

U. B. BERGEN

Ms. Rb 486 1.

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

6/9-71

dato

Hans Rønnevik

underskrift

KVARTERGEOLOGI PÅ YTRE DEL AV HAUGESUNDSHALVÖYA.

av

Hans Christen Rønnevik

Del I - Tekstbind

Vedlegg: Del II : Illustrasjonsbind + 2 kart.

Hovedfags oppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved
Universitetet i Bergen 1971.

INNHOOLD:

Innhold	s. 1
Forord	s. 2
Innledning	s. 3
Beliggenhet	s. 3
Historikk	s. 3
Generell feltmetodikk	s. 4
Kornfordelings-analyse	s. 4
Bergarts-innhold	s. 7
Rundings-analyse	s. 7
Statistiske hjelpe-størrelser	s. 7
Berggrunnsgeologisk oversikt	s. 9
Kvartær-geologi	s.12
Marin grense	s.12
Isbevegelse	s.15
Sub-morene avsetninger eldre enn siste nedisning.	s.17
Løsavsetninger	s.31
Moreneavsetninger	s.32
Morene materiale	s.35
Konklusjon og diskusjon(av morene materiale og avsetninger).	s.42
Glacigene avsetninger som ikke er morene	s.48
Landformene.	s.56
Beskrivelse	s.56
Morfogenese	s.57
Teorier	s.57
Diskusjon	s.58

F_O_R_O_R_D.

Hovedfagsfeltet ble valgt i samråd med professor dr.philos. Hans Holvedahl som også har vært inspirerende veileder. Noen problemstilling for feltarbeidet ble påbegynt var ikke klar. Feltarbeidet er foretatt somrene 1968, 1969 og 1970. Arbeidet er fullført uten feltveiledning. Økonomisk støtte til feltarbeidet er gitt av Norges Geologiske Undersøkelse og Universitetet i Bergen.

Cand.real. Ruth Sörbye har velvilligst utlånt sitt upubliserte berggrunnskart over området. Stipendiat NAVF Tore O. Vorren har foretatt en pollentelling, vitenskapelig assistent Tore Høisæter, Biologisk stasjon, Espegrend, har kontrollbestemt en mollusk fauna og cand.mag. Sverre Östmo-Sæter har bestemt en foraminifer fauna. Jeg har hatt flere inspirerende samtaler med amanuensis Jan Mangerud og stipendiat T.O. Vorren.

Lektor Nils Kallevik og lektor Sten Ökland har velvilligst stilt sine upubliserte hovedfagsoppgaver til min disposisjon.

Alle nevnte personer og institusjoner takkes på det hjerteligste.

INNLEDNING

BELIGGENHET.

Det undersøkte området ligger på den ytre del av Haugesundshalvöya mellom Bömmelfjord og Boknfjord (fig. 1).

HISTORIKK.

Berggrunn.

Den første større oversikt over områdets berggrunnsgeologi er Hans Reusch's arbeid fra 1888: "Bömmelöen og Karmöen med omgivelser". Senere bidrag er J. Rekstad (1907): "Geologiske iakttagelser fra Söndhordland" og H. Kaldhol (1907): "Fjeldbygningen i den nordöstlige del av Ryfylke". H. Reusch (1913) har stilt sammen disse tre arbeider i: "Tekst til geologisk oversiktskart over Söndhordland og Ryfylke". Videre foreligger N.-H. Kolderup (1941): "Trekke av Sundhordlands geologi", og I. Th. Rosenqvist (1947): "Bidrag til diskusjonen om Haugesundshalvöyas alder."

Det hittil mest detaljerte arbeid er R.C. Sörbye (1949): "Geological studies in the north-western part of the Haugesund peninsula".

Sammenstillinger er gitt av O. Holtedahl (1953 og 1960).

Kvartærgeologi.

H. Reusch (1913) har på det geologiske oversiktskart avmerket en del lösavsetninger. Fra området foreligger to upubliserte hovedfagsoppgaver i fysisk geografi: Sten Ökland (1947): "En undersökelse av skuringsstripenes retning på ytre og mellomste del av Haugesundshalvöya", og Nils Kallevik (1947): "Strandlinjeundersökelse på sydsiden av Haugesundshalvöya".

Fra nærliggende områder foreligger K. Fægri (1943): "Studies on the Pleistocene of Western-Norway. III, Bömlo" og Edvard Ringen (1964): "Om drumliner og Skagerakmorene på Karmöy".

Geomorfologi.

Det foreligger ikke noe publisert arbeide over områdets geomorfologi spesielt, men i mer regionale arbeider er hovedtrekkene

i det geomorfologiske bilde definert og tolket. De vesentligste bidrag er gitt av Reusch (1913), Ahlmann (1919), Nansen (1922) og H. Holtedahl (1967).

GENERELL FELTMETODIKK.

Kartlegging av lösavsetninger er foretatt i felt med støtte av flyfoto i målestokk ca. 1:40.000 (hele området) og ca. 1:20.000 (deler av feltet).

Höydemålinger er foretatt med hjelp av Paulin aneorid barometer (skala fra 0-725 m). Höydene er definert ut fra tangranden. Nullstilling av barometeret er foretatt mindre enn en halv time för målingene ble utfört.

Skuringsstriper er målt rettvisende med Silva 360⁰ speilkompass. Misvisning er korrigeret^{for} ved bearbeidelse av materiale.

Ved innsamling av prøver i moreneavsetninger er alle prøver tatt dypere enn 70 cm (tilsvarende feltspadens lengde). Prövenes størrelse har variert fra 800 gr til 2 kg. Materiale i blokkfraksjonen er unngått ved prøvetagninger.

Ved prøvetagning i sorterte lagdelte avsetninger er der tatt en eller få prøver. Hvor kun 1 prøve foreligger er denne tatt i et lag med en for avsetningen generelt tilsynelatende midlere kornstørrelse. Prövestørrelsen har vært (konf. Selmer-Olsen 1954):

Grusholdig materiale mer enn 1 kg	
Sandig materiale	200 - 500 gr
Silt og leir	100 gr

KORNFORDELINGS-ANALYSER.

Sedimentenes korngradering er bestemt ved sikting og pipette metoden (Krumbein og Pettijohn 1938). Ved sikting ble følgende sikter brukt; 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0.5 mm, 0.25 mm, 0.125 mm, og 0.063 mm. 15 - 20 gr av materiale mindre enn 0.063 mm ble brukt ved pipetteanalysen. Natrium - heksametafosfat ble nyttet som dispergeringsmiddel. Siltige og leirige prøver er våtsiktet.

Ved de fleste kvartærgeologiske undersøkelser beregnes korngraderingen for morene materiale av materiale mindre enn 20 mm.

På grunn av prøvenes størrelse har jeg valgt å beregne korngraderingen av materiale mindre enn 16 mm.

Feil ved kornfordelingskurvene som skyldes prøvens størrelse kan illustreres ved følgende splitte-forsøk. En moreneprøve på 2 kg ble brukt (P-38 i tabell 5). Til splittingen ble nytt et rettinklet delekors. Prøven ble først halvert i 2 prøver på ca 1 kg som hver ble halvert slik at 4 prøver av størrelsesorden $\frac{1}{2}$ kg framkom. Hver av de 4 prøvene ble halvert i prøver på ca. $\frac{1}{4}$ kg. Halveringene framkom ved å kombinere materiale i diametrale kvadranter. De 8 $\frac{1}{4}$ kg prøvene ble siktet. Ved denne delingsmetodikk er det mulig å kombinere dataene fra siktingene 2 og 2 slik at korngraderingen for prøver av størrelsesorden $\frac{1}{2}$ kg, 1 kg og 2 kg framkommer. Kornfordelingen ble beregnet på grunnlag av totalmateriale i prøven og materiale mindre enn 16 mm, fig. 2 -6 . Parametrene Md og So (Selmer-Olsen 1954) for de framkomne kurver er gjengitt i nedenforstående tabell. Aritmetiske middel og standardavvik er beregnet for Md_{φ} ($= + \log_2 Md$ (mm)) og So for $\frac{1}{2}$ kg og $\frac{1}{4}$ kg prøvene i de to tilfeller (konf. s. 7).

Prøvens størrelse	Kurver basert på total materiale		Kurver basert på materiale mindre enn 16 mm	
	Md	So	Md	So
2 kg	1.3 mm	1.84	0.57 mm	1.44
1 kg	1.3 mm	1.75	0.65 mm	1.46
	1.3 mm	1.94	0.50 mm	1.46
$\frac{1}{2}$ kg	1.15 mm	1.77	0.60 mm	1.46
	1.35 mm	1.75	0.70 mm	1.51
	0.90 mm	1.76	0.52 mm	1.42
	2.3 mm	2.28	0.50 mm	1.35
	$\bar{M}d_{\varphi} = + 0.25$	So 1.82	$\bar{M}d_{\varphi} = 0.80$	So = 1.44
	$S_{M}d_{\varphi} = 0.85$	$S_{So} = 0.26$	$S_{M}d_{\varphi} = 0.20$	$S_{So} = 0.07$
	$\bar{M}d_{\varphi}$ tilsvare		$\bar{M}d_{\varphi}$ tilsvare	
	Md = 1.3 mm		Md = 0.57 mm	
$\frac{1}{4}$ kg	2.05 mm	2.29	0.45 mm	1.45
	0.75 mm	1.43	0.75 mm	1.43
	2.80 mm	1.81	0.85 mm	1.60
	0.68 mm	1.55	0.57 mm	1.47
	0.70 mm	1.56	0.52 mm	1.47
	1.10 mm	1.81	0.50 mm	1.47
	36.0 mm	2.19	0.47 mm	1.43
	0.54 mm	1.34	0.54 mm	1.34

$\bar{M}d_{\varphi} = + 0.77$	$S_{So} = 1.82$	$\bar{M}d_{\varphi} = 0.82$	$S_{So} = 1.44$
$S_{M}d_{\varphi} = 2.0$	$S_{So} = 0.35$	$S_{M}d_{\varphi} = 0.37$	$S_{So} = 0.07$
$\bar{M}d_{\varphi}$ tilsvarer		$\bar{M}d_{\varphi}$ tilsvarer	
$Md = 1.63$ mm		$Md = 0.57$ mm	

Kurver og parametre basert på prøvens totalmateriale viser hvorledes de splittede prøver blir dårligere som estimat for 2 kg prøven ved avtagende prøvestørrelse. Dette er analogt til hva som er tilfelle når prøver tas i usorterte moreneavsetninger.

Kurvene og parametrene som karakteriserer materiale mindre enn 16 mm viser samme tendens, men spredningen er betydelig mindre. Dette illustrerer hvorledes prøver kan forbedres som estimat når en velger å karakterisere finere materiale i en avsetning. Ved å velge en enda mindre kornstørrelse enn 16 mm som utgangspunkt må en regne som sikkert at spredningen ville bli enda mindre da det vesentlige av denne er forårsaket av spredning i den groveste fraksjonen. Samtidig vil imidlertid mer informasjon om avsetningen gå tapt, og kurvene og parametrene verdi som estimat for hele avsetningen vil minke.

$\frac{1}{2}$ kg prøvene i splittforsøket viser et standardavvik for Md_{φ} på 0.20. $\bar{M}d_{\varphi} \pm 2 S_{M}d_{\varphi}$ er lik 1.20 - 0.40 som tilsvarer intervall 0.43 mm - 0.76 mm. Om prøvene er normalfordelt rundt $\bar{M}d_{\varphi}$ er dette et 95% konfidensintervall. Dette innebærer at det er mindre enn 5% sannsynlighet for at Md_{φ} for $\frac{1}{2}$ kg prøver fra samme avsetning faller utenfor dette intervall. - Antagelsen om normalfordeling bør egentlig testes ved å ta flere prøver. - Ved prøvestørrelser fra 800 gr til 2 kg kan det forventes mindre spredning og dermed større sikkerhet enn for $\frac{1}{2}$ kg prøvene. Strengt tatt kan dette bare sies for prøver av materiale analogt til det her undersøkte. Forsøket belyser imidlertid at en må være forsiktig med å dra vidtgående konklusjoner om forskjeller ved sammenligning av prøver som ligger nær hverandre i kornfordeling.

Hillefors (1969, s. 117) bruker prøver på 10 kg for å karakterisere morene materiale opp til 20 mm. - Ved splittforsøket var tapet av materialet 5%.

BERGARTSINNHOOLD.

Bergartsinnholdet er bestemt for fraksjonene 2-4 mm, 4-8 mm og 8 - 16 mm. Den minste fraksjonens bergartsinnhold er bestemt under lupe. I fraksjonen 2-4 mm bygger dataene på mer enn 200 korn, i fraksjonen 4 - 8 mm på mer enn 40 korn og fraksjonen 8-16 mm på mer enn 20. Hvor mindre materiale forekommer er bergartsinnholdet ikke beregnet. Bergartsinnholdet angis i vekt %.

Ved blokkteLLinger er omlag 100 "hodestore" blokker telt. Ved steintellinger er omlag 100 stein i fraksjonen 1 1/4 - 0.875 tomme bestemt. I disse tilfeller angis frekvens %.

Kun glimmerskifer og i enkelte tilfeller kvarts spesifiseres kontra gneis generelt. Årsaken er at på foreliggende berggrunns-kart er kun distingsjonene mellom basal-gneis generelt og glimmerskifer sikker der tellinger er foretatt.

RUNDINGSANALYSE.

Hvor rundingsanalyse er foretatt er Pettijohns (1957, s.59) klassifikasjon brukt; angulær (A), subangulær (SA), subrundet (SR), rundet (R) og godt rundet (W.R.). Analysene er utført mot standardsamling laget av J. Mangerud.

STATISTISK HJELPESTÖRRELSER:

For å karakterisere kornfordelingskurver er brukt Md og So (Selmer-Olsen 1954). Decil-parameteren P_{10} , definert ved at 10% av materiale er mindre enn denne verdi, er brukt ved karakterisering av morenematerialet.

Ved videre behandling av materiale har en valgt å bruke i phi enheter; $\phi = * \log_2$ diameter (mm), (konf. Pettijohn 1957, s. 28-29). Dog har jeg valgt å omgjøre resultatene til mm, da denne enhet av vane er lettere visuelt tilgjengelig.

Følgende statistiske hjelpestørrelser er brukt ved bearbeidelse (Godske, 1966): - x og y er variable. N er antallet.

Middel tall

$$\text{Aritmetisk middel: } \bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

Spredningsmål

$$\text{Varians } S_x^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2$$

Standardavvik

$$S_x = \sqrt{\text{variansen}}$$

Korrelasjonskoeffisient.

$$r_{xy} = \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{N S_x S_y}$$

Korrelasjonskoeffisienter kan testes ut fra følgende sats (Godske s. 189): "Dersom x og y er binormalt fordelt og uavhengige, dvs. ingen korrelasjon, så har størrelsen

$$t = \frac{r_{xy} \sqrt{N-1}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}}$$

Students t-fordeling med n - 2 frihetsgrader". Ved testing settes denne sats opp som hypotese. Om r_{xy} overstiger kritiske verdier som bare inntreffer med 5% evt. 1% sannsynlighet om hypotesen er korrekt, forkastes hypotesen og korrelasjonen antas statistisk sikker. Kritiske verdier er gjengitt i tabell C-5 i Godskes bok på s. 274.

Regresjonsligninger (linære)

Om x regnes som uavhengig variabel:

$$\frac{Y - \bar{y}}{S_y} = r_{xy} \frac{X - \bar{x}}{S_x}$$

Om y regnes som uavhengig variabel:

$$\frac{X - \bar{x}}{S_x} = r_{xy} \frac{Y - \bar{y}}{S_y}$$

Rest varianse

$$S_y^2 = \frac{N-1}{N-2} S_y^2 (1-r_{xy}^2)$$

Denne er et mål for spredningen omkring regresjonslinjene. Den karakteriserer således hvor "stram" korrelasjonen er.

BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT

BERGGRUNN.

Berggrunnskartet (kart 1) er i det aller vesentlige R.C.Sörbyes upubliserte arbeidskart fra hennes pågående kartlegging innen kartblad Haugesund. Bjoahalvøyas geologi er publisert (Sörbye 1949). De sydlige og en del av de nordlige deler av området faller utenfor Sörbyes kartlegging. Kartet bygger her på Reusch arbeid fra 1913. På de sydligste deler av Tysvær halvöya har jeg selv kartlagt glimmerskiferens utbredelse da Reusch gre grense her er noe misvisende.

Berggrunnen kan deles i fire; Karmøybuen, basalgneisområdet, fylitt/glimmerskifer formasjonen og yngre intrusive.

Karmøybuens bergarter finner en langs østsiden av Karmsundet og disse består vesentlig av kambro-silursk fylitt og grønnskifer. Det stratigrafiske forhold mellom disse to bergarter er noe uvisst. Reusch finner fylitten underst i syd på Fosenøy og grønnskiferen underst lengre nord. O. Holtedahl (1953) antar i denne forbindelse tektoniske forstyrrelser. Innen grønnskiferområdet er der tidligere tatt ut kleberstein på et sted som kalles Tolgatjörn. Strøket i Karmøybuens bergarter er i det vesentlige nord-syd, men dreier nordvest mot nord.

Basalgneisens bergarter dekker det meste av området. Sammen-setningen er kompleks, men vesentlig bestående av diorittiske, kvartsdiorittiske og granittiske gneiser. Enkelte granitt-partier forekommer. Innesluttet i gneisbergartene forekommer større og mindre flak av glimmerskifer. N.-H. Kolderup (1941) finner på Sveiohalvöya en gradvis overgang fra glimmerskifer til gneisene. R.C. Sörbyes tolkning av basalgneisområdet er at det opprinnelig er pre-kambriske bergarter som er reaktivisert under den kaldonske orogenese. Glimmerskiferflakene er av kambrosilursk alder. Denne tolkning støttes av Rosenqvist (1947).

Fylitt/glimmerskifer formasjonen finnes i nordøst på Bjoahalvöya. Denne formasjon ligger med skarp grense mot den underliggende basalgneis. Dog korresponderer ofte den øverste del av gneisen med den overliggende formasjon i strøk og fall. Strøk og fall i fylitt/glimmerskiferen er henholdsvis nordlig og østlig, men

mot nord dreierende nordvestlig og nordöstlig henholdsvis. Grensen mellom fylitt/glimmerskifer formasjonen og den underliggende gneis er tolket som sekundær (skyvegrense). For formasjonen er følgende stratigrafi funnet (undenfra og opp):

1. Kvartsitt tilsvarende kvartsitt eller basal konglomerat i Ryfylke.
2. Kalkstein
3. Grafittholdig skifer
4. Grå eller blålig glimmerskifer.

Som nevnt har jeg selv trukket grensen mellom glimmerskifer og basalgneisen på sydlige del av Tysværhalvöya. Glimmerskiferen er her grå eller blågrå og rik på kvartslinser. Strøket er noe varierende, men for det meste nordöst-sydvestlig og fallet er mot sydöst. Dette stemmer med Kaldhols målinger (1907) i glimmerskifer øst for Hervikfjorden. Strøket i basalgneisen her er hovedsakelig nord-syd med steilt fall. - Underst i glimmerskiferen er porfyroblaster av rød feltspat observert. Her forekommer også opptil 1 m mektige lag av hvit kvartsitt som i et tynnslip viste følgende omtrentlige sammensetning:

70% kvarts (undulerende uts lukning)

25% mikroklin (albitt + preklin tvillinger = "mikrolin gitter")

5% plagioklas (albitt tvilling, högre relieff enn mikroklin)

mindre enn 1% opake mineraler.

Denne kvartsitten forekommer i større mengder ved Hervik hvor den utnyttet til makadam.

Glimmerskiferen i dette området ligger med så klar diskordans over basalgneisen at det er naturlig å henføre den til fylitt/glimmerskifer formasjonen.

Den yngste beskrevne bergart fra området er en melafyr i en omtrentlig nord-syd gående gang, ved Austevik i Fördespollen. Reusch tolket denne bergart ut fra likheten med tertiære basalter, som muligens/av tertiær alder. K. Storetvedt (pers. med.) har fått utført K/Ar dateringer på tilsvarende bergarter på Bömlö. 13 dateringer utført på forskjellige ganger ga tre distinkt forskjellige erupsjonsfaser;

235 millioner år (grensen Perm/Trias)

202 - 2 - (sen övre Trias)

165 - " - (nær grensen midtre/övre Jura)

De to eldste bergarter er klassifisert som olivin-mikrotheralitt. Den yngre bergart er også basisk, men er ikke olivinførende og inneholder i motsetning til de eldre, zeolittfylte blærerom. En eldre alder på melafyren enn det Reusch antok skulle således være mulig.

SPREKKESYSTEMER.

Berggrunnen er gjennomsett av flere sprekkesystemer. Ut fra flyfoto har jeg tatt ut de mest karakteristiske trekk i oppsprekningen (fig. 7). To sprekkeretninger synes gjennomgående for hele området; en omtrent N-S og en omtrent NV-SÖ. På Tittelsnes halvöya er der en markert NÖ-SV retning. I den sydvestre del av området er der velutviklede sprekker med retningen VNV-ÖSÖ og VSV-ÖNÖ. Reusch (1888, 1913) har påpekt den nord-syd gående sprekkeretning. Det er usikkert om noen av sprekkeene representerer forkastninger. Noe særlig begrep om alderen på oppsprekningen har en ikke, men ut fra det som er kjent om post-kaledoniske erupsjoner skulle en kunne anta at i det minste den nord-syd gående sprekkeretning er anlagt for minst 235 mill. år siden.

KVARTÆRGEOLOGI

MARIN GRENSE

Tidligere arbeider: Kallevik (1947) har undersøkt den sydlige halvdel av feltet og finner den marine grense til å ligge på ca. 35 m o.h. ved Karmsundet og 52 m o.h. i den østligste del av feltet. "Isobase" retningen for mg. angir han til N 25°V og gradienten til 0.77 m/km. På fig. 8 er Kalleviks 40 m isobase tegnet inn.

Fægri (1943) har bestemt den marine grense til maksimalt 32 m på Bömlö. Det høyeste basseng hvor Fægri har kunnet påvise marin transgresjon ligger 27.1 m o.h. Den marine grense utgjøres av en sen-glacial transgresjon sannsynligvis tilsvarende Alvevatn transgresjonen på Jæren (U. Hafsten 1960 s.454). Denne er antatt å ha funnet sted litt før Alleröd.

Ekstrapolering ut fra Kalleviks resultater gir en maringrense på ca. 40 m o.h. på Bömlö, hvilket ikke er i overensstemmelse med det Fægri finner. Om både Fægri og Kalleviks resultater skal være korrekte må isobaseretningen umiddelbart nord for det området Kallevik har undersøkt dreie rett nordlig, dvs. 25° på omlag 10 km. I det undersøkte området finner Kallevik en tilsvarende dreining mot nord på 1° pr. km.

Kallevik har i sine undersøkelser nivellert mer eller mindre velutviklede terrasser. Ikke i noe tilfelle er hans mg. bestemmelser basert på fossilfunn. Kallevik bygger således på noe mer usikre kriterier enn Fægri's pollenanalytiske undersøkelser.

Mine egne mg. bestemmelser er utført i et forsøk på å bringe noe mer klarhet i den tilsynelatende uoverensstemmelse mellom Kallevik og Fægri's resultater. I likhet med Kallevik bygger jeg utelukkende på morfologiske kriterier.

Observasjoner. Syd for Årvikafjell er der en meget markert antatt abrasjonsgrense målt til 35-36 m o.h. Under denne høyde er der ikke noe kontinuerlig løsmaterialdekke, og alle flyttblokker er beliggende i forsenkninger (foto 1, a, b). Over den

antatte grense er der et tynt (mindre enn 10 cm), men kontinuerlig dekke av løsmateriale og flyttblokkene ligger tilfeldig i terrenget. Skuring ble kun observert ved sjøen. Snitt i ei myr 13 m o.h. ved foten av Årvikafjell i vest viste opptil $\frac{1}{2}$ m leirig silt over et grusig sandlag (fig. 9). Rundingsanalyse og bergartsinnholdet ga kantrundet materiale av lokal karakter. - Den lokale bergart er glimmerskifer med kvartslinser. -

Den sannsynligste forklaring jeg kan finne for forholdene her blir at da isen trakk seg tilbake, transgrederte ikke havet umiddelbart innover land. Den blottede fjellgrunn ble istedet utsatt for frostvitring og et tynt dekke av løsmateriale ble dannet. Siden transgrederte havet til 35-36 m o.h. og vitringsdekket og flytt-blokker opp til denne høyde ble vasket hurtig ned i forsenkningene, (konf. dårlig rounding). Etter at havet hadde nådd sin maksimale høyde ble kun finere materiale sedimentert, hvilket indikeres av det leirige siltlaget. - Interpolasjon fra Kalleviks resultater gir omlag 42 m o.h. for mg. Dette kan ikke verifiseres.

Ved Håland på vestsiden av Storavatnet er der i morene en markert abrasjonsterrasse 38 m o.h. Innerkanten av terrassen er markert ved en horisontal blokk-konsentrasjon.

Ved kirken i Tysværå angir Kallevik den høyeste terrasse til 41.8 m o.h. Ved Hervik lengre øst er den högste målte terrasse 38 m o.h. Han antar imidlertid at havet her har stått 6-7 m högre. - Jeg har ikke kunnet konstaterer den höye nivå Kallevik angir i Tysværå. I dalsökket nordover fra vågen er der (snitt ved skolen) horisontal lagdelt sand (fig. 10) over morene 30 m o.h. Havet har således utvilsomt stått minst 30 m o.h. - Terrassen ved Hervik har jeg funnet til 38 m o.h.

Ved Gjerde 3 km nord for Tysværå har Ökland (-47) beskrevet og fotografert snitt i en i dag fjernet avsetning. Ökland tolker avsetningen som avsatt av en breelv foran en tilbake-rykkende isrand, og at den övre $\frac{1}{2}$ m siden er omlagret av havet. Toppen av avsetningen har Kallevik målt til 30 m o.h.. Dette er et minimum for maksimalt havnivå.

Strandgrus og horisontal lagdelt sand finnes opptil 42 m o.h. ved Bjoland 2 km nord for Skjoldastraumen. I området omkring Grindefjorden forövrig er de högste sikre spor jeg har kunnet

finne etter havet abrasjonsterrasser innskåret i morene. Mellom Grinde og Våg er høyden 38 m o.h. Kallevik har nivellert antagelig samme terrasse til 37,3 m o.h. Ved Mæland i Skjold målt en markert terrasse til 42 m o.h. (foto 2). Kallevik finner ved nivellering 41,4 m. På Varaneset er högste terrasse jeg har målt 42 m o.h. (foto 3). 5 km nord for Skjold, ved Trovåg er der markert utvasking i morene opptil 42 m o.h. (foto 4). Over denne høyde var der ikke tegn på utvasking (foto 4). Opptil 40 m o.h. er der horisontalt lagdelt sand (foto 4 og fig. 10). På vestsiden av Ålfjorden, ved Tveitgardene er der en markert terrassering 39 m o.h.

I Förde er der relativt mektige lösmasser i en terrasse bygd opp til 39 m o.h. Noe godt snitt i denne terrassen finnes ikke. Et lite snitt överst i et gammelt grus?/sandtak viste horisontal lagdelt sand. Ved munningen av Solheimsdalen var materiale tatt opp ved brönngaving, siltig finsand. Avsetningen kan vanskelig forstås dannet ut fra dagens dreneringssystem. 2 km syd-öst for avsetningen er der en markert öst-vest gående esker (foto 5), (lokalt kalt Sandrygg). Denne kan settes i forbindelse med avsetningen via et skarpt nedskåret skar. Toppen av eskeren er 46 m o.h. I östenden av eskeren er der 41 m o.h. en mulig terrassering. - Ekstrapolering fra Kalleviks data gir mg. på vel 50 m o.h. Det er vanskelig å forstå hvorledes den markerte esker form skulle ha kunnet bli oppbevart ved et så högt havnivå etter at isen trakk seg bort, særlig tatt i betraktning den ström det i så fall måtte ha vært gjennom det nevnte skar. - Jeg er av den oppfatning at terrasseringen i eskeren markerer mg. Terrasseavsetningen ved Förde på 39 m o.h. må imidlertid i det vesentlige tolkes som glacigen. Forholdene her indikerer således at havet etter at isen trakk seg bort, ikke har transgredert særlig högt over det strandnivå som eksisterte da isen lå i nærheten.

Konklusjon. Ut fra de av meg antatte marine grenser har jeg konstruert et isohypsekart (fig. 8) ved å kombinere 3 og 3' punkter. Kalleviks nivellement er brukt hvor disse foreligger. Punktene som er brukt ligger mellom 35 og 42 m. Ut fra disse finnes en gradient for mg på 0.7 m/km. De lavereliggende isohypser er ekstrapolerte ut fra den funne isohypse retning og denne gradient. Ekstrapoleres mg. på Bömlö finnes den til å

ligge på omlag 29-30 m. o.h. Hvilket er i overensstemmelse med Fægri's resultater.

Mg. nivåene som er beskrevet, må alle ha blitt dannet en stund etter at isen trakk seg bort. En rimelig hypotese ut fra overensstemmelsen med Bömlo er at mg. er betinget av Alvevatntransgresjonen og dermed utgjøres av et synkront nivå. Isohypsekartet blir dermed ekvivalent med et isobasekart, (kart over "like hevning").

Kallevik har antatt at følgende nivåer tilsvarer maksimum for Tapes transgresjonen:

Skjold	14.7	m o.h.
Mæland	14.5	- " -
Våg	13.2	- " -
Tysværåvåg	12.4	- " -
Förland	12.7	- " -
Förresbotn	12.1	- " -
Kopervik	10.4	- " -

Ut fra disse målinger har jeg konstruert isobaser, fig. 8 . Gradienten blir 0.2 m/km. Ekstrapolering gir et Tapes maksimum på mellom 11 og 12 m på Bömlo. Dette er i overensstemmelse med Fægri's Tapes maksimum på vel 11 m vest ^{på} Bömlo, og taler således for at Kalleviks antagelse er korrekt.

Isobaseretningen for Tapes nivå er så og si parallell med den antatte isobaseretningen for mg. Dette skulle bestyrke hypotesen om at mg. utgjøres av et synkront nivå.

ISBEVEGELSEN.

Hovedtrekkene i isbevegelsen er klarlagt av S. Ökland (1947). Mine egne skuringsobservasjoner er i overensstemmelse med Öklands. Bare på den sydre del av Tysværhalvöya har jeg kunnet supplere hans resultater noe. Den kartografiske framstilling, kart 2 , bygger på observasjonene gjengitt i tabell 3 . I tillegg er tatt med noen observasjoner som Ökland kun har gjengitt på kart.

I den nordlige og sentrale del av området domineres skuringsbildet av en omtrentlig vestligskuring. Isbevegelsen her er således i det vesentlige uavhengig av topografien. I området

omkring Grindefjorden følger skuringen topografien i noen utstrekning.

I den sydlige del av området er skuringen mot sydvest i de vestlige deler. Öst for området omkring Förlandsfjorden er skuringen imidlertid i alt vesentlig sydlig. På toppen av Årvikafjell har Ökland funnet vestlig skuring. På den nordlige halvdel av Sandvikafjell er skuringen rett sydlig. I syd finner jeg imidlertid skuring med VNV retning. Denne retning finnes også i strandkanten syd for fjellet. Skuringen kunne muligens være avsatt mot ÖSÖ. En steintelling i utvasket morene i strandkanten viste imidlertid 80% glimmerskifer (tab. 2). Det er naturlig å tenke seg skuringen avsatt fra den retningen som ville gi mest glimmerskifer, og i følge berggrunnskartet er dette fra sydöst. I dalsøkket mellom Årvikafjell og Sandvikafjell er skuringen sydlig. Rett syd for Årvikafjell er den SSÖ. Ut fra skuringsbilde er det her således mulig å trekke en isfront som har ligget over Sandvikafjell og hatt en diffluerende bre-tunge mellom Sandvikafjell og Årvikafjell. Årvikafjell har vært isfritt.

Ved Hervik er skuringen SSÖ. På östsiden av fjorden er skuringen SSV. Dette forhold viser en konvergerende ibevegelse, og at isen sannsynligvis har kalvet i Hervikfjorden.

Ökland har funnet å kunne anta at isbevegelsen over hele Haugesundshalvöya under maksimal nedisning har hatt en omtrentlig vestlig bevegelse. Under deglaciasjonen har imidlertid tilbaketrekingen vært hurtigere i Boknfjorden enn over det nåværende landområdet. Isen over land har således fått anledning til en sydvestlig og tildels sydlig bevegelse.

I nord derimot har isen ikke trukket seg særlig forskjellig tilbake i Bömmelfjorden og over land i de ytre deler. Her har en således kun fått vestlig skuring. Öst for Ålfjorden er der imidlertid skuringen mot nord, eksempelvis i Dalsdalen, som viser at i senere faser går isens tilbaketreking også her hurtigst i hovedfjorden. Forskjellen i isens tilbaketreking i Boknfjorden og Bömmelfjorden tilskriver Ökland det forhold at Boknfjorden som er åpen og vid under deglaciasjonen må ha hatt en betydelig større kalvningsfront enn den smalere Bömmelfjorden. - Öklands tolkning synes tilstrekkelig.

SUBMORENE AVSETNINGER ELDRE ENN SISTE NEDISNING ?

Innledning.

En oversikt over sedimenter og fossiler i Norge som er antatt å være eldre enn Sen-Glacial tid, er gitt av J. Mangerud (1970, s. 178-179). - I tillegg til Fjøsanger er funnstedene Gudbrandsdalen, Jæren, Karmøy og Ringerike.

Fjøsanger avsetningen antar Mangerud er fra senere del av Eem interglasial. (Mangerud 1970, s. 176).

Alderen på avsetningene og fossilene fra Gudbrandsdalen synes noe usikre, men ^{14}C -dateringene 19.000 ± 1.200 og 24.400 ± 900 år B.P. (Heintz 1965 og 1969) kan indikere Mellom-Weichsel ("Mid-Weichsel").

Med unntak av Reve faunaen som er antatt å stamme fra siste interglasial (O. Høltedahl 1960 s. 364), indikerer de marine fossilene fra Jæren ikke interglacialt klima. ^{14}C -dateringene på 23.000 (T-148) og 36.000 (T-116) år B.P. er oppgitt som minimumsalder. B.G. Andersen har angitt senere deler av Riss (Saale) glacial periode (1964, s.10), Riss/Würm (Eem) interglasial eller Göttweiger interstadial (1965, s.113), som mulige avsetningsperioder for leirene. - R.W. Feyling-Hanssen (1966) antar at leirene er avsatt i en interstadial under Weichsel.

Skjellene i morene på Karmøy er datert til 34.000 ± 300 år B.P. (T-140) og tolket til Göttweiger eller Paudorf (E. Ringen 1964, s. 214 - 217).

Fra Ringerike har Sollid (1969) fått datert en del av en trestamme (Picea?) til $48.000 \begin{matrix} + 4.000 \\ - 2.000 \end{matrix}$ år B.P. I tillegg til disse er der senere kommet en lokalitet fra Kroken i Sogn. Her har T.O. Vorren (under trykking) funnet interstadiale sedimenter, hvori der er avsatt pollen som han antar stammer fra midtre Eem.

I det undersøkte området har jeg selv funnet submorene avsetninger i Förresbotn og i Ervesvåg. Avsetningen i Förresbotn er den eneste som er fossilførende.

Förresbotn avsetningen.

I senkningen mellom Förresbotn og det nordenforliggende Stakkestad-vannet er det et kontinuerlig dekke av lösmateriale

(fig. 11). En fabrikkomt ved bunnen av fjorden er utplanert ca. 2 m o.h. Bakveggen i denne tomten har retningen ÖNÖ-VNV, og varierer i høyde fra 3.5 m i vest til 2 m i öst. Fjellgrunnen, som i vest har et tynt dekke med morenemateriale, senker seg ujevnt mot öst og er i de östre deler av snittet ikke blottet. Mektigheten på lösmateriale, der en har snitt, er maksimalt 3 m.

Stratigrafi og sedimenter.

Snittet i lömateriale viser en relativt klar lithostratigrafi (fig. 12 og foto 6) som ovenfra og ned kan deles i tre:

- 170 cm usortert materiale (A og B)
- 70 cm sandig silt med enkelte blokker (C)
- 40 cm hardpakket siltig leir med sandlinser, stein og blokker (D)

Det övre usorterte materiale er utvilsomt morene. Morenemateriale faller i to lag på henholdsvis 100 cm (lag A) og 65 cm (lag B) adskilt av et utholdende harpakket 5 cm sandig siltlag. Sandige lag i morene er beskrevet og tolket i litteraturen (Charlesworth s. 383). Det behöver ikke markere noe avbrudd i nedisningen. - Kornfordeling for lag A og B er gitt på fig. 13 . - De under 25 cm av det underste morenelag viste i et begrenset område tendenser til lagdeling. Det övre morenelag er mer storblokkig og inneholder mer glimmerskifer (blågrå) enn det under (tabell 4). Det 70 cm mektige sandige siltlaget er strukturlöst. Kornfordeling er gjengitt på fig. 13 (kurve C). Blokkene i laget består av basalgneis. I grusfraksjonen dominerer imidlertid angulær til subangulær mørkgrå arkositt (tabell 4). Overflaten var frisk og mekanisk nedbrytning indikeres således. Denne bergart er ikke kjent i berggrunnen öst for lokaliteten, men står i berggrunnen i vestlige deler av snittet. Arkositten går delvis over i en mørkgrå glimmerskifer. - Isbevegelsen har vært fra öst. Bergartsinnholdet indikerer derfor at materiale genetisk ikke kan være morene. Om avsetningen tolkes som en littoral sandavsetning kan blokkene av basalgneis tolkes som isdroppet eller innblandet da breen gikk over. Grensen mot den overliggende morene er imidlertid meget markert og gir ingen indikasjoner på innblanding. Mangel på lagdeling antas skyldes forstyrrelser forårsaket av breens

vekt. Det underste laget er utvilsomt prekonsolidert. Noen tydelig struktur utover sandlinser er ikke observert. Sandlinsene forekom ofte i tilknytning til blokkene. - Kornfordelingskurven D, fig. 13 viser de kornstørrelser som er tilstede, men gir ikke det kvantitative forhold mellom dem. Laget inneholder mer leire og silt enn kurven viser. - Grovmaterialet, grus, stein og blokker, var angulært til subangulært og besto utelukkende av den lokale arkositt. Overflaten var også her frisk, og mekanisk nedbrytning indikeres således.

Laget var fossilførende og mollusk skall mindre enn 1 cm var hele. Blant foraminiferene (s.22) dominerer Cibicides lobatulus som krever "steinrik" bunn. Dette indikerer at grovmateriale er sedimentert før eller samtidig med det finere materiale. Materialet finere enn 0.063 mm i det underste laget ble undersøkt ved hjelp av röntgen diffraktometer. Følgende prosedyre ble benyttet:

1. Orientert prøve av ubehandlet materiale ble kjørt med "scannings" hastighet $2\theta = \frac{1}{2}^{\circ}/\text{min}$. Papirhastighet 10 mm/min.
2. Toppene som ble bestemt ved 1 ble "scannet" med hastigheten $2\theta = 1/8^{\circ}/\text{min}$. Papirhastighet 25 mm/min.
3. Orientert prøve av materiale behandlet med 6N HCl ved 80°C i 2 timer, ble kjørt med samme scanninghastighet som i 1.
4. Kalium-acetat ble blandet med materiale i forholdet 1:10 ved knusing i agatmorter i 20 min. Blandingen ble slemmet i 96% sprit, og orientert prøve ble kjørt med hastighet som under 1.

Röntgendiffraksjonskurvene er gjengitt på fig. 14 . Som utgangspunkt for tolkningen av disse er brukt R.E. Grim 1953.

Resultat: 3.3 Å og 4.24 Å toppen viser kvarts
3.2 Å toppen viser fsp.
10.0 Å, 3.3 Å og 4.97 Å toppen viser illitt.

Lav scanningshastighet gir en bred asymetrisk 10 Å topp med hale mot lavere 20 vinkler og skulder mot høyre. Dioktaedrisk illitt viser ofte hale mot lavere vinkler (O. Gjems 1967, s. 332).

Sterk 7 Å, moderat 3.5 Å og svak 14 Å topp kan indikere både kloritt og kaolin gruppens mineraler (O:Gjems s. 330). Ved HCl behandlingen redusertes alle disse toppene kraftig, hvilket indikerer tilstedeværelse av kloritt som er løselig i saltsyre. Kaliumacetat behandlingen ga ingen ekspansjon av 14 Å toppen. Kaolin skulle ved denne behandlingen gitt ekspansjon (P.E. Biscaye 1964, s. 1282). Sakte "scanning" av 3.5 Å toppen, skulle om begge mineralgrupper var tilstede gitt oppløsning i to topper på 3.54 Å og 3.58 Å. Kun 3.54 Å toppen som er bestemt til å være kloritt, framkom.

Materiale mindre enn 0.063 mm inneholder følgende kvarts, feltspat, illitt og kloritt. Leirmineralene er således i overensstemmelse med det som er funnet for norske marine leirer generelt, (I.Th. Rosenqvist 1964, s. 464). Kloritt og illitt er kjent for å være endeproduktet for primære leirmineraler ved diagenes i marint miljø (G. Müller 1967). En kan således vanskelig slutte noe fra disse om den kjemiske vitring på land.

Sammenfatning av lithostratigrafi. Snittet viser øverst morene. Derunder kommer en mulig sandig littoral avsetning. Underst kommer et lag rikt på leire, som kan indikere at det er avsatt noe dypere enn det ovenforliggende (sublittoralt?). Det angulære utelukkende lokale grovmateriale i de to underste lag, kan stamme fra en periode med mekanisk vitring (frostvitrings?).

Fossilinnhold.

De følgende beskrevne fossiler er alle innsamlet fra et 25 cm x 25 cm stort areal sentralt i det underste laget. Primært var det mollusk faunaen jeg var interessert i å få undersøkt, men samme prøvemateriale viste seg å inneholde rikelig med pollenkorn og foraminiferer. Laget synes for forstyrret til å kunne gi noen stratigrafi.

Pollen og sporer.

Omlag 1 ccm materiale ble preparert for pollenanalyse. Prøven er tilfeldig valgt i det innsamlede materiale og gir således kun et røft estimat for laget totalt. Pollenspekteret er fram-

stilt på fig. 15 .

Prøvens store innhold av trepollen, 81.3 %, viser tett skog. Gran (Picea) og furu (Pinus) utgjør henholdsvis 22.0% og 37.0% av trepollen. Da gran produserer langt mindre pollen, indikeres i det vesentlige granskog (Mangerud 1970a, s. 174). D. Moe (1970) har funnet å kunne sette 15% som nedre grense for kontinuerlig granskog. 22% gran-pollen i prøven er følgelig en sterk indikasjon på at det da laget ble avsatt har der vært en kontinuerlig granskog i disse strøk av Vestlandet. - Den kontinuerlige granskogs vestre begrensning går idag i Vest-Agder, og denne grense antas betinget av at grana som vandret sent inn, ikke har rukket å spre seg naturlig lengre vestover (U. Hafsten 1960, s. 448-449). Dersom det har vært samme innvandringsmekanikk i den aktuelle periode som i Holocene, er det således grunn til å tro at denne perioden har vært av lengre varighet enn Holocene. Det markerte innslag av or (Alnus); 8.5%, alm (Ulmus); 1.0%, lønn (Acer); 0.5% og hassel (Corylus); 20.0%, indikerer et temperert klima.

Av interstadial periodene i Weichsel er Brörup den antatt varmeste (Van Hammen et al. 1967 og Dansgaard, 1970. Se forøvrig fig. 16), og den eneste som synes å kunne sammenlignes med dagens klima. Under denne periode var der i Nederland og Danmark skogvegetasjon. I Danmark har en påvist Picea, Pinus og Betula som de dominerende treslag. I Nederland har en i tillegg Alnus som et vesentlig treslag (S.Th. Andersen 1961, s. 163). For Skandinavia forøvrig antar S.Th. Andersen en lignende vegetasjon som i Danmark. Frenzel (1967, s. 205) har konstruert et kart over vegetasjonen under klima optimum i Brörup. Dette kart postulerer tundra med alpin vegetasjon på Vestlandet. - Uansett hvilke av de to antagelser som er korrekt synes det klart at den aktuelle flora er markert varmere enn det en har grunn til å anta for den varmeste interstadial under Weichsel. Pollenspekterets hovedtrekk er likt det Mangerud finner på Fjøsanger. Mangerud har sluttet at Fjøsangerfloraen kan være fra sent i Eem interglacial, og at granpollen kan være et karakteriserende fossil for denne periode på Vestlandet.

Mollusk faunaen.

Mollusk faunaen viser følgende sammensetning. Dyp og utbredelse er angitt etter K. Bergan (1967).

<u>Art</u>	<u>Dyp</u>	<u>Utbredelse</u>
<u>Chlamys, isl.?</u>	2-100 m	Syd til Lysefjord
<u>Astarte, sulcata</u>	Ofte på dypt vann	Hele kysten
<u>Astarte, montagui</u>	- " -	- " -
<u>Venus, casina</u>		
<u>Modiolus/modiolus</u>	2-100 m	Hele kysten
<u>Parvicardium/ovale</u>		
<u>Acanthocardia, tuberculata</u>		
<u>Nassarius, incrassatus</u>		
<u>Rissoa, violacea</u>	Grunt vann	Nord til Lofoten
<u>Rissoa, parva</u>		
<u>Buccinum, undatum</u>	Grunt vann	Hele kysten
<u>Trophon, sp.</u>		
<u>Littorina, littorea</u>	Fra fjæra	Hele kysten
<u>Natica, montagui</u>		
<u>Alvania cancellata</u>		
<u>Balanus sp.</u>	Fra fjæra	Hele kysten
<u>Tonicella marmorea</u>		
<u>Almacea virginea</u>	Grunt vann og i fjæra	Hele kysten
<u>Emarginula reticulata</u>		
<u>Puncturella noachina</u>		
<u>Bittium reticulatum</u>	Grunt vann	Nord til Lofoten

T.Höisæters konklusjon på faunaen er følgende: Bortsett fra Chlamys islandicus som er meget usikker er der ingen kaldtvannsformer. Alvania cancellata finnes i dag bare fra sørlige Engalnd og sydover. - Faunaen indikerer følgende et temperert klima. Hvilket dyp den har levd på er vanskelig å angi, men en hypotese om at den har levd sublittoralt synes relevant.

Foraminiferfaunaen.

Resultatet av S. Östmo-Sæters bestemmelse er:

<u>Art</u>	<u>№</u>
<u>Cibicides, lobatulus</u>	87
<u>Cassidulina, leavigata</u>	6
<u>Elphidium, crispum</u>	2
<u>Nonion, labradoricum</u>	
<u>Angelogerina, flueus</u>	
<u>Elphidium, incertum</u>	5
<u>Lagena, apiopleura</u>	
<u>Globulina inaequalis</u>	
<u>Gultulina lactea</u>	
<u>Ammonia batavus</u>	
<u>Elphidium excavatum</u>	

I alt er 1268 dyr talt. Ut fra faunaen kan følgende sies (Östmo-Sæter): Cibicides lobatules lever på stein og acider. - Elphidium Crispum er vanlig langs kysten unntatt i arktiske strök.

Havnivå.

Det fossilførende lag ligger 2 m over dagens havnivå, og ut fra snittets relativt gode stratigrafi er det ikke grunn til å anta at lagets forstyrrelse skyldes annet enn isens hydrostatiske trykk. 2 m blir således minimums høyden på det havnivå som indikeres. Ut fra faunaen er det vanskelig å angi det maksimale nivå. Faunaen kan, som tidligere antydnet, tenkes å leve på grunt vann under littoralsonen.

Lagets nåværende posisjon kan være betinget av følgende:

1. Et generelt högre globalt havnivå ("eustasy")
2. Hevning av landmassen etter avsetningen (tektoniske bevegelser).
3. En kombinasjon av 1 og 2.

1. En temperatur forandring på 1°C i havets middeltemperatur vil på grunn av tetthetsforandringer, føre til en forandring i havnivå på omkring 2 m (E.C.F. Bird 1969 s. 31). En generell

global temperaturforandring må imidlertid påvirke den glacio-eustatiske balanse slik at variasjonene blir større. En forandring i dyphavsbasengenes volum vil også føre til variasjoner i havnivå.

2. Innbefattet her er epeirogene, orogene eller isostatisk bevegelse. I det aktuelle tilfellet kan det ikke utelukkes at temperaturen kan ha vært litt høyere enn dagens (konf. Alvania cancellata). Videre kan avsetningsperioden ligge lengre fra en forutgående glaciassjonsperiode enn varigheten av Holocene (konf. gran). Ut fra dette er et eustatisk høyere havnivå mulig. Innvirkningen av en isostatisk heving betinget av en forutgående glaciassjon, kan en ut fra en aktualistisk vurdering se bort fra (tidsfaktoren). Imidlertid kan en ikke uten videre se bort fra en isostatisk heving betinget av glacial erosjon under nedisninger etter avsetningen av laget. Havnivået i Eem interglacialen er der enighet om har vært av størrelsesorden 7.5 m høyere enn dagens havnivå (E.D. Gill 1968, s. 335). Antas det at avsetningen er fra denne periode, og det kun regnes med et eustatisk betinget høyere havnivå, skulle laget vært avsatt på et dyp av størrelsesorden 5 m, hvilket er mulig. Det må i så fall aksepteres meget liten glacialerosjon under Weichsel og minimale orogene og epeirogene bevegelse under Weichsel og Holocene. Avsetningen og tilsvarende avsetninger (s.24) kan være indikasjoner på liten erosjon.

Radiokarbon datering.

Skjell fra det fossilførende laget er radiokarbondatert til 24.980 ± 460 ^{14}C år B.P. (T-1019). Spektrometrisk analyse av ^{13}C innholdet gir δ $^{13}\text{C} = +0,8\%$. En eventuell korreksjon i alder blir ca. 40 år, slik at alderen på prøven skulle bli 25.020 ± 460 ^{14}C år B.P. (analyse og beregning utført av R. Nydal)

En sammenfattende oversikt over de prosesser som fører til feil ved radiokarbondatering er gitt av I.U.Olsson (1961). Ved vurdering av den aktuelle daterings korrekthet kan en umiddelbart se bort fra noen av feilkildene: Skjellene er plukket ut av hardpakket materiale og store mengder løsmateriale er fjernet. Mekanisk innblanding av recent- eller subrecent materiale kan derfor utelukkes. Det er heller ikke kjent kalk i berggrunnen. Anriktning av ^{14}C i havvannet og havvannets tilsynelatende alder

p.g.a. havstrømmen gir feil av en slik størrelsesorden at en kan se bort fra dem (konf. korreksjon basert på $\delta^{13}\text{C}$). Anrikning av $\text{Ca}^{14}\text{CO}_3$ kontra $\text{Ca}^{13}\text{CO}_3$ og $\text{Ca}^{12}\text{CO}_3$ etter avsetningen av skjellene, på grunn av lavere løsningsprodukt er ikke antatt å ha noen betydning. Dette ville i så fall ha gitt seg utslag i en meget høy $\delta^{13}\text{C}$ (H. Craig, 1954 s. 145).

Aragonitt/calcitt forholdet er i levende skjell artsavhengig, tildels temperaturavhengig, saltavhengig og størrelsesavhengig. - Generelt er der en tendens til økende mengde aragonitt med økende temperatur hos de arter som er temperaturavhengige (H. Lowendam 1954). For skjellene som er datert i det aktuelle tilfelle, har jeg ikke funnet data om aragonitt innholdet i recente skjell, unntatt for Littorina littorea.

Ut fra visuelle kriterier var det mulig å dele skjellmateriale i tre grupper:

- A. Skjell med meget god overflatestruktur og/eller periostrakum bevart.
- B. Skjell med uskarpe overflatestruktur. Periostracum mangler helt.
- C. Skjell med grålig farge, svak overflatestruktur og gjennomsatt av porer.

En prøve fra hver av de tre grupper med like store forhold mellom Astarte sp., Venus casina, Modiolus modiolus, Parvicardium ovale, Accanthocardia tuberculata, Littorina littorea, Buccinum undatum og Balanus sp., ble knust ned i en agatmorter.

Uorienterte preparater (pakket i aluminiumsholder) av disse ble kjørt på röntgen diffraktometer. Röntgenkurvene er gjengitt på fig. 17 .

Det kvantitative forhold mellom aragonitt og calcitt ble beregnet ut fra metoder og kalibreringskurver beskrevet av H.A. Lowenstam (1954) og T.T. Davis og P.R. Hooper (1963). Den førstnevnte metode oppgis til å ha nøyaktighet på $\pm 10\%$ og den siste $\pm 1\%$.

Lowenstam bruker forholdet mellom intensitetene av aragonitt-toppen $2\theta = 26.2^\circ$ og calcitt-toppen $2\theta = 29.4^\circ$, og han har laget kalibreringskurven gjengitt på fig. 18 a. Davis og Hooper bruker intensiteten av calcitt-toppen $2\theta = 29.4^\circ$, I_c , og summen av intensitetene av aragonitt-toppene $2\theta = 27.21^\circ$ og $2\theta = 26.2^\circ$,

Ia. Uttrykket: $\frac{I_c}{I_c + I_a}$ beregnes så. Deres kalibreringskurve er gjengitt på fig. 18 b. - Ved avlesning av intensitetene trekkes bakgrunnstrålingen fra.

Lowenstams metodikk gir følgende aragonittinnhold for de tre prøvene: A: 91 %, B: 81% og C: 77%. Davis og Hoopers metodikk gir; A: 88%, B: 75% og C: 71%. -

Aragonitt-calcitt forholdet i de tre grupper, som kan antas ekvivalente med hensyn på artsammensetning, indikerer en økende mengde calcitt med økende visuell omdannelsesgrad. Denne relative anrikning av calcitt kan være framkommet ved at mer aragonitt, som har større løslighet enn calcitt, er fjernet med grunnvannet, eller at der har foregått en rekrystallasjon av aragonitt til calcitt via vandig fase. - Rekrystallasjon ved ionediffusjon kan man se bort fra. (H. Craig 1954, s. 142). - Ved rekrystallasjon via vandig fase, vil skjellene stå i likevekt med $H^{14}CO_3$ i grunnvannet. Dette forhold vil påvirke ^{14}C dateringen, slik at alderen blir for lav. Som framgår av fig. 19, vil det kreves noe over 5% moderne karbon for at en prøve med virkelig alder eldre enn ^{14}C metodens maksimale kapasitet, skal gi en ^{14}C alder på 25.000 år B.P. Om rekrystallasjonen hadde skjedd for ca. 5.700 år (halveringstiden for ^{14}C) siden ville dette ha krevd noe over 10% innblanding for at ^{14}C alderen skulle ha blitt 25.000 år.

I det aktuelle tilfelle ble ikke skjell fra gruppe C sendt inn til datering. Den eksakte sammensetning av gruppene A og B i det materiale som ble datert er ikke kjent. Forskjellen i aragonitt innhold mellom de to gruppene på 13% er således kun av semikvantitativ verdi. Rekrystallasjon har imidlertid forekommet, og denne er av en slik størrelsesorden at det daterte skjell-materiale kan ha inneholdt 5%-10% rekrystallisert karbon. Rekrystallasjonen må i så fall ha foregått fra 0 år B.P. til 5.700 år B.P. for at den virkelige alder skal være eldre enn ^{14}C metodens maksimale kapasitet.

Det er vist av Mg^{2+} ioner er istand til å hindre rekrystallasjon av aragonitt til calcitt, og at konsentrasjonen av magnesium i havvannet er mer enn tilstrekkelig (W.H. Taft 1967, s.158-159). Anvendt på det aktuelle tilfelle vil dette si at en rekrystallasjon ikke kan ha begynt før det fossilførende laget er hevet

over havnivå og grunnvannets utluting har virket. Et Tapes nivå på 12.1 m o.h. indikerer at laget (2 m o.h.) er hevet sent over havet. - Ved forbehandlingen på Laboratoriet for Radiologisk Datering etses ytre del av skjellene bort. En må imidlertid være oppmerksom på at aragonitt er lettere løslig enn calcitt.

Som nevnt tidligere er aragonitt/calcitt forholdet med ett unntak ukjent. Det er således ikke mulig ut fra aragonitt innholdet å dra noen paleökologiske slutninger. Det høye aragonittinnholdet kan skyldes at enkelte av mollusk skallene har bestått av 100% aragonitt. Littorina littorea ga ved separat analyse 46% aragonitt. Denne specie egner seg imidlertid ikke for paleoökologiske studier (H. Lowenstam 1954).

Konklusjon på Förresbotn-avsetningen.

Resultatene kan sammenfattes på følgende måte:

1. Det submorene fossilførende lag er sannsynligvis autoktont kun forstyrret av isens hydrostatiske trykk.
2. Fossilene indikerer et klima minst like varmt som dagens, og at perioden har vært av noen varighet. At avsetningen dermed er fra en interglacial periode synes utvilsomt. Likhetene med pollenspektrene fra Fjösanger kan indikere Eem.
3. Om 1 og 2 er korrekt kan også havnivå indikere Eem.
4. ^{14}C alderen er å betrakte som en minimumsalder. Om den mot formodning skulle være korrekt, stemmer ikke den generelle antagelse om klimaet under interstadialperioder under Weichsel.
5. Den interglaciale marine leire adskiller seg ikke fra de antatt sen- og postglacialt avsatte norske leirer i mineralogi.

Ervesvågavsetningen.

150 m vest av brua i Ervesvåg (kart 2) er der et mindre grustak. Grustaket ligger i en senkning i berggrunnen. Berggrunnen består av glimmerskifer som sentralt i grustaket gjennomsettes av granittiske ganger. Grustakts dimensjon er 15 m x 10 m x 2 m. 2 m er den maksimale dybde. Fig. 20 er en profil-

skisse av grustakets öst-vest utbredelse. - Isbevegelsen i området har vært omtrent vestlig.

Stratigrafi.

I grustakets vestre del observeres den følgende lithostratigrafi ovenfra og ned. Foto 7a . - Kornfordelingskurvene er gjengitt på fig. 21 .

- A. 40 cm lagdelt grus og sand. Md: 0.48 mm og So :0.87.
Det analyserte materiale består av et gruslag og et sandlag. Undre del av laget markeres av en $\text{Fe}(\text{OH})_3$ utfellings horisont.
- B. 70 cm usortert materiale med få angulære blokker.
Md: 1.55 mm og So: 1.28.
- C. Over 30 cm godt sortert grus. Md: 5.0 mm og So: 0.76 mm.
Fjellgrunnen er ikke blottet.

Bergartsinnholdet i de tre lag med unntak av en grønnskifer stein i lag A, er fullstendig dominert av den lokale berggrunnen. Blokkene i lag B og enkelte større gruskorn i lag A besto av grovkornet granitt. Forøvrig besto materialet utelukkende av løs glimmerskifer. Grusen i lag A var noe rundet. I lag B var, kornene angulære til subangulære. Grusen i lag C var ekvidimensjonal, men syntes for løs til å kunne ha vært utsatt for rundingsprosesser. Kornfordelingskurven for lag B viser en tydelig hale mot finere kornstørrelser. Der var ikke materiale mellom 0.063 mm og 0.031 mm. Materiale finere enn 0.031 mm ble undersøkt ved hjelp av röntgendiffraktometer. Prosedyren som ble brukt tilsvarende 1, 2 og 3 på side 19 . Röntgenkurvene er gjengitt på fig. 22 .

Resultater: 3.3 Å, 4.97 Å og 10 Å toppene viser illitt.

Sakte "scanning" av 10 Å toppen gir en bred asymmetrisk 10 Å topp. Sterk 7 Å og 3.5 Å og svak 14 Å topp indikerer kloritt eller kaolinitt. Sakte scanning gir kun 3.58 Å topp som er bestemt til å være kaolinitt (P.E. Biscaye 1964, s.1282). Ved saltsyrebehandling redusertes ikke 7 Å og 3.5 Å toppene. Dette bekrefter kaolinitt.
3.3 Å og 4.24 Å viser kvarts.

I grustakets østre del var stratigrafien ovenfra og ned som

gjengitt nedenunder. - Kornfordelingskurven for lag E er gjengitt på fig. 21 .

D. 50 cm lagdelt sand og grus analogt med lag A.

E. 50 cm grus med Md: 7.1 mm og So: 0.33. Grusen viste rustutfelling.

Bergartsinnholdet besto utelukkende av glimmerskifer. Grusen i lag E var ekvidimensjonal, men syntes og her for løs til å ha vært utsatt for rundingsprosesser.

Fjellgrunnen i den østre del av grustaket besto av løs glimmer-skifer med rustutfelling (foto 7b). Fjellgrunnen sentralt i snittet var polert, men uten skuring.

Kornfordelingskurvene fra grustaket omfatter alle kornstørrelser i løsmateriale unntatt de mindre granittblokkene i lag B.

Tolkning.

Dette grustaket sküller seg markert ut fra de øvrige grustak i det undersøkte området ved at løsmateriale fullstendig er dominert av den lokale berggrunnen. Den sannsynligste forklaring jeg kan finne på dette forhold er at materiale er dannet ved vitring.

Toppen av lag A og D ligger 37 m o.h.. Mg. her antas å ligge 39-40 m o.h. (konf. fig. 8). Den lagdelte struktur må en således anta skyldes marin omlagring. Dette forhold viser at materialet ikke kan være dannet ved vitring i sen eller post-glacial tid.

Lag E ligger på vitret fjellgrunn. Dette indikerer at materiale kan være dannet ved saprolittisering av berggrunnen. Fjellgrunnen i østre del av grustaket danner en leside skrent i relasjon til isbevegelsen slik at breen her lett kan ha unngått å ta med seg materiale.

Lag C ligner svært på lag E slik at samme tolkning kan anvendes her. Som det fremgår av profilskissen ligger laget noen få meter vest for en "leside skrent".

Lag B's usorterte struktur gjør at laget er svært likt morenemateriale. Materialet kan primært tenkes å ha vært likt E og ha fått sin nåværende karakter ved nedknusing av en bre.

Granittblokkene indikerer og en transport på noen meter. At lag

B kan tolkes som forstyrret av en bre, kan og være en forkalring på hvorfor det inneholder noe finere materiale enn lag E.

Om den gode sortering i lag C og E mot formodning ikke skulle være et primært fenomen ved vitringen, viser lag B at en eventuell sorteringsprosess i så fall må ha skjedd før isen transgrederte over området.

Ut fra ovenstående slutter jeg at dannelsen av løsmateriale har skjedd før siste breframstöt over området. Trolig har ikke interstadialperiodene under Weichsel vært tilstrekkelig tempererte og/eller lange til å gi særlig saprolittisering av berggrunnen (konf.fig. 16). Det er derfor mulig at materiale er dannet før Weichsel.

Det vestre snittet viser et jernpodsolprofil (foto 7a). Det vesentlige av lag A utgjör jordprofilets A horisont (utlutningshorisonten). Övre del av B horisonten markeres av jernutfellingssonen. Anrikningen av finmateriale (halen på kurven) viser at B horisonten strekker seg et stykke ned i lag B. - I finmateriale er der påvist illitt og kaolinitt. Kaolinitt er vanlig endeprodukt ved podsoleringsprosesser i humide tempererte strök (D. Caroll 1970). Kaolingruppens mineraler er påvist i norske jordprofiler, de er imidlertid ikke hyppige og antas å være primære mineraler eller stammer fra eldre innblandet materiale. Kaolinitt i det aktuelle tilfelle kan selvsagt tenkes dannet på samme måte. Tas det imidlertid i betraktning at området ble tidlige isfritt (med sikkerhet för Alleröd) og har høy nedbör, kan kaolinitten her godt tenkes dannet som et resultat av jordprofil-utviklingen. Lösmaterialet er grovt og har således høy permeabilitet. Videre synes også dreneringen å være bra via senkningen som er indikert på profilskissen. Disse faktorer gir mulighet for høy og relativt lang utlutning.

LÖSAVSETNINGER. GENERELT.

INNLEDNING.

Det faktum at der er lite løsmateriale i det undersøkte området, er påpekt av Reusch (1913), Kallevik (1947) og Ökland (1947). Reusch har avmerket en del av lösavsetningene i området på det geologiske oversiktskart over Sunnhordland og Ryfylke. Klassifikasjonen av sedimentene på dette kart er imidlertid meget unøyaktig. Morenemateriale er kun avmerket i Vikebygd, ellers er materiale avmerket som elvegrus eller havavleiringer.

GLACIGENE AVSETNINGER.

Klassifikasjon. Moreneavsetninger er definert i relasjon til følgende inndeling (Charlesworth 1956, s. 361).

1. Bunnmorene
 - a) bunnmorene dekker ("till sheet")
 - b) drumliner
 - c) leside morener
 - d) stötside morener
2. Randmorener
 - a) sidemorener
 - b) endemorener

Betegnelsen morene kan ved denne klassifikasjon komme til å bli brukt om avsetninger som i ikke uvesentlig grad består av materiale av eks. glacifluvial karakter. De primære kriterier ved klassifikasjonen er avsetningens form og hvor avsetningen har funnet sted.

Klassifikasjonen av morenemateriale bygger på Selmer-Olsens (1954, s. 33) inndeling. På bakgrunn av korngraderingen faller morenemateriale i følgende 3 hovedgrupper:

1. Usortert ikke lagdelt materiale
2. Lagdelt materiale hvor rennende vann mer eller mindre har vært bestemmende.
3. Moreneleirer

Glacigene avsetninger som ikke er morener, er definert ut fra følgende inndeling (Flint 1957, s. 136):

1. Proglaciale avsetninger.
 - a) glacifluviale avsetninger, eks. sandur
 - b) glacilakustrine avsetninger
 - c) glacimarine avsetninger
2. Iskontakt avsetninger
 - a) eskere
 - b) kame terrasser
 - c) kames

Moreneavsetninger.

Bunnmorene.

Av kart 2 framgår at det vesentlige av moreneavsetningene er konsentrert i de lavere deler av terrenget og har en relativt stor utbredelse i senkningenes lengderetning. Avsetningene er generelt uten ryggform og er skråningsutjevne. Et unntak er en avsetning ved Nesheim på Varaneset, hvor der mot den antatte isbevegelse er bygget opp en strömlinjeformet rygg. Avsetningen er bygget mot en mindre fjellnabb (foto 8).

Snittene som er observert gir ikke absolutte mektigheter, men viser at avsetningene er flere meter tykke, anslagsvis 2-5 m. Uten unntak har snittene vist usortert materiale. Eksempler på avsetningstypen er gitt på foto. 9 .

I relasjon til isbevegelsen, som for det meste har vært vestlig, kan det være naturlig å klassifisere disse avsetningene som stötside morener. Ved Förlandsfjorden har rett nok siste isbevegelse vært mot syd. Avsetningene umiddelbart vest for fjorden kan imidlertid godt tenkes avsatt tidligere av is med vestlig bevegelse.

Bruken av betegnelsen stötsidemorene forutsetter at materiale er avsatt subglacialt. Det faktum at avsetningene er uten ryggform, utelukker ikke at avsetningen kan ha skjedd ved isfronten. Mangelen på form kan også i så fall være et primært fenomen eller skyldes senere massebevegelse. Sikre kriterier til å avgjøre hvor avsetningen har skjedd er ikke funnet beskrevet i litteraturen. Den nöye avpassing til topografien taler imidler-

tid for at avsetningene er bunnmorene avsatt i stötsideposisjon. Hillefors (1970 s. 139) finner at stötsidemorener i Vest-Sverige er strömlinjeformede mot isbevegelsen. Strömlinjeform er, som nevnt, kun observert for en av stötsidemorenene i det aktuelle området. Denne avsetningen skiller seg fra de övrige ved at terrengejevnheten den ligger mot i motsetning til de övrige har liten utstrekning tvers på isbevegelsen.

Avsetninger som i relasjon til topografi og isbevegelse er naturlig å klassifisere som lesidemorener finnes ved Hovda, Flatnes, Löyning, Erve, Skarstad (foto 10), Nesheim på Varaneset (foto 8), Liaheia (foto 11) og Hinderli. Avsetningene danner korte strömlinjeformede haler i ledsideposisjon. Snitt forekommer i de tre førstnevnte avsetningene. Hovda (foto 12) og Flatnes avsetningene består i det vesentlige av usortert materiale, men enkelte sandlinser forekommer. Avsetningen ved Löyning består utelukkende av usortert materiale.

Også for bruken av betegnelsen lesidemorene er betingelsen at materialet er avsatt subglacialt. Det kan ikke utelukkes at enkelte av avsetningene kan være avsatt ved iskanten eksempelvis ved konvergens av sidemorener.

Randmorener.

Tysværhalvöya. Langs nord- og östsiden av fjellet Nott er der en klar nesten kontinuerlig rygg med en total lengde på 2 km. På nordsiden av fjellet består ryggen av store blokker uten mellommasse, (foto 13). Langs östsiden av fjellet har ryggen karakter av blokkrik morene. Ryggen har for det meste en höyde på ca. 2 m, ved Flakeid er imidlertid mektigheten større (foto 14). Et gammelt grustak indikerer her minst 4-5 m mektighet. Primært snitt i materialet forekommer överst i grustaket og viser usortert materiale. Foto og beskrivelse av grustaket hos Ökland viser at hele avsetningen her er usortert.

I senkningen mellom Nott og Sandvikafjell forekommer blokkrik morene tildels med ryggformer i VNV-ÖSÖ retning. - Avsetningene her er påpekt av Ökland.

På den nordlige halvdel av Sandvikafjell (berggrunn: glimmer-skifer) er der relativt mye flyttblokker av basalgneis. Blokkene er tildels konsentrert i en vel 50 m lang rekke parallell med

den nord-sydgående skuringen (foto 15). Flyttblokkene er funnet så langt mot syd som den sydlige kuring er observert og markerer sannsynligvis her ytterkanten for is med sydlig bevegelse.

Öst for de nevnte avsetninger er det på kartet avmerket noen mindre moreneparter. Avsetningene er uten ryggform, men ut fra de øvrige avsetninger er det ikke urimelig å anta at det dreier seg om randavsetninger.

Nord for Fördesfjorden. I Fördesbotn er der avmerket to parallelle rygger med NNW-SSV retning. I den vestligste forekommer ryggform i enden av det markerte området. Det er imidlertid trolig at det mellomliggende materiale, som har karakter av støtsidemorene, også tilhører endemorene. Snitt i ryggens sydre del viser usortert materiale. - Den andre ryggen består av blokkrik morene uten særlig mellommasse (foto 16). Avsetningen ligger 75 m o.h. hvilket vil si langt over mg. Det er derfor maturlig å betrakte materiale som primært.

Ved Stakkestad er der en meget markert 200 m lang rygg med retningen VNV-ÖSÖ (foto 18 a). Ryggen består av usortert morenemateriale (foto 18 b).

På Skarstad er der en 200 m lang rygg med omtrent samme retning som den öst-vest gående skuring (foto 17a). Snitt i ryggen viser minst 5 m usortert morene (foto 17b). - Ryggen tolkes i likhet med den forannevnte som en lateralt avsatt endemorene.

Omkring Grindefjorden. I fjellet vest av Våg er der 160 m o.h. en 20 m lang blokkrygg med blokker på opptil flere kubikkmeter (foto 19). Ryggens retning er et par grader syd om vest, dvs. noenlunde parallelt med isskuringen i området. Blokkene består av basalgneis tildels gjennomsett av opptil 10 cm tykke kvartsganger. Den lokale basalgneis gjennomsettes ikke av kvartsganger. Dette er imidlertid karakteristisk for basalgneisen på Hodnafjell. Det er trolig at ryggen er terminalt avsatt og betinget av Hodnafjell.

I Stordalen er der en vel 300 m lang omtrent nord-sydgående morenerygg (foto 20).

Bjoahalvöya. Klare morenerygger finnes i Dalsdalen, Vikebygd

(foto 21) og ved munningen av Bjordalen (foto 22). Det er den nordre av ryggene i Vikebygd som er avmerket hos Reusch (1913). - Hvor snitt forekommer i disse avsetningene, er kun usortert materiale observert.

Morenemateriale.

Kornfordeling.

Prøver er tatt fra de fleste av de usorterte moreneavsetningene. Ut fra kornfordelingen har det vært mulig å dele morenemateriale i tre hovedgrupper A, B og C. Tabell nr. 5 er satt opp på grunnlag av denne inndeling.

Gruppe A omfatter prøvene 1-16. Kornfordelingene for disse er gjengitt på fig. 23 . Gruppen kan karakteriseres med følgende data (konf. tabell 5): Siltinnholdet varierer fra 34% - 63% med et aritmetisk middel- og standardavvik på henholdsvis 46% og 7,6%. $Md\varphi$ varierer fra 4.65 - 3.18 (= 0.040 mm - 110 mm) med aritmetisk middel- og standardavvik på henholdsvis 3.74 (= 0.070 mm) og 0.45. Kurveparameteren P_{10} varierer i phi - enheter fra 7.97 - 5.79 (= 0.004 mm - 0.018 mm) med aritmetisk middel 6.43 (= 0.011 mm) og standardavvik 0.66. Sorteringen i gruppen varierer fra 0.79 - 1.42 med middel 1.11 og standardavvik 0.27.

Gruppe B omfatter prøve 17-24. Kornfordelingene er gjengitt på fig. 24 . Denne gruppen kan karakteriseres med følgende data: Siltinnholdet varierer fra 20% - 33% med middel- lik 28% og standardavvik på 5.0%. $Md\varphi$ varierer fra 2.73 - 2.32 (= 0.150 mm - 0.200 mm) med aritmetisk middel- 2.47 (= 0.180 mm) og standardavvik 0.16. P_{10} varierer fra 6.38 - 4.51 i phi - skalaen med middelverdi 5.54 (= 0.022 mm) og standardavvik 0.57. Sorteringen i gruppen varierer fra 0.94 - 1.69 med middelverdi 1.35 og standardavvik 0.27.

Gruppe C omfatter prøve 25-38. Kornfordelingene er gjengitt på fig. 25 . Siltinnholdet varierer fra 4% - 27% med middel- og standardavvik på henholdsvis 13% og 5.4%. $Md\varphi$ varierer fra 1.58 - + 0.07 (= 0.330 mm - 1.050 mm) med aritmetisk middel 0.62 (= 0.650 mm) og standardavvik 0.57. P_{10} varierer fra 6.06 - 2.83 (= 0.015 mm - 0.140 mm) i phi-skalaen med middel 4.38 (= 0.049 mm) og standardavvik 0.72. Sorteringen i gruppen

varierer fra 0.94 - 2.04 med middel- 1.36 og standardavvik 0.27. Arealene som beskrives av yttergrensene for kornfordelingskurvene i de tre gruppene er gjengitt på fig. . I gruppe A skiller prøve 5 seg ut (stiplet hale) med markert lavere P_{10} enn de øvrige i gruppen. I gruppe C skiller prøve 37 seg markert ut fra de øvrige; P_{10} er lav, siltinnholdet høgt og sorteringen dårlig. - Som det framgår er der ingen overlapping av arealene med hensyn på M_d , liten overlapping med hensyn på P_{10} og noe større når det gjelder grusinnholdet.

Forskjellen mellom de tre gruppene framkommer også klart i M_d - S_o diagrammet på fig. 27 . Det aritmetiske middel for M_d og S_o i de tre gruppene er avmerket. De stiplete intervaller markerer de aritmetiske middel pluss minus to standardavvik. Om M_d og S_o antas uavhengig normalfordelt omkring middelverdiene, tilsvarende intervallene langs absis og ordinat i diagrammet 95% konfidensintervall. Om antagelsen er korrekt, innebærer dette at det er mindre enn 5% sannsynlighet for at et sampel fra en av gruppene faller utenfor gruppens intervall. - Konfidensintervallene for M_d er disjunkte. Ut fra statistiske kriterier synes derfor distinksjonene mellom de tre grupper relevant.

Det aritmetiske middel for S_o er noe lavere i gruppe A enn i de to øvrige gruppene. Noen statistisk sikker forskjell er der imidlertid ikke.

I gruppe C faller prøve 37 utenfor konfidensintervallet for S_o . Dermed kan det ut fra statistiske kriterier antas med en usikkerhet på mindre enn 5% at prøven er forskjellig fra gruppen generelt. Selmer-Olsens begrensingskurver for morenemateriale er angitt på M_d - S_o diagrammet. Som det framgår faller en stor del av prøvene utenfor kurvene. Dette skyldes selvsagt at kornfordelingene her er beregnet for lavere størrelser. Av samme grunn kan heller ikke Selmer-Olsens grenser for god, middels og dårlig sortering brukes.

På grunnlag av hvor gruppenes midlere M_d faller i Wentworths klassifikasjon (Pettijohn 1956, s. 18), finner jeg følgende nomenklatur naturlig.

- Gruppe A: meget finsandig morene
- Gruppe B: finsandig morene
- Gruppe C: grovsandig morene

Ingen av morenetypene inneholder leire (matr. < 0.002 mm).

Bergartsinnhold.

Glimmerskiferinnholdet i grusfraksjonene 2-4 mm, 4-8 mm og 8-16 mm er angitt i de tre første kolonnene i tabell 5. I den fjerde kolonnen er tatt med noen data om glimmerskiferinnholdet i blokkfraksjonen. På fig. 28, 29 og 30 er glimmerskiferinnholdet i fraksjonen 2-4 mm plottet mot innholdet i henholdsvis 4-8 mm, 8-16 mm og blokkfraksjonen. Korrelasjonskoeffisientene er beregnet i de tre tilfellene og gjengitt sammen med de kritiske verdier (s. 8) i følgende tabell.

	r	Antall	Kritiske verdier for	
			0.01	0.10
2-4 mm/4-8 mm	0.88	37	0.4172	
2-4 mm/8-16 mm	0.86	33	0.4194	
2-4 mm/Blokk	0.36	18		0.3783

Som det framgår er korrelasjonene i grusfraksjonen høge og adskil-
lig større enn de kritiske verdier på 1% nivå. De er følgelig
statistisk sikre.

Korrelasjonskoeffisienten mellom 2-4 mm og blokkfraksjonen er
imidlertid lavere enn den kritiske verdi på 10% nivå. En
korrelasjonskoeffisient på 0.36 basert på 18 observasjoner kan
i et ukorrelert prøvemateriale forekomme med en sannsynlighet
større enn 0.1. Den kan følgelig ikke regnes som statistisk
sikker. Blokkfraksjonen inneholder både større og mindre mengder
glimmerskifer enn grusfraksjonen. Data mengden er imidlertid
for knapp til å kommentere dette videre.

Det midlere glimmerskiferinnhold og standardavvik for grusfrak-
sjonene i de tre gruppene er gjengitt i nedenforstående tabell.
Gruppe C kan med hensyn på bergartsinnholdet deles i to under-
grupper; C₁: prøve 25-29 og C₂: prøve 30-37.

Innen gruppene er der relativt stor spredning, og der er tildels
overlapping mellom dem i glimmerskiferinnhold. Gjennomsnittlig
har gruppe A høgre glimmerskiferinnhold enn gruppene B og C₂.
Gruppe C₁ har imidlertid det høgste innhold.

	2-4 mm		4-8 mm		8-16 mm	
	Middel	Stand. av.	Middel	Stand. av.	Middel	Stand. av.
A	26.5%	17.5%	32.8%	20.7%	28.3%	23.9%
B	15.5%	9.8%	21.9%	13.5%	19.8%	8.5%
C ₁	32.2%	4.6%	30.9%	10.4%	38.1%	18.2%
C ₂	6.4%	4.6%	7.0%	5.3%	7.0%	7.5%

Kornfordeling og bergartsinnhold.

På spredningsdiagrammet fig. 31, er glimmerskiferinnholdet i fraksjonen 2-4 mm plottet kontra siltinnhold. Av diagrammet framgår umiddelbart at gruppe C₁ skiller seg ut. For de øvrige finnes en korrelasjonskoeffisient på 0.51. For en ukorrelert prøvemenge på 32 forekommer en så høy verdi med en sannsynlighet på mindre enn 0.01. Den kritiske verdi er 0.44. Korrelasjonen kan således regnes som statistisk sikker. - Regresjonsligningene for de korrelerte data er med glimmerskiferinnholdet x som uavhengig variabel: $y = 0.52x + 23,8$, og med siltinnholdet y som uavhengig variabel: $y = 2x - 4.1$. Kurvene for disse ligningene er markert i diagrammet.

Restvariansen (s. 8) er $S_y^2 = 0.76 S_x^2$. Denne viser at kun 24% av variansen omkring de aritmetiske middel av glimmerskifer og siltinnhold dataene, kan forklares ut fra korrelasjonen.

Ut fra den statistisk sikre korrelasjons-koeffisienten synes det relevant å formulere en hypotese om at siltinnhold og dermed de tre morenetypene er en funksjon av glimmerskifermateriale. Glimmerskifer synes å være en nødvendig betingelse for høgt siltinnhold, døg viser prøvene fra gruppe C₁ at høgt glimmerskiferinnhold ikke er tilstrekkelig. En del av restvariansen kan bero på det forhold at der nødvendigvis ikke er noe direkte årsak- og virkningsforhold mellom prosent silt og prosent glimmerskifer i fraksjonen 2-4 mm. Siltinnholdet kan tenkes som et resultat av nedknusing av partikler som primært er større enn 2-4 mm og/eller av partikler som primært er mindre enn denne størrelse. Prosent glimmerskifer vil videre være avhengig av mengden basalgneis, som må antas å ha større styrke. Det ville vært merkelig om der hadde vært en meget stram korrelasjon.

Relasjon til berggrunnen.

I tabell 5 står angitt den lokale berggrunn hvor prøvene er

tatt. Det er videre angitt hvor langt fra nærmeste bergartsgrense prøvene er tatt, målt i isskuringens retning. Målingene er foretatt på arbeidskart i målestokk 1:50.000.

Noen usikkerhet utover den antydede nøyaktighet på 0.1 km må en regne med i disse målingene: generelt er målingene interpolert ut fra skuringene. Særlig stor er usikkerheten for prøve 6,8 og 18 hvor bergartsgrensene ligger under havet. For prøve 18 er der i tillegg stor usikkerhet i isbevegelsen. Prøve 10 og 19 er tatt i Vikebygd hvor overdekningen er så stor at berggrunnen ikke er blottet. På kartet (kart 1) er berggrunnen avmerket som basalgneis. Nord for Vikebygd hvor overdekningen er mindre, er der avmerket glimmerskifer innfoldet i basalgneisen. Glimmerskifer kan derfor ikke utelukkes under lösmateriale i Vikebygd. To avstander er derfor antydnet. 0.3 km er avstanden fra prøvestedene til der fjellgrunnen ikke er overdekket.

Generelt gjør målingene krav på å være objektive da de er utført for noen problemstilling, inndeling eller tolkning var klar.

Prøvene som er tatt der den lokale berggrunn er glimmerskifer, har følgende avstand til basalgneisen:

Gruppe A: 0,5 km, 1.6 km, 2.2 km, 0.7 km (0.3 km, prøve 10)
0.8 km, 1.5 km og 1.2 km.

Gruppe B: 0.3 km, (0.2 - 0.9 km, prøve 18), (0.3 km prøve 19),
0.2 km og 0.3 km

Gruppe C₁: 0.2 km og 0.2 km

Gruppe C₂: 0.1 km, 0.1 km og 0.1 km

Som det framgår er der en klar tendens til at prøvene i gruppe A er tatt gjennomgående lengre fra bergartsgrensene enn prøvene i gruppe B, hvilke igjen er tatt lengre fra bergartsgrensene enn prøvene i gruppe C. Det er således en tendens til økende siltinnhold med økende avstand fra basalgneisen. Dette skulle styrke hypotesen om avhengigheten til glimmerskifer.

For prøvene som ligger på basalgneis er avstanden til glimmerskifer følgende:

Gruppe A: 1.0 km, 2.5 km, (9.0 km, prøve 8), 0.1 km, 1.0 km
og 0.9 km.

Gruppe B: 1.1 km, 2.2 km og 1.0 km.

Gruppe C₁: 0.3 km, 0.2 km og 0.1 km.

Gruppe C₂: 1.5 km, 2.2 km, 3.2 km, 3.4 km, 2.5 km og 3.2 km

Det går klart fram at alle gruppene, unntatt C₁, inneholder prøver som er tatt langt fra glimmerskifersoner.

Nedknusningsforsök.

Til å illustrere at bergarter knuses forskjellig ned, og at forskjellig nedknusningsmetodikk gir forskjellig resultat, ble brukt middelskornig (1-5 mm kornstørrelse) kvartsdioritt, blågrå kvartsittisk glimmerskifer og blågrå glimmerskifer. Den første bergart kan betraktes som representant for basalgneisen, mens de to øvrige begge finnes innen glimmerskifersonene.

Steiner av de tre bergarter ble knust i en M-H plateknuser med regulerbar plateavstand. Først ble plateavstanden 1 mm brukt, og materiale kjørt en gang gjennom. Derneft ble nedknusning foretatt med plateavstanden 0.5 mm og 5 ganger gjennomkjöring. Tre steinen ble, hver for seg, knust ned i en slagmorter med 100 slag.

Materialsvinnet da plateavstanden var 1 mm var fölgende: kvartsittisk glimmerskifer 16.3%, glimmerskifer 21.4% og kvartsdioritt 1,6%. Ved plateavstanden 0.5 mm og 5 ganger gjennomkjöring var svinnene 18.3% for kvartsittisk glimmerskifer, 17.8% for glimmerskifer og 8.3 % for kvartsdioritt. Ved slagmorterforsöklet var materialsvinnet 4.2% for kvartsittisk glimmerskifer, 2.3% for glimmerskifer og 1.2% for kvartsdioritten. Svinnet må i det vesentlige antas å skyldes materiale som stöver opp ved nedknusningene. En kan således anta at svinnet vesentlig tilhörer materiale finere enn 0.063 mm.

Nedknusningsproduktene ble våtsiktet. Ved beregning av kumulative kurver, ble svinnet beregnet inn i materiale mindre enn 0.063 mm. På grunn av det store svinnet, har det ingen relevans å analysere materiale mindre enn 0.063 mm ved plateknuserforsökene. Ved slagmorter-forsöklet er svinnet derimot adskillig mindre. Materialet under 0.063 mm ble her undersøkt ved pipettemetoden. Kornfordelingskurvene er gjengitt på fig. 32 , 33 og 34 . De gir alle det totale nedknusningsprodukt.

Om mengden grovere materiale tas som et mål for bergartenes styrke, viser slagmorter-forsöklet at kvartsdioritten ubetinget er sterkest: kornfordelingskurven for kvartsdioritten viser

materiale grovere enn 1 mm med en sekundær anrikning mellom 0.030 mm og 0.100 mm. Kornfordelingene for de to glimmerskifer bergartene er i hovedtrekkene like hverandre. Nedknusningsproduktene inneholder betydelig mer finmateriale enn kvartsdioritten. Der er lite materiale mellom 0.2 mm og 1 mm. Kurvene viser således en tydelig biomodal fordeling. Der er kun ubetydelig materiale mindre enn 0.010 mm. Siltinnholdet er antagelig et nødvendig resultat betinget av at kornene i disse to bergartene er av siltstørrelse.

Ved plateknuserforsøkene gir glimmerskiferen mest grovmateriale. Ved 1 mm plateavstand er 21% av materiale grovere enn 1 mm hos glimmerskiferen, 7% er grovere hos den kvartsittiske glimmerskifer og 4% hos kvartsdioritten. Ved 0.5 mm plateavstand er 29% materiale grovere enn plateavstanden hos glimmerskifer, 10% hos den kvartsittiske glimmerskifer og 16% hos kvartsdioritten. - Mengden materiale større en plateavstandene, må tas som et uttrykk for bergartenes evne til klöv. Ved nedknusning kan nemlig partikler med minste tykkelse mindre enn plateavstanden falle ut av knuseren. Ved sikting derimot er det midlere tverrsnitt avgjørende for hvorvidt partiklene faller gjennom de kvadratiske siktedukene.

Glimmerskiferen viser ubetinget best klöv ved begge plateavstandene, hvilket kan tilskrives bergartens glimmerbetingede lagstruktur. Ved 1 mm plateavstand har den kvartsittiske glimmerskifer bedre klöv enn kvartsdioritten, mens ved 0.5 mm plateavstand er forholdet omvendt. Dette fenomen skyldes antagelig at kvartsdiorittens feltspat (ves. plagioklas) har god klöv og kan i større grad klöves til tynnere partikler enn kvartskornene i den kvartsittiske glimmerskifer ved plateavstanden 0.5 mm. Ved plateavstanden 1 mm må det antas at det er aggregat desintegrasjon som er dominerende.

Kornfordelingskurvene ved plateknuser forsøkene har jevnere materialfordeling enn ved slagmorter forsøkene. Glimmerskifer og kvartsittiske glimmerskifer kan tenkes desintegrert ved klöving uten å produsere større mengder silt.

Knusnings forsøkene støtter hypotesen om at det forskjellige siltinnhold i de tre morenetypene kan være betinget av glimmerskifer og kvartsittisk glimmerskifer. Ved nedknusning av disse bergarter ble der ikke produsert leire. Dette er og i overens-

stemmelse med det som er funnet for morene materiale. Plateknuser forsøket indikerer at glimmerskifer og kvartsittisk glimmerskifer ved kløvning nødvendigvis ikke trenger å gi større mengder silt.

Konklusjon og diskusjon (av morenemateriale og avsetninger).

Konklusjonen synes å kunne være at morenetype A's karakteristika er betinget av den primære kornstørrelse i glimmerskifer sonene. Glimmerskifer bergartene har således i denne type større betydning enn mengden glimmerskifer i grusfraksjonen stort sett skulle tilsi. Basalgneis bergartene må i så fall være anriket i denne fraksjonen. Dette kan forstås ut fra deres større styrke.

I gruppe C₁ er glimmerskiferen antagelig plukket ut av berggrunnen i relativt store stykker og ikke knust særlig ned. I denne morenetype spiller ikke den primære kornstørrelse hos glimmerskifer bergartene inn. - I morenetype C₂ er antagelig glimmerskiferen generelt av underordnet betydning. Morenetypen må ansees som basalgneismorene. - Morenetype B kan forstås som en overgangstype mellom A og muligens både C₁ og C₂.

Prøve 5 er nevnt å ha høyre leirinnhold enn de øvrige prøver i gruppen A. Høgt leirinnhold synes generelt i det undersøkte området ikke å kunne forklares ut fra glimmerskifer bergartenes primære egenskaper. Det høyere leirinnhold kan imidlertid tenkes betinget av at den lokale glimmerskifer primært inneholder mer leirmateriale, og/eller at det har vært mer intens nedknusning enn ellers. Avsetningen ligger 40 m o.h. dvs. under mg. Det kan derfor ikke utelukkes at marint anriket leire sekundært har trengt ned i sedimentet. Det eksisterer og en mulighet for innblanding av eldre materiale.

Prøve 37 skiller seg ut som nevnt, fra de øvrige i gruppe C. Kurven (fig. 26) viser et tydelig bimodalt sediment. Kurvens finere del viser stor likhet med materiale i gruppe A, mens den grovere del er lik med materiale i gruppe C. Der er markert mer glimmerskifer i fraksjonen 2 - 4 mm enn i fraksjonen 8 - 16 mm (konf. tabell 5). Prøven markerer antagelig en overgangstype i tillegg til morenetype B. Ved Eikås, syd for den aktuelle avsetning, munner en sidedal fra S.Ö. ut i den omrent N.-S. gående hoveddalen. Breen kan her følgelig tenkes å ha hatt to tilførsels kanaler, en fra sydøst som har erodert i glimmerskifer

og en fra syd som har erodert i basalgneis. Materialet kan således tenkes som resultat av en blanding av to sedimenttyper (konf. kart 2). Det kan imidlertid også tenkes at der primært kun har vært tilførsel av glimmerskifer. Denne har gitt opphav til den delen av materialet som er lik type A, og så har breen deretter erodert i basalgneis. Avsetningen er en endemorene, og i såfall må erosjon nær brefronten askepteres.

Morenetype A er svært lik J. Lundqvists (1969 s. 49-50) moige morene (Atterbergs inndeling), type B er lik den sandig moige morene og type C den sandige morenen (til dels den grusig sandige morenen). Materialtypen representert ved prøve 37 tilsvarer i kornfordeling Lundquists grusig moige morene. De her beskrevne typer er imidlertid generelt noe magrere.

Lundquist bruker 20 mm som utgangspunkt ved beregning av kornfordelingskurver, men likheten synes allikevel klar. Om 20 mm hadde vært brukt som utgangspunkt, ville kanskje noen av type C prøvene vært analoge til den grusig-moige morenen.

Lundquist (s. 52-53) finner at granitter og gneiser gir grusige til sandige morener, og at moige morener ofte dannes av skiferbergarter. De foreliggende data synes i klar overensstemmelse med dette. På fig. 23 (Lundquist 1969, s. 49) har han satt opp et teoretisk forløp for hvorledes korngraderingen for morene materiale forskyves ved ökende nedknusning. Ved ökende nedknusning går den grusig sandige morenen over til sandig, sandig moig og moig morene. Endepunktet antas å være leirig morene. Den grusig moig morenen antas å gå over i moig morene.

I likhet med Lundquist kan i vårt tilfelle, en overgang fra C₁ via B til A betinget av ökende nedknusning tenkes. En overgang fra C₂ til B og A kan selvsagt også tenkes. Ut fra de foreliggende data er det imidlertid grunn til å tro at en eventuell overgang fra denne morenetype er betinget av ökende tilført mengde glimmerskifer. Inverse overganger kan tenkes som et resultat av ökende mengder tilført basalgneis.

Endeproduktet leirig morene er ikke konstatert. Dette kan tyde på relativt begrenset nedknusning, eller at utgangsmaterialet for morenene har vært av en slik beskaffenhet at det vanskelig gir finere endeprodukt ved nedknusning i breer enn det som er påvist. Endeproduktet for glimmerskifer betingede morener kan

være type A og for basalgneis morenetype C₂.

Det finnes ikke noen grunn til å anta at morenematerialet i den undersøkte området ikke er et direkte resultat av breerosjon. Bortsett fra smeltevannserosjon foregår erosjon under en bre prinsipalt på to måter, nemlig ved abrasjon og plucking (Charlesworth 1956, s. 246 - 251). Den essensielle forskjell ved de to erosjonsmåter er at pluckingprosessen gjennomgående tenkes å løsne større stykker fra berggrunnen enn abrasjon. For å fjerne samme mengde materiale fra berggrunnen, vil abrasjon kreve absolutt størst energi utveksling over grenseflaten mellom breen og underlaget; flere bindinger i bergartene må nødvendigvis brytes. Plucking prosessen antas derfor å dominere kvantitativt.

Skuring antas å være resultat av abrasjon, som er betinget av isens basalglidning. Skuringen risses inn av partikler i breens såle og gir opphav til materiale som nødvendigvis må være mindre enn bredden på skuringsstripene. Større partikler må derfor nødvendigvis være et resultat av plucking. Dette materiale kan imidlertid ved videre nedknusning gi fin materiale. Det er således vanskelig å ta stilling til hvorvidt finmateriale i en avsetning kvantitativt utgjøres av erosjonsprodukt betinget av abrasjon eller plucking.

I det aktuelle området viser større partikler og skuringsstriper at begge erosjonsmåter har forekommet. Som nevnt (s. 42) er det antatt at glimmerskiferen i gruppe C₁, som ligger nær bergartsgrensene, er betinget av plucking. At finmateriale, antatt betinget av glimmerskifer, öker med avstanden fra grensene, kan tenkes som et resultat av videre nedknusning av materiale dannet ved plucking. Lenger inn på glimmerskifersoner vil imidlertid også abrasjon ha hatt anledning til å virke i større utstrekning.

Et problem i nær tilknytning til dannelsen av morenemateriale og avsetninger er hvorledes ^{DET}lösrevne materiale inkorporeres. Boulton (1970) finner støtte for hypotesen om at materiale inkorporeres i isens basallag i forbindelse med dannelsen av lag av regelasjonsis. Dannelsen av disse lag er knyttet til protuberanser i underlaget. Etter denne hypotese vil materialet i breen være lagdelt, og det lengst transporterte materiale finnes högst oppe. Indre skjærplan i breen vil imidlertid kunne forstyrre lagdelingen. Nye har ut fra Glens lov (W.S.B. Paterson 1969)

funnet to løsninger for spenningstilstanden i en bre. Disse tilsvarer aktiv og passiv Rankin tilstand (def. Scheidegger 1970 sec.3.43). Nyes løsninger innebærer at skjærplanene i breen vil være konkave oppover eller nedover med tilsvarende bevegelser langs planene, alt etter hvorvidt der finner sted en retardasjon eller akselerasjon av breens longitudinale hastighet. En hastighetsøkning vil inntreffe over konvekse partier i breunderlaget og retardasjon over konkave. Spenningstilstanden i breen vil være stasjonær i relasjon til terrenget. Hvor høgt materiale bringes opp langs skjærplanene vil således være en funksjon av hvor lenge og ofte den passive Rankin tilstanden inntreffer. Over et gitt terreng vil antallet konkave og konvekse partier være fiksert. Materialet vil således kunne bevege seg høyre opp i breen langs skjærplanen dess senere breen beveger seg over landskapet. Weertmann (1961 s.966) betviler at materiale kan skrapes inn i breen via de konkave skjærplan.

Trykksmelting er en prosess som antas å kunne virke ved avsetning av bunnmorene. I en bre på trykksmeltepunkt vil det ekstra trykk som dannes i terrengets støtsider være tilstrekkelig til å smelte is. På denne måten kan partikler konsentreres i isen her. De under^{ne} materialmettede deler av isen vil bli mindre plastisk enn isen høyere oppe, og ved hindringer i undergrunnen vil denne del kunne avsondres, spesielt i støtside posisjon.

Is innehar en viss stivhet (is er et fast polykrystallinsk stoff) som gjør at der i le av mindre terrengujevnheter kan oppstå hulrom (Shumenskii 1964). Disse hulrommene kan være vannfylte, og materiale kan sedimenteres i dem. Om ujevnhetene er store vil imidlertid isen kunne tilpasse seg underlaget. Materialtransporten vil få en nedadrettet komponent i denne posisjon. Skjærspenningen mellom isen og materiale som er avsatt eller avsondres vil på grunn av beliggenheten føre til at massene her i motsetning til støtside avsetninger utsettes for tensjon. Primære strukturer i sedimentet vil således i stor grad kunne bevares. Strukturen kan være lagdeling som er primær i isens morenemateriale, betinget av smeltevann sortering, betinget av sedimentasjon i vannfylte hulrom eller lagdeling i proglacialt avsatte sedimenter (H. Möller 1960).

I det tidligere beskrevne snitt fra Förresbotn (s.17), tilsvarer morenelagene A og B som er skilt av et sandig siltlag, prøve 21 (type B) og prøve 32 (type C₂). Innholdet av glimmer-

en endemorene ved munningen av Bjordal, indikerer dette at breen har erodert nær terminus (0.2 km fra). Angående hvorvidt noen av de antatt stötside avsetninger kan være avsatt terminalt (s. 32) indikerer dette at bevis på aktiv erosjon ikke kan brukes som utelukkende kriterium.

Morene avsetninger i de högere deler av terrenget er kun observert å bestå av store blokker uten mellommasse (s. 33, 34).

Glacigene avsetninger som ikke er morene.

Proglaciale avsetninger.

Proglaciale avsetninger er vannsorterte glacigene sedimenter avsatt utenfor breen. Avsetningsmiljøet kan, som det framgår av klassifikasjonen (s. 32), være fluvialt, lakustrint eller marint. Avsetningene kan således variere i tekster og struktur. Det kanskje viktigste diagnostiserende trekk ved proglaciale avsetninger er ^{at} de vanskelig kan forklares ut fra dagens dreneringsløp.

På kart 2 er proglaciale avsetninger avmerket med orange farge. Avsetninger ved Austevik, Förde, Bergstöl, Byrkjeland, Trovåg og Vasstveit antas å være avsatt proglacialt. Noen mindre lösmasser i senkninger vest av Akسدalsvannet kan også være av denne type. - Sparsomt med snitt gjør tolkningene noe usikre.

Avsetningen ved Austevik er utformet som en terrasse i nordsiden av en öst-vestgående senkning. Avsetningen strekker seg fra vannskillet mot Ålfjorden hvor höyden er 38 m o.h., og vestover nesten til havet hvor höyden på den er 33 m o.h.. Et snitt ved vannskillet viste dårlig sortert horisontal lagdelt (tilnærmet) materiale. Korngraderingen i et lag med tilsynelatende midlere kornstörrelse er gjengitt på fig. 10 . I Md - So diagram (fig. 35) faller prøven i området for glacifluvialt materiale. Runding og bergartsinnhold i dette laget er vist på fig. . Bergartsbestemmelse og runding ble også foretatt på materiale i fraksjon 1.25 - 0.875 tomme (tab. 6). Dette materialet er samlet inn fra hele snittet og må betraktes som en gjennomsnittspröve for hele avsetningen. Rundingen er noe bedre enn i det enkle laget, spredningen er imidlertid også noe större. I snittet forekommer enkelte blokker av størrelsesorden $\frac{1}{2}$ - 1 m. Disse indikerer nærhet til brefronten. Av samtale med bonden

på gården Austevik framgikk at avsetningen generelt ble finere mot vest.

Sannsynligst er avsetningen en sandur avsatt av en bre fra øst som har ligget opp mot vannskillet. Hvorvidt avsetningen delvis har skjedd i havet slik at betegnelsen sandurdelta er mer korrekt, er det ikke mulig å avgjøre ut fra det eksisterende snitt. Havet har antagelig transgredert et par meter over avsetningen under Alvevatntransgresjonen. Dette har dog ikke gitt seg utslag i noen vaskingshorisont.

Terrasseavsetningen ved Förde (foto 23) er nevnt tidligere (s. 14). Snitt øverst i avsetningen viste horisontal lagdelt sand. Av fotoet framgår at der ved kirken er tørre nedskjæringer. Disse kan være dannet ved ravinering og således være en indikasjon på at avsetningen generelt er finkornig. Den skogbevokste nedskjæringen til høyre på fotoet viser at avsetningen har mektighet på minst 10 m. Bergartsbestemmelse og rounding er utført på materiale i størrelsesorden 1.25 - 0.875 tomme (tab.10). Materialet er samlet i bunn av et gammelt grustak og var sparsomt forekommende. Større blokker forekom ikke her.

Avsetningen kan vanskelig forstås ut fra dagens dreneringsløp. Hypotesen er derfor at det dreier seg om et glacimarin delta.

Avsetningen ved Bergstöl danner en jevn flate 13 m o.h. Ved brønngraving er mekigheter på over 6 m påvist. Et snitt i et lite grustak (foto 24) viser $\frac{1}{2}$ m lagdelt sand og grus over noe dårligere sortert materiale. Det øverste materialet antas marint omlagret. Korngraderingen i det underste materiale er gjengitt på fig. 10. I Md-So diagram (fig.35) faller dette materialet innen arealet for glacifluvialt materiale. Bergartsinnhold og rounding er gjengitt på ^{i tab.} fig. 11. Materialet er subrundet til subangulært. Rundingsanalyse av materiale i fraksjonen 1.25 - 0.875 tommer som lå løst i grustaket er vist på fig. . At rundingen er markert bedre enn i det enkle laget skyldes antagelig for en del innblanding av marint omlagret materiale. Avsetningen er sannsynligst en sandur avsatt av en bre som har ligget i Viksefjorden.

Ved Byrkjeland er der et over 4 m høyt snitt i en horisontal lagdelt avsetning (foto 25a). Toppen av avsetningen ligger 22 m o.h. Av foto framgår at lagene øverst i avsetningen er

over-kuttet. Toppflaten er således å betrakte som en erosjonsflate. Kornfordelingen for prøver av noen få lag er gjengitt i fig. 36 . I Md-So diagram (fig. 35) faller alle prøvene innenfor arealet for lakustrine sedimenter. I avsetningens nordre del viste et mindre snitt markert grovere materiale (grusholdig). En transport retning fra nord mot syd indikeres således. - Strukturmessig består avsetningen av parallelle lag og lamina (foto 25 b,c,d). En sekvens viser imidlertid "ripple lamination" tildels utviklet som "climbing ripple lamination" - Den siste strukturen indikerer en strømningsretning med sydøstlig komponent, hvilket vil si motsatt av det som indikeres av kornstørrelsen. - Terminologien er i følge E.D. McKee (1965). Han mener (McKee 1965, s. 82) at hovedbetydningen av "ripple lamination" strukturer er at de indikerer omgivelser med stor og hurtig sandakkumulasjon. Strukturene kan dannes både i elver og på tidevannsflater. I det aktuelle tilfelle må det ut fra strømningsretningen antas at strukturene er betinget av bølger eller tidevann. Vekslingen mellom parallell lagning og *ripple lamination* kan indikere vekslings i materialtilførsel. I områder som eustatisk og isostatisk er ustabile trenger imidlertid ikke "ripple lamination" indikere noen absolutt større materialtilførsel til sedimentasjons-området generelt. Variasjoner i de to faktorer kan føre til hurtig og stor resedimantasjon av allerede avsatt materiale.

Överst og underst i snittet forekommer deformasjonsstrukturer. De øverste er utvilsomt flammestrukturer (Potter og Pettijohn, 1962). ^{u.e} Köhnen og Menard (Potter og Pettijohn, 1962, s. 147) tilskriver denne strukturtype to faktorer; 1) friksjonsdrag betinget av suspensjonsstrømmer med bevegelsesretning i tungenes retning, og 2) lokale setninger og sammenpresning ("squeezing") forårsaket av hurtig akkumulasjon av overliggende materiale. I det aktuelle tilfelle kan en ikke konstatere noen turbiditt (gradert lagning) umiddelbart over strukturen. Faktor nummer 2 synes derfor mest sannsynlig. Strukturen forekommer nær overflaten, men som nevnt er toppflaten en erosjonsflate. Det er vanskelig å ha noen formening om hvor meget materiale som har ligget over.

De andre deformasjonsstrukturer er å klassifisere som "convolute lamination" (og lagning). Denne strukturtype er vanskelig å

definere og tolke (Potter og Pettijohn, 1962, s. 154).
Setningsfenomener kan være en årsak. Den vertikale kanalen midt på foto 25 d kan være et resultat av gravende dyr.

Materialet i avsetningen faller sammen med materialet fra lakustrine sedimenter. (fig. 35) Avsetningen kunne tenkes å ha foregått i en bredemt lateralsjö betinget av en istunge i Viksefjorden. Det har imidlertid ikke vært mulig å påvise iskontakt fenomener i sydre del av avsetningen. Slike fenomener kan imidlertid ha blitt fjernet av sekundær erosjon. Jeg er imidlertid mest tilbøyelig til å tro at avsetningen er et glacimarint delta bygget opp da isen lå vest av Husavann. Mangelen på forset lag viser at avsetningen er bygget opp vertikalt og ikke framover. Dette kan tenkes ved at sedimentasjonen har holdt tritt med stigning av havnivå slik at bølger og tidevann har vært bestemmende for strukturen.

Avsetningen ved Trovåg. (munningen av Bjordal) består som nevnt (s. 14) av lagdelte sedimenter opptil 40 m o.h. Syd i avsetningen er der påvist horisontal lagdelt sand (foto 4c) og i nord silt og finsand (foto 4d). En del av sedimentene kan nok skyldes marin utvasking av morene. Avsetningen har stor utbredelse (foto 26), og ved elva er der påvist mektigheter på ca. 5 m. Det kan ikke utelukkes at en del av avsetningen består primært av glacifluvialt materiale. En relevant hypotese synes å være at deler av avsetningen er bygd opp som en sandurflateflate, eventuelt sandurdelta. Bjordalsvannet må ha virket som et klarebasseng for smeltevannet da isen lå oppe i dalen. Det er derfor rimelig å anta om hypotesen er korrekt, at avsetningen har skjedd samtidig med dannelsen av endemorene ved munningen av dalen.

Ved Vasstveit, syd for Fuglavannet, viser snittet i løsmasser tydelig forset lagning med strøk 90° og fall 25° mot nord (foto 27). Kornfordelingen for et lag er vist på figur 10. Prøven er dårlig definert i Md-So diagram (fig. 35). Toppen av avsetningen ligger 30 m o.h. Mangelen på topset lagning kan være et resultat av marin erosjon. - Avsetningen tolkes som et glacimarint delta betinget av en istunge i indre del av Förelandsfjorden.

I løsmateriale i senkningen vest for Akسدalsvannet er der ikke snitt. Bedømt ut fra overflaten i oppdyrkede områder virker materiale finkornet (grus sand og silt). Det kunne tenkes at

gruslaget generelt. Dette indikeres av at lagene i det overliggende materiale er parallell med grusen. En sannsynlig hypotese er at nedfoldingen skyldes bortsmelting av begravd is. Nedsynkningen må tenkes å ha forårsaket kompresjon.

Ved tolkning av avsetning synes det relevant å trekke inn at den har hatt sin største utbredelse i øst-vest retning. Dette er omtrent parallelt med isretningen i området. For å forstå avsetningens beliggenhet må en anta is på nord og sydsiden av den. To alternativer synes da mulige; Enten er avsetningen subglacial og må tolkes som en esker, eller kan den være en såkalt sprekkefyllning som klassifiseres under "kames" (Flint 1956, s.150).

Ved Erve, vest for den sydre bukta, er der ravinerte sedimenter opptil 36 - 37 m o.h. (foto 30). Det lokale vannskillet, vest av avsetningen, ligger 40 m o.h.. Det finnes ikke drenering fra vest som kan forklare avsetningen. Et mindre snitt viste sortert sand. I Md-So diagram faller sedimentprøven innen arealet for lakustrine sedimenter. - Antakelig er materiale her sedimentert i en bredemt sjø som har eksistert under deglaciasjon sjonen. Avsetningen kan således klassifiseres som en kame terrasse.

Israndlinjer?

De sparsomme løsmasser gjør det vanskelig å rekonstruere isopp-holdslinjer. De sikreste spor etter en antatt synkron isfront over et større området utgjøres av endemorene på Bjoahalvöya (kart 2). Hypotesen er at isen har kommet fra øst, poset ut i dalene og lagt opp morene under en periode med stasjonær isfront. I samme periode har isen muligens ligget i indre deler av Skjoldafjorden og lagt opp endemorenen i Stordalen.

Endemorenene ved Förresbotn og syd på Tysvar halvöya kan tenkes å være synkrone (kart 2). Avsetningene på Frakkagjerdet og i senkningene vest av Akسدalsvannet markerer muligens den sydlige fortsettelse av isfronten da den vestligste av endemorenene ved Förresbotn ble dannet. Det videre forløp av isfronten sydover er imidlertid usikkert. - De øvrige beskrevne avsetninger som markerer en israndposisjon er det vanskelig å korrelere.

I følge Anundsen (1968) lå isfronten i Yngre Dryas betydelig øst for det undersøkte området. Toppene på Bjoahalvöya når maksimalt opp i 740 m o.h.. Firngrensen i Yngre Dryas har

Andersen (1960, s.407) funnet til å ligge minimalt 900 m o.h. i Ryfylke, noe syd for det undersøkte området. Lokal glaciasjon på Bjoahalvöya under yngre Dryas synes derfor å kunne utelukkes. Strandlinjeundersøkelsene (s. 12 - 15) viser at det høyeste marine strandnivå er utviklet i morene selv i de indre deler av området, og at det sannsynligvis er betinget av Alvevatn transgresjonen. Morenene må følgelig være eldre.

(1969)
Klemsdal mener å kunne følge Lista trinnet over Boknfjorden til vest av Karmøy. Da breen lå i Boknfjorden så langt vest kan der ikke ha vært sydlig isbevegelse over de sydlige deler av området. Morenene syd på Tysvær halvöya må derfor være yngre enn dette trinn.

Konklusjonen ut fra ovenstående generelle betraktninger, må være at området er blitt isfritt i Sen-Glacial tid før Alleröd, og at to isoppholdslinjer sannsynligvis har avbrutt den generelle deglaciasjon. Fra Sörlandet er det kjent to randstadier mellom Ra morene fra Yngre Dryas og Lista trinnet fra Eldre Dryas (Andersen 1960, s. 407); Spangereid trinnet som antas å tilhøre Eldste dryas og Kristiansand trinnet fra Eldre Dryas. Korrelering med disse trinn bör gjøres ut fra pollenanalyse og eventuelt C-14 datering.

LANDFORMENE.

Beskrivelse.

De to mest iøynefallende topografiske trekk for den ytre del av Haugesundahalvöya er den gjennomgående lave høyde og de nord-syd gående senkninger (fig. 40). Ålfjorden og Skjoldafjorden/Hervikfjorden markerer en naturlig grense mellom et ytre lavlandsområde og et generelt høyre landskap i øst. Forskjellen kommer klart fram på de to hypsografiske kurver på fig. 38 . Kurve B representerer den del av Bjoahalvöya som er undersøkt, og viser en relativt jevn arealfordeling. En mindre utflatning finnes mellom 0 og 90 m o.h.. Utflatningen kan i det vesentlige tilskrives Dalsdalen og dalsenkningen ved Vikebygd. Kurve A representerer den resterende del av området, og viser at 76% av arealet her er lavere enn 60 m o.h.. For Sveiohalvöya separat er 78% lavere enn 60 m o.h., og for den sydlige halvdel av feltet er 73% lavere enn 60 m o.h. - De hypsografiske kurver er laget på grunnlag av gradteigskart i målestokk 1:100 000.

De nord-syd gående dal- og fjordsenkninger kan følges gjennomgående over hele feltet. Av profilene på fig. 39 bör det framgå at de vestre sidene i senkningene har et jevnere profil enn de østre. Dette gjelder ikke absolutt, men synes å være et generelt trekk. (konf. foto 31). I tillegg finnes der mindre senkninger med NV-SÖ retning. Eksempelvis kan nevnes Fedjedalen og senkninger fra Straumen til Sandvatnet. - I høydedraget umiddelbart øst for Haugesund er der flere mer eller mindre velutviklede skar i øst-vest retning (foto 32). Skarene er uten elver og større bekker. Mindre myrer drenerer både øst og vestover.

Kun unntagelsesvis er det mulig å påvise noen sammenheng mellom topografi og bergartsutbredelse. Dette gjelder imidlertid lavlandsområdet ved Haugesund hvor det lave området faller sammen med utbredelsen av grønnskifer (konf. berggrunnskart).

Sammenlignes topografi og sprekkeretning (fig. 7) finnes en klar korrelasjon mellom nord-syd gående senkninger og tilsvarende sprekkeretninger. Likeledes er der en klar korrelasjon mellom sprekker og senkninger med NV-SÖ retning. Skarene øst for Haugesund er også utviklet parallelt med sprekker. Reusch (1913)

har påpekt sammenhengen mellom de nord-syd gående senkninger og den tilsvarende sprekkeretning.

Morfogenese.

Teorier.

Reusch (1913) mener området tilhører strandflaten, og at terrengformene dermed er et resultat av marin abrasjon og subaeskisk denudasjon nær havnivå. Som tid for dannelsen av strandflaten angir Reusch tertiær og den tid av istidsperioden da landet var isfritt.

Nansen (1922) har angitt hvilke deler han mener tilhører strandflaten (fig. 40). Toppen på strandflate nivået angir han til mellom 30 og 40 m o.h. på Sveiohalvøya og ca. 17 m ved Haugesund. Ved utviklingen av strandflaten antar Nansen første preglacial denudasjon ved vitring og fluvial erosjon. Landet ble i denne periode i noen grad delt opp av fluviale daler som kan ha hatt basenivå under dagens med beliggenhet ute på shelfen. Den marine denudasjon var liten da det milde klima ikke favoriserte frostvitring og besto kun av bølgerosjon. Istiden satte så inn, klimaet ble kaldere, stranderosjonen økte og der ble generelt en mer aktiv periglacial denudasjon. En essensiell betingelse for strandflatens dannelse var imidlertid ikke tilstede for kysten var oppdelt av breene fra den "store istid". Det preglaciale dalnett ble da betydelig fordypet og kysten delt opp i utallige fjorder og sund. Stranderosjonen og den subaeriske denudasjon var særlig aktiv umiddelbart før og under en nedisningsprosess. Nansen mener at det er uomtvistelig at strandflaten er utviklet både i ytre og indre deler av de glaciale fjorder.

Ahlmann (1919) tolker Haugesundshalvøyas ytre del som det modne stadium i Davis relieffutvikling, og at det er i oversensstemmelse med et generelt modent stadium i Sør-Norge. Spesielt antar han at området tilhører de distale deler av den eldste dalgenerasjon han finner i Sauda området. Ahlmann antar at den endelige utplanering kan være foretatt av innlandsisen. Dette antas ut fra en regel om at et flatt området vil bli enda flatere ved iserosjon. Han hevder at om teorien om strandflate dannelsen ikke hadde eksistert, ville knapt noen ha funnet på å hevde at disse områdene var utplanert ved marin erosjon. Dette spesielt da flatene ofte ligger slik til at bølgene knapt ville

Det kan virke noe inkonsekvent, når det hevdes (O. Holtedahl 1960, s. 362) at de steder hvor en kan forvente å finne avsetninger eldre enn siste istid (Weichsel), er de lave perifere deler av vestkysten av Norge (må kunne leses: strandflaten), mens det samtidig hevdes (O. Holtedahl 1960, s. 525 - 526) at strandflaten er et kvartært fenomen dannet ved tilbakeskridende glacialerosjon og marin planering. Det kan imidlertid være forenlig om det med avsetninger eldre enn Weichsel, kun menes avsetninger fra Eem. Det må da godtas at strandflaten er et pre-Saale fenomen. Hvilket vil si at den er eldre enn den "store istid".

Litteratur.

- Ahlmann H.W. 1919 : Geomorfological Studies in Norway. Geografiske Annaler 1.
- Andersen B.G. 1960 : Sørlandet i Sen- og Postglacial tid. N.G.U. 210, 142.
- " 1964 : Har Jæren vært dekket av en Skagerak-Bredde? N.G.U. 228, 5-11.
- " 1965 : The Quaternary of Norway. The Quaternary 1, 91-139.
- Andersen S.Th. 1961 : Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial. Danmarks Geol. Unders. 2. ser. no. 75.
- Anundsen K. 1968 : Litt om israndtrinn i Sørvest-Norge. Geol. Fören. Stockholm Forh. 90, 453.
- Barth T.F.W. 1939 : Geomorfology of Vest-Agder Fjordland. Norsk Geogr. Tidskr. 290.
- Bergan K. 1967 : Livet i fjæra. J.W. Cappelen's forl.
- Bird E.C.F. 1969 : Coasts. Intr. System. Geomorf. Vol 4 M.I.T.
- Biscaye P.E. 1964 : Distinction between Kaolinite and Chlorite in recent sediments by X-ray Diffraction. Amer. Min. Vol 49, 1282-1289.
- Boulton G. 1970 : On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. Journ. Glaci. Vol. 9, no. 56.
- Carroll D. 1970 : Rock Weathering. Plenum Press.
- Charlesworth J.K. 1956 : The Quaternary Era. London.
- Craig H. 1954 : Carbon 13 in plants and relationships between carbon 13 and 14 variations in nature. Journ. Geol. 62 115-149.
- Dansgaard W. et. al. 1970 : Ice cores and paleoclimatology. Radiocarbon Variations and absolute Chronology Nob. Symp. 12.
- Davis T.T. , Hooper P.R. 1963 : Determination of calcite : aragonite ratios in mollusc shells by X-ray diffractions. Min. Mag. 33, 1, 608-612.
- Feyling-Hanssen R.W. : Geologiske observasjoner i Sandnes området. N.G.U. 242, 26-43.

- Flint R.F. 1957 :Glacial and Pleistocene Geology.
J.Wiley & Sons.
- Frenzel B. 1967 :Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters.
Friedr. Vieweg & Sohns,Braunschwaig.
- Fægri K. 1944 : Studies on the Pleistocene of Western
Norway,III.Bömlo. Bergen Mus.Årbok.Nat.r. no.8
- Gill,E.D. 1968 :Eustasy. Encyclopedia of Geomorfology
(Ed. R.W.Fairbridge) 333-336.
- Gjems O. 1967 :Studies on Clay Minerals and Claymineral
formation in Soil Profils in Scandinavia.
Særtrykk:Medd. fra Det Norske Skogforsöksveser
nr.81 XXI.
- Grim R.E. 1953 :Clay Mineralogy. McGraw-Hill.
- Hafsten U. 1960 :Pollenanalytic investigations in South
Norway.In:Geology of Norway.N.G.U. 208,434-
462 (Ed.O.Holtedahl).
- Hammen T. van der, Maaleveld G.C., Vogel J.C., Zagwijn W.H.
1967 :Stratigraphy, climatid successions and
radiocarbon datings of the Last Glacial in
The Netherlands. Geol.en.Mijnbouw.46,79-94.
- Heintz A. 1965 :A new mammoth find from Norway and a
determination of the tusk from Toten by means
of C-14 .Norsk Geol.Tidsskr. 45,227-230.
- " 1969 :Two new mammoth-fragments from Norway
and age determination of one of them.
Norsk Geol.Tidsskr. 49,437-438.
- Hillefors Å. 1969 : Vestsveriges glaciala historia og
morfologi.Lunds Univ. Geogr.Inst.avh.60.
- Holtedahl H. 1967 :Notes on the formations of fjords and
fjord-valleys. Geogr.Ann. ser. A 49,188-200.
- Holtedahl O. 1953 : Norges Geologi.Bd. 1.N.G.U. 164.
- " 1960 :Geology of Norway. N.G.U. 208.
- Jessing J. 1967 :Norways paleic surface.Norsk Geogr.
Tidsskr. 21,69-132.
- Johnsson G. 1956 :Glacial-morfologiska studier i Södra
Sverige.Lunds Univ.Geogr.Inst. avh. 30.
- Kallevik N. 1947 :Strandlinje undersökkelser på sydsiden
av Haugesundshalvöya.Hoved oppgave i fysisk
geografi. Univ. Oslo.(upubl.)
- Kaldhol H. 1908 :Fjeldbygningen i den nordöstllige del
av Ryfylke.N.G.U.49

- Klemsdal T. 1969 :A Lista Stage Morain on Jærem
Norsk Geogr. Tidsskr. 23,193-199.
- Koldrup N.-H. 1934 :Fjordenes retningslinjer og fjell-
bygningen på Vestlandet. Naturen 1934.
- " 1941 : Trekk av Sunnhordlands geologi.
Norsk Geolo.Tidsskr. 21 s.183.
- Krumbein W.C. og Pettijohn F.J. 1938 : Manual of sedimentary
petography.N.Y. Appelton Cent.
- Lowenstam H.A. 1954 :Factors affecting the aragonite:calcite
ratios in carbonate secreting marin organisms
Journ.Geol. vol.62 s.284.
- Lundquäst J. 1969 :Beskrivning til jordartskarta over
Jämtlands län. S.G.U. ser. Ca.nr.45.
- Mangerud J. 1970 : Interglacial sediments at Fjösanger, ne
near Bergen, with the first Eemian pollen
spectra from Norway.Norsk Geol.Tidsskr. vol50
nr.2.
- x
Moe D. 1970 :The Post-Glacial Immigration of Picea
abies into Fennoscandia .Bot. Not. vol.123,
67-66.
- Müller G. 1967 :Diagenesis in argillaceous sediments.
Devel. Sediment. 8 .Elsevier.
- Möller H. 1960 :Moränavsetningar med sorterat material
i Stockholmstrakten . G.F.F. 82.
- Nansen F. 1922 :The Strandflat and Istostasy.
Vid. selsk.skr.1921.
- Olsson I.U. 1961 :Åldersbestämning med radioaktivt kol.
Elementa 44,3.
- Paterson W.S.B. 1969:Physics of Glaciers.
- Reeves C.C. jr. 1968:Introduction to Paleolimnology.
Devel.Sediment.14.Elsevier.
- Rekstad J. 1908 :Geologiske iagttagelser fra Sunnhordlan^d
N.G.U. nr.49.
- Reusch.H. 1888 :Bömmelöen og Karmöen med omgivelser.
Kr.a.
- " 1913 :Tekst til geologisk oversiktskart over
Sönnhordland og Ryfylke. N.G.U. 64.
- Ringö E. 1964 : Om drumliner og Skagerak morene på
Karmöy. Norsk Geogr.Tidsskr. 19,205-228.
- x
McKee.E.D. 1965 :Experiments on ripple lamination.
In Prim.Sed.Struc. and their Hydrod. Int.
Soc. Ec.Paleon. Min. sp. publ. no 12

- Rosenquist I.Th. 1947 :Bidrag til diskusjonen om Haugesundhalvøyas alder. Norsk Geol.Tidsskr. 26
- " 1960 : Marin clays and quick clay s(1)ides. In Geology of Norway. N.G.U. nr. 208. (Ed. O.Holtedahl).
- X
Selmer-Olsen R. 1954 : Om norske jordarters variasjon i korngradering og plasisitet. N.G.U.186.
- Shumskii P.A. 1964 :Principles of Structural Glaciology. Dover.
- Sörbye R.C. 1949 :Geological studies in the northwestern part of the Haugesund peninsula. B.U. 1948, no.6
- Taft W.H. 1967 :Physical chemistry of formation of carbonates. Devel.Sedim.9b ,chap.3..Elsevier
- Weertman J. 1961 : Mechanism for the formation of inner morains found near the edge of cold ice caps and ice sheets. Journ.Glaciol.3, 953-978.
- Ökland S. 1947 :Skuringstripene på ytre og mellomste del av Haugesundshalvöya. Hoved oppg. i fysisk geogr. Univ. Oslo (upubl.)
- X
Scheidegger A.E. 1970 :Theoretical Geomorfology. Springer Verlag.Berlin ,Heidelberg.