Blokkene ligg mest i storleiken 0,5 - 1m. Ryggen har blokkig overflate.

Lundebrekke (101907).

Eit 8 m høgt snitt tvers av ryggen viser steinrik grå morene med grusig, sandig matriks. På overflata ligg ein del blokker. Det drenerer mykje grunnvatn gjennom ryggen og i basis av snittet er utfelt ein del humuskolloid i mellomromma mellom steinane.

5.2.1.3. Samla vurdering av kornsamansettinga i morene.

Generelt er morenematerialet sentralt på Stad grovare enn på sidene ut mot Sildegapet og Vanylvs GAPET der konsolideringa også er større. Morenematerialet på Vågsøy, og spesielt på Kråkenes, er jamntover finare enn på Stad. Dette gir seg utslag i plott av midlare kornstorleik mot skewness (Fig. 114) der det ikkje er nokon systematisk geografisk variasjon i skewness, men der prøvene frå Kråkenes skil seg relativt klårt ut som dei mest finkornige sjølv om det også på Kråkenes er lokale variasjonar. Morenematerialet generelt har relativt små og usystematiske variasjonar i sortering (Fig. 115). Kurtosis er klart høgst for morenemateriale frå Kråkenes (Fig. 115). Prøven frå Kråkenes er altså mest toppa med to maksima, eit dominerand og eit mindre. Kva dette tyder genetisk for ei morene om det i det heile tyder noko, er vanskeleg å seie. Det er likevel noks nærleggande også ut frå plasseringa av lokaliteten å tenkje på mogleg innslag av marint materiale i morenen.

5.2.2. Det minerogene materialet på platåa.

5.2.2.1. Definisjonar.

Med platåa meinast dei slake områda som ligg i samband med det utvikla høgdenivået med toppar mellom 400-500 m o.h. (s. 1.). Dette nivået er spesielt godt utvikla på Stad.

Mange gravingar ned til omlag 1 m under overflata viste eit gulbrunt sandig/grusig materialé under eit steinrikt jordsmonn. Svært mange stader var det utvikla podsolprofil i jordsmonnet. Skråningane er prega av aktivt jordsig med utvikla solifluksjonsterrassar og tungar. Terrassane er vanlegvis 50-80 cm høge og opptil 5 m breie i rørsleretninga. Pløggjande blokker er vanleg i skråningane.

På Mehuken på Vågsøy, 433 m o.h., viste fleire snitt frisk grå morene. På toppen av morenen var utvikla eit ca. 40 cm mektig jordsmonn. Mot skråninga ned frå toppen var det aktiv solifluksjon i jordsmonnet. I langedalen, daldraget mellom Solumskardurda og Sætrefjellet på Stad, viste eit 3 m høgt snitt i ein moreneakkumulasjon brunt matriks i morene materialet. Det same fann vi i morene på SA-sida av Kjerringa på Stad 400 m o.h. Det verkar derfor sansynleg at morenen har inkorporert materiale frå eit tidlegare jorddekke. Materialet synest derfor å vere ein blandingsjordart og blir definert som: Materiale i høgareliggende område som vesentleg er oppbygd av morenemateriale delvis danna av vitringsjord og seinare sterkt påverka av solifluksjon.

Jordarten er gitt eigen signatur på jordartskartet (Bilag 3,4) In situ vitra materiale i område med denne jordarten, er gitt vanleg signatur.

5.2.2.2. Regional skildring.

5.2.2.2.1. Områda utanom Kjerringa.

Området omkring Mehuken, Vågsøy.

Frå Tjugerdalen går det slak skråning opp mot toppen av

Mehuken 433 m o.h. (Fig. 116). Store deler av overflata er dekt av torv, vanlegvis 80 - 100 cm tjukt. Gjennom torvdekket stikk det opp mykje blokker i storleiken 2 x 2 m, men med blokker opp til 11 x 7 x 7 m. Der torvdekket er tynt, er overflata blokkrik.

På sjølve toppen av Mehuken viste groper gravne i samband med bygging av deccamast maks. 1,4 m mektig frisk, grå hardpakka og homogen morene. I botnen av morenen var det frisk skuring Kornfordeling (prøve EL 7505, Fig. 121) viste ekstremt dårleg sortert, siltig morenemateriale. I toppen av morenen var eit ca. 40 cm mørkebrunt jordsmonn og ute på kanten av plataået kunne vi i snitt studere aktive solifluksjonsvalkar utvikla i dette jordsmonnet.

På nordaust sida av Mehuken er godt utvikla kvalskrott fjell opp til vel 300 m (Fig. 117). I skråninga ned frå toppen er vanleg minerogent materiale. Jorddjupet er ukjendt på grunn av mangel på snitt.

Ved foten av skråninga er det massetak i ein djupvittra mangerittisk bergart. Materialet har vitra ut til løkar (Fig. 118). På overflata ligg ei tynn hinne av morene og mange blokker av augeneis. Overflata er slak og tilseier at morene materialet og blokkene er primært avsette. Høgste snittvegg var ca. 10 m med heilt vitra materiale til botn. Denne djupe vitringa kan umogleg vere danna postglasialt og det vitra materialet må ha overlevd nedising.

Området mellom Hoddevik og Morkadalen, Stad.

I dette området ligg det høgste partiet innan kartbladet med Særefjellet og Solumskardurda på omlag 500 m o.h. og Masekleivhornet 540 m o.h. Også dette partiet har mektigt og stort torvdekke. På dei høgastliggande partia er det minerogent materiale i dagen. Toppen av Solumskardurda er flat og graskledd med lite blokker i overflata (Fig. 119). Eit 1 m djupt snitt på høgste plataået viste minerogent materiale med ein del stein. Det var utvikla podsolprofil i jordsmonnet. Toppen av Masekleivhornet viste intens blokkvitring med danning av blokkhav. Også Svartehornet 475 m o.h. har blokkvitring og har blokkrik overflate langt ned i

skråninga.

Det er mange godt utvikla solifluksjonstunger i skråningane ned frå dei høgste partia spesielt i nordvende skråningar. I Langedalen, daldraget mellom Solumskardurda og Sætrefjellet er det nokre haugforma moreneakkumulasjonar upåverka av solifluksjon. Elva lagar eit 3 m høgt snitt i ein av dei. Materialet har sandig brun matriks, er steinriktog laust pakka.

Området mellom Kyrnosa og Høgehornet, Stad.

Partiet mellom dei to toppane har slak overflate med gras, lyng vegetasjon. Materialet er vanleg minerogent. Kornfordeling (prøve OL 77108, Fig. 121) viser kornsamansetning som for sandig morenemateriale. Både Kyrnosa 450 m o.h. og Høgehornet 406 m o.h. har utvikla blokkhav kring toppen (Fig. 122). I skråninga ned frå Kyrnosa går fossile steinstriper.

Vågsvarden, Stad.

Vågsvarden 391 m o.h. skråar jamt ned på alle sider. Det minerogene materialet er derfor transportert langt nedover i skråningane. Rundt dei to høgste toppane ligg blokkhav. Skråninga i NA-SA er dekt av torv opp til ca. 320 m o.h.

Furetinden og Varaldsfoten.

Både desse fjellplatåa ligg innanfor det omhandla nivået, men ingen av dei har lausmassedekke av nemnande grad til motsetning frå dei andre platåa. Både fjellpartia ligg på flanken av Stadhalvøya og stuper bratt ned mot henholdsvis Sildegapet og Vanylvs GAPET. Både desse fjordane har djup større enn 200 m. Isen i fjordane har derfor vore omkring 5-700 meter mektigare enn isdekket over platåa. Stadhalvøya stikk ut frå kysten med lite avvik frå den regionale NV-lege

skuringsretninga. Det er derfor svært sansynleg at bre-
rørsla var større i fjordane enn i isen over land, og at isen
langs flankane hadde større eroderande evne. Dette kan då
forklare det manglande lausmassedekket på desse fjellpartia.
Det same forholdet kan gjelde for Vågsøy, der sida mot Silde-
gapet har lite lausmassar.

5.2.2.2.2. Kjerringa, Stad.

5.2.2.2.2.1. Innleiing.

Dei grundigaste granskingane i samband med kartlegginga
av dei høgste områda er gjort på Kjerringa.
Kjerringa er eit av dei områda som hyppigast har blitt
postulert som eit refugium der plantar har overlevd ned-
isingane.

5.2.2.2.2.2. Refugieteorien. Ei oversikt.

Diskusjonen om refugiar har botanisk opphav. Refugiane er
postulerte for å forklare utbreiinga av visse plantar i
Skandinavia. Plantane er kalt vestarktiske og har i dag si
hovudutbreiing i Nord-Amerika og på Grønland. Teorien om
refugiar vart først brakt fram av Blytt (1882, 1893) og
seinare klarare definert av Sernander (1896).

I Noreg finst desse vestarktiske artane anten berre i Nord-
Noreg (nordleg unisentrisk) eller i Sør-Noreg (sørleg
unisentrisk) eller både i Nord- og Sør-Noreg, men manglar i
det mellomliggande område (bisentrisk). Det nordnorske
refugium er lokalisert til kystområda omkring Lofoten og
Vesterålen. I Sør-Noreg er refugia plassert på kysten frå
Stad til Hitra og omkring munningane av Sognefjorden og
Boknfjorden (Nordhagen 1936).

Dei postulerte refugia kan inndelast i to typar, nemleg
nunatakkar og større landområde utanfor isranda, såkalla for-
landsrefugier.

Kjennskapet til isutbreiinga i låglandet med fullstendig nedising av kystområda på Møre (H. Høltedahl 1955, Mangerud & al. 1979) gjer teorien om forlandsrefugier avlegs i dette området. Diskusjonen om refugia har derfor den senare tid dreid seg om moglege nunatakkar i kystområda. Dei geologiske kriteria for moglege refugier og argumentasjonen som er ført, er summert opp av Mangerud (1973). Dei viktigaste kriteria på nedising er skuringsstriper, flyttblokker og morenemateriale. Diskusjonen for refugier har gått på at eit område manglar desse kriteria. I tillegg er brukt nunatakk topografi, som er trudd ikkje å kunne overleve ei nedising, ulike formar for vitring og vurderingar av skråninga på isoverflata.

E. Dahl er ein av dei som har engasjert seg sterkast i diskusjonen for refugier. Han meiner at Kjerringa ikkje har vore nedisa under dei to siste istidene. Dette bygg han først og framst på vitringsgraden i materialet over ei grense som han hevdar kan fylgjast frå kysten, med jamn stiging innover til dei sentrale fjellstroka. På Stad (E. Dahl 1961) plasserte han denne grensa 250 m o.h. men har seinare flytta den opp til omlag 400 m o.h. (E. Dahl pers. med. 1977). Grensa fell saman med nedre grense for utbreiing av blokkhav. Analyser av forvitringsprodukt som montmorillonitt, vermikulitt, hydrobiolitt og gipsitt (påvist på Kjerringa). Dette er vitringsprodukt som krev lang tid å dannast. Han har derfor konkludert med at blokkhavgrensa er samanfallande med øvre grense av innlandsisen og at denne grensa ikkje er overskrida under minst dei to siste istidene.

H. Høltedahl (1955) gjorde regional kartlegging av flyttblokker, skuring og vitringsgrad langs kysten frå Stad til Tustna. På søre Sunnmøre fann han flyttblokker opp til 700 m o.h. Dei analysene han gjorde, viste inga djup vitring i

lausmassedekket og heller ikkje skilnader i vitringsgrad frå høgare til lågare liggande område. Den høgastliggende lokaliteten han analyserte prøver frå på Sunnmøre, låg 700 m o.h. Han fann derfor at morenemateriale sansynlegvis ligg opp til dette nivået og at innlandsisen under siste nedising hadde ei øvre grense minst 700 m o.h. på kysten av Møre og Romsdal.

Han analyserte også prøver frå toppen av Kjerringa ca. 460 m o.h. og påviste skilnad i mineralinnhaldet mellom eit tynt topplag og in situ vitra fjellgrunn under, men ikkje spor av særleg djup kjemisk vitring. Då han samtidig fann flyttblokker opp til 465 m o.h., konkluderte han med at toppmateriale var glasigent, men retransportert ved solifluksjon.

På grunn av den låge graden av kjemisk vitring tok han det for lite sansynleg at residualjorda var så mykje eldre enn topplaget. Mest sansynleg var gneisen under, som vitrar lett, disintegrert etter avsettinga av topplaget.

I eit arbeid frå 1972 vurderer R. Dahl refugieteorien i relasjon til den seinkvartære klimahistorie. Han sette opp ei hypotese for mogleg overvintring ut frå teorien om to nedisingfaser i Würm (Ljungner 1949). Hypotesen går i grove trekk ut på innlandsisen hadde eit vestleg senter under Würm I og eit meir austleg under Würm II. I den mellomliggende interglasialen med nesten fullstendig deglasiasjon av Skandinavia, kunne plantar vandre frå aust mot vest over halvøya og overleve Würm II på isfrie område på vestkysten av Noreg.

Til hinder for hypotesen fann han mangelen på sikkert glasigent materiale ^{og} dei påviste djupvitra laga, sansynlegvis av prekvartær alder, på Stad (E. Dahl 1961) som etter teorien var isdekt under Würm I.

Som alternativ forklaring tenkte han seg eit tjukt dekke av vitringsjord med djupe røter ned i svake soner i fjellet. Når så isen rykte over, vart jorda over dei friskaste partia av fjellet fjerna, medan det djupvitra fjellet i dei svake sonene kunne bli bevart. Det noverande lausmassedekket er så

danna ved forvitring og solifluksjon etter Würm I, og dei friskaste delane av berggrunnen stikk av dekket som tors (Fig. 123).

5.2.2.2.2.3. Overflata av Kjerringa 497 m o.h.

Den graskledde overflata har slake avrunda former. På overflata ligg eit jamnt dekke av blokker og til nærare ein kjem toppen, til djupare ligg dei i jorda. På SV-sida av høgste toppen av Kjerringa og på Varden 416 m o.h. på austsida av Kjerringa, er det utvikla blokkhav (Fig. 124).

5.2.2.2.2.4. Graving.

Sommaren 1976 vart jordingssystemet til deccamastene på Kjerringa utbetra. Frå overflata vart det sett ned 25 m lange koparstenger. Jorda vart fjerna og hola stengene står i bora med fjellboringsmaskin.

Boringane viste at fjellgrunnen er oppsprukken med tildels mektige slepper med dårleg fjell. Sleppene var svært vassrike.

Tilsaman vart det grave ni hol ved øvre mast 497 m o.h. og to ved nedste 438 m o.h. (Fig. 125).

På toppen av Kjerringa varierte lausmassedekket frå 0,5 - 1,5 m, medan grop I ved nedre mast var ca. 5 m djup utan å nå ned i fast uvitra fjell. Fire boringar kring masta med radius 25 m, viste at avstanden frå overflata til relativt fast fjell varierer frå 2 til 9 m. Grop I viste ei sterkt oksydert morene under eit dekke av solifluksjonsjord. Året etter grov vi derfor to nye større hol for å finne utbreiinga av morenen. Desse gropene er merkte III og IV på figuren.

5.2.2.2.2.5. Stratigrafi

Grop III

Gropa ligg på det ytre plataået på Kjerringa, omlag 438 m o.h. Det oppgravne holet var 7 m langt, 1,5 m breitt og 4,10 m på

det djupaste (Fig. 126). Stratigrafien er vist på Fig. 128.

Berggrunnen

I botnen av grøfta er sterkt vitra finkorning amfibolittgneis som truleg representerer underliggende berggrunn. I gneisen er fine gangar av kremgult vitringsmateriale (Fig. 129, 127) med over 50% silt og leir (prøve OL 7723, Fig. 127).

Residualmateriale

Over berggrunnen fylgjer eit omlag 80 cm tjukt lag med svært dårleg sortert siltig, sandig materiale (Prøve OL 7742). Materialet er laust pakka og har grå farge med soner av brunare materiale. Det er lite stein i laget og både mørk amfibolittgneis og ljosare gneisar finst. Laget utgjer liten del av snittveggen (Fig. 128) og den ujamne grensa mot materialet over skråar omlag 40°.

Materialet er tolka vere bygd opp vesentleg av forvitringsmateriale. Innslaget av dei ljosare gneisane tyder på at ein viss transport har skjedd.

Morenen

På dette vitringsmaterialet ligg ein sterkt vitra diamikton maksimalt 1,7 m mektig i snittet. Ved basis er materialet gråbrunt og laust pakka. Oppover i snittet får den gradvis brunare farge og over den stipla lina ca. 2 m u.o. (Fig. 128) er materialet okerfarga og har tett seig matriks. Kornfordeling viser at materialet er svært dårleg sortert. Dei kornfordelte prøvene har nesten identiske kornfordelingskurver, men midlare kornstorleik avtar oppover (Fig. 128).

Det var relativt stort innhald av stein og blokk i materialet. Omlag 50% var heilt gjennomvitra.

28 "friske" stein og blokk med slipte overflater vart selektivt

utplukka og tatt med til laboratoriet for skuringsanalyse. Bergartsmaterialet var gneis av varierende type, frå augegneis til amfibolittgneis. Dei fleste var grovkrystalline med lett vitra, ru overflate. Forma på steinane viser at dei har vore utsette for ein aktivt eroderande agens. Kvartskrystallar var slipte ned til jamn overflate og større kvartsauge og linser viste tydeleg støytavrunding. Det vart ikkje påvist 100% sikker skuring på nokon av steinane, men forma og slipinga tilseier at dette er morenestein (Fig. 130). Sjølv om steinane ser friske ut, var samtlege så vitra at dei saug til seg vatn. Det kan forklare den manglande skuringa.

Av 28 stein var 6 runda og 22 kantrunda. Dette treng ikkje vere representativt for steinmaterialet totalt i snittet fordi steinane vart selektivt utplukka sjølv om kriteriet gjekk på overflatekvalitet og ikkje rundingsgrad.

Steinorientering utført på materialet (Fig. 128), viste eit tydeleg maksimum i orientering på 290° . Dette avvik frå hellingsretninga på skråninga bak gropa med 50° .

Steinkvalitet, steinorientering, kornsamansetting og mangelen på strukturar viser klart at dette er morenemateriale.

Over ei grense omlag 1,3 m u.o. er dei gjennomvitra steinane dregne ut i lange band. Denne grensa går midt i det tettaste, okerfarga laget, men lot seg i felt tydeleg skiljast ut langs heile snittveggen (Fig. 131).

Steinorientering like over denne grensa ga eit klart maksimum i retninga 340° som fell saman med bakkeskråninga. Skråninga har eit fall på 8° til omlag 30 m bak gropa, der blir bakken slakare. Ved snittet heller overflata 3° .

Materialet like over denne grensa høyrer altså genetisk til morenen, men har fått reorientering av steinmaterialet.

Solifluksjonsmaterialet

Over morenen ligg ein brungrå diamikton med sandig matriks.

Kornfordelinga (prøve OL 7726, Fig. 127, 128) viser at dette er eit klart anna materiale enn morenen under. Det er ekstremt dårleg sortert og inneheld over 20% grus, medan morenen like over utglidingsgrensa ikkje inneheld grus i det heile (prøve OL 7731).

I det sandige/grusige materialet går linser og folder av meir finkorna, okerfarga materiale, som tydeleg står i kontakt med morenen og er derivert derfrå (Fig. 132).

Dette er ein sterk indikasjon på at vitringa i morenen er skjedd før avsettinga av dette materialet.

Steinorientering i det sandige/grusige materialet viser same orientering som i det reorienterte morenemateriale, men orienteringa var litt meir diffus (Fig. 128).

Strukturane og samanfallande avsettingsretning med bakkeskråninga viser at dette må vere solifluksjonsmateriale. (Embleton & King 1975: 116-118). Omlag 30 m bak snittet går ein omlag 40 cm høg og 100 m lang solifluksjonsvoll. Vollen er heilt tilvokst, verkar fossil og skråninga er tilsynelatande stabil idag (Fig. 133).

Recent_jordsmonn

På toppen av sedimentsekvensen ligg eit steinrikt, jarnoksydfargt jordsmonn, omlag 30 cm tjukt.

Grop I

Gropa ligg i same nivå som grop III, ca. 130 m lengre mot SV (Fig. 125).

Gropa var såpass stor at sedimenta kunne studerast i fem snittveggar (Fig. 134).

Stratigrafien var omlag den same som i grop III, men morenen låg her direkte på det vitra fjellet. I tillegg var det gangar av eit siltig sandig materiale i morenen.

Kraftfeltet omkring deccamasta verka inn på kompasset og gjorde steinorientering umogleg. Grensa mellom solifluksjonsmateriale og upåverka morene er derfor ikkje plotta inn.

Berggrunnen

Berggrunnen i botnen av snittet var heilt gjennomvittra grovkrystallinsk, glimmerrik gneis. Nokre stadar er fine gangar av morenemateriale pressa ned i berggrunnen, men generelt er grensa mellom morene og fjell skarp. I grensa ligg ein tynn horisont av kvitt vitringsmateriale.

Morenen

Nedre deler av morenen synest å vere relativt frisk og er grå av farge (Fig. 135). Dei friskaste partia er små og vitringsgraden aukar oppover. Sjølv i dei friskaste delane av morena er det heilt gjennomvittra stein. I vegg B (Fig. 136) kan ein tydeleg sjå utviklinga frå grå morene til det finkorna tette okerfarga sjiktet øvst i morenen. Biletet viser også korleis solifluksjonsjorda har inkorporert materiale frå toppen av morenen. Kornfordelinga (Fig. 137) viser omlag same utvikling som i morenen i grop III. Dei kornfordelte prøvene er plotta inn på snitt-teikninga av vegg A (Fig. 134). Morenene i dei to snitta har tydelegvis gjennomgått same forvitringsprosess og tilhøyrrer same morenedekket.

Den siltige sandige gangen i morenen

I alle snittveggane går gangar av eit sandig siltig materiale (prøve OL 7680, Fig. 137). Materialet er langt betre sortert enn morenen.

Gangen har fleire forgreiningar og eit slynga forløp gjennom morenen. Morenelommer er fullstendig isolerte i det siltige sandige materialet. I vegg D er gangen over 1 m mektig (Fig. 134). Materialet i gangen er laust pakka og fargen er kvit grå med ein flamma utsjånad. Det virkar som det sentralt i gangen er ein overrepresentasjon kvit sand og at grå silt dominerer utover mot sidene. Strukturane er rotut, men synest til ein viss grad å fylgje forma på gangen (Fig. 138).

Det kan sjå ut som det går strøymingsstrukturar opp frå basis av morenen.

Det verkar derfor som om materialet er injisert i morenen i likvid form og då ved ei eller anna trykkpålasting. Det kan anten vere trykk danna ved pålagring av is eller ved hydrostatisk trykk danna under periglasiale tilhøve.

Boringane kring masta viste at fjellet under er svært vitra og inneheld store mengder vatn. I båe gropene som er skildra stod grunnvass-speilet konstant omlag 4-4,5 m under overflata. Lausmassane over var relativt tørre.

Permafrost i denne berggrunnen vil kunne skape trykk som kan få vatnet til å stige mot overflata. Permafrost i overflata vil også kunne skape artesisk trykk i grunnvatn som drenerer ned skråninga under frostplanet. Dette er til dømes prinsippet ved danning av pingoar (Embleton & King 1975: 49-54). Dette kan vere forklaringa på danninga av intrusjonen. Dersom vatn er pressa inn i morenen under trykk, kan det innebere at gangen for ein stor del er oppbygd av omarbeidd morenemateriale.

På grunn av omveltinga i toppen, som er danna ved solifluksjon, var det vanskeleg å avgjere om vitringa i morenematerialet også er utvikla i det intruderte materialet. Men morenelommer i siltig sand synest å ha same forvitring som morene på stratigrafisk same nivå. Siltig sand over og under desse lommene verkar like frisk. Mest sansynleg er gangen danna etter forvitringa av morenen.

Grop II

Holet var 2 m djupt, 1 m breitt og 3 m langt. Denne gropa som ligg berre 35 m frå Grop I, manglar morenen skildra i grop I. Solifluksjonsjorda ligg på og i ein rein forvitringssand (Fig. 139). Det recente jordsmonnet er 20 cm djupt, utvikla i toppen av solifluksjonsjorda.

Gropa IV

Gropa vart gravd i kanten av eit massetak ca. 500 m o.h. på sydaustsida av Kjerringa (Fig. 125). Totalt kunne vi dermed studere omlag 6 m av sedimentsekvensen. På grunn av plasseringa, med mykje ferdsel i området, vart gropa oppgravd og fylt i same dag. Vi fekk derfor ikkje gjort steinorientering i dei djupare delane av snittet. Under omlag 70 cm humushaldig, jarnoksydert steinig, grusig jordsmonn, kunne vi skilje ut fire lag visuelt.

Dei to øvste laga inneheldt store blokker med frisk skuring og retningsorientering av stein i laga viste klart avvik frå bakkeskråninga ovanfor. Steinen hadde ein litt meir nordleg tendens i orientering i det øvre laget. Steinorienteringane er viste på Figur 6, lokalitet 4. B er gjort i øvste laget, A i nestøvste.

Samanlikna med den friske grå morenen i låglandet minner ikkje dette mykje om morenemateriale reint visuelt, men innhaldet av skurt stein og steinorientering med klart avvik frå skråningsretninga, tilseier at det er morene.

Fig. 140 viser skjematisk skisse over snittet med innplotta analyserte prøver.

Dei ulike laga er gitt namn frå A - D for å lette skildringa av materialet.

In situ vitra fjell. D

Dei nedste 70 cm i snittet består av in situ vitra fjell. Bergarten er ein mørk banda gneis og materialet var heilt gjennomvitra og kunne lett skjerast med kniv. Retninga av bandinga varierte litt frå dei ulike fragmenta og ei viss rørsle i materialet kan ha skjedd foreksempel under avsettinga av laget over.

Matriks er sandig (prøve OL 7721, Fig. 141) og har brungrå

farge. I toppen av laget er ei grå/brun overgangssone omlag 10 - 20 cm mot ei samanhengande sone av ljost vitringsmateriale med linser av heilt kremgult finkorna materiale (prøve OL 7714 Fig. 141).

Morene C

Det ljose materialet ligg i grensa mellom lag C og D og dei nedste 20 cm av C har klare innesluttingar av dette materialet (Fig. 142). Lag C er 1,25 m mektig. Ved basis er matriks gråbrun og fargen går kontinuerleg over til brun, raud og gulbrun oppover. Materialet er homogent utan strukturar. Det er laust pakka og har lite stein og blokk. I øvre halvdel av laget var stor prosent av steinmaterialet heilt gjennomvitra, sjølv om det også fanst heilt friske.

I felt kunne vi ikkje påvise skuring på stein frå dette laget. Vi tok derfor med prøver som seinare er analyserte. Steinane vart samla inn etter same kriteriane som materialet frå grop III (s. 95) og viste same overflatekvalitet. Figur 143 viser stein frå lag C.

Det er liten tvil om at dette er morenemateriale. Kornfordeling (prøve OL 7715, Fig. 141) like under grensa mot morene B inneheld meir enn 40% silt og leir. Den tilsynelatande auken i vitringsgrad oppover i morenen minner mykje om utviklinga i morenen på det ytre platået.

Morene B

Morene B har grøngrå matriks som verkar relativt frisk. Grensa mellom morene B og C kjem klart fram på grunn av fargeskilnaden mellom dei (Fig. 144), men også ved at matriks er grovare i B (prøve OL 7760, Fig. 141). Grensa er undulerand og meir eller mindre skarp.

Stein- og blokkinnhaldet er markert større i B. Omlag halvparten av steinane er heilt gjennomvitra. Morenen har same grøngrå farge opp til grensa mot morene A.

Morenen på b e sider av grensa A/B er sv ert utvaska av grunnvasssig og opne tunnellar med opptil 20 cm diameter kan fylgjast inn gjennom materialet (Fig. 145). I botnen av tunnellane ligg utvaska grus og stein som er dekt av ei siltig hinne. At tunnellane kan dannast og st ar opne, indikerer at massane er stabile og ikkje utsette for jordsig.

Morene A

Morenen har brungr a sandig matriks (pr ove OL 7768, Fig. 141). Materialet hadde laus pakking og det var ingen skilnad i farge og pakking oppover i snittet.

Det var flere store blokker enn i morene B og steinane verkar jamt over mindre vitra. Mange av blokkene hadde frisk skuring. Grensa mellom morene A og B kunne studerast berre i ein snittvegg. Den var tiln arma horisontal og kom klart fram p a grunn av fargeskilnaden p a morenene (Fig. 146). I ei ca 70 cm mektig sone fr a grensa mot morene B og oppover, var det gjennomvitra steinane utdragne til linser og tynne flak. Steinorienteringa (B, Lok. 4, Fig. 6) vart gjort vesentleg i denne horisontale. Skilnaden i vitringsgrad mellom morene B og C indikerer at C er eldre enn B, med vitring av C i ein mellomliggande isfri periode. Auken i vitringsgrad oppover i morene C vitnar om ein lang isfri periode for avsetjing av morene B. Kor vidt morener A og B er avsette under ulike fasar under same nedising eller representerer to ulike nedisingar, er ukl art.

Materialet p a toppen av Kjerringa 498 m o.h.

Alle ni hola omkring deccamasta (Fig. 125) viste omlag same stratigrafi. Jordsmonnet p a toppen var 20-30 cm tjukt, steinrikt og sterkt farga av jarnoksyd. Under det l ag eit gulbrunt, sandig, siltig materiale (pr ove OL 7619, Fig. 121). Fjellet under var relativt friskt, men oppsprukke og kanta brotstykke stod meir eller mindre p a h ogkant. Utanom desse brotstykkene var det berre sm a runde stein i materialet (Fig. 147)...

Hol 4 (Fig. 125) skilde seg ut frå dei andre. Dette var det djupaste holet, omlag 1,5 m djupt. Snittet er vist på Figur 148. Sentralt i snittveggen gjekk ein kile av steinig, grusig materiale. Sentralt i kilen var det ikkje finkorna materiale, og steinpartiklane hadde eit tjukt belegg av jarnutfelling. Kilen går i det same materialet som vart observert i dei andre hola. Større steinar tilsides for kilen var reiste på høgkant og under ei viss grense, prikka inn på figuren, var materialet fullstendig fritt for stein.

Det synest klart at det har skjedd ei sortering i materialet og mest sansynleg har det skjedd ved frostaktivitetar. Materialet er såpass silthaldig og jorda så grunn at det vinterstid i dag også vil kunne skje frostheving. Den utsette plasseringa og dei kraftige vindforholda i området vil føre til at toppen som regel får tynt snødekke. Dette har opplagt innverknad på teledanninga. Samlinga av materialet til ein kile, synest derimot å indikere kaldare klimatilhøve enn i dag. I tillegg til denne kilen, er det observert fossile stinstriper i skråninga ned frå toppen. Teoretisk grense for danning av strukturmark på Nord-Vestlandet i dag ligg over 800 m (Washburn 1973, Fig. 4.28). Polygonmark er av mange forfattarar teke som teikn på periglasiar tilhøve, det vil sei års middeltemperatur under 0°C , og det er sansynleg at Kjerringa i alle fall under siste del av Sein-Weichsel og kanskje også i Yngre Dryas, hadde slike forhold.

Frostsorteringa av materialet gjer det vanskeleg å avgjere om dette er eit reint forvittringsmateriale eller om det kan vere morene

5.2.2.2.2.5.I. Forvitring i morenen på det ytre platået

Morenen i dei to snitta viste same eigenskapar med ein kraftig oksydasjonsfarge og gradvis auke av fargeintensitet og innhald av finfraksjonane oppover i snittet, og tilhøyrer klart same

morenedekket. Forskjellen frå botn til topp i morenen kan skuldast to forhold.

1. At den oker (brungule) fargen er primær og skuldast pålagring av stendig meir vitra materiale.
2. At det har skjedd subaeril forvitring med danning av eit jordprofil.

1. Kjenneteiknet på ei basalmorene, som dette må vere, er at den er homogen utan klare strukturar. Var den oker fargen primær, skulle ein vente ei jamnare fordeling i heile morenepakken. Det verkar også usansynleg at slik gradvis auke i finmaterialinnhald skal vere primær.

2. Den oker fargen tilseier at det kan ha skjedd oksydasjon av materialet under aerobe forhold. Forandringane i farge og leir/silt innhald er typiske eigenskapar ein finn i utfellingslaget, B-sjiktet, i eit jordprofil. Nøyaktig same utvikling i dei to snitta, med innbyrdes avstand på 130 m, tilseier at dette ikkje berre er ei lokal utvikling, noko som og kjenneteiknar jordprofil (Birkeland 1974: 26). Den gulbrune fargen kan skuldast utfelling av krystallinsk jarn i form av goetitt (Scheffer & Schachtschabel 1970: 36). Dette er ikkje undersøkt.

Solifluksjonsjorda som dekkjer morenen har inkorporert deler av det finkorna morenematerialet i toppen av laget, og det gjer det sansynleg at forandringa i morenen har skjedd før den vart dekt ved solifluksjon. Begravde jordprofil er vanskeleg å identifisere, spesielt fordi den karakteristiske A-horisonten som regel blir omarbeidd eller fjerna. Det kan og skje endringa i det kjemiske miljøet som til dømes pH og basemettingsgrad. Dette vil igjen verke inn på mineralogien i jorda (Birkeland 1974).

Morenematerialet ga ingen reaksjon med H_2O_2 , og det organiske innhaldet er derfor minimalt.

Løyselege jarn- og aluminiumoksyd

Den okerfargen i toppen av morenen kan minne om B-sjiktet i eit jarnpodsolprofil. Kriteriet for eit podsolprofil er at det inneheld eit B-sjikt med akkumulerte sesquioksyd, ein såkalla "spodic horizon". (Soil Taxonomy 1975). Kornfordelte prøver frå grop III med unntak av prøve OL 7724, som er prøve av amfibolitt gneisen i basis av snittet, er analyserte for løyselege jarn- og aluminiumoksyd med dithionitt (Holmgren 1967: 210-211), pyrofosfat (Bascomb 1968: 251-268) og oxalat (Tamm 1922: 385-404, McKeague & Day 1966: 13-22). Resultata er førte opp i Figur 149 som vektprosent av prøva.

Kjenneteiknet på "spodic horizons" er at forholdet

$$\frac{Fe_p + Al_p}{\% \text{ leir}} > 0,2 \text{ og } \frac{Fe_p + Al_p}{Fe_d + Al_d} > 0,5$$

Indeksane p og d symboliserer henholdsvis pyrofosfat- og dithionittekstrahebart jarn eller aluminium. Leirprosenten er tatt frå kornfordelingskurvene (Fig. 127).

Ingen av dei analyserte prøvene ga høge nok verdiar til å kunne representere ein aktiv eller begravd "spodic horizon".

Dithionitt gir omlag fullstendig løysing av såvel amorft som krystallinsk jarn. Oxalat-metoden løyser berre amorft jarn, men gir samstundes monaleg løysing av aluminium, både krystallinsk og aluminium i binding i silikat.

Forholdet $\frac{Fe_{ox}}{Fe_d}$ uttrykt i prosent, gir aktivitetsgraden til

jarnet, det vil seie forholdet mellom amorft og krystallinsk jarn. Til eldre jorda er og til gunstigare endringsvilkåra har vore, til lågare er prosentinnhaldet av amorft jarn. B-sjikt hjå podsolprofil viser gjerne aktivitetsgrader høgre enn 50%,

medan gamle tropiske jordsmonn kan ha mindre enn 1% amorft jarn (Scheffer & Schachtschabel 1970: 38-39).

Figur 149 viser at prøve OL 7731 har det høgste innhaldet av krystallinsk jarn og ein aktivitetsgrad under 50%. Dette kan minne om utviklinga i eit jordprofil.

Mangelen på "spodic horizon" indikerer at det ikkje er eit podsolprofil.

Leirmineralogiske analyser

Alle kornfordelte prøver frå grop III og nokre prøver frå grop I er analyserte med omsyn på leirmineralinnhald. Dei analyserte prøvene frå grop I er tatt i vegg D og prøvetekne lokalitetar er plotta med prøvenummer på teikninga av snittveggen (Fig. 134). Leirmineralselskapet i dei ulike prøvene er vist i figur 150.

Alle prøvene viste eit markert innhald av gibsitt og dei fleste spor av kaolin. Figur 151 viser røntgendiffraktometerdiagrammet til prøve OL 7692 og prinsippet for påvising av gibsitt og kaolin. Både gibsitt og kaolin er klart prekvartære vitringsprodukt. Forvitringa av berggrunnen (prøve OL 7723) må ha skjedd i tropisk fuktig klima og kan seinast ha funne stad i tertiær (E. Dahl 1961, R. Dahl 1972). Gibsitt innhaldet i morenen viser at den er oppbygd av lokalt derivert materiale. Det skjer ei endring i leirmineralselskapet oppover i morenen. Gibsittinnslaget synest derimot å vere konstant. Gibsitt er endeproduktet i forvittringsrekka til leirminerala (Jackson & al. 1948:1293). Mineralet står i likevekt med kaolin, men overgangen derfrå til 3-sjikts leirmineral er sett på som meir vanskeleg (Birkeland 1974: 94). Mest sansynleg vil derfor gibsitt som er danna under andre klimatiske forhold, vere stabilt under noverende forhold, delvis fordi reaksjonshastigheita ved dagens klima er langsam. Ut frå denne betraktinga kan det sjå ut som om det er skjedd nydanning av leirmineralar ved vitring av friskt minerogent

materiale.

Det er ikkje påvist mineralar som tilhøyrrer mineralparagenesen til metamorf gneis i leirfraksjonen i dei analyserte moreneprøvene. Det kan tyde på at vitringa er djuptgåande.

Gjems (1967: 392) har sett opp den vanlege tendensen i leirmineralselskapet i ulike horisontar i jordsmonn i Skandinavia. Resultatet er basert på 670 analyserte prøver.

Prøvene OL 7737-32 som ligg i den uforstyrta delen av morenen i grop III, har eit betydeleg innslag av 3-sjikts leirmineral. Illitt-innhaldet er høgst i botnen av morenen, medan mengda av interstratifiær-vermikulitt er nokonlunde konstant. Dette er ei tendensutvikling som kan minne om den utvikling Gjems fann for til dømes jarnpodsol. Leirmineralselskapet i prøve OL 7731, dersom den tilhøyrrer same jordsmonn, passar ikkje inn i tendensen.

Prøve OL 7726, som ligg i den sandige, grusige solifluksjonsjorda, framviser samansetting i leirmineralinnhald som utanom gibsitt og kaolin er vanleg å finne i norsk jordsmonn. Gibsitt og kaolininnhaldet viser at solifluksjonsjorda inneheld materiale med same opphav som morenen.

Ut frå dette ser det ut som det kan ha skjedd djup vitring i morenen, men kva slag vitring er ikkje klarlagt.

Hovudelement

Prøvene frå grop III er også analyserte med omsyn til hovudelement. Prøvene vart knuste, gløda og preparert for analyse på røntgenfluorensensdiffraktometer. Resultata er førte opp i Figur 152. For å gjere samanlikninga mellom dei ulike prøvene lettare er innhaldet av kvart element plotta grafisk som prosent av tilsvarande element i den djupaste moreneprøva OL 7737 (Fig. 153). Figuren viser at det har skjedd utluting av natrium, kalsium, magnesium og silisium med anriking av jarn og aluminium oppover i snittet.

Til samanlikning er vist ein figur frå kjemisk vitring i gneis frå Uganda (Bjørlykke 1975, Fig. 5). Likskapen er slående og det kan indikere at det har skjedd djup kjemisk vitring i morenen, sjølv om feilkjeldene er mange. Det skal godt gjerast at bulkprøver frå ulike nivå i ein morene har same kjemisk samansetting. Likevel er trenden i analysa så klar at det må kunne takast som indikasjon på at morenen er mest kjemisk vitra i øvre deler.

Samanfatting

Analysene har ikkje eintydig påvist at det er danna eit jordprofil i toppen av morenen, men dei viser at det har skjedd kjemiske forandringar i materialet som vanskeleg kan tenkjast danna på kort tid. Tar ein også det i betrakting at forandringane synest å ha skjedd før morenen vart dekt av solifluksjonen, blir det vanskeleg å finne rom for denne forandringa i postglasial tid, med antatt kraftige solifluksjonsprosessar like etter isavsmeltinga frå Sein-Weichsel maksimum og i Yngre Dryas. Den sansynlege tolkinga blir då at dette er ein gammal morene utsett for vitring i lang tid.

5.2.2.2.2.6. Samanstilling og tolking av stratigrafien.

Det er påvist morene på båe sider av høgste toppen og Kjerringa må såleis ha vore fullstendig dekt av is minst ein gong. Det frostsorterte materialet på toppen kan derfor vere morenemateriale og blokkene i overflata flyttblokker (Holtedahll 1955:171). Det mest interessante ved stratigrafien blir då alderen på morenen på det ytre platået.

Moglege alternativ:

1. Morenen er av Sein-Weichsel alder.
2. Morenen er eldre enn Sein-Weichsel og har overlevd nedising.
3. Morenen er avsett før Sein-Weichsel maksimum og har sidan ikkje vore dekt av is.

1. Utfrå den kjemiske og mineralogiske vurderinga synest dette usannsynleg. Tilsvarande vitring i morene i overflateposisjon er ikkje påvist nokon annan stad i feltet.
2. Det finst etterkvart ein omfattande litteratur om finkornmateriale som har overlevd nedising. Sjølve lokaliteten er også eit prov på det, med sandvittra gibsittthaldig gneis inntil 7 m djup i skråninga ovanfor den påviste morenen (E. Dahlpers. med. 1977). I dette tilfellet kan gunstig topografisk plassering under ei bakkeskråning ha ført til at morenen i grop I og III vart bevart, medan den vart fjerna i grop II. Mangelen på randmorener eller andre spor etter iskanten rundt Kjerringa kan og vere eit indisium på fullstendig nedising.
3. Det sterkaste kriteriet for at denne løysinga er rett, er den graden solifluksjonen har omrota toppen av morenen. Det er vanskeleg å tenkje seg ein bre gå over utan å fjerne det finkorna materialet, eller avsette nytt morenemateriale over.

Stratigrafien i grop IV viser at flære ulike brestraumar har nådd opp mot toppen av Kjerringa (s. 101). Då eintydige kriteriar manglar, må korrelasjon mellom gropene I, III og IV bli usikker, men morene C og morenen på ytre platå har likskapar t.d. i oksydasjonsfarge og kan kanskje vere avsette under same isfase. Det faktum at det ligg morene over morene C og ikkje over morenen i grop I og III, kan gi indikasjon på at den siste isstraumen som nådde opp til lokaliteten, ikkje gjekk særleg høgre enn 400 m o.h. på SA-sida på Kjerringa. På Sunnmøre er det vist ein lengre interstadial i Middel Weichsel, Ålesund Interstadial (Mangerud & al. 1979). Sollid og Sørbel (1979) har påvist ei blokkhavsgrense i same området som dei meiner tilsvarar øvre grense for innlandsisen under Sein-Weichsel maksimum. Det viktigaste kriteriet dei byggjer på, er frisk isskulpturering opp til denne grensa. Grensa fell ut mot kysten med ein gradient på 1‰ og ligg ytst på kysten, ved munninga av Romsdalsfjorden, ca. 500 m o.h. Ved ei forsiktig ekstrapolering av denne grensa langs konti-

mentalsokkelen, kan det gi indikasjon på at breoverflata låg like under toppen av Kjerringa under maksimum utbreiing av innlandsisen i Sein-Weichsel, og at morene A og kanskje også B i grop IV er frå Sein-Weichsel. Det mest interessante i denne samanhengen er likevel at dersom grensa er rett tolka har det eksistert nunatakkar på Sunnmøre og det opnar sjølv- sagt for at det same var tilfelle i Nordfjord. E. Dahl har også brukt nettopp ei tilsvarande blokkhavgrense for sine postulat om isfrie områder i Nordfjord, og han legg grensa omlag 400 m o.h. omkring Kjerringa (E. Dahl pers. medd. 1977).

Dersom Kjerringa var ein nunatak under Sein-Weichsel maksimum, betyr det at morenen må ha blitt avsett før Ålesund Interstadial, kanskje i Tidleg Weichsel, og at også andre toppar i området kan ha stukke opp av isen. Det tyder og at toppen i lang tid har hatt periglasiale tilhøve som kan forklare t.d. intrusjonen av sand i morenen i grop I.

Med omsyn til refugieteorien viser morenen på ytre platå at Kjerringa ikkje kan ha vore eit permanent refugium i Kvartær tid. R. Dahl (1972) si hypotese om alternerande refugier synest derfor å ha mykje føre seg, dersom plantene verkeleg har overvintra istidene. Stratigrafien på Kjerringa kan derimot ikkje eintydig sanne at slik er det. Teorien hans om at prekvartært vitra materiale kan ha overlevd nedising, viser seg å vere rett.

Ut frå det observerte materialet kan det ikkje konkluderast med at Kjerringa var ein nunatak under siste istid, men sterke indikasjonar finst på at den kan ha vore det. Sterkt i strid med tolkinga av Kjerringa som mogleg nunatak står Hoppe (1972) sine observasjonar frå Shetland. Der har han påvist

vestleg skuring med issenter aust for Shetland. Denne skuringa går så gradvis over til ei meir lokalt avhengig isrørsle. Den vestlege skuringa har han sett i samband med skandinavisk is, og han har datert avsmeltinga til 10-12000 BP. Dersom Hoppe si tolking er rett, kan umogleg Kjerringa vore nunatakk. Dei viktigaste andre motsettingsforhold er oppsummert i kap. 3.

Samanfatting av det minerogene materialet på platåa.

Stratigrafien på Kjerringa viser klart at gammalt vitringsmateriale kan overleve nedising og at det blir inkorporert i morenematerialet. Dette er også tidlegare vist av Strass (1973) som ved scanning av kvartskorn i morenemateriale frå Stad påviste kvartskorn med restar av djupkjemisk vitring. At morenematerialet på platåa inneheld meir gammalt materiale enn i låglandet, kan kanskje sjåast i samanheng med tynnare is og mindre erosjon over dei høgareliggande områda.

5.3. Glasifluvialt materiale.

Under dette avsnittet blir omtala berre glasifluvialt materiale som har tilknytning til innlandsisen og ikkje vass-sorterte sediment avsett i samband med lokale brear. I feltet er det funne berre to lokalitetar med materiale som kan settast i samband med avsmeltingsfasen. Båe ligg ut mot Sildegapet, men på kvar si side av fjorden. Materialet er nokså ulikt på dei to plassane, men har på båe stadane glasifluvial karakter.

Furestranda.

Vegen frå Drage til Fure går i ei bratt skråning dekt av skredjord. Rasvinkelen ligg frå 36-38°. Like innanfor Fure går eit over 300 m langt snitt i skredjorda. Ved basis av snittet er det fleire stader blotta morene som viser at

skredjorda ligg som ei hinne, 2 - 3 m mektig, over morenemateriale.

I enden av snittet, mot Fure, ligg ei lomme av sortert silt/sand og grus mellom morenen og skredjorda (Fig. 154).

Dei sorterte sedimenta utgjer omlag 1 x 3 m av snittet, og har ujamn grense mot skredjorda over. Undergrensa, mot den sterkt konsoliderte grå morenen, er skarp og tilnærma horisontal. Snittet ligg omlag 30 m o.h. midt i brattaste skråninga.

Fig. 155 viser kornfordelte prøver frå snittet. Prøve OL 7752 er teke i ei gruslomme mellom sanden og morenen. Til venstre for det sandige siltige partiet ligg grus i direkte kontakt med morenen.

Det er vanskeleg å tenkje seg sorterte sediment avsett i denne skråninga utan i kontakt med is. Mangelen på klar lagdeling og blandinga av dei ulike materiala tyder på sekundær oppblanding foreksempel ved utgliding. Materialsamansetting og plassering leier til den tolkinga at materialet er avsett lateralt til innlandsisen under fjordbrefasen.

Halsøy

Like nord for Halsanes på austsida av Vågsøy (Bilag 3) ligg den einaste klare glasifluviale avsettinga i det kartlagde området. I avsettinga, som ligg like ved stranda, er utvikla eit strandhakk 8 m o.h. (s. 119). Mot Halsanes er den primære overflata bevart og ligg omlag 13 m o.h.

Omlag 50 m innover frå abrasjonsskrenten går ein bakke opp til ei ny "terrasse"-flate og mellom denne og grusakkumulasjone går eit søkk i terrenget. Søkket blir djupare mot nordvest og dreier samtidig mot stranda. Den øvre "terrassen" tilhøyrer eit nivå ca. 20 m o.h. som kan fylgjast mot nordvest. Alle snitt i denne "hylla" viste morenemateriale. Den glasi-fluviale avsettinga er såleis avgrensa på eit snevert område maksimalt 2000 m². I avsettinga er eit nedlagt grustak og mestparten av massane er fjerna.

Massetaket er 32 m langt og er drive 24 m inn i akkumulasjonen. Materialet består av lagdelt grus og sand. Høgste snittveggen er 5 m og materialet ligg på morene. Kornfordeling av sand- og gruslaga er vist på Fig. 156 (prøve EL 7715, 7716, Tab. 2).

Dei tre snittveggane viser ulikt fall på laga. Bakveggen av grustaket går i retninga 120° – 180° og sideveggane står omlag normalt på den. Laga i bakveggen (Fig. 157) er folda og har eit fall ca. 30° mot 200° , det vil sei innover i snittveggen. I den sydlegaste veggen fell laga 9° mot 035° , altså omlag i motsett retning av det som er observert i bakveggen. Foldinga av laga tyder på at grusen er avsett anten inn til ein iskropp eller over. Søkket bak akkumulasjonen kan vere spor etter ein isrest som seinare er smelta bort og det kan kanskje gi forklaringa på dei folda laga. Akkumulasjonen er avsett i nær tilknytning til is og er tolka avsett lateralt til breen under fjordbrefasen.

5.4. Vittringsmateriale in situ.

Dette materialet er vanlegvis avgrensa til toppar, men også i lågare område finst in situ vitra materiale. På toppane er det vanlegaste blokkvitra materiale i tilknytning til fast oppstikkande fjell, men vittringsmateriale i sandfraksjonen finst også. Det siste er tilfelle heilt ute på kanten av Kjerringa (Bilag 3) der strukturen i gneisen kan fylgjast, medan materialet er så vitra at det kan skjerast med kniv (Fig. 158).

Det djupe snittet i vitra fjell ved Movatna (Fig. 118) har ei tynn hinne av morenemateriale som har gitt fargen på kartet. På Kråkenes (Bilag 4) er det djupvitra materiale i to haugar like utanfor lokalmorenen og ein lokalitet med vitra materiale heilt ute ved sjøen.

5.5. Transportert vittringsmateriale.

Termen er ikkje heilt presis då jordartane samla i dette

omgrepet dekkjer jordartar som talus, skredmateriale, in situ vitra materiale påverka av solifluksjon og minerogent materiale på platåa (definisjon s. 87) som er vidare transportert ved solifluksjon. Talus er skilt frå det øvrige ved blokkteikn (Bilag 3 og 4). Bortsett frå talus og skredmateriale, er transportert vitringsmateriale avgrensa til høgareliggande skråningar. Denne materialtypa er meir vanleg på Stad enn Vågsøy. Solifluksjonstunger (Fig. 159) og steinstriper er hyppige. Det skjer aktiv jordsig i nokre av desse skråningane i dag (Fig. 160). Langs Furestranda ligg skredmaterialet oppover dei steile sidene med 36 - 38° fall (Fig. 161). Kornsamansettinga i dette snittet viser grovt materiale utan leir og med eit siltinnhald på 11,4% (prøve OL 7772, Fig. 162 Tab. 2).

Eit steinskred innanfor lokalmorena i Revvik (Fig. 31) med blokker opp til 10 m store, tok gardane der for omlag 300 år sidan. Dei største talusakkumulasjonane finst i Årvik.

5.6. Flaumskredvifter.

Dette er vifter i og ved foten av bratte fjellskråningar. Alle er kjegleforma og ligg framfor eit gjel eller ei svekt i fjellsida. På overflata av viftene er det mykje stein og store blokker. Snitt i bekkespora viser grovt materiale, men grus- og sandfraksjonen er også representert (Fig. 163). Overflatene er karakteriserte av fleire tørre bekkeløp med opptil 2 m høgelevéar. Bekkane har størst nedskjering nærast rotpunktet for viftene, med oppgrunning nedover. Dette tyder på erosjon i dei øvre deler.

I Revvik dekkjer ei flaumskredvifte deler av sidemorenen frå ein Yngre Dryas lokalbre. Den overlagnar også basalmorene med eit utvikla strandhakk frå Tapes-transgresjonen, men går ikkje utover abrasjonshakket. Dette viser at utbygginga har vore stor også etter Yngre Dryas, men at den har avteke sterkt innan Tapes.

5.7. Fluvialt materiale.

To mindre flekkar med fluvialt materiale er kartlagt. Den eine ligg der Kupåna munnar ut i Dalsbøvatnet. Terrenget flatar ut nede ved vatnet og ei lita fluvial vifte er avsett. Materialet er samansett av stein og grus.

Elva frå Dalsbøvatnet bygg ut eit delta i Ervikvatnet. Elva fraktar vanlegvis lite materiale og deltautbygginga er hovudsakeleg knytt til periodar med stor vassføring.

5.8. Myr.

Myrer dominerer kartbiletet. Sjølv om jordartskartlegginga strengt tatt er overflatekartlegging, har det vore ynskjeleg å redusere dominansen av myr på kartet for å få fram andre jordartar som genetisk er diskutert i oppgåva. Myr er derfor berre kartlagd når myrdekket var meir enn 0,3 m tjukt.

Terrengdekkande myrer er vanlegast. Dei dominerer dei sentrale høgareliggande deler av Stad og den sentrale vestlege delen av Vågsøy innanfor kartbladet (Fig. 116). Myrtjukna avtek mot toppane og dei høgste toppane er ikkje dekte. Den øvre grensa er diffus og flikut, og kan ofte diskuteras innan \pm 50 m. Desse myrene er betinga av nedbøren og ikkje av eit grunnvassnivå og er såleis ombrogene myrer av oligotrof type (West 1977: 57). Tjukna av myrdekket ligg vanlegvis mellom 80 cm og 1 m. Største målte mektigheit er 2 m.

Fleire stader, men spesielt i skråninga frå Movatna og opp mot Mehuken, har overflatevatn erodert i myra og har danna bekkespor (Fig. 116). Desse har berre vassføring i samband med kraftige regnskyll eller snøsmelting. I små daldrag og forseinkingar, som i området ved Movatna og ved Furestøylen er det topogene myrer. Fleire stadar går desse over i terrengdekkande myrer oppover sidene som tilfellet er frå dei låge områda ved Movatna og opp mot Mehuken. Topogene myrer har berre lokal utbreiing, men kan lokalt vere djupe. Største målte mektigheit er 2,2 m. Torvskjering har opptil våre dagar

vore vanleg i området og framleis skjer dette i liten målestokk.

5.9. Eolisk materiale.

Eolisk materiale er kartlagt i alle vikane på Stad (Bilag 3) og i Revvik på Vågsøy (Bilag 4). Kva klimatiske og lokale meteorologiske forhold som verkar inn på sandflukt blir ikkje omhandla.

Dei største flygesandsfeltet ligg i Hoddevik (Fig. 42). Sanden ligg lagra opp mot den sørlege fjellsida til over 100 m o.h. og den mektige dyna strekkjer seg 800 m langs fjellfoten. Sandflukta er framleis aktiv med transport av sand frå stranda.

Felta i Årvik og Honningsvåg er fossile og overflatene gras-kledde. Det største av desse ligg på Strand på sørsida av Honningsvåg. Også her ligg eolisk sand opp til 100 m o.h., men akkumulasjonen har på ingen måte dei dimensjonar det er snakk om i Hoddevik..

I Revvik er det ein viss aktivitet med dynedanning ved stranda.

Dei grundigaste granskingane i samband med sandflukt er gjort i Ervik. I Ervik er sandflukta halden i sjakk ved planting av marehalm langs stranda og intensiv dyrking av område som for berre 30 år sidan var aktive flygesandfelt. Frå Ervik har vi teke opp ei 54 mm borkjerne, 502-23, som viste to organiske lag i flygesand. Stratigrafien er vist på Fig. 164 og plasseringa av borlokaliteten på Fig. 178.

Dy ved basis av den undre horisonten er datert ved 14C til 6090 ± 80 år BP. (T-2536A). Den daterte horisonten ligg omlag 2 m o.h. og viser at ved 6100 BP var regresjonen frå Tapes maksimum, som ligg minimum 5 m o.h. i Ervik nådd under dette nivået.

Mellom dei to torvhorisontane ligg 1,7 m sand. Like over den nedre torvhorisonten har vi påvist fossile lakustrine sneglar. Sneglane er identifiserte og presentert i Appendix 2 (prøve 502-23-02). Sneglane viser at det var demt eit vatn/tjern over myra. Strukturar i sanden kan tyde på det same. Sanden er eolisk avsett, det viser innslaget av marine skalfragment. På toppen av lagpakken ligg bortimot 3 m med flygesand. Omlag 250 m mot sør (Fig. 165) fann vi ein 12 cm tjukk torvhorisont under 2,5 m eolisk sand. Toppen av denne torva er datert radiologisk og ga 1090 ± 70 år BP (T-2535). Også i dette snittet er det gjort analyse av den fossile sneglefaunaen (Appendix 2). Prøver frå snittet er kornfordelte og vist på Fig. 166 (prøve OL 7660, 7603, 7606). Prøva (OL7660) like over torva, viste delvis ein ferskvassfauna. Det kan kanskje settast i samband med ei større utbreiing av Ervikvatnet. Overflata på lokaliteten ligg ein stad omkring 7 m o.h. og Ervikvatnet 4,5 m o.h. (s. 141).

Ved borlokaliteten 502-23 er overflata bygd opp omlag 8 m sidan 6100 BP. Ca. 4,5 m av dette er eolisk sand. Dateringa av torvhorisonten (T-2535) viser at 2,5 m eolisk sand er avsett etter 1100 BP. Vekslinga mellom flygesand og torv på dei to lokalitetane indikerer ein samanhang mellom klima og sandflukt. Den geografiske skilnaden i aktivitet i flygesandsfeltet viser at lokale meteorologiske tilhøve også har innverknad.

5.10. Strandavsettingar og havnivå.

Tapesnivået utgjør marin grense i det undersøkte området (s. 122). Dei marine avsettingane er derfor små og avgrensar seg til strandvollar og utbygde sandstrender.

Dei strandvollane vi har målt innanfor kartbladet og i tilliggande område, er tolka som danna under Tapestransgresjonen og er presenterte i tabellform. (Fig. 167). I tilknytning til strandvollane ligg eit markert abrasjonshakk. Hakket er utvikla over alt der lausmassane er tilstrekkeleg mektige, og eksponeringsgraden mot sjøen har vore god nok. Berre unntaksvis er dette hakket utvikla i fast fjell (s. 121). Som regel har det form av eit knekkpunkt mellom ei slak slette opp frå stranda og ein brattskrent med ca. $38-40^{\circ}$ fall. Høgda på brattskrenten er avhengig av fallet på overflata av massane hakket er utvikla i.

5.10.1. Skildring av strandavsettingar.

Kråkenes: I vika aust for nausta på Kråkenes ligg ein strandvoll. Den er best utvikla mot fjellet aust i vika (Bilag 4). Frå stranda skråar den jamnt opp til ei høgde på 9 m o.t.. Toppen ligg ikkje meir enn 15 m frå strandkanten. Bakkanten av vollen er lite markert og stikk maksimalt 1 m over myra. Materialet er storblokkig/steinig og viser eit høgenergetisk avsettingsmiljø. Ca. 3,5 m o.t. går ei markert grense. Over denne er steinen nesten fullstendig dekt av lav. Lavgrensa markerer truleg øvre grense for dagens bårevasking. Dette viser at på svært eksponerte plassar, kan kanskje strandvollar byggast opp til 3,5 m o.t.

Revvik: I Revvik har vi målt to strandvollar oppbygde til omlag same nivå. Den høgste, med topp 8,5 m o.t., ligg

like under lokalmorena på vestsida av vika. Til b e sider for strandvollen, som er lokalt utvikla, går eit markert strandhakk i omtrent same høgda (Fig. 31). Hakket kan fylgjast langs sydvestsida av vika heilt inn til Revvikvatnet, ei strekning på vel 3 km.

Den andre strandvollen med topp 8 m o.t. ligg framfor Revvikvatnet (4 m o.h.). Vollen er godt utvikla, går tvers over vika og er totalt 400 m lang. Eit snitt på langs av vollen, viser at den er bygd opp av godt runda grus og stein. Kornstorleiken tilseier eit mykje rolegare avsettingsmiljø her, enn til dømes på Kråkenes.

Vegen midt i bygda ligg langs kanten av ei slette som går inn mot fjellfoten i SV i 5 meters nivå. Denne sletta har tydeleg samband med strandhakket. Ved sonderboring på sletta fann vi at sanden er meir enn 22 m mektig.

Skrenten ved sida av veggen er 2-3 m høy inst i bygda. Fr  skrenten mot fjellfoten i NA strekkjer seg ei ny slette med tynt myrdekke over kvit skjelsand. Denne sletta må vere danna ved at elva fr  Revvikvatnet har erodert seg ned i den opphavelege overflata, som truleg markerer Tapes-stranda.

I fylgje lokale kjelder blir stranda i Revvik aktivt utbygd også i dag, med ei utbygging på ca. 12 m dei siste 35 åra.

Vedvik: I Vedvik er ein godt utvikla strandvoll. Den går som ein boge tvers over den slake sletta opp fr  sjøen. Toppen ligg 7 m o.t. og vollen stikk 1-2 m over terrenget. Det er ikkje snitt i den. Vedvik ligg eksponert mot sjøen, men det er langgrunt utanfor. Sjøen bryt derfor tidleg og brenningane f r ikkje s rleg stor kraft. Det kan forklare kvifor vollen ikkje er bygd opp til eit høgre nivå.

Lengre vest i vika ligg ein mindre voll bygd opp til same høgd.

Halsøy: Strandhakk er svært markert på Halsøy (Bilag 4). Det skjer seg inn i ei mektig moreneavsetting og dannar ein bratt skrent på omlag 12 m som går parallelt med stranda. Moreneavsettinga har relativt slett overflate og kan derfor minne om ein glasifluvial terrasse, men snitt i akkumulasjonen, utanom eit lite område heilt i sør, viste berre sandig, grå morene (prøve EL 7717, Fig. 156, Tab. 2).

Honningsvåg: Her har vi målt tre forskjellige strandvollar. To av dei ligg på nordsida av vågen på kvar side av moloen til hamna (Bygd i 1977 og ikkje innteikna på kart). Båe har topp 9 m o.t., er ca. 30 m lange og ikkje særleg markerte i terrenget.

Tredje vollen ligg på sørsida av vågen, omlag midt mellom indre Honningsvåg og Strand. Veggen ut til søndre molofeste dannar eit ca. 100 m langt og 2 m høgt snitt gjennom vollen og skredmateriale frå det bratte fjellet ovanfor. Vollen er stykkevis dekt av tynn ur, maksimalt 1 m tjukk i snittveggen, og ligg som ei 4-5 m brei hylle langs fjellfoten. Den er vesentleg bygd opp av knytnevestor godt runda stein. Grensa ur/strandvoll ligg 7 m o.t.. På grunn av at vollen er dekt av ur, kan vi ikkje vere sikre på å ha målt toppen.

Årvik: Mellom elva, sentralt i Årvik, og lokalmorenen (Bilag 3) går ein tydeleg strandvoll (Fig. 36). Elva lagar eit snitt tvers gjennom vollen. Den er 17 m brei, synleg i 100 m lengde og toppen ligg 9 m o.t. Materialet er godt runda. Dei største blokkene er opptil 70-80 cm lange. Pila på Fig. 36 markerer snittet (Fig. 168) gjennom vollen.

Mot lokalmorenen går vollen over i eit klårt strandhakk som held fram mot NV i same nivået. Abrasjonen har fjerna moreneryggen og haket er utvikla i massane som opprinneleg låg bak. Strandhaket er ikkje utvikla i fast fjell. På lokali-

teten finst det ikkje spor etter eit høgre havnivå, og det synest vere klårt at vollen og dermed Tapes, representerer det maksimale havnivået etter avsettinga av moreneryggen i Yngre Dryas. Dette er heilt i samsvar med dei stratigrafiske tolkingane i Borgundvåg (s. 138).

På den andre sida av elva, forsvinn strandvollen under eit dekke av flygesand, og det eventuelle vidare forløp er derfor uklårt.

Ervik: Strandvollane i Ervik er dekte av flygesand slik at gangen av dei er uviss. Lakselva skjer gjennom ein voll like nedanfor vegen langs stranda. Elvesenga er bygd opp av stor, godt runda stein med blokker opp til meters storleik. Like ved sida av elva har vinderosjon blottlagt toppen av vollen, som vi har målt til 8 m o.t.

Den andre vollen har vi ikkje sett i snitt, berre fått rapportert av gardbrukaren som driv jorda. Han refererer til vollen som "eit belte av trillrund fjørestein". Vi har ut frå plasseringa og skildringa tolka dette som strandvoll (Fig. 168).

Strandhaket i Ervik er best utvikla på sørvestsida av vika, frå Veslehovden til litt inn på Ervikvatnet. Det er også svært markert inst i vatnet. Haket ligg omlag på 8 m o.t. (Undås 1942: 5).

Hoddevik: I Hoddevik har vi fått rapportert stor, runda stein som kom for dagen ved kunstig omlegging av elvefaret på nordsida av bygda. Her har vi ikkje fått målt noka høgde på grunn av det tjukke flygesandsdekket. Strandhaket er derimot godt utvikla, både på nord- og sørsida av bukta.

Stranda i Hoddevik er mykje betre utvikla enn i Ervik. Eit seismisk profil langs stranda, profil A, (Fig. 169, 170) viser

inntil 50 m mektige sediment. Lydfarta var 1500 m/s under eit tjukt sjikt langs heile profilet med lydfart 300 m/s. 1500 m/s er vanleg fart i sand og grus under grunnvass-spegelen (s. 8). Profil B, lengre inn i vika, viste same seismiske eigenskapar i jorda, unnateke litt lågare fart under sanddynene sør i bygda.

Omlag midt på stranda, ved munninga av søndre elv (Fig. 169) har vi motorsondert til 11 m under overflata. Vi påviste to steinhorisontar, 6,5 m og 9 - 10,5 m, under overflata. Båe horisontane låg i sand. Det djupaste steinlaget var svært vanskeleg å trenge gjennom frå 9,5 - 10,5 m under overflata.

Det verkar sansynleg å tolke desse steinlaga som gamle strender, og at havet på eit tidlegare tidspunkt har gått lengre inn i vika. Mangelen på morenemateriale vist ved seismikk, og plasseringa, tyder på at dei mektige sedimenta i stranda mest sansynleg er marine sediment. På toppen ligg eolisk sand. Det er ingen ting i veien for at havet på eit tidspunkt under eller etter avsettinga av lokalmorenen lengre inne i vika, har abradert i morenen og fjerna topografiske spor og morenekarakteren av materialet.

Drage: Den mest markerte strandlina i heile feltet ligg på Drage, på sydsida av Stad, like utanfor kartbladet (Fig. 171). Langs stranda i 1 km lengde går ein brattskrent abradert inn i fast fjell. Skrenten er jamt over 18 m høg med basis 7 m o.h. Oppå fjellet ligg ei tynn hinne av morenemateriale. Ved foten av skrenten ligg eit belte av godt runda stein, men det er uklårt korvidt dette er naturleg avsett i form av ein strandvoll, eller om det er danna ved rydding. Dagens stormvoll ligg på 2 m o.t.

Fjellet i skrenten er svært oppsprokke og spaltar ut i rektangulære blokker. Langs heile stranda frå Drage utover mot Fure viser det seg at fjellet også i dag, let seg svært lett

erodere ved plukking. Strandlina på Drage fell godt inn i mønsteret av Tapesliner i området. Det kan synest å vere unormalt kraftig utvikla når ein tek omsyn til at Tapes-transgresjonen markerer høgste havnivå etter isavsmeltinga, og at abrasjonen berre kan ha teke omlag 1000 år. Men med den spesielt lett eroderbare berggrunnen, er det ikkje umogleg at strandlina er danna under Tapes.

Ei anna mogleg forklaring på at strandhakk er unormalt kraftig, kan vere at det er fornying av ei gammal strandline frå eit eldre havnivå, til dømes frå Ålesund interstadial (Mangerud & al. 1979).

5.10.2. Havnivå: Historikk.

Det vart nokså tidleg under feltarbeidet klart at dei låge marine grensene Kaldhol (1912: 6) og ikkje minst Undås (1942, 1963) sette for ytre deler av Stad og Vågsøy, var tilnærma rette. Undås fann ikkje spor etter noko sein-glasialt/postglasialt nivå over Tapesnivået, noko vi heller ikkje har gjort.

I Ervik fann han pimpstein opp til 5 m o.t. og foreslo ei marin grense på 8 m o.t. med øvste bærevasningsgrense på 12 m. Undås konstruerte også strandlinediagram for Nordfjord (1942: 34) ut frå målingar av strandvollar og strandhakk. Han laga to kurver, ei rett og ei krum. Gradienten for kyststroka ligg mellom 0,3 og 0,23 m/km.

Bakka (1973) har og konstruert isobasekart for Sogn og Fjordane. Det er bygd på høgde over havet for dei mest kjende helleristingsfelta og typologisk datering av dei ulike ristingane. Han fann at gradienten var 0,25 m/km med omlag 5 m som Tapesnivå ytst på kysten.

På Sunnmøre har Reite (1967: 276) sett gradienten for Tapesstrandlina til 0,25 m/km, med isobaseretning samfallande med isobaseretninga for Yngre Dryas.

Fareth (1970: 155-156) har utarbeidd eit isobasekart for Yngre Dryas (Fareth's Hovedstadium) i Nordfjord, med utgangspunkt i ei tydeleg strandline som kan fylgjast innover fjorden. Isobaseretninga er 036° heilt i nord og dreier til ca. 030° lengre sør. Gradienten sette han til 1,06 m/km. Ved å ekstrapolere isobasane, som han avslutta på 20 m, går det fram at 0-isobasen for Yngre Dryas vil krysse Stad. (Line 2, Fig.172).

På Fig.172 er også plotta inn ei line for Tapesnivået, line 1. Den er lagt i same retning som Fareth sine Yngre Dryas isobasar. Dette avvik frå Bakka sine liner, men hans isobasar var konstruerte ut frå svært få haldepunkt og med bakgrunn i samsvaret Reite fann mellom Yngre Dryas og Tapes isobasane på Sunnmøre, trur eg ikkje eg gjer store feil. Figuren er heller ikkje tenkt å vere eit definitivt strandlinediagram, berre ein indikasjon på forholda omkring Tapesnivået.

Eg har brukt 0,25 m/km som gradient og sett Tapesnivået i Ervik til minimum 5 m. Det siste verkar nokså sansynleg ut frå pimpsteinhorisonten (5 m o.t.) til Undås og også ut frå høgda på strandvollen (9 m o.t.) i det lokaliteten på Kråkenes (s.117) viser at strandvollar på sterkt eksponerte plassar kan byggast opptil 3,5 m o.t.

På figuren er også plotta dei strandvollane vi har målt, og det ser nokså rimeleg ut at dei, som ligg mest eksponert til (Fig. 172), fell høgast over strandlina.

5.10.3. Stratigrafi i Borgundvåg.

Borgundvåg ligg på nordaust-sida av Stad. Vågen vender mot aust og er godt skjerma. I opninga av vågen er ein

grunn tange som rekk halvvegs over. Tangen er tolka som ein morenerygg utflata ved bære-abrasjon (s. 34). Innanfor ryggen var vågen opprinneleg grunn, men det sentrale partiet er idag oppmudra. Heilt inst ligg eit parti som fell turr på fjøre sjø (Fig. 173).

Dersom ekstrapoleringa frå Fareth sitt isobasekart var rett, skulle det vere mogleg å finne terrestriske avsetningar under dagens havnivå. Sommaren 1975 sonderbora vi lokaliteten i Borgundvåg og påviste ein ca. 50 cm. tjukk torvhorisont frå 3 - 3,5 m under stranda. Seinare har vi tatt opp både 54 mm og 110 mm kjerner same staden. Borlokali-teten er plotta inn på Fig. 174.

Torv under havnivå er elles i Noreg berre påvist i Borgund-kaupangen på Sunnmøre (Nydal 1962), på Lista (Holmboe 1909, Sollesnes & Fægri 1951), Hidra (Øyen 1923) og i Lofoten (Moe 1975).

Sonderingane og prøveboringane viser at stratigrafien er lik over eit større område, men at djupna til dei ulike sekvensane kan variere litt. Stratigrafien som blir presentert, er bygd på kjernene 502-25-01/-02 (110 mm) og 502-20-03 (54 mm). Alle mål som blir oppgitt, refererer til avstanden under overflata som er tilnærma lik havnivå idag. Det vil seie: - 3,0 m ligg 3 m under overflata.

5.10.3.1. Sedimentsekvensen.

Kjernene er undersøkte med omsyn på avsettingsmiljø og alder. Det er ikkje gjort kornfordeling. Dei ulike sedimenta er derfor gitt namn etter miljømessige og visuelle kriteriar. Lithostratigrafi og diatoméanalyser er viste i Fig. 175. Fig. 176 viser fullstendig diatomedigram.

Det er tilsaman utført sju diatoméanalyser på kjerne 502-25-02.. Diatomear er svært sensitive til den kjemiske

sammansettinga i mediet dei lever i, og dei ulike species er meir eller mindre eksklusivt bundne til ein spesiell saltgehalt (Fægri & Iversen 1975: 217) . Polyhalobuse taxa har si optimale utvikling ved eit saltinnhald på 3,5 - 2,0%, mesohalobuse species omlag 2,0 - 0,05% og oligohalobuse (halophilous pluss indifferent) ved ein saltgehalt på mindre enn 0,05% (Foged 1978). Halophobuse artar toler ikkje salt.

Analysen viser eintydig at sedimenta under - 2,62 m er ferske og over dette nivået, marine. Dominerande art i sedimenta under torva er Tabellaria flocculosa. Den finst både planktonisk og som strandform (Nilsson 1961: 113) og er svært vanleg i ferkvassavsetningar. Den blir vanlegvis ikkje sett i samband med rennande vatn (Stabell pers. med. 1979). Det skulle då gi ein god indikasjon på at sedimenta verkeleg er avsette i eit basseng.

Sedimenta kan inndelast i fem hovudeiningar. Nedst ligg eit steinig, grusig hardpakka materiale, som vi har påvist ved sondering, men ikkje fått prøveteke. Mest sansynleg er det basalmorene frå den lokale breen. Over denne kjem ca. 1,2 m lakustrine, sandige sediment med varierende organisk innhald. Med skarp grense til desse sedimenta ligg 40 cm torv. Torva blir overlagra av 2,3 m marin gytje. På toppen ligg 30 cm littoral sand.

Dei lakustrine sedimenta.

Diatoméanalysene viser at sedimenta, for det meste sand, er klart ferske og avsette i eit vatn. I botnen på - 1,55 m er 5 cm silt/leir og over det 25 cm grå, siltig sand. Høgre oppe blir sanden grovare og organisk innhald gradvis større. Det organiske opptrår som 2 - 5 cm brune band i den elles grå sanden. Frå - 3,7 til - 3,64 m er eit lag med grovdetrisk gytje med glødetap 53% og

vassinnhald 79,4% (Tab. 3). Denne horisonten er brukt til korrelasjon av kjernene 502-20-03 og 502-25-02. Over grovdetritisk gytje kjem gytjig sand, sandig gytje og sand med organiske fragment (Fig. 175).

Sedimenta nedst i kjerna er truleg avsett under og like etter avsmeltinga av lokalbreen. Den største bekken som renn ut i bassenget, går gjennom den sentrale delen av Kupa og har erodert seg ca. 5 m ned i basalmorene. Mesteparten av det minerogene materialet i bassenget må ha blitt tilført ved denne bekken.

Granskingane på Kråkenes viser at den første innvandringa av vegetasjon skjedde under Bølling kronosone (s. 61). Områda utanfor lokalbreen i Borgundvåg må såleis, når den smelta bort, allereie hatt ein fast etablert vegetasjon og innvandringa til botnen skjedde truleg hurtig.

Grovdetritisk gytje er klart avsett i same miljø som sedimenta under, men tilgangen på organisk materiale har vorte gradvis større. Gytja er bygd opp vesentleg av mose- restar som må vere resedimentert frå land.

Over grovdetritisk gytje ser tilhøva ut til å endre seg. Det organiske innhaldet er finfordelt i sedimenta. Dette kan tyde på at den organiske produksjonen i sjøve bassenget er blitt større. Ein annan faktor som kan innverke på sedimentasjonsmiljøet, er terskeltilhøva. Dersom ein godtek at undergrensa av torva er tilnærma lik terskelhøgda (s. 127), vil vatnet etterkvart ha blitt så grunt at straumen gjennom vatnet har fulgt ein meir eller mindre fast kanal og gitt rolegare sedimentasjonstilhøve til sidene for denne.

Torva.

Torva er svartbrun, homogen, 41 cm tjukk og ligg med skarp grense

mot dei lakustrine sedimenta. Glødetapet ligg på 72,8% og vassinnhaldet 82,2% (502-25-02-0.96, Tab.3). I fem boringar har vi registrert torva og alle viser omlag same tjukne. Undergrensa varierer litt i djup og det lågaste vi har målt, er - 3,5 m. Torva er altfor mektig, og har for stor utbreiing til å kunne vere resedimentert. Den ligg heilt eintydig in situ, og er bygd opp nært eller over vassflata i bassenget.

I sanden under torva er trerøter som viser at det har vakse tre på myra. Terskelhøgda for bassenget blir dermed liggande ein stad omkring - 3,5 m. Storleiken på bassenget er uviss, men det er sansynlegvis avgrensa mellom holmen og fastlandet (Fig. 174). Korvidt det finst ferske sediment submarint utanfor dette bassenget, og mogleg utbreiing av dei, er ikkje klarlagt.

Dei marine sedimenta.

På - 2,62 m går torva over til findetritisk mørk brun gytje med glødetap 25,4% og vassinnhald 68% (502-25-02-0,58, Tab. 3). Overgangen er svært jamn, utan teikn til hiatus. Gytja får etterkvart ein meir grønleg farge. Avsettingsmiljøet er klart marint, vist ved diatoméanalysene (Fig. 175). Havet kom altså inn i bassenget på - 2,62 m.

På denne gytja frå - 2,28 til - 2,20 m ligg grå, godt sortert sand og over den 5 cm grusig, sandig gytje. Denne horisonten inneheld både skjelfragment og terrestriske makrofossil som netaskal, bork og pinnar. Mellom sanden og dette laget er ein kile av gytje. Vidare opp ligg homogen grønbrun sandig gytje til 30 cm. under overflata. Glødetapet i den sandige gytja like over grusig sandig gytje var 6,1% og vassinnhaldet 43,8% (502-25-02-012, Tab. 3).

På toppen av sekvensen ligg recent grå littoral sand med mykje muslingar i voksestilling.

Overgangen torv/gytje synest vere utan hiatus. Pollenanalyse (s.130) gir heller ingen indikasjon på erosjon i torva. Transgresjonen må derfor ha skjedd svært roleg med ei sakte forsumping av området med saltvatn. Sandlaget over gytja kan tyde på eit høgare energetisk sedimentasjonsmiljø, med større vassdjup og tidevass-straumar som går ut og inn av bassenget.

Tilhøva omkring øvre grensa av sanden er rotut, med ein kile av rein mørk brun gytje mellom sanden og grusig sandig gytje (Fig. 175). Det skulle vere ein klar indikasjon på at det har skjedd erosjon i materiale avsett på eit høgare nivå og resedimentasjon av det uteroderte materialet.

5.10.3.2. Absolutt og relativ datering.

Tre ¹⁴C dateringar er utførte på kjerne 502-25-02. Formålet med dateringane var å få tidfesta avsmeltinga av lokalbreen og datere transgresjonen. Diatoméanalysene vart gjort etter dateringane og viser at det daterte marine materialet ligg 40 cm oppe i den marine sekvensen. Transgresjonen ligg derfor mellom dei to daterte horisontane i alder og er seinare forsøkt datert ved pollenanalyse.

Lutløyseleg del av den grovdetritiske lakustrine gytja, - 3,70 til - 3,64 m, er datert til 9510^{+170} BP (T. 2850A). Materialet er tolka som residimentert frå land (s.126) og viser at vegetasjonen var etablert 9500 BP. Konklusjonen blir at isavsmeltinga på dette tidspunkt er langt komen og mest sannsynleg avslutta.

I grusig sandig gytje, - 2,20 til - 2,15 m i den marine sekvensen, er skjelfragmenta daterte til 7190^{+220} år BP (T. 2851) og dei terrestriske makrofossila - pinnar,

neteskal og bork - til 6630^{+140} år BP (T. 2852).

I skjeldateringa er innebygd korreksjon for reservoaralder på havvatn med 440 år (Mangerud og Gulliksen 1975). Dette er standardprosedyre ved laboratoriet i Trondheim. Korreksjonen er fastsett med bakgrunn i dateringar av recente skjel. Ein har ingen garanti for at havvatnet bakover i tida har hatt same reservoaralder. (Mangerud 1972, Mangerud og Gulliksen 1975). Her er skjel og terrestriske makrofossil frå eitt og same lag daterte. Sentrum av dateringane ligg likevel over 500 14C år frå kvarandre. Dersom skjel og pinnar er primært avsette og jamngamle, inneber det at tilsynelatande alder for havvatn er atskilleg større enn 440 år omkring 7000 BP. Den store aldersforskjellen kan også forklarast ved at skjela er resedimenterte og er opphavleg eldre enn det terrestriske materialet.

På Haramsøya, Sunnmøre, har Hafsten (Hafsten og Tallantire 1978) påvist torv under ein Tapes-strandvoll. Toppen av torva er datert til 7280^{+100} BP (T. 831). Det indikerer at transgresjonen på det tidspunkt hadde nådd sitt tilnærma høgste nivå. Det same var tilfelle i Hordaland, vist ved førebels strandforskyvingskurve for Sotra (Krzywinski & Stabell 1978). Sjølv om transgresjonen på Stad ikkje treng vere heilt synkron med transgresjonane i desse områda, er det mykje som tyder på at havet stod i eit høgt nivå 7200 BP. Transgresjonen nådde omlag 7 m o.h. i Borgundvåg (Fig. 172), og med eit vassdjup på omtrent 9 m er det ingen ting i vegen for at skjela er avsette på eit høgre nivå og seinare resedimenterte. Det faktum at det berre fanst skalfragment, byggjer også opp under denne tolkinga.

Det terrestriske materialet vart før datering preparert med fortynna NaOH og HCl for å fjerne mogleg innhald av humussyrer og karbonat. Fåren for forureining ved framandt karbon skulle derfor vere liten. Dette materialet kan også vere resedimentert og dateringane gir derfor ein maksimumsalder for

avsettinga av grusig sandig gytje på 6630^{+140} år BP. Aksepterer ein at skjela er resedimenterte og opprinneleg er eldre enn dei terrestriske makrofossila, er materialet ueigna til å avgjere tidsvariasjonar i reservoaralder for havvatn.

Av det føregåande framgår at torva vart transgredert eingong mellom 9500 og 7200 BP. Det er talt tre pollenspektra omkring grensa torv/marin gytje (Fig. 177). Alle viser open vegetasjon med ca. 60% AP. Frå nedste til øvste prøve skiftar dominansen frå Salix til Betula med ein oppgang i Corylus ca. 4 cm over grensa. I samtlege prøver er innhaldet av Pinus lite.

Hafstein har utarbeidd to pollendiagram frå Sunnmøre, frå Haramsøy (Hafsten & Tallantire 1978) og frå Borgundkaupangen (Unpubl. Fig. 177B). Pollendiagrammet frå Borgundkaupangen er gjort på submarin torv som ut frå radiokarbon datering vart transgredert 8250^{+250} år BP (T. 293). Same som er publ. av Nydahl (1962).

I baa desse kjem oppgangen av Corylus og Pinus omlag samtidig og før 8300 BP. Diagrammet fra Haramsøy viser dei første spor av Corylus ca. 9000 BP.

Det er lang avstand og korrelere over, men tilhøva i allefall på Haramsøy og Stad bør kunne samanliknast. Det vil sei at spektra frå Borgundvåg mest sansynleg ligg lengre attende i tid enn 8300 BP og at transgresjonen skjer kanskje ein gong mellom 9000 og 8300 BP.

5.10.4. Stratigrafi i Ervik.

Ervik ligg ope til heilt ytst på Stad. Frå stranda til Ferstadmørenen er det omlag 2,5 km. Randtrinnet er det

største i heile feltet og brefronten må ha lege i ro der relativt lang tid. Ein skulle derfor vente å finne eit delta frå dette trinnet. Med Tapes som marin-grense må deltaet anten ligge skjult i undergrunnen i Ervik eller på havbotnen utanfor stranda.

Formålet med undersøkingane i Ervik var derfor å prøve å plassere deltaet frå Ferstadmorenen og om mogleg avgjere havnivået ved utbygginga, samt freiste å datere deltaet og dermed morenen. Dette har vi forsøkt gjort ved seismikk og boring.

5.10.4.1. Refraksjonsseismiske undersøkingar.

Totalt er det skote 2960 m refraksjonsseismikk fordelt på tre profil i Ervik (Fig.178). Profila er gitt namn C, D og E. C og D er traversar av dalføret, E eit lengdeprofil frå stranda til Mågeneset inst i Ervikvatnet (Fig.179).

Profil C: Langs profilet er det skjult to fjelltersklar i undergrunnen. Dei deler området i tre basseng som er fylte med tildels ulike massar. På toppen langs heile profilet ligg eit tynt sjikt med lydfart 300-500 m/s. Heilt i nord har massane under det turre sjiktet lydfart 1000-1400 m/s. I det mellomste området har dei djupare massane lydfarta 900 m/s. Den låge farta tilseier at dette anten kan vere fuktig sand og grus som ikkje er metta med vatn, eller at innhaldet av organisk materiale er stort. I den sørlege delen av profilet har massane lydfart 1500 m/s. Det er vanleg fart for sand og gras under grunnvassspegelen.

Profil D: Som profiloppteikninga viser, er det meir uryddige tilhøve her. Lausmassane på midten av profilet med den høge lydfarta 2100 m/s er truleg morene.

Profil E: I dette profilet er eit markert skilje ved den vesle holmen. Vestfor holmen er observert typisk fart for sand og grus med 1500 m/s medan det austfor er observert jamt over større fart mellom 1700-2000 m/s. Dette er sannsynlegvis morene.

Profil C og E viser at undergrunnen dannar eit basseng med det djupaste partiet med maksimalt 35 m sediment ved vestre ende av Ervikvatnet. Bassenget grunnar opp mot stranda. Korvidt oppgrunninga er lik tvers over bassenget, er ukjent.

For å ha litt kontroll med tolkinga av seismikken, la vi profil C over borlokalitet 502-23 (s.115, Fig. 164). Der hadde vi påvist to torvlag i flygesand og at djupet til fjell var 12,23 m. Lokaliteten ligg i det mellomste bassenget på profilet (Fig. 179) og vi ser at det er godt samsvar mellom den seismiske tolkinga og stratigrafien.

5.10.4.2. Boring.

Det er ingen ting som tyder på at breelva frå Ferstad hadde eit anna leie enn elva i dag. Bassenget vist ved profil C og E ligg såleis i det naturlege dreneringsløpet for smeltevann frå Ferstad og må ha vore sedimentasjonsfelle for breelvtransportert materiale. Men berre under føresetnaden at bassenget ikkje alt var fylt. Vi har påvist i alt 27,5 m sandige/siltige sediment ved sonderboring distalt i bassenget. Desse sedimenta ville ikkje kunne overlevd ei nedising og konklusjonen blir at sedimenta i bassenget er avsette etter at innlandsisen var borte.

For å prøve å få grep på stratigrafien i bassenget bora vi hausten 1977 og tok meir eller mindre samanhengande prøver ned til 18 m under overflata. Vi hadde totalt med 1,5 tonn

boreutstyr og borpunktet måtte derfor leggest i nærleiken av tilkomstveg. Borlokaliteten, 502-24, vart lagt i skjeringpunktet mellom profila C og E (Fig. 179). Seismikken viser her totalt 32 m sediment, og ved sondering fann vi steinførande lag først på 27,5 m under overflata. Vi registrerte heller ikkje grus over dette nivået.

Reint bortechnisk var det vanskelege sediment å bore i. Både 54 mm stempelprøvetakar og tubkjerneboret har sine avgrensingar i sandige sediment. Stempelet i 54 mm prøvetakingsutstyret dannar ikkje godt nok vakuum til å halde på prøvene ved heving av borstrengen. I alle prøvene tapte vi mellom 45-120 cm av kjerna. Friksjonen under neddrivinga blir også stor. På 11,90 m under overflata hadde jekken nådd sin kapasitet og boringa med dette utstyret vart avslutta.

Tubkjerneboret må stå i perfekt lodd for å få full effekt ved neddriving. Første forsøk ga berre prøve frå 10,94 - 12,91. Då måtte vi ta utstyret opp og starte på nytt. Denne gongen fekk vi prøve frå 14 - 18 m.

Sjølv om vi heldt ytterrøyra fylte med vatn, seig det sand/silt inn når vi heva innerstengene og prøverøyret. På 18 m djup seig det inn over 50 cm sediment og hindra vidare prøvetaking. Denne "proppa" var så kompakt at den fulgte med heilt til overflata då vi endeleg tok opp borstrengen. Vi prøvde også å bore med 54 mm inne i ytterrøyra, men greidde ikkje å trengje gjennom "proppa". Vi fekk såleis ikkje utført borprogrammet så langt som ynskjeleg.

5.10.4.3. Sedimentsekvensen.

Sedimenta er sandige, tildels homogene. Det er derfor gjort få kornfordelingsanalyser. Tettaste prøvetaking er

gjort der det synest vere naturlege grenser i sedimenta.

Tubkjerneprøvene er omrekna etter prosent innskore materiale og representerer tilnærma verkeleg stratigrafisk djup (Fig. 180). Kornfordelingane er framstilte etter kumulativ prosent på sansynlegheitspapir (Fig. 181, 182, 183). På Fig. 184 er kornfordelingane stilt saman med stratigrafien.

Alle kornfordelte prøver utanom prøve 10 inneheld meir enn 85% sand. Denne prøva har over 70% silt (Borlokalitet 502-24, Tab. 2). Kornfordelingskurvene til dei fire neste prøvene (Fig. 183) har markerte knekkpunkt, det kraftigaste på 63 μm . Det kan indikere at materialet er samansett av to populasjonar, som vist av Visher (1969), og at ein kanskje kan skilje mellom botntransportert materiale og materiale avsett frå suspensjon. Dei andre prøvene (Fig. 181, 182) verkar tilnærma log-normale. Omkring 11 og 4, m under overflata er det lokalt auke i dei finare sandfraksjonane. På båe desse djupa ser det ut som det skjer endringar i miljøet (s.136).

5.10.4.3.1. Miljø- og sedimentskildring.

Kornfordeling åleine er ikkje nok til å kunne dele sedimenta inn i bestemte einingar. Det er freista gjort ved miljømessige tolkingar ut frå mikrofossil.

Totalt er fjorten prøver undersøkte kvalitativt for foraminiferar. Mengda av foraminiferar er visuelt vurdert. Prøvene var omlag like store og foraminiferane preparerte ut frå fraksjonane mellom 0,125 - 1 mm ved tyngdeseparasjon med CCl_4 ($d = 1,59$). Resultatet er presentert på Fig. 184

I tillegg til desse granskingane vart det forsøkt diatomé- og pollenanalyse på dei fire djupaste kornfordelte prøvene. Diatomeane viste seg å vere for dårleg oppvarte (Stabell, pers. med. 1979) og materialet pollensterilt (Sønstegård, pers. med. 1978).

Materialet teke frå djup større enn 14 m under overflata, inneheld korkje foraminiferar eller skjelfragment. Kvartskorna i 125 µm fraksjonen er i alle prøvene skarpkanta og glasklare og minner om glasiiale korn (Strass 1973: 10). Mangelen på marine fossilar er ikkje eintydig prov på at sedimenta er ferske. Sedimentasjonshastigheita kan ha vore så stor at fossilinnhaldet er maskert.

Som nemnt, viser seismisk profil E (Fig.179) at bassenget grunnar opp mot stranda, med 8 m under dagens havnivå som det grunnaste. Dette kan, men treng ikkje vere terskelpunktet for bassenget.

Grensa mellom sediment med og utan marine fossil, 13-14 m under overflata, fell nært dette punktet. Borlokaliteten ligg ifylgje profiloppteikninga 7 m over noverande havnivå. Her må skytast inn at overflata på den seismiske profiloppteikninga er konstruert ut frå kart med målestokk 1:5000. Profil E går over eit relativt flatt område, og på det topografiske kartet blir derfor avstanden mellom 5 m's kotane stor. Dette kan lett medføre feil i den konstruerte overflata i forhold til den reelle. I samanlikning med djup frå borkjerna, som gir sant djup under overflata, med djupner på det seismiske profilet, vil det vere innebygd ei feilkjelde som er avhengig av nøyaktigheita av den konstruerte overflata. Det er altså indikasjonar på at materialet kan vere ferskt, avsett i eit basseng med terskelnivå på - 8 m. Diskusjonen blir teken opp att under den generelle tolkinga av stratigrafien (s.140).

Kjerne 06 som ligg stratigrafisk over dette, med eit gap frå 12,91 - 14 m under overflata der det manglar prøve, inneheld skalfragment frå topp til botn. Øvste 30 cm av kjerna er grøngrå gytjig sand med relativt store tynnskala fragment. Etter ein gradvis overgang blir sanden rein, grå og skalfragmenta ørsmå. Kjerne 06 og 05 (54 mm) er tekne 2 m frå kvarandre, men overlappar kvarandre i djup. I kjerne 05 er også representert ein grøngrå sekvens 12 cm mektig med øvre grense 11,0 m under overflata. Glødetapet er 1,4% (Tab. 3). I motsetning til tubkjernerprøva, er opprinneleg lagdeling oppvart og viser markert grense frå denne mot underliggande grå, glimmerrik sand (Fig. 185). At sekvensen er lengre i tubkjernerprøva, kan skuldast materiale som har trengt inn i røyret ved fjerninga av spissen (s. 5).

I kjerne 06 og 05 er det undersøkt tre prøver med omsyn til foraminiferar. Alle har positivt innhald, men relativt få individ. Så snart grensa mellom sanden og den gytjige sanden på 11 m under overflata blir passert, aukar individtalet radikalt og andre fossil som til dømes bryozoar kjem inn. Foraminiferane har glatt, blank overflate. Dei ber ikkje spor etter slitasje og må være primært avsette.

Døme på artssamansettinga: Cibicides lobatulus, Trifarina angulosa og species frå slektene Miliolidae og Elphidiidae.

Faunaen indikerer grunt vatn og varmt klima (Sejrup pers. med. 1979). Nærmaste 40 cm over grøngrå gytjig sand har sanden brunleg farge. Det er fleire tynne svarte horisontar med ei filtig masse i denne sekvensen. Materialet er reint organisk, men førebels uidentifisert (Fig. 185).

På 10,5 m u.o. er sanden grå, og herfrå til 4,5 m u.o. er det ikkje variasjonar som tyder på store endringar i avsettings-

miljø. Tre rekognoserte foraminiferprøver viste stort individtal. På 4,70 og 5 m u.o. var heile muslingskal, elles berre små fragment. Over 4,5 m u.o. går talet på foraminiferar drastisk ned. På 4,25 m u.o. fann eg berre 3 individ. Fargen på sanden blir brunlegare. Frå 4,29 - 4,0 m u.o. er den brungrå, men glødetapet i det brunaste er likevel berre maksimalt 1,3% (Tab. 3). Også skjelinnehaldet går ned, og frå ca. 4,30 m er det berre få og små bitar att.

I kjerne 01 over dette, er sanden kvit med mørkare mineral samla i nokre få tynne horisontar. Ei undersøkt prøve viste berre ein foraminifer. Den hadde matt overflate og bar sterkt preg av slitasje. Det finst berre bitte små skalfragment.

Det synest klart at sekvensen frå 13 m til 4,3 m u.o. er marint avsett. Materialet over 4,3 m u.o. er likt det underliggande i kornsamansetting, men innhaldet av foraminiferar avtek brått omkring denne grensa. Alt tyder på at materialet over 4,3 m u.o. er ferskt og mest sansynleg eolisk transportert.

Isolasjonskontakten på 4,3 m u.o. ligg omlag 2,5 m over dagens havnivå og terskelen som demmer vatnet, må såleis ligge høgre.

5.10.5. Diskusjon omkring stratigrafi og havnivå.

Alle lokalbreane på Stad og Vågsøy vart danna og forsvann i løpe av Yngre Dryas (s. 63). Stratigrafien i Borgundvåg viser at frå lokalbreen börja trekkje seg attende, sansynlegvis før 10000 BP, til ca. 9000 BP (s.130), stod havet under - 3,5 m.

Anundsen (1978) har påvist ein transgresjon i Yrkje i Rogaland som kulminerte omkring 10000 BP, kanskje litt før (Anundsen pers. med. 1979). Han har og ved samanlikning av pollendiagramma frå Yrkje og Bømlo revurdert Fægri (1944) si strandforskyvingskurve frå Bømlo. Han fann at Fægri sin seinglasiale transgresjon sansynlegvis er samtidig med Yrkjetransgresjonen.

Om ein tilsvarande samtidig transgresjon er representert i Nordfjord, når den ikkje over - 3,5 m i Borgundvåg. Nullisobasen for strandlina ved undergrensa av Yngre Dryas, må derfor skjere Stad innanfor Borgundvåg.

Ved ekstrapolering av Fareth sine isobasar (Fig. 172, line 2) vil Yngre Dryas strandlina gå under dagens havnivå ytst i Tungevåg og altså utanfor Borgundvåg. Fareth har korrelert den lågaste terrassen i inste enden av Hornindalsvatnet til same lina. Denne terrassen ligg innanfor Yngre Dryas trinnet til innlandsisen, Nor-morenene på Nordfjordeid, som er danna etter 10470[±]170 BP (T. 645) (Fareth 1970, Mangerud & al. 1979). Fareth skriv:

Dette viser at den relative havstand har vært konstant også en tid etter at breen hadde trukket seg tilbake fra hovedstadiets distale posisjon, ihvertfall inntil Hornindalsvannet var blitt isfritt.

Storleiken på randavsetninga og det faktum at den daterte skjelprøva er dekt av minst 10 m glasimarin leire, tyder på at breen har lege i relativt lang tid ved Nor.

Dette daterer Yngre Dryas strandlina i Nordfjord til yngste del av perioden. Dette skulle da tilsei at samtidig som strandlina innover Nordfjord vart danna, stod havet i Borgundvåg under - 3,5 m.

Dersom avsettingane på Åheim på 19 m o.h., som Fareth har brukt ved konstruksjon av isobasane, og nivået på maksimalt - 3,5 m i Borgundvåg tilhøyrrer same havnivå, vil strandlina få høgge gradient ut mot kysten. Dette er unormalt. Det kan sjølvstakt forklarast ved tektoniske endringar som til dømes forkastingar, men meir sannsynleg er det at isobasane for denne del av Nordfjord er feilkonstruerte og at avsetningane på Åheim tilhøyrrer eit eldre nivå.

Vi har inga datering av sedimenta i kjerne 502-24, men det synest klårt at deltaet frå Ferstadmorenen må ligge i dette bassenget, og at ein stor del av dei sandige siltige sedimenta må vere distale sediment frå dette deltaet (s.132).

Etterkvart som breen drog seg attende innover Morkadalen, må vatna ovanfor Ervik samla opp mesteparten av sedimenta frå brefronten. Silt tilført Ervikvatn etter at breen forlot Ferstad, må då i hovudsak kome frå erosjon i det allereie avsette morenematerialet, eller frå lokalbreen på Lemmane (G, Bilag 2).

Elva gjennom Ferstadmorenen (Fig. 11) går i dag i fast fjell. Erosjonen i morenen skjedde sansynlegvis under og like etter avsettinga.

Med så tidleg avsmelting av innlandsisen som minimum 12320[±]120 BP som botndatering i sedimenta på Kråkenes viser, må denne erosjonen ha skjedd i god tid før 10000 BP. 10000 BP var også breen på Lemmane borte. Siltmengde tilført bassenget må derfor avta omkring grensa Yngre Dryas/Preboreal.

Prøve 10 (Fig. 180) representerer ein halv meter sediment med siltinnhald over 70%. Bassenget er stort og det høge siltinnhaldet i sedimenta så langt ute i bassenget viser at materialtilførsel har vore stor. Det tilseier brenare tilhøve og altså avsetting før 10000 BP.

Sedimenta mellom 14 og 18 m u.o. som altså ikkje inneheld marine fossil, er klart avsette i vandig miljø.

Det er ikkje registrert korkje grove sediment eller organisk materiale som kan tyde på oppgrunning av bassenget med ein påfylgjande terrestrisk fase. Vassflata i bassenget må såleis heile tida lagt høgre enn sedimenta.

Den markerte nedgangen i siltinnhaldet ligg omkring 17 m u.o. som tilsvarar - 10 m. Nedgangen i silt kan tyde på at sedimenta her er avsett eingong omkring 10000 BP.

Ervik ligg omlag 9 km utanfor Borgundvåg og hadde heilt opplagt lågare relativt havnivå i Yngre Dryas. Gradienten utover må iallefall vore brattare enn Tapes gradienten, som er sett til 0,25 m/km, og mest sansynleg ligge opp mot 1 m/km som synest å vere en vanleg gradient for Yngre Dryas nivået. Dette gir då ein indikasjon på at havnivået kan ha vore så lavt som - 12 m og kanskje endå lågare. Det er derfor mogleg at sedimenta frå 18-14 m er lakustrine og vart avsette under ei vassflate som låg høgre enn havnivået. Mangelen på marine fossil støyr denne tolkinga. Terskelen til bassenget må då ligge høgre enn - 10 m og det grunnaste partiet ved stranda målt på profil E (Fig. 179) på - 8 m kan representere omlag terskelnivået. Transgresjonen av terskelen skjer då etter 10000 BP som også er indikert av foraminiferfaunaen med boreale artar i sedimenta over 13 m u.o. Dette forhindrar ikkje at terskelen før Yngre Dryas har vore transgradert av til dømes ein tilsvarande transgresjon som Krzywinski (Krzywinski og Stabell 1978) har påvist på Sotra med kulminasjon i Bølling, og at marine sediment finst i avsettingane under 18 m u.o. Men på grunn av det reduserte borprogrammet er det i dag heilt uvisst. Førebels antar eg derfor at sedimenta under 18 m u.o. også er lakustrine.

Fig. 186 viser ein modell for utviklinga i Ervik bygd på desse sluttingane, med deltaet frå Ferstad-morenen og lokalbreen på

Lemmane avsett i bassenget som omkring 10000 BP har lakustrint miljø. Terskelen ligg på ca. - 8 m og blir transgredert etter 10000 BP. Ervikvatnet blir så isolert frå havet i eit nivå høgre enn 2 m o.h. og isolasjonen skjer før 6100 BP (Fig.187). Vatnet blir sannsynlegvis demt opp av strandavsettingar. Landet mellom stranda og vatnet blir så bygt opp ved eolisk transportert materiale og vatnet blir mindre.

5.10.6. Mogleg strandforskyvingskurve for Stad.

Fig.187 viser korleis strandforskyvingskurva for Borgundvåg etter 10000 BP kan sjå ut. Før 10000 BP har vi få haldepunkt utanom at havet aldri nådde høgre enn Tapesnivået som ligg omlag 7 m o.h. i Borgundvåg.

Strandforskyvingskurver frå Hordaland viser eit regresjonsminimum omkring 8500 BP (Kaland in prep., Krzywinski og Stabell 1978). På Sunnmøre har Hafsten sine granskingar vist at regresjonen passerte 8 m o.h. ca. 9500 (Hafsten og Tallantire 1978) og at den i Borgundkaupangen gjekk under dagens havnivå og nådde maksimum før 8200 BP.

Det same mønsteret i strandforskyvinga kan også gjelde for Stad, men då vil sansynlegvis regresjonen kulminere før 9000 BP og i alle fall må svingingane i relativt havnivå vere langt mindre enn i dei område det her blir samanlikna med. Ei anna mogleg løysing er at Stad har hatt ei relativ stiging i havnivå heilt sidan isavsmeltinga omkring 12300 BP. At Yngre Dryas lina ligg under dagens havnivå, kan vere ein indikasjon på det. Ein anna indikasjon er mangelen på Oslo bergartar i fjøra som på Sunnmøre, med høge seinglasiale marine grenser, er svært vanleg. Problemet får førebels stå uløyst.

SAMMENDRAG.

Regional isbevegelse i Sen-Weichsel maksimum var nordvestlig. Det er ikke klarlagt om isen i denne perioden dekket de høyeste toppene. Stratigrafien på Kjerringa gir indikasjoner på at denne toppen var en nunatakk gjennom hele Sen-Weichsel, noe som imidlertid står i strid med antatt alder på randtrinn på kontinentalsokkelen.

I området er det lite avsetninger fra deglasiasjonsperioden, og de randtrinn som finnes, er alle udaterte. En datering fra Kråkenes, 12320 ± 120 år BP, gir minimumsalder på deglasiasjonen der. Det er videre klart at innlandsisen ikke nådde den ytterste kysten ved senere framstøt.

Stratigrafien i bassenget foran lokalmorenen på Kråkenes viser helt klart at det ikke ble liggende igjen noen lokalbre i botnen etter at innlandsisen trakk seg tilbake. Lokalbreen som avsatte morenen på Kråkenes, ble dannet og forsvant igjen i løpet av Yngre Dryas Kronosone. Det samme gjelder sannsynligvis alle lokalbreer som avsatte morener i området. Lokalbreen på Kråkenes hadde gjennomsnittlig erosjonsrate på 0,9 mm/år.

Likevektslinjen for Yngre Dryas lå 6-800 m lavere enn i dag, lavest mot øst. I gjennomsnitt kan dette bety 4-5°C lavere sommertemperatur og den samme eller opptil 400 mm lavere vinternedbør enn i dag.

Morenedekket er generelt større på Stad enn på Vågsøy. Morenemateriale på platåene er skilt fra morenemateriale i lavlandet på grunn av at det høytliggende inneholder mye forvittringsmateriale og er sterkt påvirket av solifluksjon.

I hele feltet er det bare to små glasifluviale avsetninger, tolket som lateralavsetninger til fjordbreer. Den nesten totale mangel på glasifluviale avsetninger skyldes at det

senglasiale havnivået i alle fall var lavere enn Tapes maksimum 10000 år BP sto havet minimum 3,5 m lavere enn i dag påvist ved en sedimentsekvens med bl.a. terrestrisk torv under dagens havnivå i Borgundvåg. Torva ble sannsynligvis transgresdert mellom 9000 og 8300 år BP, og Tapes-transgresjonen nådde sitt maksimum omlag 7200 år BP.

I området finnes både aktive og fossile flygesandfelt. Ved datering av torvhorisonter i flygesand i Ervik, er det påvist at oppbygginga av torv og flygesand er ca. 8 m siden 6170^{+80} år BP og 2,5 m siden 1180^{+70} år BP.

TABELL 1

SKURINGSOBSERVASJONER

Nr.	Kartblad M711	UTM Koordinat	Lokalitet	M o.h.	Bergart	Retning	Merknader
1	1019II	905846	Kråkenes	40	Gneiss	311 ^o	Striper. Polert flate.
2	-	906845	-	60	Gabbro	267 ^o 287 ^o	Furer.
3	-	907845	-	40	-	311 ^o	Furer
4	-	910839	-	40	Granatholdig amfibolitt- gneiss	297 ^o	Striper. Polert flate
5	-	911840	-	38	Gabbro	277 ^o 337 ^o	Furer. Rundsva mot 277 ^o
6	-	911839	-	38	-	271 ^o 316 ^o 334 ^o	Furer. Rundsva mot 271 ^o 271 ^o dominerer.
7	-	912838	-	38	-	277 ^o 315 ^o 331 ^o 348 ^o 007 ^o	Striper. Flere polerte flater. 315 ^o yngre enn 277 ^o . 348 ^o yngre enn 277 ^o . 007 ^o yngre enn 277 ^o . 007 ^o yngre enn 315 ^o . Mulig dreining fra 277 ^o til 007 ^o .
8	-	907828	Mehuken	433	Øyegneiss	293 ^o	Striper på polerte feltspatøyne.
9	-	914814	Måsegga	370	Gneiss	264 ^o	Furer. To flater.
10	-	917812	-	385	-	283 ^o 305 ^o 325 ^o	Fine riss. 325 ^o dominerer. Yngst?
11	1019II	928818	Ø. Movatna	290	Gneiss	33 ^o ± 180 ^o	Riss. Liten polert flate. Retning ikke avgjort.
12	1118IV	947782	Sørdalsvt.	129	-	218 ^o	Furer. Flere flater.

Nr.	Kartblad M711	UIM Koordinat	Lokalitet	M o.h.	Bergart	Retning	Merknader
13	1118I	955792	Ongelsvt.	120	Gneiss	311 ^o	Striper. Polert flate.
14	-	965784	Revvikvt.	100	Kvarts	353 ^o	Fine riss.
15	-	967784	-	80	Gneiss	342 ^o	Furer.
16	-	973790	V. Raudeberg	80	-	305 ^o	Furer, Tre flater.
17	1019II	971817	Bakke	90	-	273 ^o	Striper. Polert flate
18	-	973820	-	90	-	253 ^o 302 ^o	Furer. 302 ^o dominerer. Yngst?
19	-	974821	Sæter	80	Kvarts	317 ^o 347 ^o	Fine riss.
20	-	974821	-	80	Gneiss	283 ^o 302 ^o 315 ^o	Furer. Rundsva mot 283 ^o . 302 ^o yngre enn 283 ^o .
21	-	972817	-	90	-	289 ^o	Furer.
22	-	974817	-	80	-	287 ^o	Furer.
23	-	976824	Forklevt.	70	Kvarts	237 ^o 286 ^o 305 ^o 347 ^o 019 ^o	Fine riss på flere kvartslinser. 19 ^o yngre enn 305 ^o . 305 ^o yngre enn 286 ^o .
24	1019II	976826	Forklevt.	90	Gneiss	329 ^o 350 ^o 015 ^o	Furer. To flater. Parabelriss på den ene.
25	-	978817	Halsøyrsanden	0	-	327 ^o	Furer. Rundsva.
26	-	982808	Halsøy	10	-	276 ^o 312 ^o	Furer. Rundsva.

Nr.	Kartblad M711	UTM Koordinat	Lokalitet	M o.h.	Bergart	Retning	Merknader
27	1118I	987797	Ø. Veten	70	Gneiss	357 ^o 031 ^o	Striper. Polert flate. 31 ^o dominerer.
28	-	987795	-	70	-	331 ^o 019 ^o 033 ^o 046 ^o	Striper. Flere polerte flater.
29	-	975776	Raudeberg	30	-	339 ^o 015 ^o	Furer.
30	-	978772	Kapellneset	15	Øyegneiss	006 ^o	Riss på polerte feltspatøyne.
31	-	977758	Ø. Svartbotnvt.	40	Gneiss	085 ^o -180 ^o	Striper. Polert flate. Mangler støt- og lésider til å avgjøre retning.
32	-	958734	Måløy	120	Kvarts	321 ^o	Fine riss.
33	-	957732	-	130	Gneiss	267 ^o 285 ^o	Furer
34	-	956750	V. Gottrøysa	400	-	006 ^o	Furer. Flere flater. Devonsk sand- stein på den ene flaten.
35	1118IV	948773	Oppedalen	170	-	290 ^o	Furer. Rundsva.
36	-	941761	Ulakupa	188	Kvarts	326 ^o	Fine riss på liten linse.
37	-	941763	-	170	-	263 ^o 305 ^o	Fine riss på flate.
38	1019II	000804	Lysholmen	0-5	Gneiss	315 ^o 335 ^o	Furer. Flere flater. 335 ^o dominerer. 315 ^o (eldst) på lésider.
39	-	012817	Silda	30	-	357 ^o	Furer
40	-	008813	-	0	-	295 ^o 314 ^o 344 ^o	Furer. To flater.

Nr.	Kartblad M711	UTM Koordinat	Lokalitet	M o.h.	Bergart	Retning	Merknader
41	1019II	006813	Silda	3	Gneiss	308 ^o 335 ^o	Furer. To flater.
42	-	005814	-	4	-	321 ^o	Furer.
43	-	007822	-	10	-	340 ^o	Furer.
44	1118I	979720	Deknepollen	10	-	257 ^o	Furer og striper
45	-	983713	-	15	-	263 ^o 307 ^o	Furer.
46	-	998713	Tennebøen	50	-	234 ^o 245 ^o 263 ^o	Striper. Polert flate
47	-	005713	Smyskårane	100	-	217 ^o 237 ^o	Fine riss
48	-	020718	Middagshaugen	100	-	339 ^o	Fine riss
49	-	022724	Sørpollen	80	-	327 ^o 351 ^o	Fine riss på flere polerte flater.
50	-	022732	-	20	-	334 ^o	Furer. To flater.
51	-	013751	Straumen	10	-	343 ^o	Furer. Flere flater
52	-	013754	-	0-4	-	337 ^o	Furer. Svaberg
53	-	014773	Flatraket	20	-	061 ^o	Striper. To flater.
54	-	055743	Nordpollen	0-2	-	307 ^o 341 ^o	Furer. Svaberg mot 307 ^o . 341 ^o dominerer. Yngst.
55	1119III	121830	S. Listo	1	-	303 ^o	Furer
56	-		Selje	0	-	310 ^o -350 ^o	Etter H. Holtedahl (1955, Tab. 23).

Nr.	Kartblad M711	UTM Koordinat	Lokalitet	M o.h.	Bergart	Retning	Merknader
57	1119III	102895	Kviteskjerven	300	Kvarts	257 ^o -287 ^o 007 ^o -027 ^o	Stor kvartsflate. 257 ^o -287 ^o : Relativt grov. 007 ^o -027 ^o : Fine riss V mer vitret enn NNØ. NNØ yngst.
58	-	075966	Borgundvåg	1	Gneiss	285 ^o 332 ^o	Furer
59	-		-	0	Øyegneiss	090 ^o	Etter H. Holtedahl (1955, Tab. 23).
60	-		-	20	Gneiss	310 ^o 090 ^o	Etter H. Holtedahl (1955, Tab. 23).
61	-	073973	-	70	Kvarts	317 ^o	Fine riss på lita linse.
62	-	086793	Borgund	40	Gneiss	260 ^o	Striper på polert flate
63	-		Ø. Revjehornet	0	Øyegneiss	310 ^o	Etter H. Holtedahl (1955, Tab. 23).
64	-	055977	Ystehornet	300	Kvarts	295 ^o	Fine riss på lita linse
65	-	064993	Storenes	40	Gneiss	335 ^o 350 ^o 001 ^o 016 ^o	335 ^o og 350 ^o : Furer 001 ^o og 016 ^o : Fine riss N-NNØ dominerer. Yngst
66	-	049001	Eltvikstranda	20	-	293 ^o 304 ^o 332 ^o	Striper på polert flate.
67	-	039011	Eltvik	100	-	283 ^o	Furer. Svaberg.
68	-	034014	Kvia	200	-	282 ^o	Furer.

Nr.	Kartblad M711	UTM Koordinat	Lokalitet	M o.h.	Bergart	Retning	Merknader
69	1019II	024022	Honningsvåg	10	Gneiss	289 ^o	Furer
70	-	027016	-	15	-	297 ^o 321 ^o	Furer. 297 ^o på lésider (eldst).
71	-	024016	-	7	-	350 ^o 000 ^o	Striper. Svaberg. 000 ^o yngst Etter Aarseth (ed. 1973: 57).
72	-	022016	-	15	-	014 ^o	Furer.
73	-	019016	-	30	-	291 ^o 330 ^o	Furer. Flere flater. 291 ^o på lésider (eldst).
74	-	006991	Ferstad	160	-	276 ^o	Furer.
75	-	988992	Ervik	90	-	244 ^o	Furer.
76	-	967991	-	12	-	323 ^o	Furer.
77	-	998947	Hoddevik	18	-	286 ^o	Etter Aarseth (ed. 1973: 55).
78	-	993938	-	5	-	314 ^o	Furer. Flere flater.
79	-	001687	Furestranda	40	-	287 ^o	Furer.
80	-	014919	S.Furetinden	390	Kvarts	278 ^o	Fine riss på lita linse.

TABELL 2

KORNFORDELINGSANALYSER

Nr.	UTM Koor- dinat	Lokalitet	Materiale	M o.h.	Dyp, m.	Irman 1952		Folk & Ward 1957		Merknader
						S	ag	M _Z	K _G	
1021	910838	502-01, Kråkenes	Laminert silt	38	5,93-5,95	1,89	0,21	7,40		
1022	-	-	-	-	6,40-6,45	2,01	0,30	6,44		
1031	-	-	-	-	6,65-6,71	2,17	0,10	6,57		
1032	-	-	-	-	6,94-7,00	3,05	0,39	7,56		
1033	-	-	Leirig silt	-	7,43-7,47	4,11	0,56	9,79		
1034	-	-	Morene	-	7,49-7,57	4,28	-0,11	3,01	1,29	
104	-	-	-	-	8,10-8,20	3,29	0,12	3,55	1,16	
2041	-	502-02, Kråkenes	Laminert silt	-	11,21-11,56	1,47	0,35	4,34		
2042	-	-	-	-	11,90-11,98	3,73	0,47	8,65		
2052	-	-	-	-	12,00-12,08	4,27	0,43	9,11		
2051	-	-	-	-	13,10-13,16	2,00	0,19	5,99		
5068	-	502-05, Kråkenes	Laminert silt	-	8,04-8,08	2,35	0,38	7,82		
5067	-	-	-	-	8,18-8,22	3,93	0,36	8,27		
5066	-	-	-	-	8,29-8,33	4,38	0,44	9,13		
5065	-	-	-	-	8,55-8,59	1,83	0,24	6,93		
5064	-	-	-	-	8,61-8,65	3,95	0,47	9,31		
5063	-	-	-	-	8,73-8,76	3,58	0,48	8,84		
5062	-	-	Leirig silt	-	9,03-9,07	3,78	0,51	9,35		
5061	-	-	-	-	9,07-9,11	4,11	0,57	10,15		
EL 7505	908829	Mehuken	Morene	433	0,85	3,75	-0,21	2,70	1,16	
EL 7701	964819	Vedvik	-	20	0,9	3,56	0,13	1,04	0,94	
EL 7702	944793	Kvalheim	-	190	2,0	4,28	-0,17	0,03	0,84	

TABELL 2

KORNFORDELINGSANALYSER

Nr.	UTM Koor- dinat	Lokalitet	Materiale	M o.h.	Dyp, m.	Inman 1952		Folk & Ward 1957		Merknader
						S	a_{ϕ}	M_z	K_G	
EL 7703	944793	Kvalheim	Morene	190	2,6	3,99	-0,22	2,43	1,05	
EL 7705	909844	Kråkenes	-	18	1,2	3,81	-0,07	2,68	1,28	
EL 7707	909844	-	-	18	0,5	3,13	-0,02	2,74	1,92	
EL 7708	909844	-	-	18	0,2	2,56	0,13	3,04	2,18	
EL 7709	905846	-	-	25	0,75	2,90	0,02	3,40	1,60	
EL 7710	905846	-	-	25	1,0	4,47	0,06	3,94	1,45	
EL 7711	905846	-	-	25	1,45	3,50	-0,25	2,15	1,31	
EL 7712	905846	-	-	25	2,0	3,94	0,05	3,41	1,45	
EL 7714	938821	Revvik	Morene	37	0,7	4,63	-0,15	1,04	1,25	
EL 7715	984806	Halsøy	Glasifluvialt	16	0,5	0,76	0,11	1,80	0,95	
EL 7716	984806	-	-	10	1,7	2,24	-0,34	-0,72	0,73	
EL 7717	984806	-	Morene	8	1,0	3,86	-0,16	2,30	0,91	
OL 7603	981987	Ervik	Eoisk sand	7	0,70	0,72	0,17	1,72	1,08	
OL 7606	981987	-	-	7	0,15	0,74	0,16	1,82	0,97	
OL 7615	987988	-	Morene	11	2,8	3,50	-0,09	0,87	0,76	
OL 7616	005017	Skagen	-	80	6,0	3,49	0,15	0,17	0,70	
OL 7617	028013	Buskardet	-	90	1,0	3,01	0,33	-0,74	0,82	
OL 7619	986013	Kjerringa	Platåmateriale	497	0,6	2,54	0,04	2,85	1,43	
OL 7660	981986	Ervik	Eoisk sand	7	2,4	0,73	0,14	1,85	0,89	
OL 7670	984018	Kjerringa	Morene	438	2,0	3,25	0,00	3,30	1,44	
OL 7673	984018	-	-	438	1,3	3,35	-0,01	2,87	1,52	
OL 7679	984018	-	-	438	1,0	2,70	0,11	6,00	1,00	
OL 7680	984018	-	Sandgang i morene	438	1,5	1,25	0,44	4,47	1,72	

Nr.	UTM Koor- dinat	Lokalitet	Materiale	M o.h.	Dyp, m.	Inman 1952		Folk & Ward 1957		Merknader
						S	a _φ	M _Z	K _G	
OL 7684	984018	Kjerringa	Platåmateriale	438	0,65	2,85	0,01	2,13	1,24	
OL 7703	984989	Ervik	Morene	20	1,8	3,51	-0,23	0,71	0,77	
OL 7714	989008	Kjerringa	Vitringsmateriale	400	5,2	3,52	0,43	5,12	1,39	
OL 7715	9890008	-	Morene	400	4,1	3,78	0,45	4,70	1,60	
OL 7721	989008	-	In situ vitret fjell	400	5,6	2,33	-0,24	1,69	1,73	
OL 7723	985019	-	In situ vitret fjell	438	4,1	3,20	0,34	4,93	1,30	Leirmin.an
OL 7726	985019	-	Platåmateriale	438	0,6	4,19	-0,15	2,14	1,27	-
OL 7731	985019	-	Morene	438	1,35	3,09	0,16	5,51	1,32	-
OL 7732	985019	-	-	438	1,60	2,98	0,25	3,88	1,47	-
OL 7734	985019	-	-	438	2,0	2,73	0,22	3,54	0,66	-
OL 7737	985019	-	-	438	2,6	2,35	0,08	2,94	1,32	-
OL 7742	985019	-	Vitringsmateriale	438	3,45	2,14	0,01	3,30	1,65	-
OL 7750	024915	Furestranda	Morene	20	1,4	4,04	-0,21	2,66	1,15	
OL 7751	011916	-	-	20	1,9	3,95	-0,22	2,37	1,01	
OL 7752	011916	-	Glasifluvialt	20	1,8	2,91	0,35	-1,01	0,74	
OL 7753	011916	-	-	20	1,6	1,28	0,13	4,33	1,12	
OL 7754	011916	-	-	20	1,3	0,87	0,13	3,06	1,05	
OL 7760	989008	Kjerringa	Morene	400	3,1	3,71	-0,30	2,05	1,41	
OL 7768	989008	-	-	400	1,5	2,18	-0,02	2,39	1,66	

Nr.	UTM Koor- dinat	Lokalitet	Materiale	M o.h.	Dyp, m.	Irman S	Folk & Ward 1957			Merknader
							1952 a _g	M _z	K _G	
OL 7772	013916	Furestranda	Skredjord	20	0,5	3,50	-0,05	0,14	0,74	
OL 7773	018686	-	Morene	20	4,0	4,19	-0,16	2,24	0,13	
OL 7794	008929	Hoddevik	-	130	1,0	3,52	0,18	-0,74	0,75	
OL 77107	040015	Eltvik	-	29	4,0	2,75	-0,09	2,95	1,63	
OL 77108	028979	Kyrmosa	Platåmateriale	350	0,8	3,60	-0,14	1,74	1,04	
OL 77113	991928	Furestølen	Morene	290	1,5	3,76	0,38	-0,56	0,59	
1	979984	204-24, Ervik	Eolisk sand	7	2,9	0,35	-0,14	1,86	0,98	
2	979984	-	Lakustrin sand	7	4,2	0,45	-0,11	2,26	1,23	
3	979984	-	Marin sand	7	4,6	0,65	0,08	2,03	1,05	
4	979984	-	-	7	6,0	0,60	0,17	1,86	1,08	
5	979984	-	-	7	10,3	0,50	0,00	2,20	1,09	
6	979984	-	Marin sand	7	11,0	0,85	0,06	2,83	1,12	
7	979984	Ervik	Marin Sand	7	11,67-11,87	1,00	0,30	2,60	1,07	
8	979984	-	Lakustrin sand	7	14,0-14,12	0,70	0,29	3,13	2,31	
9	979984	-	-	7	15,50-16,0	0,65	0,23	3,00	1,33	
10	979984	-	Glasialakustrin silt	7	17,5-18,0	1,45	0,17	5,16	0,88	

TABELL 3. GLØDETAP OG VANNINHOLD

Lokalitet	Dyp, m.u.o.	Glødetap % av tørrstoff	Vanninnhold % av tørrstoff	Sediment
502-01, Kråkenes	5,01	29,4		Gytje
	5,20	29,4		-
	5,40	37,3		-
	5,60	38,6		-
	5,70	37,3		-
	5,80	31,3		-
	5,88	26,3		-
	5,91	7,4		-
	5,98	2,2		Laminert silt
	6,18	2,2		-
	6,22	2,6		-
	6,26	2,2		-
	6,40	2,2		-
	6,47	2,2		-
	6,49	1,8		-
	6,60	2,0		-
	6,80	2,1		-
	7,00	3,0		-
	7,05	4,2		Øvre siltig gytje
	7,09	7,0		-
7,15	5,6		Gytjig silt	
7,20	5,3		Undre siltig gytje	
7,30	6,7		-	
7,39	2,2		Leirig silt	
7,44	1,2		-	
7,50	0,2		Morene	
502-02, Kråkenes	10,20	29,6		Gytje
	10,40	26,8		-
	10,60	24,4		-
	10,70	17,9		-
	10,80	11,7		-

Lokalitet	Dyp, m.u.o.	Glødetap % av tørrstoff	Vanninnhold % av tørrstoff	Sediment
502-02, Kråkenes	10,85	10,2		Gytje
	10,89	2,7		Laminert silt
	11,10	0,4		-
	11,30	0,4		-
	11,50	0,7		-
	11,70	2,3		-
	11,90	2,9		-
	12,10	2,0		-
	12,30	1,4		-
	12,50	1,3		-
	12,70	1,4		-
	12,90	1,0		-
	13,10	2,3		-
	13,30	2,4		-
	13,45	2,3		-
	13,50	5,6		Øvre siltig gytje
	13,55	10,2		-
	13,60	5,1		Gytjig silt?
	13,65	6,4		Undre siltig gytje
		13,70	9,8	
	13,75	6,4		-
	13,80	6,1		-
	13,85	4,2		-
502-05, Kråkenes	2,60	30,1	668,3	Gytje
	2,70	31,3	667,5	-
	2,80	29,8	644,1	-
	2,90	31,0	693,8	-
	3,00	33,0	751,5	-
	3,10	30,0	690,3	-
	3,20	24,7	490,4	-
	3,30	35,2	683,6	-
	3,40	31,3	674,1	-
	3,50	30,0	690,8	-

Lokalitet	Dyp, m.u.o.	Glødetap % av tørrstoff	Vanninnhold % av tørrstoff	Sediment
502-05, Kråkenes	3,60	28,5	666,7	Gytje
	3,70	26,5	593,5	-
	3,80	28,3	643,9	-
	3,88	17,5	445,3	-
	3,90	18,2	427,2	-
	4,00	29,0	662,0	-
	4,10	25,1	644,2	-
	4,20	28,1	671,3	-
	4,30	29,0	645,3	-
	4,40	26,5	625,9	-
	4,50	25,6	560,6	-
	4,60	31,1	632,3	-
	4,70	32,5	694,7	-
	4,80	42,0	575,6	-
	4,90	32,5	696,0	-
	5,00	32,6	690,0	-
	5,10	34,3	770,0	-
	5,20	28,3	655,0	-
	5,30	27,6	606,5	-
	5,40	27,1	614,7	-
	5,50	27,0	626,5	-
	5,60	29,8	633,6	-
	5,70	27,7	603,9	-
	5,80	28,6	632,8	-
	5,90	27,2	576,0	-
	6,00	30,2	597,2	-
	6,10	27,7	593,6	-
	6,20	26,8	555,0	-
	6,30	26,5	556,7	-
	6,40	27,0	542,2	-
	6,50	27,1	554,5	-
	6,60	29,2	560,5	-
	6,70	32,6	599,5	-
	6,80	30,6	575,2	-

Lokalitet	Dyp, m.u.o.	Glødetap % av tørrstoff	Vanninnhold % av tørrstoff	Sediment
502-05, Kråkenes	6,90	30,4	584,5	Gytje
	7,00	31,4	610,2	-
	7,10	28,1	587,5	-
	7,20	31,2	631,3	-
	7,30	27,9	563,9	-
	7,38	28,4	562,5	-
	7,50	27,8	580,1	-
	7,70	23,8	507,0	-
	7,90	15,0	314,5	-
	7,98	12,1	259,8	-
	8,02	5,1	121,6	-
	8,04	2,2	61,4	Laminert silt
	8,05	1,1	32,6	-
	8,07	2,5	76,8	-
	8,17	2,5	60,9	-
	8,19	2,2	61,0	-
	8,25	3,8	84,2	-
	8,31	3,1	86,7	-
	8,33	3,0	86,7	-
	8,37	3,2	87,8	-
	8,39	2,3	57,2	-
	8,46	2,3	50,3	-
	8,54	1,8	32,9	-
	8,60	2,4	54,1	-
	8,68	3,0	53,3	-
	8,76	3,4	83,4	-
	8,78	10,4	194,4	Øvre siltig gytje
	8,81	8,1	156,5	-
	8,84	11,0	211,9	-
	8,86	7,1	155,4	-
	8,90	5,8	148,4	Gytjig silt
	8,91	3,2	83,2	-
	8,94	4,4	131,6	-

Lokalitet	Dyp, m.u.o.	Glødetap % av tørrstoff	Vanninnhold % av tørrstoff	Sediment
502-05, Kråkenes	8,96	6,7	168,5	Undre siltig gytje
	8,97	4,6	98,9	-
	8,99	3,7	93,0	-
	9,01	1,2	53,3	Siltig leir
	9,04	0,8	39,4	-
	9,07	1,2	70,7	-
	9,10	1,3	56,2	-
	502-23, Ervik	7,85	25,7	
OL 7659, Ervik	2,55	57,7		Torv
502-24, Ervik	4,20	1,3		Sand
	11,00	1,4		-
502-25, Borgund- våg	2,12	6,1	43,8	Marin gytje
	2,58	25,4	68,0	-
	2,96	72,8	82,2	Torv
	3,65	52,9	79,4	Grovdetritisk gytje

TABELL 4.

DATA VEDRØRENDE LOKALGLASIASJON

Lokalitet	Høyde fjell, m o.h.	Høyde bre- basis, m o.h.	Øvre grense sidemorener, m.o.h.		Maksimal høyde endemorene distalt, m.	Brebevegel- sesretning	Breareal, m ²	ELA bestem ved AAR=0,65, m o.h.	ELA/høyde sidemorer m o.h.
			Venstre i brebevegelses- retning	Høyre i brebevegelses- retning					
A. Tuftegrøvt.	604	283	Mangler	Mangler	18	300°	135000	305	305
B. Sjørdalsvt.	432	129	159	173	8	318°	300000	190	181
C. Kråkenes	433	80	154	150	18	322°	165000	150	154
D. Hagevikvt.	598	279	290	Mangler	Ikke målt	325°	140000	307	307
E. Njørdalsvt.	432	142	216	178	14	350°	270000	200	216
F. Senggrova	431	140	205	Mangler	16	360°	92000	212	208
G. Lemane	ca. 400	125	Mangler	Mangler	8	012°	290000	211	211
H. Strand	391	10	Mangler	20	10	015°	123000	85	85
I. Slokevt.	450	190	230	Mangler	12	026°	185000	212	230
J. Revvik	459	0	89	80	11	045°	400000	90	90
K. Borgundvåg	ca. 500	0	183	Uklar	16	062°	1740000	130	183
L. Lundebrekke	360	10	Mangler	125	10	065°	123000	75	125
M. Årvik	497	25	Uklar	95	16	068°	319000	104	100
N. Beitveit	458	20	Uklar	135	15	077°	185000	110	135
O. Morteneset	652	20			15	340°	Snitt 14 breer: 319000	Snitt 14 breer: 170 m.o.h.	Snitt 14 breer: 180 m.o.h.
P. Hageskardvt.	400	90				017°			
Q. Hoddevik	439	10				035°			
						Snitt 17 breer: 012°			

APPENDIX 1.

R A P P O R T

PALEOMAGNETISK UNDERSØKELSE AV ET INNSJØSEDIMENT
FRA KRÅKENES, VÅGSØY.

JOHANNES KJØDE

REIDAR LØVLIE

GEOFYSISK INSTITUTT, AVD. C
ALLEGT. 70
5014 BERGEN-UNIVERSITETET.

APRIL 1979.

PROBLEMSTILLING

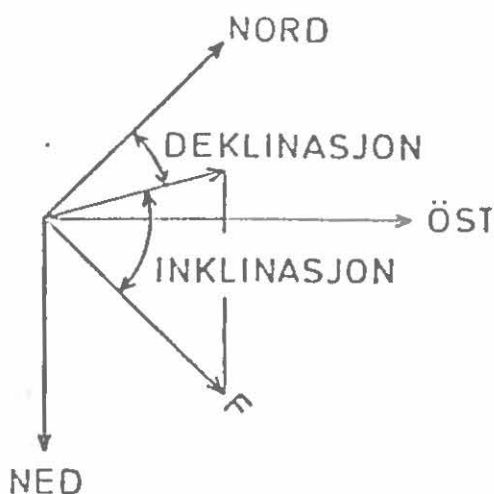
Paleomagnetiske undersøkelser av en del post-glasiale innsjø-sedimenter har vist at disse kan være istand til å ta vare på tidsvariasjonene til det jordmagnetiske feltet. Dette viser seg ved at retningene til den remanente magnetiseringen nedover i en sedimentkjerne vil definere mer eller mindre regulære svigninger med amplituder av deklinasjonen mellom 30° - 60° . Ved hjelp av radiologiske dateringsmetoder har man funnet at retningssvingningene har en periode på mellom 2000 - 2500 år. Dersom mønsteret for retningsvariasjonene er kjent, kan paleomagnetiske målinger av rent minerogene sedimentavsetninger dateres ved en enkel korrelasjon. Dette forutsetter at sedimentet ved sin dannelselse ble påført en remanent magnetisering som var parallell med jordens magnetfelt på stedet og at denne strukturavhengige magnetiseringen ikke har blitt modifisert av senere prosesser av kjemisk eller formendrende natur.

En gruppe ved Universitetet i Edinburgh har publisert en rekke paleomagnetiske undersøkelser av forskjellige innsjøsedimenter. Disse resultatene kan tillegges en viss samvariasjon men for at en mønsterkurve for N-Europa skal kunne ha almen gyldighet som magnetostratigrafisk standard, må den underbygges av resultater fra et større område enn tilfellet er idag. Denne rapporten presenterer resultater av målinger av den remanente magnetiseringen i en sedimentkjerne fra en innsjø på Kråkenes, Vågsøy.

METODIKK

Jordens Magnetfelt

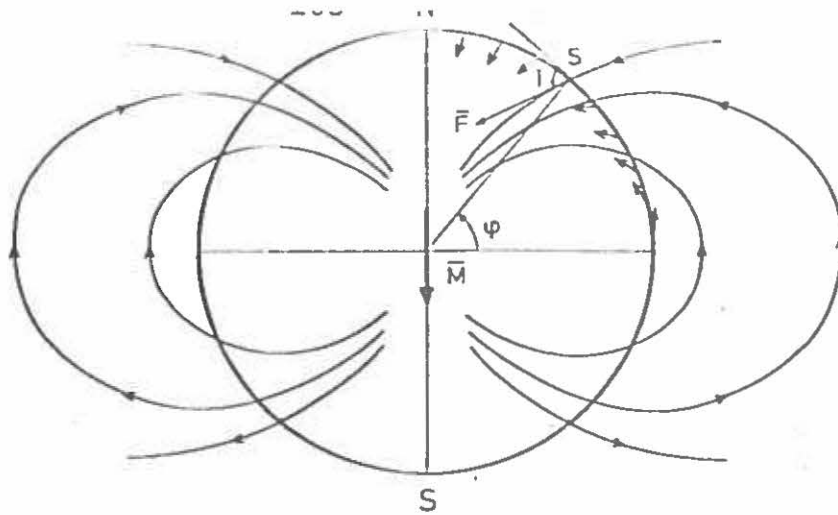
Jordens magnetfelt kan som en første tilnærming beskrives som et dipolfelt der polene, i middel over $\sim 10^4$ år, faller sammen med de geografiske polene. Magnetfeltet varierer i rom og tid og kan beskrives ved dets retning og størrelse som vist i Fig. 1. Deklinasjonen (D) er vinkelen mellom horisontalkomponenten av magnetfeltet (F) og retningen mot geografisk Nord (målt positivt mot øst). Inklinasjonen er vinkelen i vertikalplanet mellom feltvektoren (F) og horisontalplanet (positiv (negativ) ned (opp)).



FIGUR 1.

Den romlige fordelingen av dipolfeltet rundt en kule er vist skjematisk i Fig. 2. Sammenhengen mellom geografisk bredde, φ , og inklinasjonen, I, på denne bredden er, for et aksialt dipolfelt, gitt entydig ved formelen:

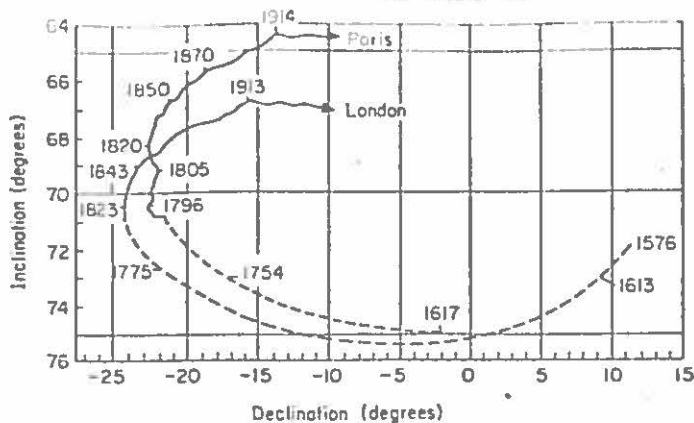
$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \varphi$$



Figur 2: Kraftlinjen til en magnetisk dipol i sentrum av en kule.

Jordens magnetfelt har tidsvariasjoner med perioder som strekker seg fra sekunder til millioner av år. Som hjelpemiddel ved magneostratigrafisk datering har reverseringer av jordfeltets polaritet (nordpol blir sydpol, og omvendt), allerede vist seg meget anvendelig. Tidsskalaen er imidlertid av en størrelsesorden på ca. $5 \cdot 10^3$ år og kan bare benyttes i områder der avsetningen har vært meget langsom (\sim mm/1000 år) eller der meget lange og kontinuerlige sedimentsekvenser er tilgjengelige.

Sekulærvariasjonen er mindre dramatiske variasjoner av jordens magnetfelt. Den viser seg som mer eller mindre periodiske (?) endringer av inklinasjonen, deklinasjonen og størrelsen på magnetfeltet. Kontinuerlige observasjoner av de jordmagnetiske parametre begynte allerede i begynnelsen av det 16. århundrede. Fig. 3 viser målinger av D og I i London og Paris og gir et bilde av sekulærvariasjonens størrelse. Kurvene viser at frem til ca. 1810 - 1820 forandret D seg jevnt mot vest, for deretter å begynne en bevegelse mot øst, slik som vi har det idag. Et liknende mønster finnes også fra andre observatorier på kontinentet og dokumenterer sekulærvariasjonens regionale karakter.



Variation of declination and inclination at London and Paris from observatory measurements. After Gaiber-Puertas (1953), *Observ. del. Elso*, Memo. No. 11.

FIGUR 3.

Magnetiseringsprosesser i sedimenter.

Et sediment kan bli påført en remanent magnetisering som er parallell med retningen til jordens magnetfelt ved tre kjente prosesser:

- a) CRM: kjemisk remanent magnetisering.

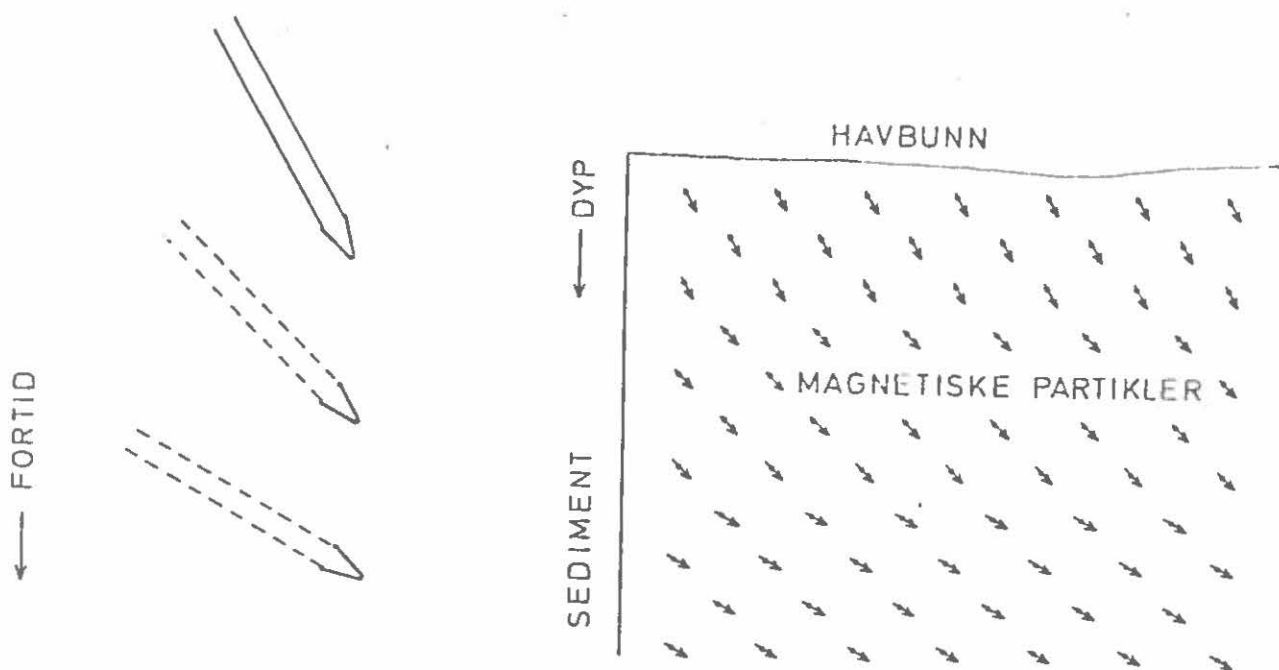
Denne dannes ved at magnetiske mineralfaser skilles ut ved diagenetiske prosesser. Tidspunktet for dannelsen av denne type remanent magnetisering har generelt ingen entydig sammenheng med avsetningen av sedimentet. Et sediment der magnetiseringen ble påført ved en slik prosess kan derfor ikke benyttes til magnetostrafiske undersøkelser. Foreløpig finnes det ingen resultater som tyder på at CRM har noen betydning i post-glasiale avsetninger.

- b) DRM: Depositional Remanent Magnetisering.

I det transporterte materialet som avsettes og danner sedimentet vil det alltid være små mengder av magnetiske mineral-korn. Disse vil være under påvirkning av det jordmagnetiske feltet som vil forsøke å innrette dem slik at den remanente

magnetiseringen i mineralkornene skal være parallelt med det ytre (jordens) magnetfelt. Avhengig av mineralkornenes størrelse vil enten termiske bevegelser (såkalte Brownske bevegelser) eller tyngden av kornene dominere over den magnetiske innretningskraften. Generelt vil magnetiske korn på mellom 1-5 μ kunne bevare innretningen etter at de har nådd sedimentoverflaten. Den påfølgende avsetningen og konsolideringen vil låse mineralkornene fast og hindre en ny innretning når det ytre magnetfeltet skifter retning. Dette forløpet er vist skjematisk i Fig. 4. Ved deformasjon av sedimentet vil denne strukturavhengige magnetiseringen kunne bli ødelagt. DRM er en viktig prosess i leir-silt sedimenter, i sand er kornene så store at tyngden vil legge kornene ned og sedimentet vil ikke bevare den sanne inklinasjonen på stedet.

RETNING TIL JORDENS MAGNETFELT.



FIGUR 4.

c) PDRM: Post-Depositional Remanent Magnetisering.

For sedimenter der konsolideringen foregår langsomt eller der porevolumet er relativt stort øverst oppe i sedimentet vil de minste magnetiske kornene kunne rette seg inn etter at de er dekket av påfølgende avsetninger. Ved kontinuerlig avsetning vil porevolumet på et visst dyp under sedimentoverflaten ha avtatt så meget at under dette dypet er alle mineralkornene låst fast. Denne prosessen er antagelig meget utbredt og fører til at sedimentet på et dyp er eldre enn retningen til den magnetiske remanensen på dette dypet. Forskjellen vil imidlertid være konstant dersom avsetningsforholdene ikke endrer seg vesentlig. En PDRM kan dessuten innebære at det finner sted en viss intergrering av retningsendringene til jordens felt (utjevning, midling). Innsjøsedimentet fra Kråkenes består nesten bare av organiske materialer. Innholdet av magnetiske mineraler er meget lav og det høye vanninnholdet innebærer at den remanente magnetiseringen er dannet ved en PDRM-prosess. Det er imidlertid ennå ukjent hvorledes mineralkornene i organiske sedimenter låses fast.

Magnetisk datering

Prinsippet for datering av sedimenter ved hjelp av paleomagnetisme bygger på en korrelasjon mellom retningsvariasjonene til den remanente magnetiseringen i sedimentet og retningsmønsteret til en standard kurve som er forbundet med en tidskala. Den eneste tilgjengelige standardkurven bygger på

arbeidet av Edinburghgruppen, og fremkom ved undersøkelser av det organiske sedimentet i Lake Windermere. C-14 og Pb 210-dateringer er benyttet til å forbinde de periodiske svingningene i deklinasjonen til en tidsskale. Fig. 5 viser deklinasjon, inklinasjonen og intensiteten nedover i en av disse ca. 5 meter lange kjernene. Det yngste vestlige utslaget faller i tid sammen med den observerte vestlige verdi av D. Deklinasjon definerer svingninger med amplituder på ca. 25° og en periode på ca. 2300 år. Da mønsteret til påfølgende deklinasjonssvingninger ikke er identiske vil det være mulig å kunne korrelere retningsmønsteret i et sediment selv om dette ikke er kontinuerlig fra nåtid og bakover i tid. Dette forutsetter at de finere detaljene i variasjonene er kjent.

SEDIMENT FRA KRÅKENES

Feltarbeid

Innsamlingen av sedimentkjernen som ligger til grunn for denne undersøkelsen ble tatt opp av cand.mag. Larsen og cand. mag. Longva i februar 1978. Det ble benyttet en 110 mm stempelprøvetager og retningen til magnetisk nord ble avmerket på kjernen. Dette innsjøsedimentet ble valgt fordi tidligere undersøkelse av materiale fra samme innsjø, stilt til disposisjon av dosent Mangerud, hadde gitt lovende resultater. Sedimentet har et høyt innhold av organisk materiale og av vann. Avsetningen antas å ha vært kontinuerlig og uforstyrret fra den lokale breavsmeltingen var avsluttet. Vandypet på innsamlingsstedet er ca. 1 meter og sedimentkjernen når ned til 7 meter under vannoverflaten. Kjernen ble tatt opp i 3 deler, mellom hver del er ca. 10 cm av sedimentet omrørt av stempelet.

R. Thompson

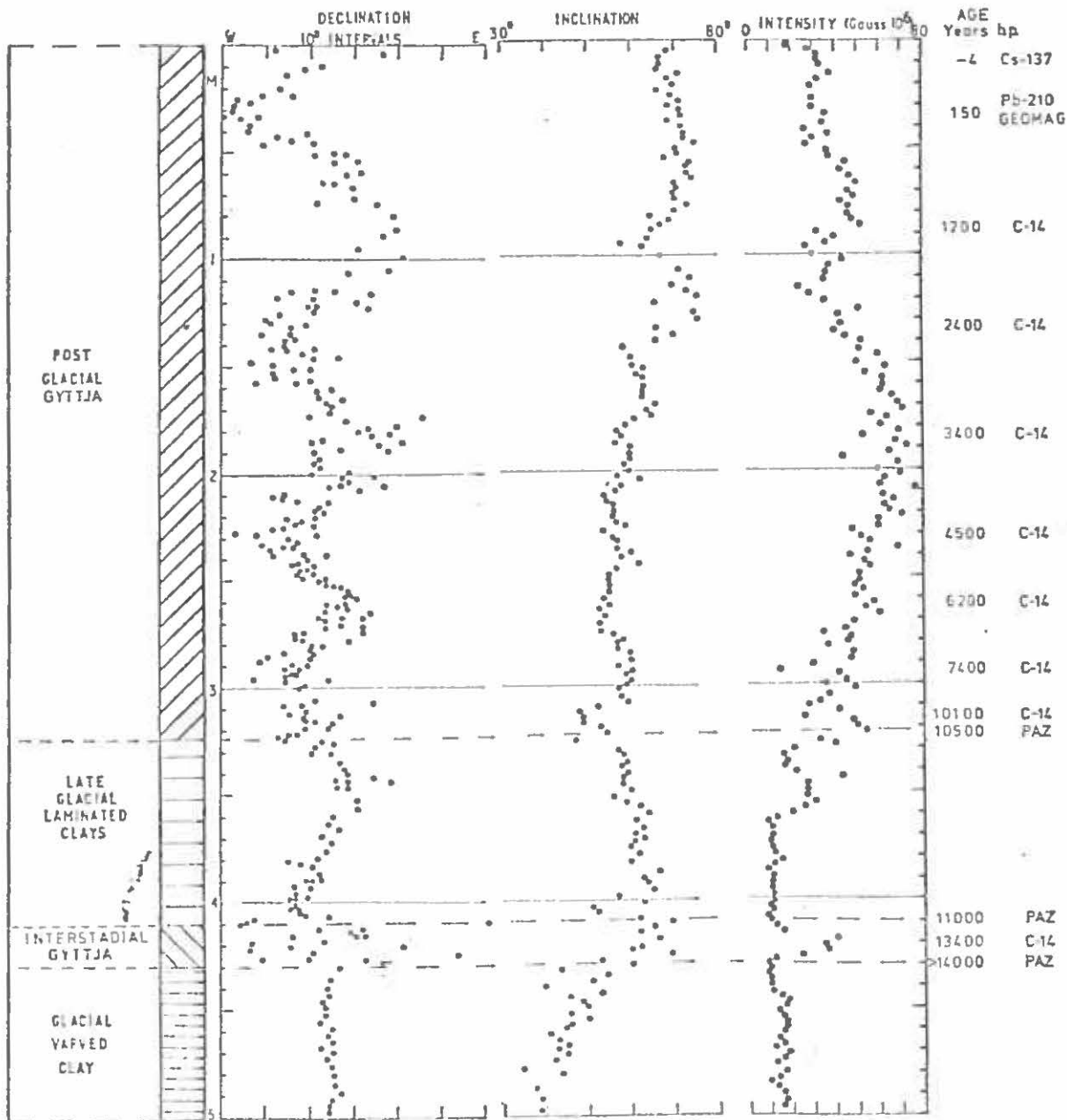


FIG. 2. Lake Windermere palaeomagnetic data 14 000 BP to present. Record built up from data from several cores. Dating from ¹⁴C (conventional ages), ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, pollen assemblage zones (PAZ) and 1820 westerly maxima in Magnetic Observatory records (Geomag).

FIGUR 5.

Delkjernens dyp og merking

1 - 3 meter: 502 - 05 - 07 V1

3 - 5 meter: 502 - 05 - 08 V2

5 - 7 meter: 502 - 05 - 09 V3

Prøver for magnetiske målinger

For å kunne måle den totale magnetiseringen i en sedimentkjerne må den åpnes og prøver, i form av sylindrer, taes ut. Magnetometeret som benyttes ved slike målinger kan ta sylindrer der størrelsen på diameter og høyde er like, og maksimum 2.5 cm. Det ble benyttet to metoder:

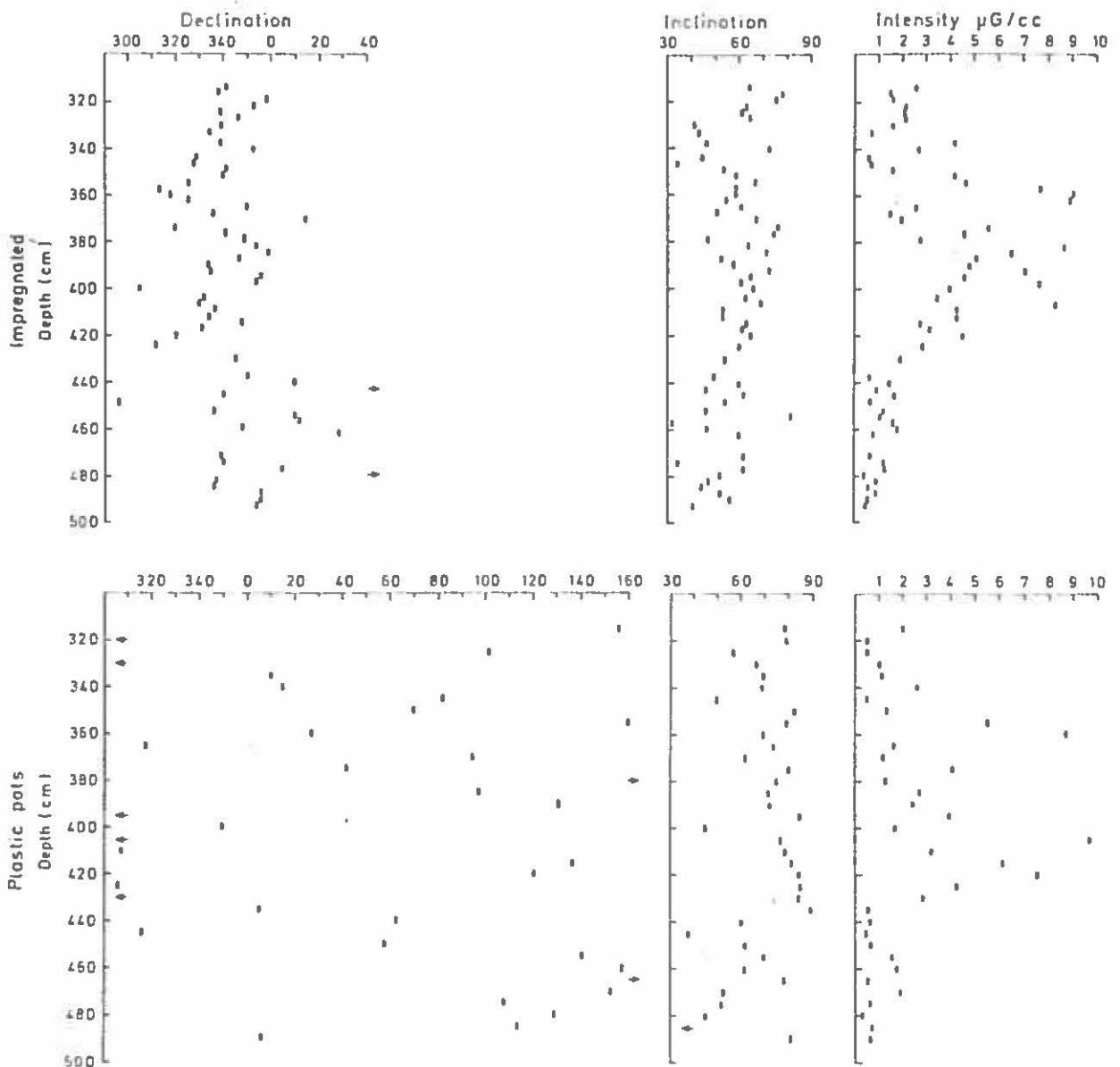
- a) Plastpropper med indre høyde og diameter lik 2.2 cm ble presset vertikalt ned i sedimentet etter at dette var åpnet på langs. Prøve ble tatt hver 5. cm fra topp til bunn, ialt 107 prøver.
- b) Trau av sink, L: 30 cm, H: 3 cm, B: 2.5 cm ble presset ned i sedimentet. Deretter ble traucene plassert i kar i polyetylenglykol (PEG) med stigende mot-vekt. Behandlingen foregikk i varmeskap og det ble benyttet fire forskjellige bad: PEG: 600, 1000, 2000 og 4000. Totalt tok impregneringen av en serie av traucene ca. 2 uker. Etter at sedimentet var tilstrekkelig herdet, ble blokkene tatt ut av traucene og orienterte sylindrer, med høyde og diameter lik 2.5 cm, ble stanset ut. Ialt ble det tatt 158 slike prøver.

Resultater

Den remanente magnetiseringen i hver sylindrerprøve ble målt med en Digico slow-speed spinner Magnetometer (5 cps). Støy-nivået ligger nær $0.05 \mu\text{G}/\text{cm}^3$. Dessuten ble den magnetiske susceptibiliteten (κ) målt på en susceptibilitetsbro, KLV-1.

Fig. 6 viser betydningen av å bruke tid på å impregnere prøvene med PEG. Den naturlige remanente magnetiseringen (NRM) i del 502-05-08 for proppene viser en meget spredt fordeling, særlig av deklinasjonen. Impregnerte prøver fra samme kjernedel definerer langt bedre resultater med hensyn til deklinasjonen. Med 'bedere resultater' menes at samsvaret i retning mellom to påfølgende prøver ikke avviker mer enn ca. 20° .

VÅGSÖY 502-05-08 NRM



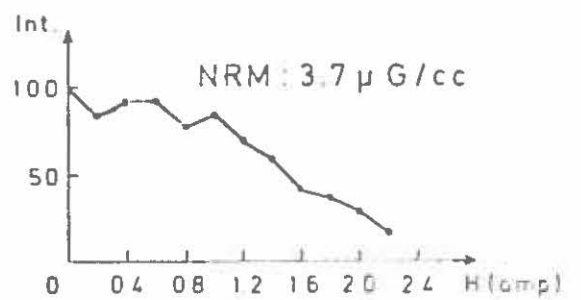
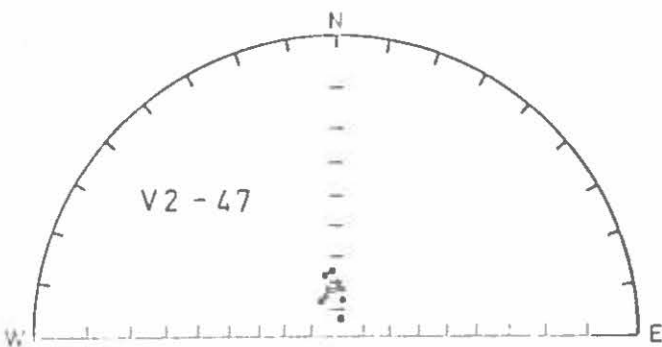
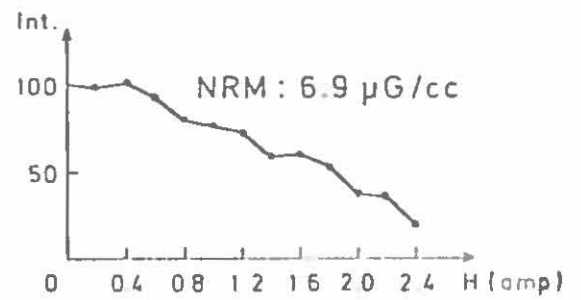
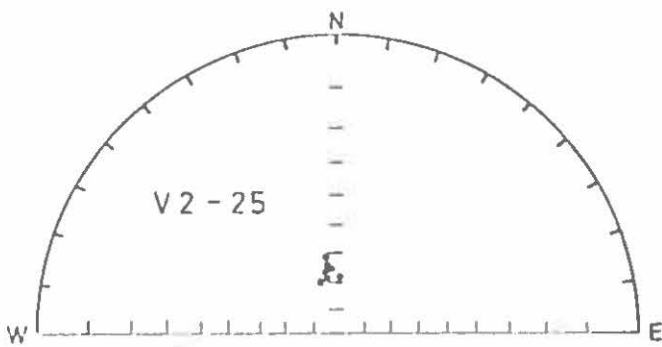
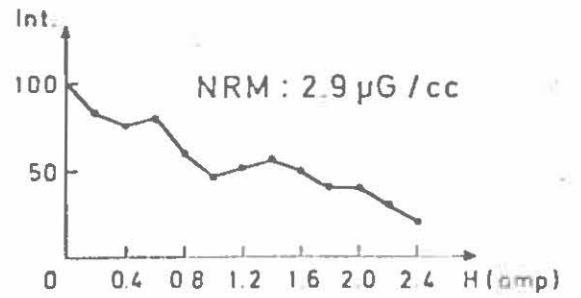
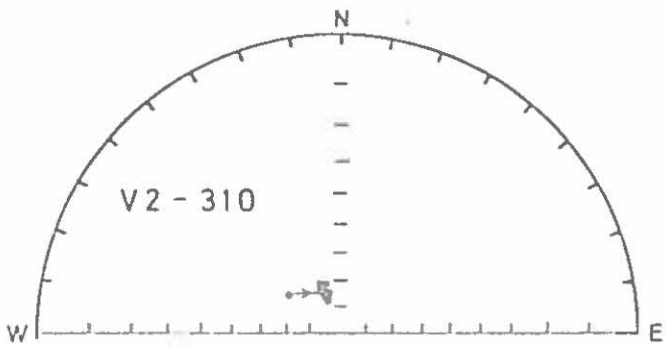
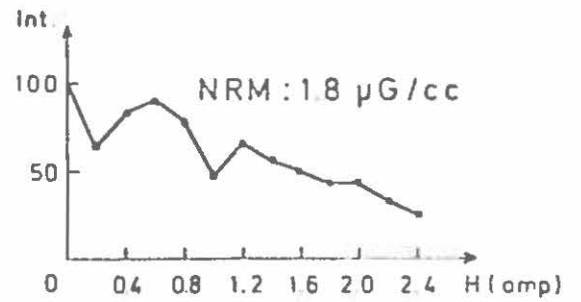
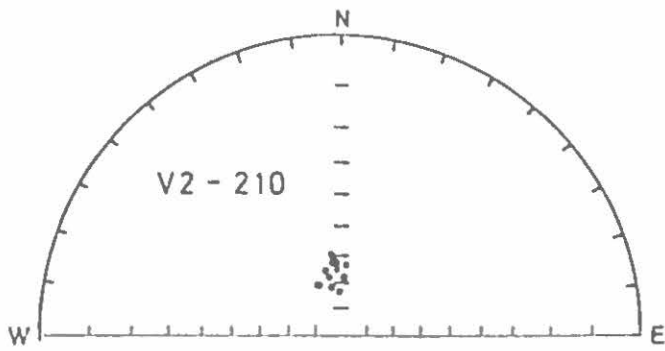
FIGUR 6.

Årsaken til at proppene git så dårlige resultater kan være det høye vanninnholdet og at det relativt grove organiske materialet blir forstyrret når proppene presses inn. Ved de impregnerte prøvene hindrer PEG at sedimentets enkelte bestanddeler kan beveges i forhold til hverandre. (Merk: magnetiseringen er strukturavhengig!).

I det følgende er bare resultatene fra de impregnerte prøvene presentert. For å fjerne eventuelle magnetiske påvirkninger påført under og etter innsamlingen av sedimentet, ble et antall prøver fra 50-05-08 veksel-demagnetisert. Fig. 7 viser resultatet fra fire prøver. Retningene (stereografisk projeksjon) forandres ikke vesentlig under demagnetiseringen, og intensitetsforløpene viser at over 50% av remanensen er bevart ved 1.6 ampere (~ 250 Oe). Dette er en relativ 'hard' magnetisering som må bæres av svært små magnetiske korn.

P.g.a. den lave intensiteten i de to andre kjernedelene var det ikke mulig å demagnetisere disse prøvene.

Fig. 8 viser en sammenstilling av resultatene; deklinasjonen og inklinasjonen er fremstilt ved 5-punkts løpende midler. Q-faktoren - til høyre - er forholdet mellom NRM-intensiteten og susceptibiliteten. Den førstnevnte er avhengig av mengden og typen av magnetiske mineraler som bærer den remanente magnetiseringen, størrelsen på det magnetiske feltet som virket da kornene ble rettet inn og av innretningsgraden til kornene. Susceptibiliteten er et mål for mengden av magnetiske mineraler og Q-faktoren kan derfor avgjøre om en variasjon av intensiteten skyldes variasjoner av størrelsen til det jordmagnetiske felt eller om det skyldes variasjoner



VÅGSÖY 502 - 05 - 08

IMPREGNERTE PRÖVER

AF - DEMAGNETISERING

FIGUR 7.

i mengden/typen magnetiske mineraler.

a) Intensitet, susceptibilitet og Q-faktor.

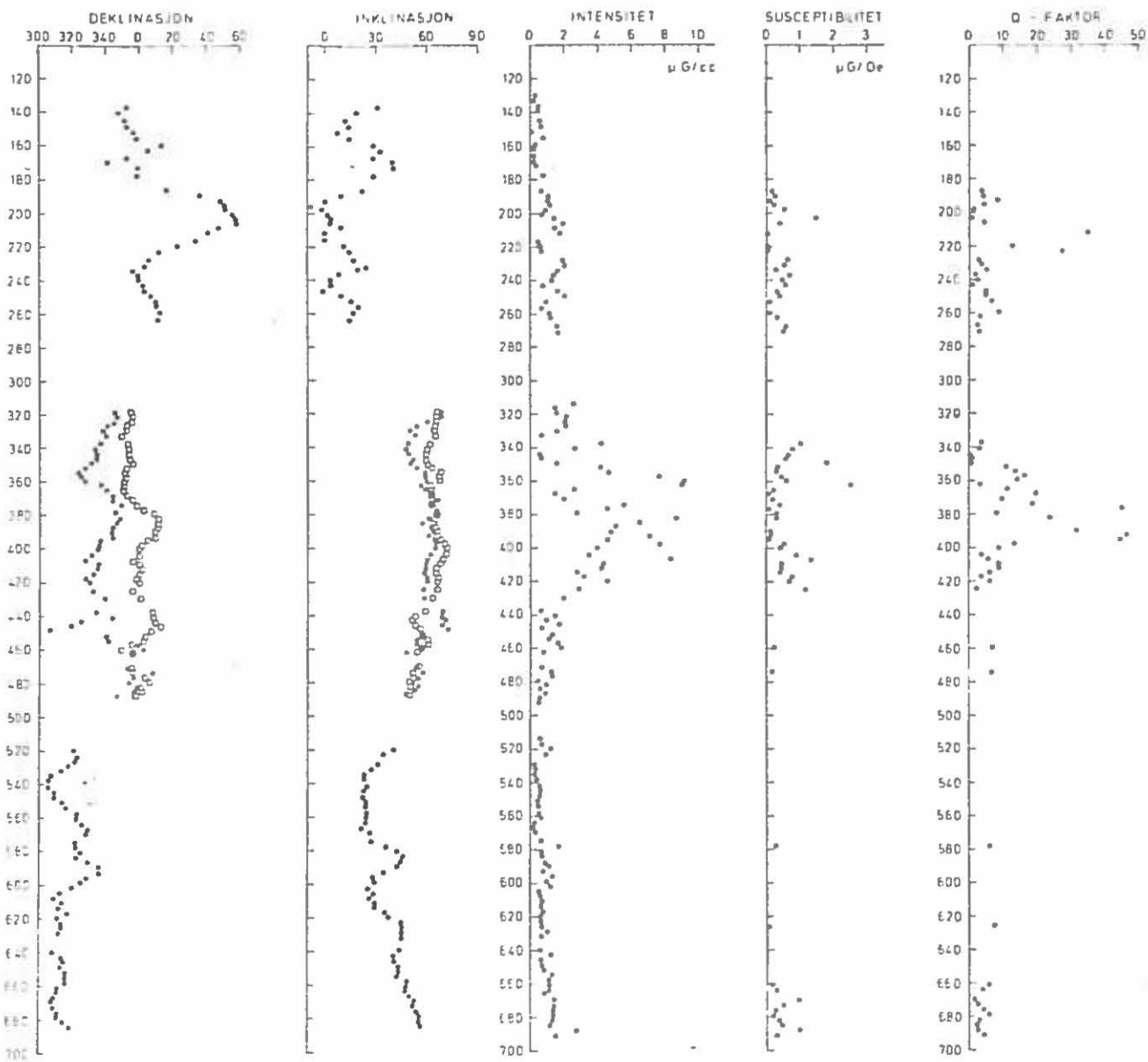
Den meget lave intensiteten er et karakteristisk trekk til dette sedimentet. Med unntak av en sone mellom 340 og 440 cm, der intensiteten viser et maksimum på ca. $10 \mu\text{G}/\text{cm}^3$ ligger intensiteten i resten av kjernen på under $2\mu\text{G}/\text{cm}^3$. Sonen med den høye intensiteten er assosiert med høy susceptibilitet og Q-faktor og skyldes antagelig en tilførsel av mere minerogent materiale. Med unntak av denne sonen antyder de små variasjonene av susceptibilitet og intensitet nedover i kjernen at avsetningsforholdene har vært mer eller mindre de samme under dannelsen av denne sekvensen.

b) Inklinasjonsforløpet.

Av fig. 8 fremgår det at inklinasjonsforløpet nedover i kjernen viser en del svingninger med varierende amplituder og utstrekning. Publiserte undersøkelser av innsjøsedimenter viser at inklinasjonsforløpet ikke er velegnet for datering/korrelasjonsformål. Dette kommer av at inklinasjonen er mest utsatt for modifierende faktorer (bl.a. inklinasjonsfeil p.g.a. tyngdens innvirkning på de magnetiske mineralkornene) og at amplituden til sekulærvariasjonens inklinasjon, jfr. Fig. 3, bare er av størrelsesorden 10^0 .

Med et aksialt, geosentrisk dipolfelt er inklinasjonen på 60^0 bredde ca. 74^0 . Mellom 1-3 meter viser Fig. 8 inklina-sjonsverdier som varierer mellom -10^0 og $+30^0$. Dette representerer enten en anomal oppførsel til jordens magnetfelt eller en systematisk feil i inklinasjonen i denne delen av sedimentet. Da sedimentet i sin helhet er avsatt i løpet

VÅGSØY 502 - 05 - 07. 08 OG 09.



5-POINT RUNNING MEAN
IMPFIGNERTE PROVER

FIGUR 8.

av et tidsrom som er representert med paleomagnetiske undersøkelser fra England og Finland som ikke viser tilsvarende anomale verdier for inklinasjonen, er det nærliggende å anta at resultatene fra Kråkenes skyldes en eller annen modifierende faktor.

I den neste seksjonen, 3-5 meter, har inklinasjonen svingninger med lave amplituder ($< 10^{\circ}$) og middelveiden for inklinasjonen ($\sim 60^{\circ}$) ligger nær den forventede verdien på $\sim 74^{\circ}$. Den eldste seksjonen oppviser lavere inklinasjoner, med større svigninger.

Generelt gir ikke inklinasjonsforløpet grunnlag for noen korrelasjon med publiserte arbeider og kan heller ikke tillegges den pålitelighet som er nødvendig ved etableringen av en 'standardkurve'.

c) Deklinasjonsforløpet.

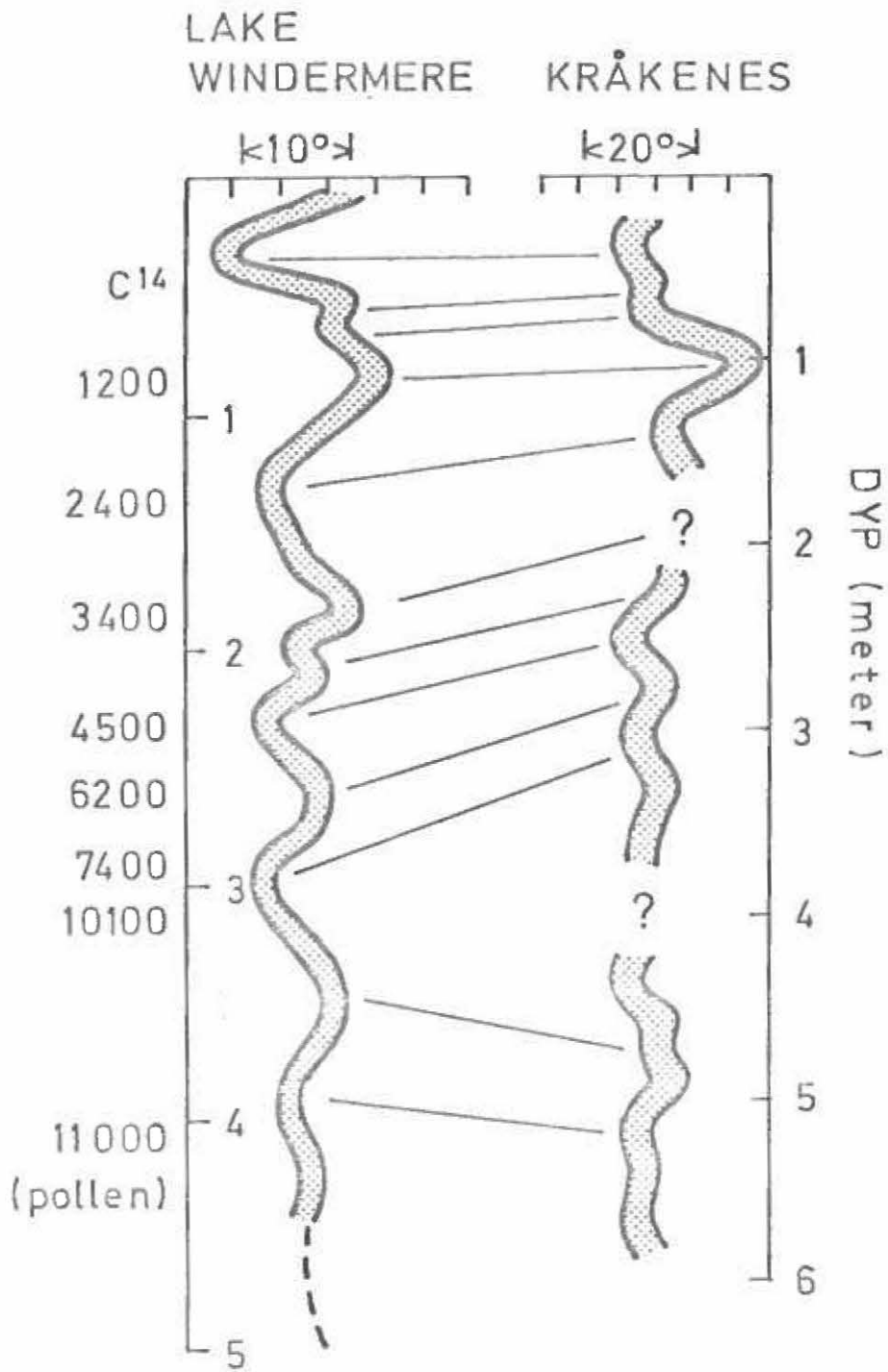
Deklinasjonen er den mest betydningsfulle parameter ved den magnetiske dateringsmetoden. Av Fig. 8 fremgår det at deklinasjonen i denne sedimentkjernen viser en rekke veldefinerte svigninger med amplituder som varierer fra 60° og ned mot 10° . Mellom 1-3 meter finnes to vestlige og et østlig maksima, mellom 3-5 meter finnes 3 vestlige og to østlige maksima og mellom 5-7 meter finnes 2 vestlige og et østlig maksima. Tilsammen kan man identifisere 5 hele perioder. Kjernen er orientert i forhold til magnetisk nord og deklinasjonen ligger fordelt omkring 0° i den øverste delen. I de to andre delene viser deklinasjonen til NRM en tendens til å bli mer vestlig. Vekselfeltdemagnetisering

av prøvene mellom 3-5 meter viser at denne behandlingen flytter retningen mot et middel nær 0° . Den lave intensiteten i den nederste seksjonen forhindret vekselfeltbehandling men det er sannsynlig at også disse retningene ville blitt flyttet ved mot øst ved en slik behandling. Hvorvidt dette gjelder for den øverste delen er uvisst.

Deklinasjonsforløpet viser at sedimentet under sin dannelse er blitt påført en magnetisering som i middel ligger rettet mot magnetisk nord. Det er derfor grunn til å betrakte resultatene som uttrykk for en registrering av retningsvariasjonene til jordens magnetfelt i post-glasial tid. En sterk begrensning for gyldigheten til den påfølgende vurderingen av resultatene er at prøvene mellom 1-3 meter og 5-7 meter ikke har vært vekselfeltdemagnetisert.

VURDERING

Deklinasjonsforløpet til den remanente magnetiseringen viser et antall regelmessige svigninger med amplituder som har mange likhetspunkter med standardkurven fra Lake Windermere, jfr. Fig. 4. P.g.a. sekulærvariasjonens regionale karakter kan man ikke forvente at deklinasjonsforløpet mellom Norge og England skal være sammenfallende. De viktigste kriteriene som er benyttet ved oppstillingen av den foreslåtte korrelasjonen i Fig. 9 er: å identifisere svigningene ved sine største vestlige og østlige utslag, ta hensyn til at på ca. 3 meters dyp representerer ca. 20 cm i Lake Windermere et tidsintervall på nærmere 2500 år; d.v.s en hel svigning kan være skjult. Kurvene er utglattet med hånd og er dermed ikke objektive. Likevel fremkommer en tilfredsstillende samvariasjon når det antas at Kråkeneskjernen må ha et



FIGUR 9

første østlig sving rundt 2 meter (der mangler materiale) og at Lake Windermere-kjernen har 'mistet' en registrering av en periode rundt 3 meter. Enda må man holde den muligheten åpen at den 'klassiske' standardkurven fra Lake Windermere skjuler finere detaljer i deklinasjonsforløpet som kan være like signifikante ved en korrelasjon som de store hovedsvingningene. Da Kråkenes-kjernen med all sannsynlighet representerer en kontinuerlig avsetning på 6 meter som dekker ca. 10.000 år kan noen av de foreslåtte overensstemmelsene være feilaktige idet Kråkenes-kjernen antagelig har en større oppløsningsevne.

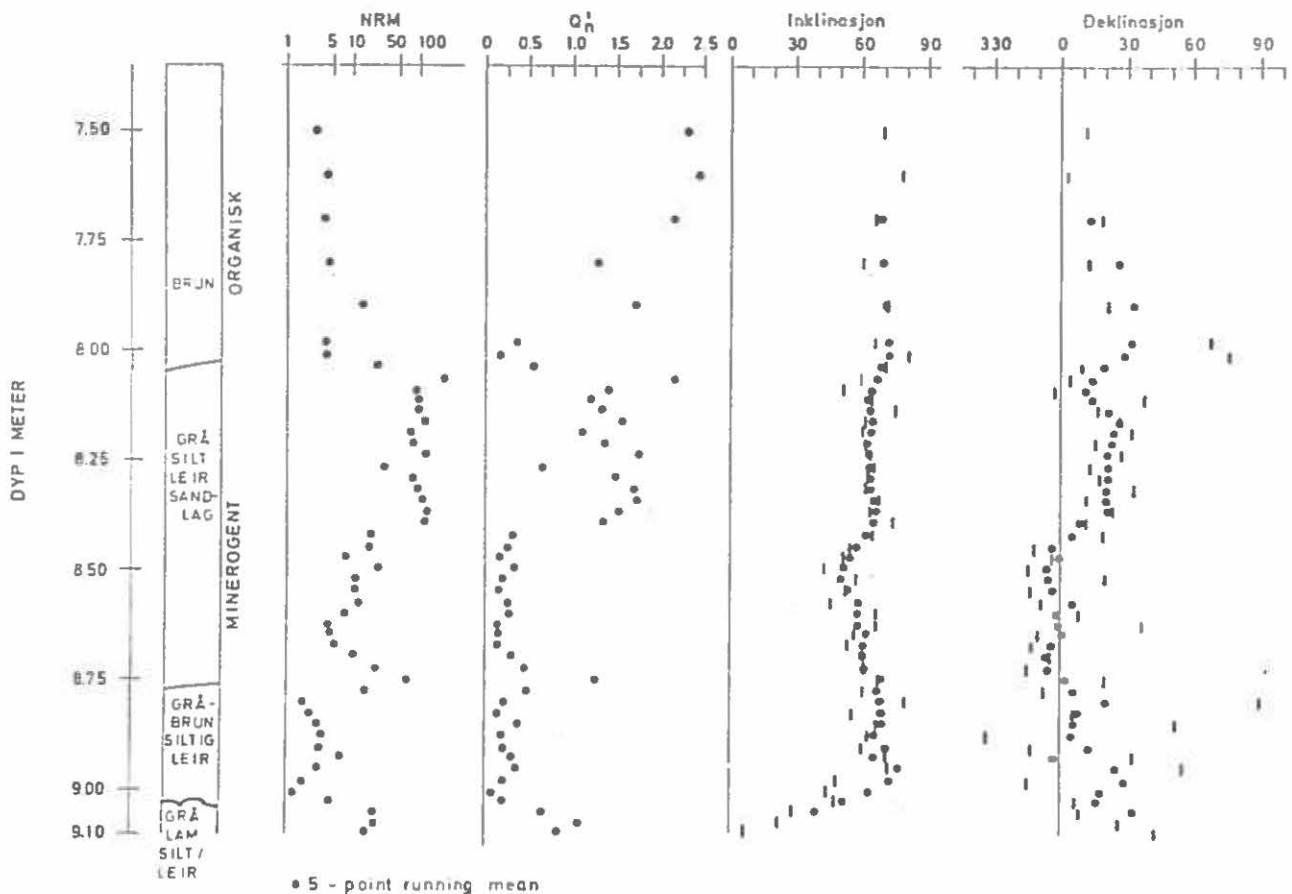
Resultatene av denne undersøkelsen representerer det første forsøket her til lands på å etablere en magnetostratigrafi som bygger på sekulærvariasjonen. Erfaringer med dette arbeidet har vist at fremtidige undersøkelser må konsentreres om innsjøsedimenter med et høyere innhold av magnetiske mineraler. Dette vil gjøre det mulig å unngå uvisshet m.h.t. sekundære magnetiske komponenter idet en sterkere NRM vil tillate demagnetisering av prøvene.

TILLEGG

Under det innledende arbeidet med sedimentet fra Kråkenes ble prøver fra den nederste delen av en kjerne stilt til vår disposisjon. Denne kjernen representerer overgangen fra ren breavsmelting nær innsjøen (laminert silt/leir) og til den organiske avsetningen som begynte da breen var smeltet.

Fra denne kjernen, 1.6 meter lang, ble det bare tatt propper og resultatene er vist i Fig. 10. Deklinasjonen er mer østlig enn lenger oppe og 5 punkts løpende midler definerer svingninger med amplituder mindre enn 40° . Inklinasjonene ligger rundt 65° og er i overensstemmelse med de foregående resultatene.

Overgangen mellom det rent minerogene og organiske sedimentet trer tydelig frem både av intensitetsforløpet (sterk økning rundt 8.10 m) og av Q-faktoren. Sistnevnte viser også et fall rundt 8.4 m og antyder dermed en endring i avsetningsmaterialets sammensetning. Lavere Q-faktor og intensitet tyder på mindre tilførsel av magnetiske bestanddeler. Da avsetningshastigheten i dette leir/silt-laget med all sannsynlighet kan ha vært meget høyere enn i den overliggende organiske lagpakken, kan retningsvariasjonene representere meget kortvarige fluktuasjoner til jordens magnetfelt. Resultatene har sin store verdi i at senere undersøkelser vil kunne avdekke lag avsatt under tilsvarende forhold. En korrelasjon mellom slike lag fra forskjellige innsjøer vil være grunnleggende for opprettelsen av en magnetostratigrafi.



FIGUR 10

Kommentar til den foreslåtte korrelasjon mellom Lake Windermere og Kråkenes.

Ved korrelasjonen er det ikke tatt hensyn til C^{14} -dateringene som er gjort dypere i kjernen fra Kråkenes. Den yngste av disse, ca. 10000 år BP, ligger omtrent 2,5 m under nivået som på figur 9 er korrelert med ca. 11000 år BP i kjernen fra Lake Windermere. Korrelasjonen er således opplagt feil. Om det er mulig å korrelere hele kjernen fra Kråkenes opp i forhold til Lake Windermere og fremdeles få god samvariasjon, er ennå ikke klart.

E. Larsen

APPENDIX 2

Limniske/terrestriske mollusker fra subrecente prøver fra Ervik, Stad. Samlet av O. Longva 1976. Bestemt T. Solhøy, mai 1977.

A. 502 - 23 - 02 0,60 - 0,65 m uØ

d > 1 mm

Lymnaea peregra 7

d ≤ 0,5 mm

Pisidium sp. ferskvannskjell, 2 halve skall,
delvis ødelagt.

B. OL 7603

d > 1 mm

Vallonia pulchella 2

d > 0,5 mm

Vallonia pulchella 1

C. OL 7606

d > 2 mm

Cochlicopa lubrica/lubricella 1

d > 1 mm

d > 0,5 mm

D. OL 7604

d > 2 mm

Cochlicopa lubr./lubricella 1

d > 1 mm

Cochlicopa lubr./lubricella 2

Pupilla muscorum 7

Vallonia pulchella 5

Arianta/Cepaea 1

d > 0,5 mm

Cochlicopa lubr./lubricella 1

Pupilla muscorum 2

Vallonia pulchella 1

Ubest. fragmenter 2

E. OL 7602

d > 1 mm

+

d > 0,5 mm

Cochlicopa lubr./ lubricella 1

F. OL 7605

d > 2 mm

+

d > 1 mm

Vallonia costata 1

Arianta/Cepaea 1 fragment

d > 0,5 mm

Vallonia costata 1

G. OL 7601

d > 2 mm

Cochlicopa lubr./ lubricella 3

Arianta arbustorum 1 juv. noe usikker avgr
mot C. hortensis

Skallfragmenter 2 ant.ad. A. arbustorum

d > 1 mm

Cochlicopa lubr./ lubricella 9

Pupilla muscorum 4

Vallonia costata 5

Vallonia pulchella 3

Arianta/Cepaea 3

d > 0,5 mm

Cochlicopa lubr./ lubricella 6

Vallonia costata 9

H. OL 7660

p > 0,5 mm

Lymnaea truncatula 7

Succinea sp. 1

Carychium minimum 1

Vallonia pulchella 2

Pupilla muscorum 1

Cochlicopa lubr./ lubricella 4

TABELL

	502-23-02	OL7660	OL7601	OL7602	OL7603	OL7604	OL7605	OL7606	S
<i>Lymnaea peregra</i> (Müll.)	7	-	-	-	-	-	-	-	7
<i>Lymnaea truncatula</i> (Müll.)	-	7	-	-	-	-	-	-	7
<i>Succinea</i> sp.	-	1	-	-	-	-	-	-	1
<i>Carychium minimum</i> (Müll.)	-	1	-	-	-	-	-	-	1
<i>Coclicopa lubrica</i> (Müll.)	}	4	18	1	-	4	-	1	28
<i>Cochlicopa lubricella</i> (Porro)									
<i>Vallonia pulchella</i> (Müll.)	-	2	3	-	3	6	-	-	14
<i>Vallonia costata</i> (Müll.)	-	-	14	-	-	-	2	-	16
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	-	1	4	-	-	9	-	-	14
<i>Arianta arbustorum</i> (L.)	}	-	4	-	-	1	1	-	6
<i>Cepaea hortensis</i> (Müll.)									
SUM	7	16	43	1	3	20	3	1	94

Noen foreløpige kommentarer.

L. peregra er en ferskvannsnegl, og forekommer fra bredden og ned til et par meters dyp.

L. truncatula forekommer mest i overgangen vann/land, også på myrmark (ikke torvmyr) og på mer fuktige beiter.

Succinea sp. Er sannsynligvis S. pfeifferi (Rossm.). Har stort sett samme habitat-valg som L. truncatula, men tåler antagelig lite beiting.

G. minimum. Ser ut til å være knyttet til bredden av eutrofe vann i mose og blandt Carex. Fra Vestlandet foreligger bare noen få funn fra Sunnhordland og et funn ved Bergen, men den har antagelig en mer jevn utbredelse. Arten er nokså lik C. tridentatum som er en art knyttet til varmekjær lauvskog. For sikker artsbestemmelse er det ofte nødvendig å se på detaljer ved indre columellarfold. Da det bare foreligger et individ, har skallet foreløpig ikke blitt åpnet. På ytre skallmorfologi lik minimum.

Skallmorfologisk kan forskjellen mellom C. lubrica og C. lubricella være problematisk for juvenile individer. Også for adulte har det vist seg at i hvertfall innen de mest oseaniske biotoper er det en viss konvergens i skallmorfologi. I de undersøkte prøver er de to artene slått sammen. En preliminær klassifisering av det adulte materialet gir:

sikre lubricella

OL 7601
OL 7604
OL 7606

muligens lubrica

OL 7601
OL 7604

C. lubricella er noe mer xerophil og tørketålende art enn C. lubrica. Forekomst av Pupilla og Vallonia (se nedenfor) indikerer økologiske forhold som best passer lubricella.

Vallonia pulchella, Vallonia costata, Pupilla muscorum.

Alle tre er karakterarter for åpen, tørr mark på kalkgrunn/fyllitt eller skjellsand. V. pulchella kan også finnes i kulturbeiter.

Arianta arbustorum og Cepaea hortensis. Et materiale av adulte individer plukket i profilet viser at begge artene forekommer. I de undersøkte prøver fantes imidlertid bare små juvenile individer. I dette tilfelle var det ikke mulig å skille de to artene, utenom i et tilfelle (A. arbustorum, OL 7601, $d > 2\text{mm}$). Begge arter forekommer mest tallrik i overgangen skog/åpen mark og gjenvoksende grassmarker, men også regelmessig på mer tørre steder.

Som en foreløpig konklusjon kan fremheves:

Nederste prøve viser en ferskvannsfauna, neste prøve også delvis en ferskvannsfauna, men at vannet muligens har blitt noe mindre/grunnere. Derfra en direkte overgang til gress/urte vegetasjon med en tørkestålende fauna. Det er ingen kvalitativ forandring i profilets sneglefauna fra OL 7601 og til øvre lag.

T.Solhøy 7.5.1977

APPENDIX 3.

Problemstillinger som kanskje kan bearbeides ved registrerte lakaliteter i området.

Nedisning/isavsmelting. Hvorvidt isen dekket de høyeste toppene i Sen-Weichsel maksimum er ennå ikke klart. I denne forbindelse er det under feltarbeidet søkt etter høytliggende basseng så langt ut mot kysten som mulig med tanke på bunndatering av organisk materiale. Ingen åpne basseng fyller disse krav. Ved framtidige undersøkelser må det legges vekt på høytliggende forsenkninger og utflatninger som kan være gjengrodde basseng. I denne forbindelse er selvsagt Kjerringa spesielt interessant.

Ved søkning etter skuring på Varaldsfoten, kan en kanskje få bekreftet (men ikke avkreftet) om nordlig skuring (Bilag 2) er regional. Dersom en der finner samme retning som i Honningsvåg, må en stor regional is med nordlig bevegelse forutsettes. Med den friske skuringen i Honningsvåg (71, Bilag 2) i minne, vil dette sannsynliggjøre at Kjerringa var isdekket i Sen-Weichsel.

Alle randtrinnene fra isavsmeltingen som er kartlagt (Bilag 2), er udaterte. Mellom Dalsbøvatnet og Sätrevatnet, i randsonen (Bilag 2), er det sondert med Hillerbor i et antatt grytehull. Bassenget, som var 7,80 m dypt, hadde silt/leir i bunnen med en overgang mot gytje. Det er mulig at en bunndatering her kan gi minimumsalder på randtrinnet, eller mer spesifikt, minimumsalder på avsmeltingen av isresten som ble liggende igjen.

Dreneringssporet over Solumskardet (se s. 24) er kanskje mulig å datere. Dreneringssporet er sondert med stikkbor. Langs dreneringssporet er det små terskler, og maksimale målte myrtykkelse er 1,80 m. En bunndatering her kan gi minimumsalder på isen som drenerte ut Langedalen.

Alderen på lokalglasiasjonen på den ytterste kysten i Nordfjord er i hovedsak løst. For mer detaljerte studier av dette vises til regional beskrivelse av lokaliteter med lokalmorene. Der går det fram hvor breelvene har munnet ut i basseng slik at morenene kan dateres etter samme prinsipp som på Kråkenes. Ved Gnullane er det en rygg hvor det er satt et lite spørsmålstejn ved genesen (se s. 38). Hvordan genesen skal bearbeides er noe uklart. Ryggen kan imidlertid ganske sikkert dateres da det innenfor den er et gjengroings-tjern.

Havnivå. Modellen for utviklinga i Ervikbassenget (Fig. 186) er i stor grad basert på en sannsynlig, men ikke fastlagt terskelhøyde. Denne postulerte terskelhøyde kan lett sjekkes ved seismiske undersøkelser, noe som vil gi en kontroll på modellen. Videre synes gruskannebor å være best egnet til undersøkning av deltaet i Ervik, og da fortrinnsvis i Ervikvatnet nærmere deltaets rot punkt.

Den absolutte høyde på Yngre Dryas havnivå i området er ukjent. Foran lokalmorenen i Borgundvåg kan en kanskje finne lokalbreens marine delta ved penetrasjonsekkolodd og boringer.

LITTERATUR

- Andersen, B.G. 1954: Randmorener i Sørvest-Norge. Nor. Geogr. Tidsskr. 14, 274-342.
- Andersen, B.G. 1968: Glacial geology of western Troms, North Norway. Nor. Geol. Unders. 265, 160 s.
- Andersen, B.G. 1975: Glacial geology of northern Nordland, North Norway. Nor. Geol. Unders. 32, 1-74.
- Anderson, L.W. 1978: Cirque glacier erosion rates and characteristics of Neoglacial tills, Panguit fjord area, Baffin Island, N.W.T., Canada. Arct. and Alp. Research 10, 749-760.
- Andrews, J.T. 1975: Glacial systems - an approach to glaciers and their environments. Duxbury Press, North Scituate, Massachusetts, 191 s.
- Andrews, J.T. & Dugdale, R.E. 1971: Quaternary history of northern Cumberland peninsula, Baffin Island, N.W.T.: Part V: Factors affecting corrie glacierization in Okoa Bay - Quat. Research 1, 532-551.
- Andrews, J.T. & Le Masurier, W.E. 1973: Rates of Quaternary glacial erosion and corrie formation, Marie Byrd Land Antarctica. Geology 1, 75-80.
- Antevs, E. 1951: Glacial clays in Steep Rock Lake, Ontario, Canada. Bull. Geol. Soc. Am. 62, 1223-1262.
- Anundsen, K. 1972: Glacial chronology in parts of southwestern Norway. Nor. Geol. Unders. 280, 1-24.

- Anundsen, K. 1978: Marine transgression in Younger Dryas in Norway. Boreas 7, 49-60.
- Bakka, E. 1973: Helleristningar i ytre fjordane. Kulturseminar i Flora. Stensil, Hist. mus. Univ. i Bergen, 31 s.
- Bascomb, C.L. 1968: Distribution of pyrophosphateextractable iron and organic carbon in soils of various groups. J. Soil Sci. 19, 251-268.
- Bell, H.S. 1942: Studies for students: Density currents as agents for transporting sediments. J. Geol. 50, 512-547.
- Birkeland, P.W. 1974: Pedology, weathering, and geomorphological research. Oxford University Press, London. 285 s.
- Bishop, W.W. & Coope, G.R. 1977: Stratigraphical and faunal evidence for lateglacial and early Flandrian environments in south-west Scotland. I Gray, J.M. & Lowe, J.J. (eds.): Studies in the Scottish Late-glacial environment. Pergamon, Oxford, 61-88.
- Bjerkli, K. & Østmo-Sæter, J.H. 1973: Formation of glauconite in foraminiferal shells on the continental shelf off Norway. Marine Geol. 14, 169-178.
- Bjørlykke, K. 1975: Mineralogical and chemical changes during weathering of acid and basic rocks in Uganda. Nor. Geol. Tidsskr. 55, 81-89.
- Blystad, P. 1977: Skredmorener. Frá haug ok heidni 4, 262-271.

- Blytt, A. 1882: Die Theorie der wechselnden kontinentalen und insularen Klimate. Bot. Jb. 2, 1-50.
- Blytt, A. 1893: Zur Geschichte der Nord-europäischen Flora. Bot. Jb. 17, Beibl. Nr. 41, 1-43.
- Bruun, I. 1967: Climatological summaries for Norway. Standard normals 1931-60 of the air temperature in Norway. Det Nor. Meteor. Inst. Oslo. 270 s.
- Carrol, D. 1970: Clay Minerals: A Guide to their X-ray Identification. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 126. 80 s.
- Charlesworth, J.K. 1957: The Quaternary Era. With special reference to its glaciation. Edward Arnold, London. 1700 s.
- Coope, G.R. 1975: Climatic fluctuations in northwest Europe since the last interglacial, indicated by fossil assemblages of Coleoptera. I Wright, A.E. & Moseley, F. (eds.): Ice Ages: Modern and Ancient. Geol. J. Spec. Issue 6, 153-168.
- Coope, G.R., Morgan, A. & Osborne, P.J. 1971: Fossil Coleoptera as indicators of climatic fluctuations during the last glaciation in Britain: Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 10, 87-101.
- Dahl, E. 1961: Refugieproblemet og de kvartargeologiske metodene. Svensk Naturvetenskap 16, 81-96.
- Dahl, R. 1972: The question of glacial survival in western Scandinavia in relation to the modern view of Late Quaternary climate history. Ambio Spec. Rep. 2, 45-49.

- De Geer, G. 1912: A geochronology of the last 12000 years. C.R. XI:e Congr. Géol. Intern. 1910: 241-253. (Ikke sett. Sitert etter Kuenen, Ph. H. 1951: Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. Geol. Fören. Stockh. Förh. 73, 69-84).
- De Geer, G. 1940: Geochronologia Suecica Principles. Svenska Vetenskapsakad. Handl. 18.
- Derbyshire, E. & Evans, I.S. 1976: The climatic factor in cirque variation. I Derbyshire, E. (ed.): Geomorphology and Climate. John Wiley & Sons, London. 447-494.
- Det Norske Meteorologiske Institutt 1977: Norsk Meteorologisk Arbok 1975. Oslo. 171 s.
- Doeglas, D.J. 1968: Grain-size indices, classification and environment. Sediment. 10, 83-100.
- Donner, J. J. & Gardemeister, R. 1971: Redeposited Eemian marine clay in Somero, south-western Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 43, 73-85.
- Duff, P. Mc. L.D., Hallam, A. & Walton, E.K. 1967: Cyclic sedimentation. Developments in Sedimentology 10, 280 s.
- Eicher, U. & Siegenthaler, U. 1976: Palynological and oxygen isotope investigations on late-glacial sediment cores from Swiss lakes. Boreas 5, 109-117.
- Embleton, C. & King, C.A.M. 1975: Periglacial Geomorphology. Edward Arnold, London, 203 s.

- Fareth, O.W. 1970: Brerandstudier i midtre og indre Nordfjord. Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Firbas, F. 1949: Spät und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mittel-Europas nördlich der Alpen. Bd. 1. Gustav Fischer, Jena. 480 s.
- Flint, R.F. 1971; Glacial and Quaternary Geology. John Wiley and Sons, Inc. N.Y. 892 s.
- Foged, N. 1978: Diatoms from the Middle and Late Weichselian and the Early Flandrian period on Andøya, north Norway. Boreas 7, 41-47.
- Folk, R.L. 1966: A review of grain-size parameters. Sediment. 6, 73-93.
- Folk, R.L. 1968: Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin, Texas. 170 s.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957: Brazos river bar: a study in the significance of grain-size parameters. J. Sed. Pet. 27, 3-27.
- Follestad, B.A. 1972: The deglaciation of the south-western part of the Folgefonn peninsula, Hordaland. Nor. Geol. Unders. 280, 31-64.
- Fægri, K. 1944: Studies on the pleistocene of Western Norway. Bergen Mus. Arb. 1943, Naturv. Række 8, 1-100.
- Fægri, K. & Iversen, J. 1975: Textbook of pollen analysis. 3 ed. Munksgaard, København. 295 s.

- Garnes, K. 1972: Siste istid i midtre Gudbrandsdalen. Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Garnes, K. & Bergersen, O.F. 1977: Distribution and genesis of tills in central south Norway. Boreas 6, 135-147.
- Gjelsvik, T. 1951: Oversikt over bergartene i Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. Nor. Geol. Unders. 179, 1-45.
- Gjems, O. 1967: Studies on Clay Minerals and Clay-Mineral Formation in Soil Profiles in Scandinavia. Det Norske Skogforsøksvesen, Vollebakk, 301-415.
- Gjessing, J. 1953: Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslo-fjorden. Nor. Geogr. Tidskr. 14, 79-99.
- Gray, J. M. & Lowe, J.J. 1977: The Scottish lateglacial environment: A synthesis. I Gray, J.M. & Lowe, J.J. (eds.): Studies in the Scottish lateglacial environment. Pergamon, Oxford, 163-181.
- Gustavson, T.C. 1975: Sedimentation and physical limnology. I Jopling, A.V. & McDonald, B.C. (eds.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 23.
- Hafsten, U. & Tallantire, P.A. 1978: Palaeoecology and post-Weichselian shore-level changes on the coast of Møre, western Norway. Boreas 7, 109-122.
- Hansen, K. 1959: Sediments from Danish lakes. J. Sed. Pet. 29 38-46.
- Harris, S.A. 1958: Probability curves and the recognition of adjustment to depositional environment. J. Sed. Pet. 28, 151-163.

- Hastenrath, S.L. 1971: On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the south American Andes. J. Glac. 10, 255-267.
- 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.
- Helle, M. 1978: Jordartskartlegging og kvartær stratigrafi Ringsaker, Hedemark. Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Hole, J. 1979: Kvartærgeologiske granskingar i Skjåk-området. Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Holmboe, J. 1909: En undersjøisk torvmyr ved Nordhassel paa Lister, Naturen 33, 235-243.
- Holmgren, G.G.S. 1967: A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 31, 210-211.
- Holtedahl, H. 1955: On the Norwegian continental terrace, primarily outside Møre-Romsdal: its geomorphology and sediments. With contribution on the Quaternary geology of the adjacent land and the bottom deposits of the Norwegian Sea. Årb. Univ. Bergen, Naturvid. rek. 14. 209 s.
- Holtedahl, H. 1960: The strandflat of the Møre-Romsdal coast, west Norway. I Sømme, A. (ed.): Vestlandet. Geographical Studies. Skr. Norges Handelshøyskole, Geogr. Avh. 7, 35-43.
- Holtedahl, H. 1965: Recent turbidites in the Hardangerfjord, Norway. Colston Papers XVII, 107-144.

- Holthedahl, H. 1975: The geology of the Hardangerfjord, west Norway. Nor. Geol. Unders. 323, 1-87.
- Holthedahl, O. & Andersen, B.G. 1960: Glacial map of Norway. Vedlegg til Holthedahl, O. (ed.): Geology of Norway. Nor. Geol. Unders. 208.
- Hoppe, G. 1972: Ice sheets around the Norwegian Sea during the Würm glaciation. Ambio Spec. Rep. 2, 25-29.
- Hough, J.L. 1942: Sediments of Cape Cod Bay, Massachusetts. J. Sed. Pet. 12, 10-30.
- Inman, D.L. 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. J. Sed. Pet. 22, 125-145.
- Iversen, J. 1954: The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. Danmarks Geol. Unders. 80, 87-119.
- Jackson, M.L., Tyler, S.A., Willis, A.L., Bournebeau, G.A. & Pennington, R.P. 1948: Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments. J. Phys. Chem. 52, 1237-1260.
- Johansson, H.G. 1968: Striae and fabric analyses in a moraine exposure in Västerbotten, N. Sweden. Geol. Fören. Stockh. Förh. 90, 205-212.
- Johnston, W.A. 1922: Sedimentation in Lake Louisa, Alberta. Am. J. Sci. 20, 376-387.
- Kaldhol, H. 1912: Nordfjords kvartæravleiringer. Bergens Mus. Arb. 1912, 3, 1-152.

- Kaldhol, H. 1946: Bidrag til Møre og Romsdals kvartærgeologi. Tryggestad, Hellesylt. 150 s.
- Kildal, E.S. 1970: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart. Måløy, 1:250000, norsk utgave. Nor. Geol. Unders.
- Kjeldsen, O. (ed.) 1977: Materialtransportundersøkelser i norske breelver 1976. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen, Rapp. 8/77, 34 s.
- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1978: Senglasiale undersøkelser på Sotra. Arkeo 1, 27-31.
- Kuenen, Ph. H. 1951: Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. Geol. Fören. Stockh. Förh. 73, 69-84.
- Kuenen, Ph. H. 1964: Deep-sea sands and ancient turbidites. Developments in Sedimentology 3.
- Kuenen, Ph. H. & Migliorini, C.I. 1950: Turbidity currents as cause of graded bedding. J. Geol. 58, 91-127.
- Liestøl, O. 1960: Glaciers of the present day. I. Høltedahl, O. (ed.): Geology of Norway. Nor. Geol. Unders. 208, 482-490.
- Liestøl, O. 1963: Et senglasialt breframstøt ved Hardangerjøkulen. Nor. Polarinst. Arb. 1962, 132-139.
- Liestøl, O. 1967: Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. Nor. Polarinst. Skr. 141, 1-63.
- Ljungner, E. 1949: East-west balance of the Quaternary ice-caps in Patagonia and Scandinavia. Bull. Geol. Instn Uppsala 33, 11-96.

- Maarleveld, G.C. 1976: Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. Biul. Peryglac. 26, 57-78.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian vegetation and ice-front oscillations in the Bergen district, western Norway. Nor. Geogr. Tidsskr. 24, 121-148.
- Mangerud, J. 1972: Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. Boreas 1, 143-172.
- Mangerud, J. 1973: Isfrie refugier i Norge under istidene. Nor. Geol. Unders. 297, 1-23.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminiferas and pollen, at Ågotnes, western Norway. Nor. Geol. Tidsskr. 57, 23-54.
- Mangerud, J. & Skreden, S.A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, western Norway. Nor. Geol. Tidsskr. 52, 73-96.
- Mangerud, J. Andersen, S.T. Berglund, B.E. & Donner, J.J., 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas 3, 109-126.
- Mangerud, J. & Gulliksen, S. 1975: Apparent radiocarbon ages of Recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. Quat. Research 5, 263-273.
- Mangerud, J. & Berglund, B.E. 1978: The subdivision of the Quaternary of Norden: a discussion. Boreas 7, 179-181.

- Mangerud, J. Larsen, E., Langva, O. & Sønstegaard, E. 1979: Glacial history of western Norway 15.000 - 10.000 B.P. Boreas 8, I trykk.
- Matthews, J.A. 1977: Glacier and climatic fluctuations inferred from tree-growth variations over the last 250 years, central southern Norway. Boreas 6, 1-24.
- McKeague, J.A. & Day, J.H. 1966: Dithionite- and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. Can. J. Soil Sci. 46, 13-22.
- Mehra, O.P. & Jackson, M.L. 1960: Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays Clay Miner 7, 317-327.
- Miller, G.H., Bradley, R.S. & Andrews, J.T. 1975: The glaciation level and lowest equilibrium line altitude in the high Canadian arctic: Maps and climatic interpretation. Arct. and Alp. Research 7, 155-168.
- Moe, D. 1975: Submarine peat from Vestvågøy, Lofoten, north Norway. Nor. Geol. Tidsskr. 55, 105-107.
- Morvik, I. 1979: Sedimentologiske og mikropalaeontologiske undersøkelser i 13 sedimentkjerner vest av Måløy (62°N, 04°Ø). Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Myhre, L.A. 1972: Geomorfologiske og maringeologiske undersøkelser i og omkring Osterfjorden, Hordaland. Hovedoppg. Univ. i Bergen.

- Nilsson, T. 1961: Kompendium i kvartärpalaeontologi och kvartärpalaeontologiska undersökningsmetoder. Lunds Universitet. 238 s.
- Nordhagen, R. 1936: Skandinavias fjellflora og dens relasjoner til den siste istid. Nordiska naturforskarmøtet i Helsingfors 1936, 93-124.
- Norvik, O. in prep.: Sedimentologiske og stratigrafiske undersøkelser i Norskerennas østskråning 62°N. Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Nydal, R. 1962: Trondheim natural radiocarbon measurements III Am. J. Sci. Radioc. Supp. 4, 160-182.
- Paterson, W.S.B. 1972: The physics of glaciers. Pergamon, Oxford. 250 s.
- Pennington, W. 1947: Lake sediments: pollen diagram from the bottom deposits of the north basin of Windermere in northern England. Phil. Trans. Roy. Soc. B233, 137-175.
- Pennington, W. 1975a: A chronostratigraphic comparison of Late-Weichselian and Late-Devensian subdivisions, illustrated by two radio-carbon dated profiles from western Britain. Boreas 4, 157-171.
- Pennington, W. 1975b: Climatic changes in Britain, as interpreted from lake sediments, between 15.000 and 10.000 years ago. I Horie, S. (ed.): Palaelimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene 3, 536-569.
- Pennington, W. 1977: Lake sediments and the Lateglacial environment in northern Scotland. I Gray, J.M. & Lowe, J.J. (eds.): Studies in the Scottish Lateglacial environment. Pergamon, Oxford, 119-141.

- Pettijohn, F.J. 1957: Sedimentary Rocks, 2. ed. Harper & Row, N.Y. 718 s.
- Pettijohn, F.J. 1975: Sedimentary Rocks, 3. ed. Harper & Row, N.Y. 628 s.
- Porter, S.C. 1964: Composite Pleistocene snow line of Olympic Mountains and Cascade Range, Washington. Bull. Geol. Soc. Am. 75, 477-482.
- Porter, S.C. 1970: Quaternary glacial record in Swat Kohistan, west Pakistan. Bull. Geol. Soc. Am. 81, 1421-1446.
- Reheis, M.J. 1975: Source, transportation, and deposition of debris on Arapaho Glacier, Front Range, Colorado, U.S.A. J. Glaciol. 14, 407-420.
- Reite, A.J. 1963: Kwartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser i noen kyst- og fjordstrøk på Sunnmøre. Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Reite, A.J. 1967: Lokalglaciasjon på Sunnmøre. Nor. Geol. Unders. 247, 267-287.
- Rekstad, J. 1908: Iagttagelser fra terasser og strandlinjer i det vestlige Norge. Årb. Univ. Bergen 9, 1-32.
- Riise, T.B. 1968: Geoteknikk og fundamentering. Yrkesopplæringsrådet for håndverk og industri/ Universitetsforlaget. 150 s.
- Roller, P.S. 1937: Law of size distribution and statistical description of particulate materials. J. Franklin Inst. 223, 609-633. (Ikke sett. Sitert etter Pettijohn, F.J. 1975: Sedimentary Rocks. 3 ed. Harper & Row, N.Y. 628 s.).

- Roller, P.S. 1941: Statistical analysis of size distribution of particulate materials with special reference to bimodale frequency distributions. J. Phys. Chem. 45, 241-281. (Ikke sett. Sitert etter Pettijohn, F.J. 1975).
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. 1977: Late Quaternary surface ocean kinematics and climatic change in the high-latitude, North Atlantic. J. Geophys. Research 82, 3877-3887.
- Ruddiman, W.F., Sancetta, C.D. & McIntyre, A. 1977: Glacial/Interglacial response rate of subpolar North Atlantic waters to climatic change: the record in oceanic sediments. Phil. Trans. Roy. Soc. B280, 119-142.
- Sauramo, M. 1923: Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande 60, 1-164.
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P. 1970: Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke, Stuttgart. 448 s.
- Sernander, R. 1896: Några ord med anledning af Gunnar Andersson, Svenska växtvärldens historia. Bot. Notiser, 114-128.
- Shepard, F.P. 1954: Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. J. Sed. Pet. 24, 151-158.
- Sissons, J.B. 1977: The Loch Lomond readvance in the northern mainland of Scotland. I Gray, J.M. & Lowe, J.J. (eds.): Studies in the Scottish Late-glacial Environment. Pergamon, Oxford, 45-59.

- Sissons, J.B. & Sutherland, D.G. 1976: Climatic inferences from former glaciers in the south-east Grampian Highlands, Scotland. J. Glac. 17, 325-346.
- Smith, A.J. 1959: Structures in the stratified late-glacial clays of Windermere, England. J. Sed. Pet. 29, 447-453.
- Soil Taxonomy 1975: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Soil Survey Staff. 754 s.
- Sollesnes, A.F. & Fægri, K. 1951: Pollenanalytiske undersøkelser av to avleiringer fra Norges sydvestlige kyst. Blyttia 9, 41-58.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1978: Deglaciation of southern central Norway. Nor. Geogr. Tidsskr. 32, I trykk.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1979: Deglaciation of western central Norway. Boreas 8. I trykk.
- Spencer, D.W. 1963: The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. J. Sed. Pet. 33, 180-190.
- Strass, I.F. 1973: Undersøkelser av mikroteksturer på kvartssandkorn fra kystregionen og kontinental-sokkelen, Møre. Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Sugden, D.E. & John, B.S. 1976: Glaciers and Landscape. Edward Arnold, London. 376 s.
- Sønstegaard, E. 1974: Kvartærstratigrafiske undersøkelser i Os, Hordaland. Hovedoppg. Univ. i Bergen.

- Sønstegaard, E. & Mangerud, J. 1977: Stratigraphy and dating of holocene gully sediments in Os, western Norway. Nor. Geol. Tidsskr. 57, 313-346.
- Tamm, O. 1922: Eine Methode zur Bestimmung der anorganischen Komponenten des Gelkomplexes in Boden. Meddn. St. Skogsførs. Anst. 19, 385-404.
- Tornås, S. 1969: Slamtransport i noen utvalgte breelver. I Pytte, R. (ed.): Glasiologiske undersøkelser i Norge 1968. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen, Rapp. 5/69, 67-96.
- Undås, I. 1942: On the late-quaternary history of Møre and Trøndelag (Norway). Kgl. Nor. Vidensk. Selsk. Skr. 2, 1-92.
- Undås, I. 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. J.W. Eide, Bergen. 78 s.
- Vallentyne, J.R. 1957: Principles of modern limnology. Am. Scientist 3, 218-244.
- Virkkala, K. 1960: On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande 188, 158-176.
- Visher, G.S. 1969: Grain size distribution and depositional processes. J. Sed. Pet. 39, 1074-1106.
- Vorren, K.-D. 1978: Late and Middle Weichselian stratigraphy of Andøya, north Norway. Boreas 7, 19-38.
- Vorren, T.O. 1973: Glacial geology of the area between Jostedalsbreen and Jotunheimen, South Norway. Nor. Geol. Unders. 291, 1-46.

- Wasburn, A.L. 1973: Periglacial processes and environments.
Edward Arnold, London, 320 s.
- West, R.G. 1977: Pleistocene geology and biology. 2 ed.
Longman, London og New York. 440 s.
- Williams, L.D. 1975: The variation of corrie elevation and
equilibrium line altitude with aspect in eastern
Baffin Island, N.W.T., Canada. Arct. and Alp.
Research 7, 169-181.
- Williams, R.B.G. 1975: The British climate during the last
glaciation: an interpretation based on periglacial
phenomena. I Wright, A.E. & Moseley, F. (eds.):
Ice Ages: Ancient and Modern. Geol. J. Spes. Issue
6, 95-120.
- Wright, F.F. 1971: Suspension transport in southern Alaskan
coastal waters. Offshore Technology Conference,
Dallas, Texas, Paper No. OTC 1349 (Preprint).
- Ziegler, T. (ed.) 1972: Slamtransportundersøkelser i norske
breelver 1970. Norges Vassdrags- og Elektrisitets-
vesen, Rapp. 1/72, 133 s.
- Ziegler, T. (ed.) 1973: Materialtransportundersøkelser i
norske breelver 1971. Norges Vassdrags- og
Elektrisitetsvesen, Rapp. 4/73, 91 s.
- Ziegler, T. (ed.) 1974: Materialtransportundersøkelser i
norske breelver 1972: Norges Vassdrags- og
Elektrisitetsvesen, Rapp. 2/74, 95 s.
- Østrem, G. 1974: Studier av glaciärers massbalans och av
materialtransporten i glaciärälver som grundval för
planering av vattenkraftverk i Norge. Ungi Rapp. 34,
511-531.

- Østrem, G. 1975: Sediment transport in glacial meltwater streams. I Jopling A.V. & McDonald, B.C. (eds.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Spes. Publ. 23, 101-122.
- Østrem, G. & Liestøl, O. 1964: Glaciologiske undersøkelser i Norge 1963. Nor. Geogr. Tidsskr. XVIII, 281-340.
- Øyen, P.A. 1923: Om nivaåforandringene ved Norges sydvestlige kyst. Naturen 47, 176-182.
- Aarseth, I. 1971: Deglasiasjonsforløpet i Bjørnafjordsområdet, Hordaland, Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Aarseth, I. (ed.) 1973: Rapport, hovedfagsekskursjonen 1973. Nordvestlandet-Trøndelag. Intern rapport. Geol. Inst. avd. B, Univ. i Bergen. 107 s.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway, Boreas 3, 3-22.