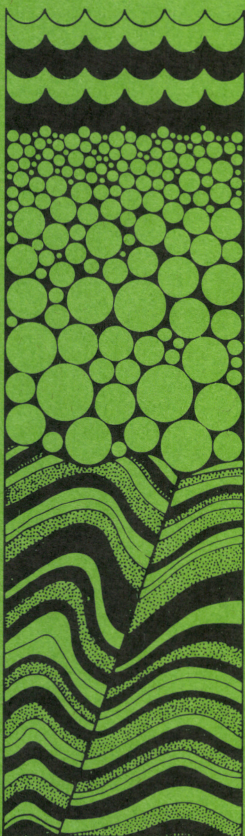


INSTITUTT FOR GEOLOGI NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE

Department of Geology, Agricultural University of Norway
Address: N—1432 Ås - NLH. Telephone: (02) 94 00 60



**RAPPORT NR. 7
ÅS 1978**

**Sylvi Haldorsen, Jan Mangerud
Hans-Petter Sejrup og Eivind Sønstegaard**

**LITHOLOGISKE STUDIER AV
SAALE-, EEM- OG WEICHSEL-
SEDIMENTER FRA FJØSANGER,
BERGEN.**

English summary



INSTITUTT FOR GEOLOGI NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE

**Department of Geology, Agricultural University of Norway
Address: N—1432 Ås - NLH. Telephone: (02) 94 00 60**

**RAPPORT NR. 7
ÅS 1978**

**Sylvi Haldorsen, Jan Mangerud
Hans-Petter Sejrup og Eivind Sønstegeard**

**LITHOLOGISKE STUDIER AV
SAALE-, EEM- OG WEICHSEL—
SEDIMENTER FRA FJØSANGER,
BERGEN.**

**English summary
ISBN 82 - 576 - 2505 - 1**

INNHOOLD

	s.
INNLEDNING	1
PROBLEMSTILLINGER OG MÅLSETNINGER	3
ANALYSEMETODER	5
LITHOSTRATIGRAFISK BESKRIVELSE	6
BERGGRUNNEN OG BERGARTENES EGENSKAPER OVERFOR ISEROSJON	9
LØSMASSENE RELASJON TIL BERGGRUNNEN	14
Grovsilt 32-63 μ	14
Finsilt 4-8 μ	16
Leir 2 μ	21
FORVITRINGSKOMponenter I LEIRFRAKSJONEN	26
ERFARINGER MED LEIRMINERALOGISKE OG GEOKJEMISKE STUDIER ANVENDT PÅ MARIN KVARTÆRSTRATIGRAFI	32
LITHOLOGICAL INVESTIGATIONS OF SAALIAN, EEMIAN AND WEICHSELIAN SEDIMENTS FROM FJØSANGER, BERGEN	35
LITTERATUR	38



INNLEDNING

I 1970 publiserte Mangerud en beskrivelse av de første sedimenter i Norge som med noen grad av sikkerhet kunne sies å være av Eem alder. Det var omlagrede sedimenter i en morene vest for Nordåsvatnet, noen kilometer sør for Bergen (fig.1).

I løpet av 1975-1977 ble det gravd flere dype snitt ved denne lokaliteten, og det ble avdekket en komplett og nesten helt uforstyrret lagrekke som nedenfra består av morene fra Saale, strandnære fjordsedimenter fra hele Eem og underste del av Weichsel og øverst morene fra Weichsel (fig.2). I et snitt litt nordenfor det som er vist på fig.2, ble det våren 1977 avdekket to morenelag fra Saale under Eem-lag.

Foreløpige beskrivelser av snittene er gitt av Mangerud & Sønstegaard (1976) og Mangerud, Sønstegaard & Sejrup (1977 a & 1977 b).

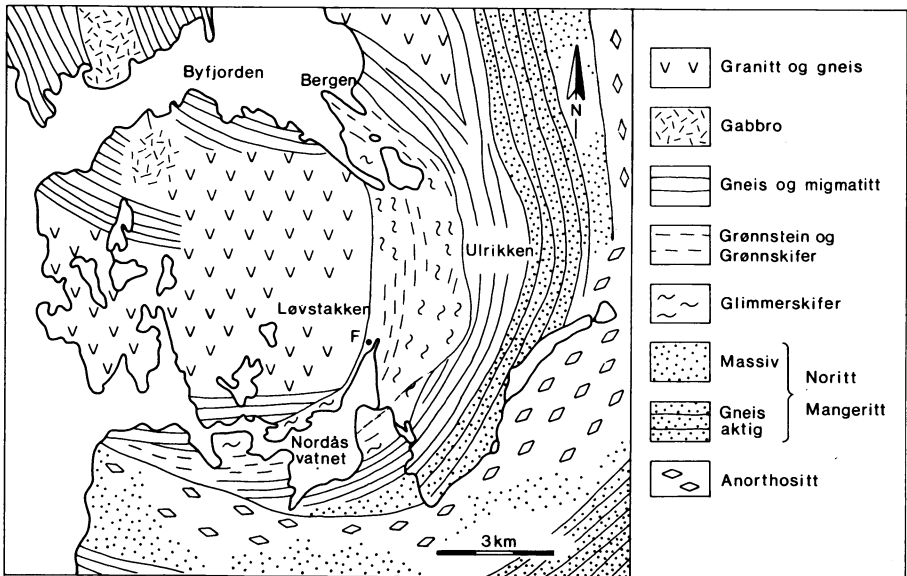
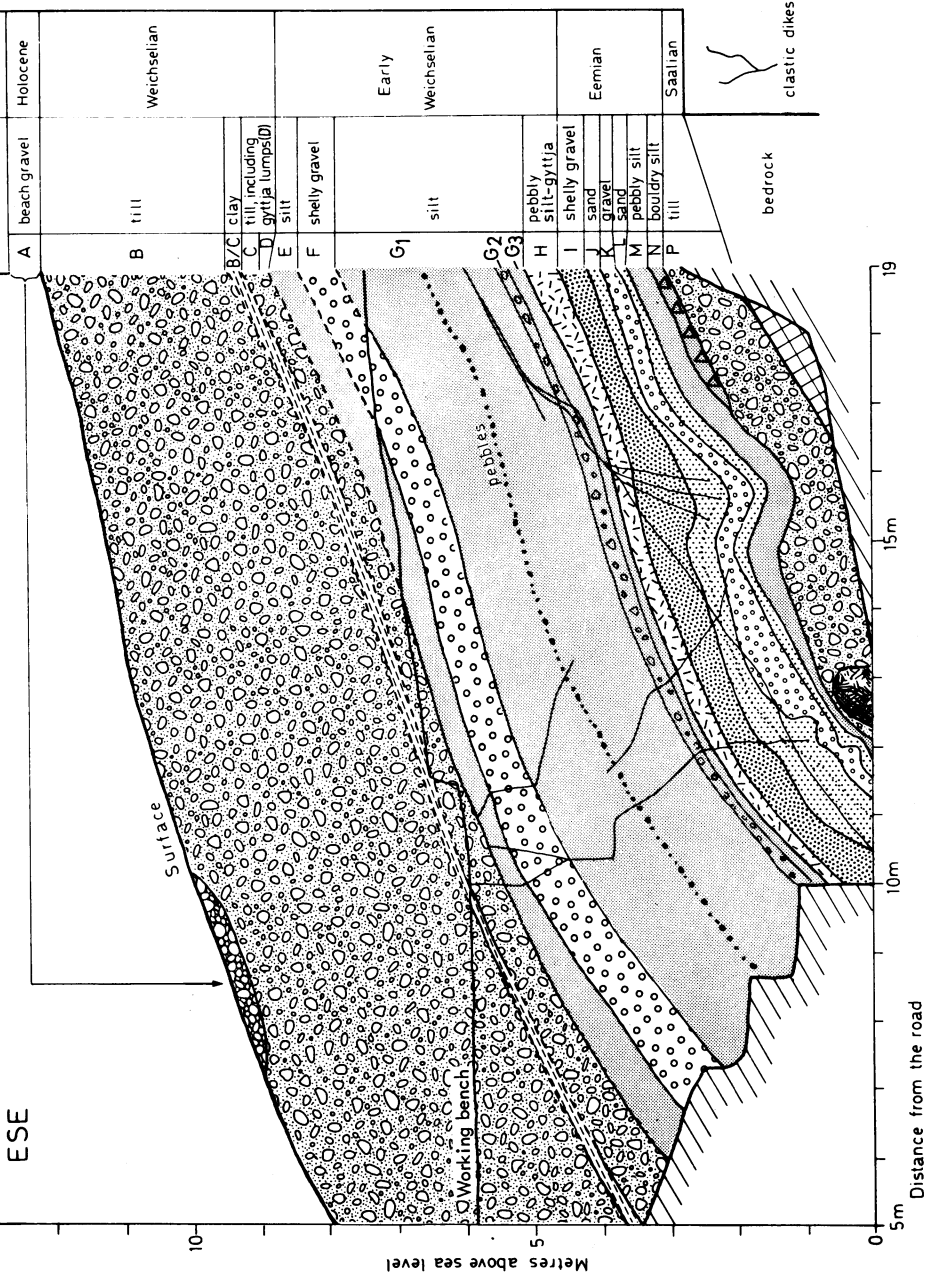


Fig.1 Forenklet berggrunnskart over Bergensområdet
F = Fjøsanger (Etter Kolderup & Kolderup 1940)

Fig.2. Snitt gjennom avsetningene på Fjøsanger.

FJØSANGER



I første rekke er lokaliteten av stratigrafisk interesse. Hovedresultatene fra pollen- foraminifer- og skjellundersøkelsene er vist på fig.3. Både flora og fauna avspeiler den gradvise klimaendringen gjennom hele Eem, over i den kjølige klimafasen som innledet Weichsel. Fjøsanger er et av de få stedene i Nord-Europa der hele Eem er representert i ett snitt. Spesielt viktig er det at man kan studere endringen i den marine faunaen parallelt med endringer i landfloraen.

Det er ønskelig å få en bred og detaljert beskrivelse av materialet fra denne viktige lokaliteten. Foruten de biostratigrafiske undersøkelsene (fig.3), er det derfor forsøkt forskjellige dateringsmetoder (U/TH, aminosyrer) og analysert kornfordeling, glødetap, karbonatinnhold (fig.4), rounding, steininnhold og petrografi i finfraksjonene.

I denne rapporten blir i første rekke resultatene av de geokjemiske og leirmineralogiske analysene for fraksjonene <2 μ , 4-8 μ og 32-63 μ diskutert. Analysene er utført ved Norges Landbrukshøgskole, og hovedtolkningene av resultatene er gjort av Sylvi Haldorsen.

PROBLEMSTILLINGER OG MÅLSETNINGER

Teksturelt og genetisk er avsetningene på Fjøsanger varierende (fig.4). Følgelig varierer også mineral- og bergartsinhold. I de eldste glasiasjonsfasene, representert ved morene S og R (fig.4), har først og fremst berggrunnen og i mindre grad eventuelle, eldre løsavsetninger vært kildemateriale for avsetningene. Flere bergartstyper (fig.1) kan ha gitt hvert sitt bidrag. I Eem, representert ved lag N-1, ble det derimot neppe dannet noe finmateriale ved erosjon i fast fjell. Her har i første rekke morener og andre løsavsetninger fra Saale vært det viktigste kildematerialet. I denne tiden kan korn av ulik størrelse ha vært transportert på ulik måte, og innenfor ett lag kan det dermed være både lokale og mer langtransporterte komponenter. I Tidlig Weichsel (lag H-B, fig.4) var både tidligere avsatte sedimenter og iserodert berggrunnsmateriale potensielt kildemateriale for avsetningene. Overflateforvitringen som fant sted i Eem førte dessuten til at mineralsammensetningen i den

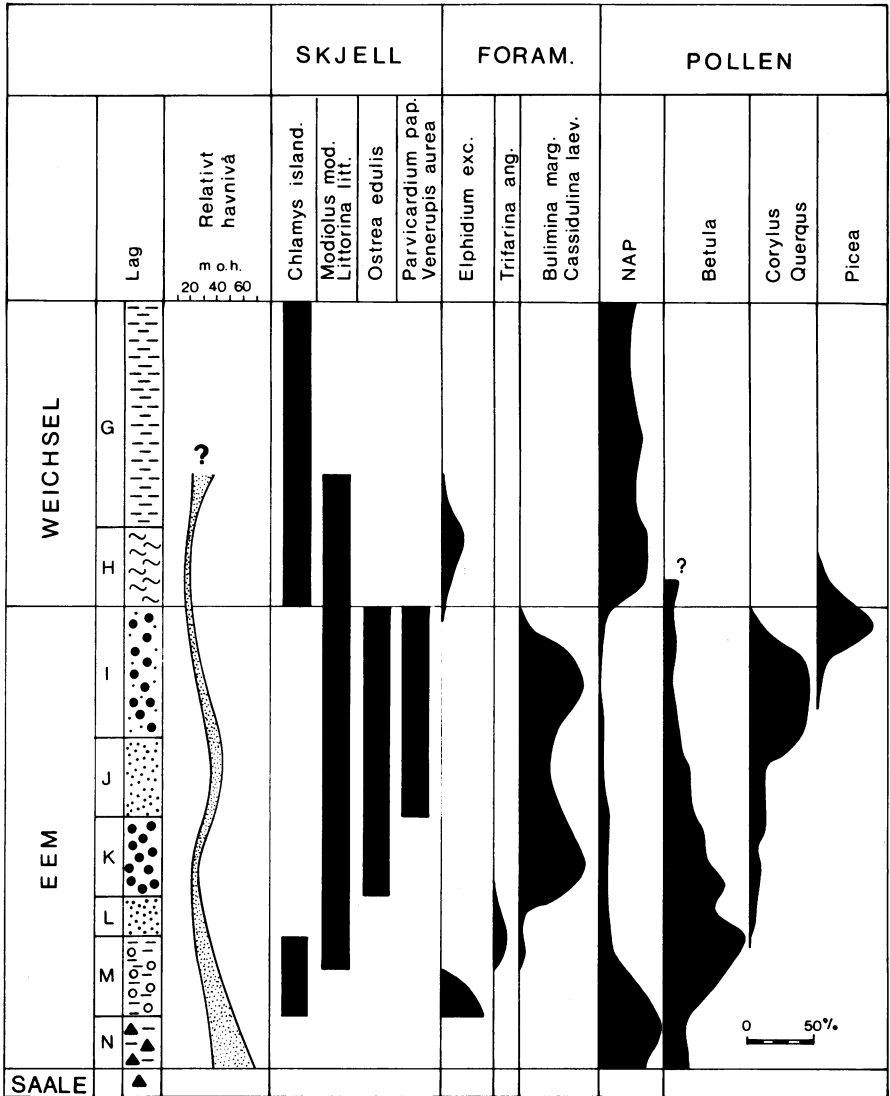


Fig. 3 Variasjon i havnivå, og utbredelsen av en del typer skjell, foraminiferer og pollen.

øvre meteren av løsmassene ble gradvis endret på land, slik at kildematerialet for fjordsedimentene etterhvert kunne bli preget av en interglasial jordsmonnsforvitring.

Målsetningen med undersøkelsene har primært vært å rekonstruere sedimentasjonshistorien for finmaterialet og kartlegge betydningen av hver av de faktorer som er nevnt ovenfor. Det har også vært av interesse, rent metodisk, å se om leirmineralogiske og geokjemiske analyser kunne gi noen viktige, stratigrafiske informasjoner om avsetningene utover de man fikk ved øvrige analyser.

ANALYSEMETODER

Prøvene er tatt ut i ett profil, og laterale variasjoner innenfor hvert lag er ikke undersøkt. Prøvetettheten er varierende gjennom snittet (se f.eks. fig.5).

Materialet er hovedsakelig undersøkt ved hjelp av røntgen-diffraktometer, atomabsorpsjonsspektrofotometer og flammefotometer. Tolkningen av diffraktometerkurvene er basert på metoder brukt av Roaldset (1972).

Separeringen av ulike kornfraksjoner ble foretatt etterat lett oksyderbare organiske komponenter var fjernet med svak H_2O_2 -behandling (5%). Røntgendiffraktometeranalyser er dels utført på mest mulig ubehandlet materiale, dels på materiale som er citratrenset, sterkt H_2O_2 -behandlet og $Mg Cl_2$ -behandlet. Resultater fra en rekke ulike prosedyrer er sammenliknet for å få et best mulig grunnlag for kvantitative vurderinger. Trass i dette er de kvantitative betraktningene usikre fordi mange prøver har ubetydelige mengder minerogent finstoff i forhold til mengder av finkornig, organisk materiale. Dette gjelder spesielt for leirfraksjonen.

Ved prosentutregningene på fig.7 og 10 er arealet av 3,18 Å-3.20 Å-refleksjonen (plagioklas) dividert med 2, mens arealet av 7 Å-refleksjonen (kloritt) og 10 Å-refleksjonen (illitt) er brukt direkte. Dette er gjort for å få et mer representativt inntrykk av mengdeforholdet mellom plagioklas, illitt og kloritt. Utenom dette er det ikke anvendt korreksjonsfaktorer ved de semikvantitative beregningene. På fig.14 dreier det seg derfor strengt tatt om intensitetsprosent og ikke om egentlige

mineralmengder. Dette spiller imidlertid ikke noen rolle for diskusjonen, fordi resultatene hovedsakelig er brukt til relative vurderinger innenfor dette ene snittet. På fig.14 er videre smektitt og blandsjiktmineraler av smektitt/illitt-type slått sammen og kalt smektitt.

Kaolin er identifisert ved tilstedeværelsen av en 7 Å-refleks etter behandling med varm, 4 N HCL og bestemt kvantitativt ved vurdering av 002-refleksens ved 3.58 Å.

Alle de geokjemiske resultatene er oppgitt i vektprosent oksyder. Verdiene er regnet ut uten CaO fordi kalsium i dette tilfelle er så sterkt biogent preget.

Alt jern er oppgitt som prosent Fe_2O_3 siden prøvene ble forbehandlet med H_2O_2 .

LITHOSTRATIGRAFISK BESKRIVELSE

De to Saale-morenene i det nordlige snittet har en mektighet på tilsammen 6 m. Den øverste av dem er antatt å tilsvare morene P på fig.2, og egner seg bedre for sedimentologiske undersøkelser enn det tynne P-laget. Av den grunn er de to lagene R og S i det nordlige snittet inkludert på fig.4-12 og fig.14. Det nordlige snittet ble ikke gravd helt ned til fast fjell, og under de blottlagte delene av morene S kan det ifølge seismiske undersøkelser være ytterligere 5 m ned til fjellet.

De to Saalemorenene S og R skiller seg klart fra hverandre, og grensen mellom dem er helt tydelig, visuelt sett. Den undre morenen (S) er lys grå og hard, det siste skyldes delvis det høye leirinnholdet (fig.4). Den øvre morenen (R) er mørkere, løsere og mer sandig. Den undre morenen er en typisk bunnmorene, sannsynligvis en "lodgement till", avsatt på støtsiden av Løvstakken (fig.1). Også den øvre morenen er en typisk bunnmorene, og forskjellen mellom de to morenene skyldes trolig først og fremst en forskjell i opphavsmateriale, noe som kan være betinget av en endring i isbevegelsesretningen.

Grensen mellom Saale- og Eem-avsetningene går mellom morene R (som altså tilsvarer morene P på fig.2) og det marine laget blokk-silt N (fig.2 og 4). Blokk-silt N har en leirfattig siltmatriks. I det overliggende laget stein-silt M er det et større innhold av leir og silt og et lavere blokkinnhold. Mengden av organisk materiale er lav i N og nedre del av M og tiltar i øvre deler av M (fig.4). Stein-silt M har et høyt innhold av skjell.

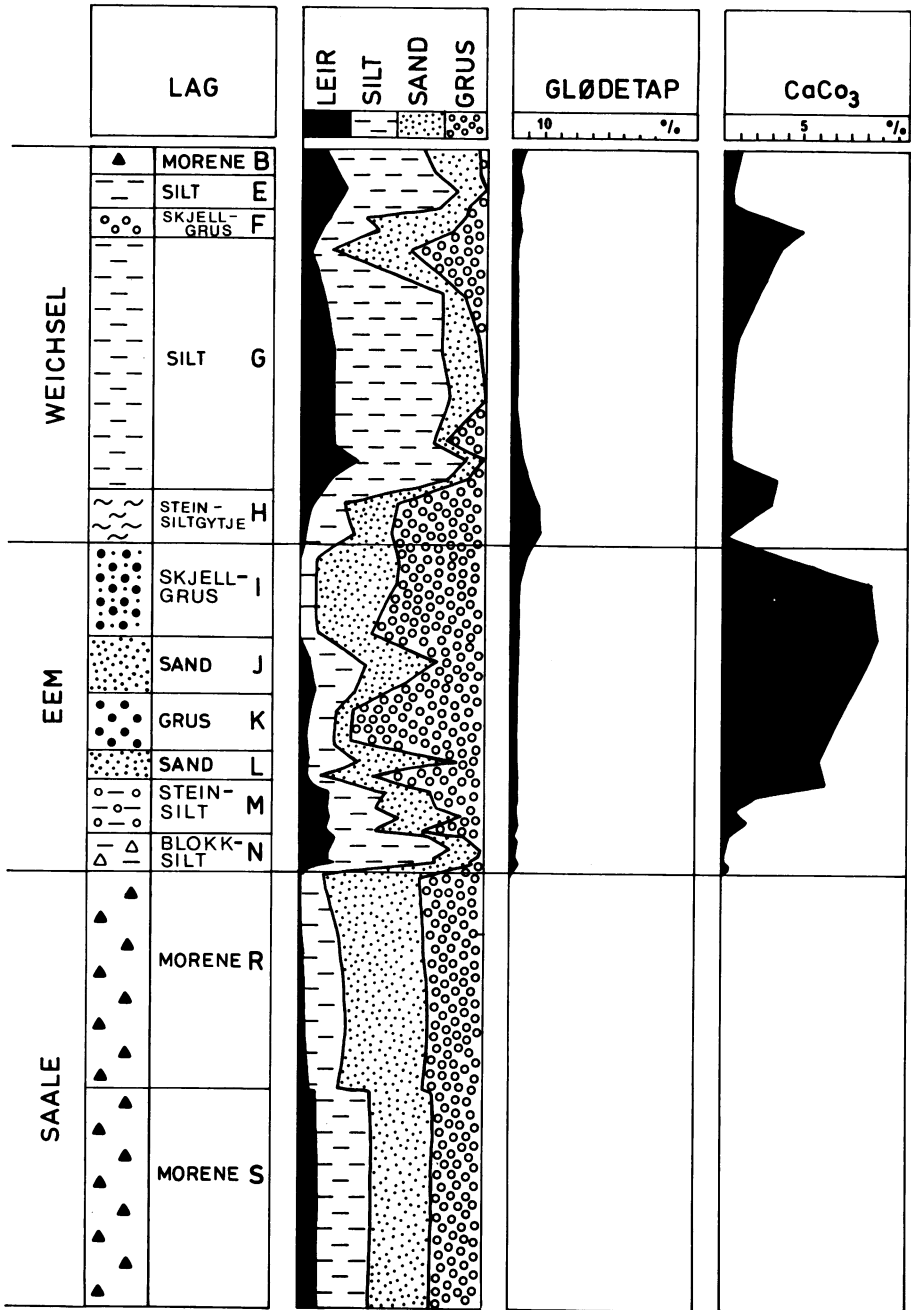


Fig.4 Variasjon i kornfordeling, glødetap og karbonatinnhold.

Over M ligger sand L og derover grus K og sand J (fig.4). Innholdet av leir og finsilt (<8 μ) er noe varierende i de tre lagene, men er stort sett lavt (< 10 %). Skjellgrus I er det øverste Eem-laget, og det inneholder bare ubetydelige mengder leir. I alle lagene L-I er innholdet av organisk materiale høyt i forhold til mengden av minerogen leir og finsilt. Deter rikelig med skjell-materiale tilstede (fig.4). Eem-lagene har en bimodal kornfordeling og består av to sedimentologiske komponenter: 1. Det grove materialet består av blokk, stein, grus eller sand (fig.4). Kornene ligger i kontakt med hverandre. Dette grove materialet er trolig skyllet ned fra den bratte fjellsiden opp mot Løvstakken. Det kan imidlertid ikke utelukkes at en mindre del av grovmaterialet i blokk- silt N er isdroppet. Grovmaterialet i Eem er svært kantet. Dette skyldes at området ligger godt beskyttet mot bølgevirksomhet (fig.1) slik at strandprosessene ikke førte til noen rounding av materialet. Også idag er strandmaterialet langs Nordåsvatnet kantet.

2. Det fine matriksmaterialet (silt og leir) er hovedsakelig fylt inn i hulrommene mellom de grove partiklene. Utviklingen i fauna og flora opp gjennom Eem viser at sedimentasjonen av finstoff har foregått kontinuerlig. Den totale mengden av finstoff i Eem-lag L-I er liten (fig.4). Eem representerer et tidsrom på 10-15 000 år, og sedimentasjonshastigheten for finmaterialet har dermed vært lav.

Stein-siltgytje H, som ligger over I (fig.2-4), innleder Weichsel. Laget består av et steinskjelett med en silt-gytje matriks. Innholdet av minerogene leirpartikler er lavt.

Over stein-siltgytje H ligger det et tykt siltlag G som i bunnen har et leir-siltlag G 3, derover en steinrik sone G 2 (fig.2) og på toppen et tykkere, renere siltlag G 1. Lagtykkelse og generelle aldersvurderinger tilsier at sedimentasjonshastigheten for finmaterialet gjennomsnittlig har vært betydelig større i lag G enn i lag L-H. Aminosyrebestemmelser antyder at lag H - G omfatter et tidsrom på ca 10 000 år.

G 1 inneholder en del langtransportert stein som er blitt tolket som isdroppet materiale. Dette, sammen med den sterke økningen i siltsedimentasjonen og en mangel på marine fossiler, gjør at G 1 tolkes som en glasimarin silt.

Over silt G følger skjellgrus F som er et skjellrikt lag av vesentlig grus og stein (fig.4). Faunaen viser at F ble avsatt i grunt vann.

Det øverste marine laget i snittet er silt E (fig.4). Silt E ligner silt G 1 og tolkes på samme måte som denne.

Lagene H-E representerer tilsammen den tidligste fasen av Weichsel.

De marine Weichsel-lagene overlages av en morene som først ble tolket som to separate morener, C og B (fig.2) skilt ved en tynn silthorisont. Det viste seg senere at det tynne siltlaget mellom morenene er en overfoldet del av silt F. B og C blir derfor nå betraktet som ett morenelag avsatt i samme glasiasjonsfase. Morenen inneholder store mengder omlagret sediment med skjell, pinner, pollen mm. både fra Eem og Tidlig Weichsel.

Alle lagene under den øvre morenen B-C er noe deformert som følge av istrykket under glasiasjonsfasene i Weichsel. Lagene er dessuten gjennomskåret av flere klastiske ganger (fig.2)

Faunaen viser at havnivået varierte relativt mye i Eem og Tidlig Weichsel (fig.3). Dette avspeiles tildels også i vekslingen mellom grovkornige og finkornige lag (fig.4). I hele denne tiden var imidlertid det relative havnivået minst 15 m høyere enn i dag, og sedimentene ble trolig avsatt på et dyp fra 5 til 50 m. I mesteparten av Eem må det derfor ha vært en forbindelse mellom Nordåsvatnet og Byfjorden i nord (fig.1).

BERGGRUNNEN OG BERGARTENES EGENSKAPER OVERFOR ISEROSJON

Kildematerialet for leir og silt på Fjøsanger har, ifølge betraktningene ovenfor, vært iserodert Saalemateriale, i første rekke morenemateriale. Vurderinger av lokalbergartenes petrografi og motstandsdyktighet overfor iserosjon er derfor nødvendige for å tolke leir- og siltsammensetningen. I Norge er bunnmorener ofte sterkt preget av underliggende berggrunn (Haldorsen 1977 a, s.27-30). Sammensetningen av hvert lag på Fjøsanger skulle derfor kunne antyde hvor løsmaterialet stammer fra, geografisk sett. Eventuelle sedimentologiske mellomstasjoner mellom Fjøsanger og morenene i kildeområdet avdekkes imidlertid ikke ved disse betraktningene.

Glacial nedknusning av ulike bergartstyper har vært studert av Haldorsen (1977 a, 1977 b) og de følgende vurderingene bygger hovedsakelig på resultatene fra disse studiene. Videre er de fleste tolkningene senere i rapporten basert på de generelle vurderingene nedenfor.

Berggrunnen i Bergens-området er beskrevet av Kolderup & Kolderup (1940). Mer detaljerte studier pågår ved Geologisk Institutt, avd.A, Universitetet i Bergen.

Bergartene har svært varierende opprinnelse, mineral-sammensetning, hardhet og tekstur og følgelig også varierende motstandsdyktighet overfor iserosjon.

Grovkornige granitter og gneiser dominerer i vest (fig.1). De består hovedsakelig av mikroklin, albitt, kvarts og biotitt (Kolderup & Kolderup 1949, s.110). Geokjemisk er bergartene karakterisert ved høyt K - Na - Si -innhold og lavt Ca - Mg -innhold. Gneis og granitt gir normalt svært lite leir og finsilt ved breerosjon (Jørgensen 1977, Haldorsen 1977 a, 1977 b), og disse bergartene har trolig spilt liten rolle for sammensetningen av det fineste materialet på Fjøsanger. Gneis og granitt gir derimot betydelige grovsiltmengder ved iserosjon, og kan teoretisk ha hatt en vesentlig betydning for sammensetningen av 32-63 μ fraksjonen.

Ved Fjøsanger går grensen mellom gneis-granittbergartene og de indre bergensbuer, som vesentlig består av glimmerskifer, grønnskifer og grønnstein (fig.1). Det er også flere flak av mylonitt innenfor området (A. Ton, pers.medd.1978). Glimmerskifrene er normalt finkornige og består vesentlig av kvarts, biotitt, muskovitt, kloritt, kalkspat og epidot (Kolderup & Kolderup 1940, s.32). Slike bergarter er generelt karakterisert ved høyt kaliuminnhold.

Grønnskifrene og grønnsteinene kan stedvis karakteriseres som hornblendeskifer. I slike soner er bergartene relativt grovkornige og består hovedsakelig av hornblende, albitt og epidot (Kolderup & Kolderup, s.53). I andre soner er de rike på kloritt. Generelt er grønnskifer og grønnstein de mest Mg-rike bergartene i området. De har også et høyt innhold av natrium og kalsium mens de har et lavere kalium- og silisiuminnhold enn glimmerskiferen.

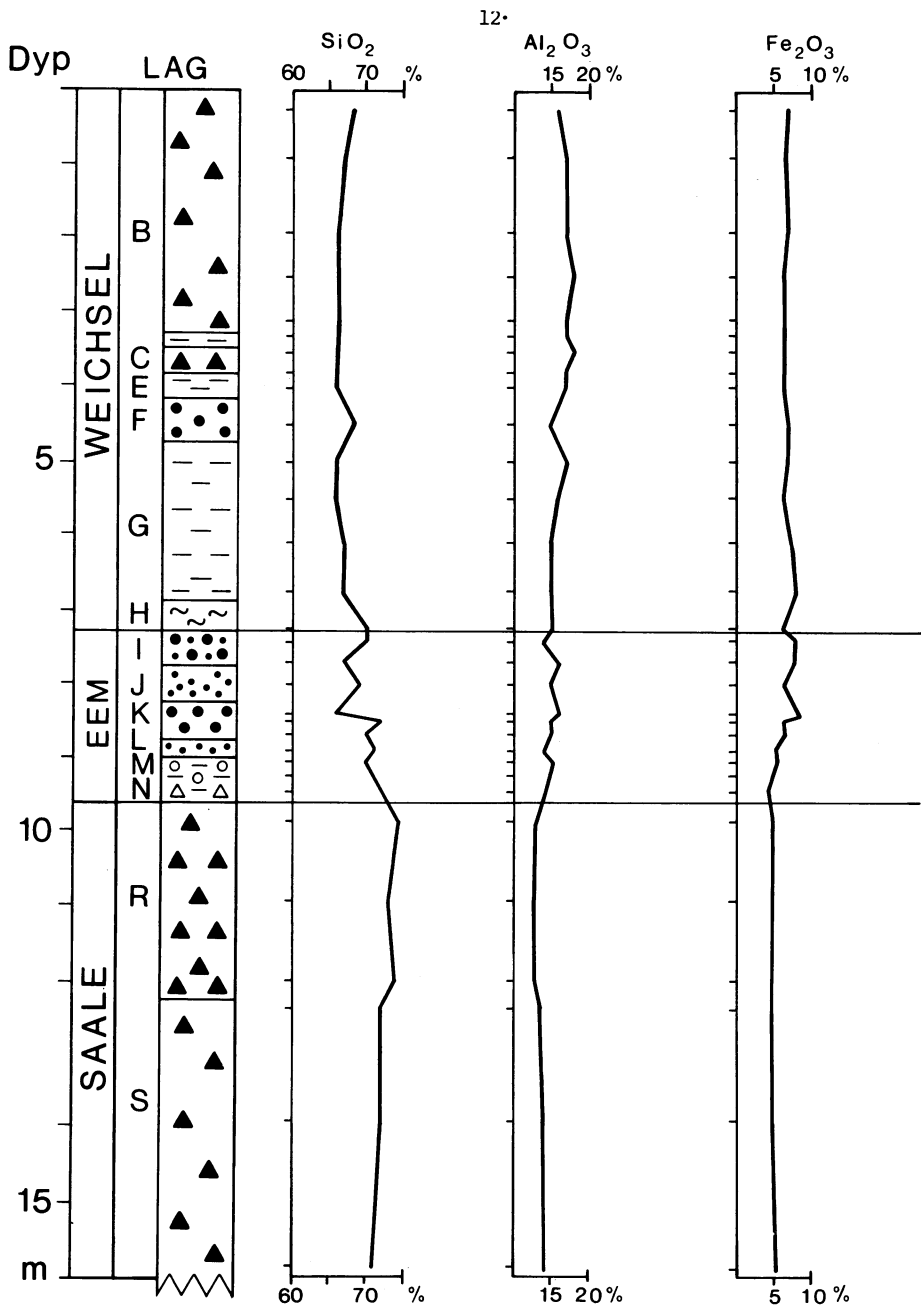
Glimmerskifer og grønnstein - grønnskifer er blant de bergartene i området som lettest eroderes av en bre. Disse relativt bløte bergartene omgav mye av fjorden i Æm og Tidlig Weichsel, og de har ligget proksimalt for Fjøsanger ved enhver brebevegelse fra nord og øst. Bergartene er relativt finkornige med mineralkorn som primært er av siltstørrelse. Vanligvis gir ikke glimmerskifer spesielt leirrike morener (Jørgensen 1977), men ved siden av grønnskifer - grønnsteinsoner vil de trolig gi betydelig mer leir ved breerosjon enn de fleste andre bergartene i Bergensområdet.

Øst for de indre bergensbuer dominerer gneis og migmatitt (fig.1). Bergartene har her hovedsakelig en granittisk sammensetning og er stedvis svært muskovittrike. De har omlag den samme petrografiske karakteristikk og motstandsdyktighet mot breerosjon som gneis- og granittbergartene i vest.

Østenfor gneis-migmatittområdet ligger et stort felt med anorthositt, noritt og mangeritt (fig.1). Anorthosittene er tildels grovkornige og tildels finkornige til nesten pulveraktige (A. Ton, pers.medd. 1977). De er delvis saussurittisert, men det er også deler av anorthosittene som har en An-rik plagioklas (Kolderup & Kolderup 1940, s.80). Bergartene er generelt preget av et høyt Na - Ca-innhold med soner som også er Mg-rike. Anorthosittene kan, utfra betraktninger av primær mineralkornstørrelse, ha gitt bidrag både i form av silt og leir til Fjøsanger-avsetningene.

Nær grensen mot buebergartene kan gneisene i øst og vest karakteriseres som fyllonitt og mylonitt. De er tildels løse og oppknuste. Både mineralsammensetning og andre egenskaper gjør det vanskelig å skille komponenter fra disse bergartene fra glimmerskiferkomponenter. I de senere diskusjonene blir derfor eventuelle bidrag fra alle disse bergartene stort sett slått sammen og kalt glimmerskiferkomponenter.

Leirmineralsoner av tektonisk opprinnelse er observert flere steder i Bergensområdet. Mineralsammensetningen i disse sonene er ikke studert, men svellende leire er påvist i forbindelse med tunnelsprengninger, bl.a. i grensesonen mellom granittene i vest og buebergartene (A. Ton, pers.medd. 1977).



SILT 32 - 63 μ

Fig.5 Variasjoner i mengden av silisium, aluminium og jern i grovsiltfraksjonen 32-63 μ.

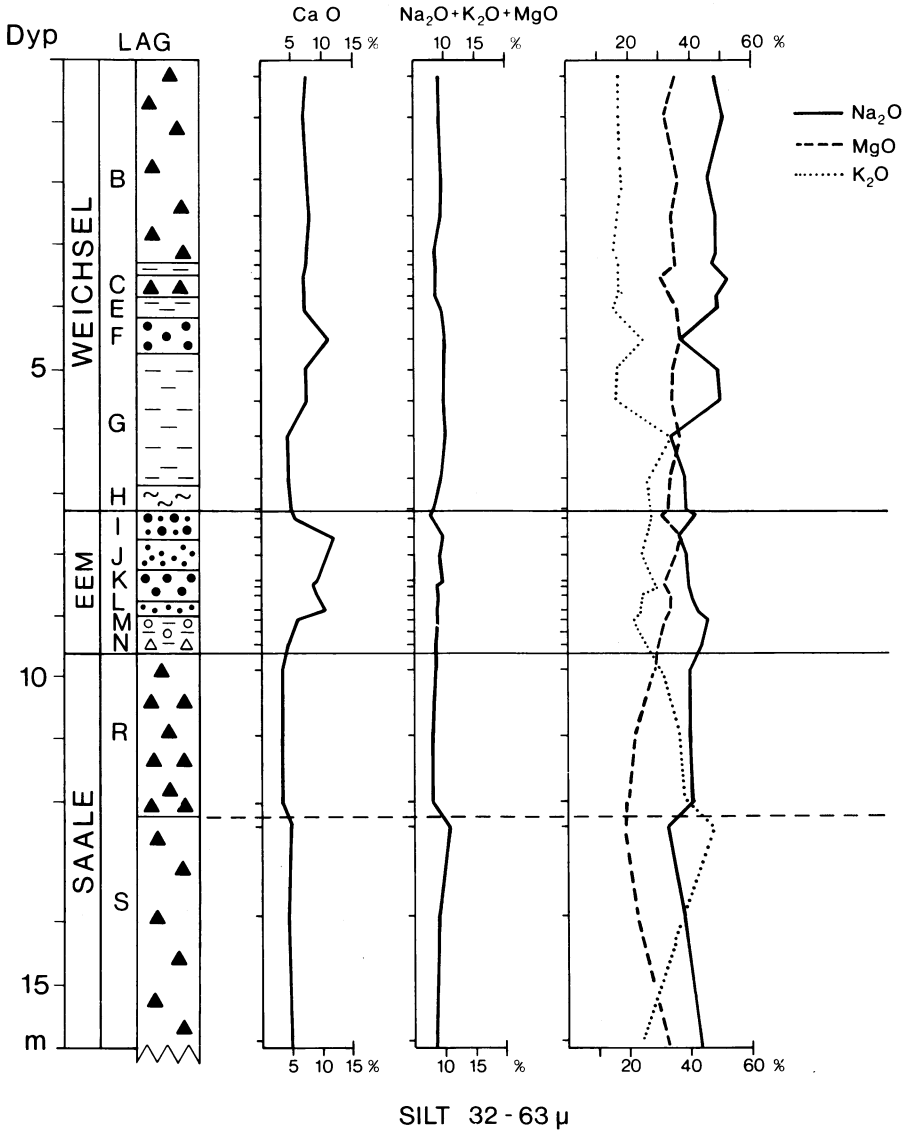


Fig.6 Variasjoner i mengden av kalsium, natrium, magnesium og kalium i grovsiltfraksjonen 32-63 μ.

Mangel på kvantitative, mineralogiske studier av bergartene i Bergensområdet gjør det vanskelig å kalkulere mengdeforholdet mellom ulike bergartskomponenter i Fjøsangeravsetningene. Relative vurderinger slik som "mer eller mindre glimmerskiferdominert", "spesielt grønnskiferrikt", o.s.v. er derfor anvendt.

LØSMASSENE RELASJON TIL BERGGRUNNEN

Grovsilt 32-63 μ

For fraksjonen 32-63 μ er det kun utført geokjemiske analyser. Fig. 5-6 viser variasjonen i de viktigste hovedelementene. Undre Saalemorene S er rikere på CaO og har lavere SiO₂-innhold enn øvre Saalemorene R. Sannsynlige Ca-kilder er kalkspat fra ulike skiferbergarter og epidot og amfibol fra grønnskifre og grønnsteiner. Overfladiske mineraltellinger under binokularmikroskop tyder på at morene S har det laveste kvartsinholdet.

Oppover i undre morene S øker innholdet av K₂O i forhold til MgO og Na₂O (fig.6). Årsaken til endringen kan være at innholdet av lokalt grønnskifer- grønnsteinmateriale avtar oppover i morene S. Ved overgangen til morene R øker innholdet av Na₂O, og øvre del av S og hele R er rike på Na₂O og K₂O i forhold til MgO (fig.6). Gneis og granitt kan ha bidratt med materiale til disse morenesonene, men også glimmerskifer er en potensiell kildebergart for natrium og kalium.

De marine lag N-G 2 er rikere på MgO og Na₂O enn morene R og øvre del av morene S. De ligner mye på nedre del av morene S (fig.6). I Eem og tidlig Weichsel var løsmateriale i strandsonen en viktig grovsiltkilde, og under mellomistidsforhold ble det neppe tilført grovsilt fra noen fjerntliggende områder. De geokjemiske resultatene kan dermed tyde på at løsavleiringene i strandområdet har vært nokså lik nedre deler av morene S.

Det skjer en markert endring i den geokjemiske sammensetningen like over steinlaget G 2 i silt G (fig.2,5 og 6). I øvre del av silt G (G 1) er det et lavere K₂O-innhold og et høyere Na₂O-innhold enn i noe dypere lag i snittet (fig.6).

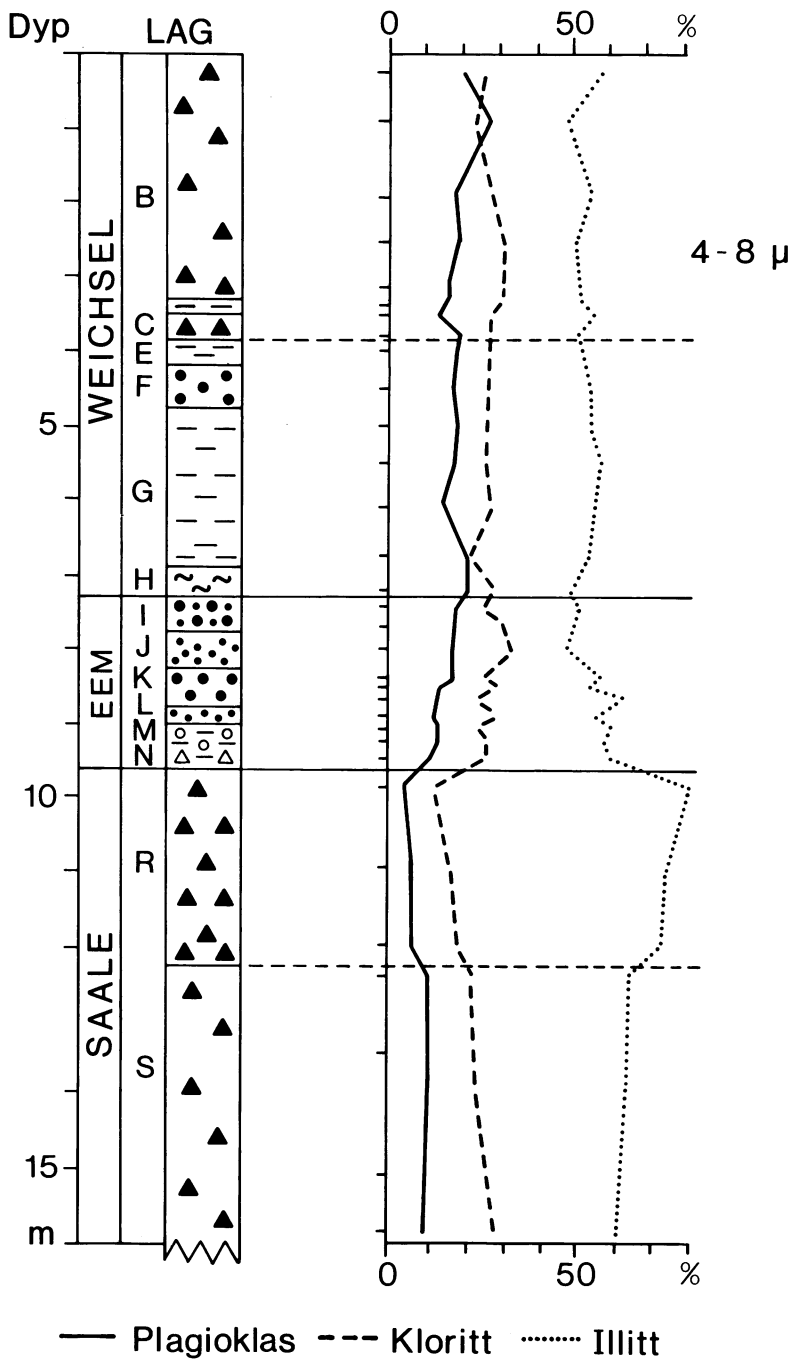


Fig.7 Variasjoner i hovedmineralinnholdet i finsiltfraksjonen 4-8 μ .

På samme måte som for steinmaterialet, kan også endringen i grovsiltsammensetningen skyldes innblanding av langtransportert, isdroppet materiale. Dette avspeiler f.eks. en økning i feltspat i forhold til glimmer, eller f.eks. en overgang fra K-rik til mer Na-rik feltspat. Det er rimelig å anta at anorthosittområdene i øst (fig.1) har vært kilde for slikt materiale, ikke minst fordi det er et betydelig innhold av anorthositt i grus- og steinfraksjonen i silt G! og E.

Silt E ligner silt G!i sammensetning (fig.5-6) og tolkes på samme måte som denne.

Skjellgrus F er derimot lik de lavere, marine lag N-G2 (fig.5-6). Under avsetningen av dette gruntvannslaget var trolig det lokale strandsonematerialet igjen den viktigste grovsiltekilden.

Morene B-C har en grovsiltgeokjemi som er nokså lik de to glasimarine siltlag (fig.5-6), i første rekke fordi morenen vesentlig består av omlagrede siltsedimenter.

Finsilt 4 - 8 μ

Gjennom hele snittet er illitt, kloritt og plagioklas (albitt) de viktigste mineraler i 4-8 μ fraksjonen og utgjør tilsammen omlag 80 % av det totale mineralinnholdet. Mengdeforholdet mellom disse mineralene er vist på fig.7. Illitt utgjør normalt mer enn 50 % av innholdet, og det er både di- og trioktaedrisk illitt tilstede i alle prøver.

Det er også i finsilten en forskjell mellom nedre Saalemorene S og øvre Saalemorene R (fig.7). S inneholder for det første mer albitt og kloritt enn R. I S er det videre en god del illitt av dioktaedrisk type, mens det i R hovedsakelig er trioktaedrisk illitt. I tillegg til forskjell i hovedmineralinnhold, har morene S et større kvartsinnhold (ca 10 %) enn morene R og inneholder i motsetning til R noe epidot, amfibol og kalkspat. Forskjellen i petrografi mellom de to morenene avspeiles også klart i geokjemiske parametre (fig.8-9). Den undre morenen er rik på Na_2O , MgO , SiO_2 og CaO . Den øvre har det høyeste innhold av K_2O , Fe_2O_3 og Al_2O_3 , og dette reflekterer det høye innholdet av trioktaedrisk illitt.

Geokjemisk og mineralogisk er det følgelig finsilten i morene S som er mest rik på karakteristiske grønnstein - grønnskiferkomponenter. Det betydelige illittinnholdet (fig.7)

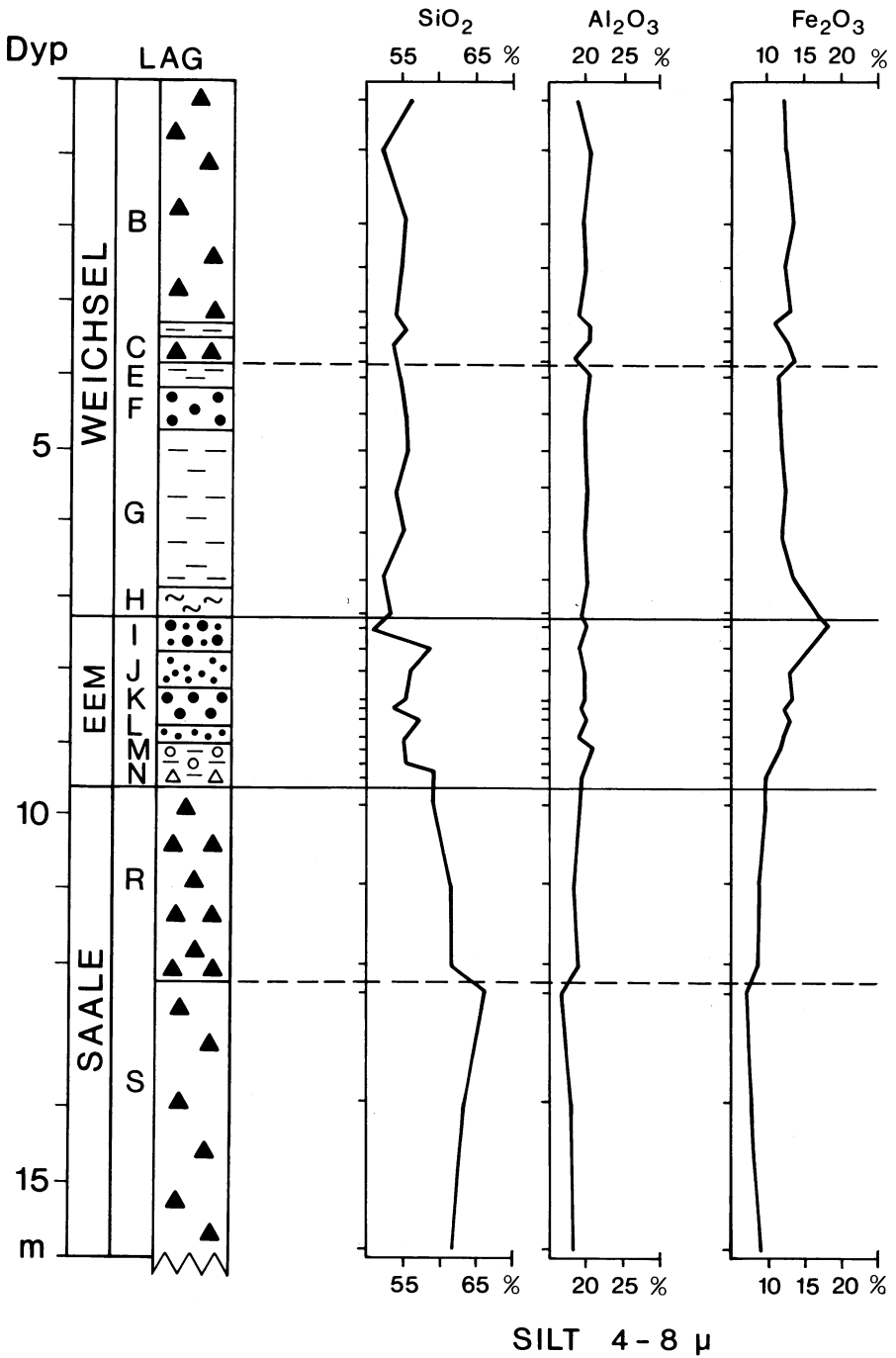


Fig.8 Variasjoner i silisium, aluminium og jern i finsiltfraksjonen 4-8 μ.

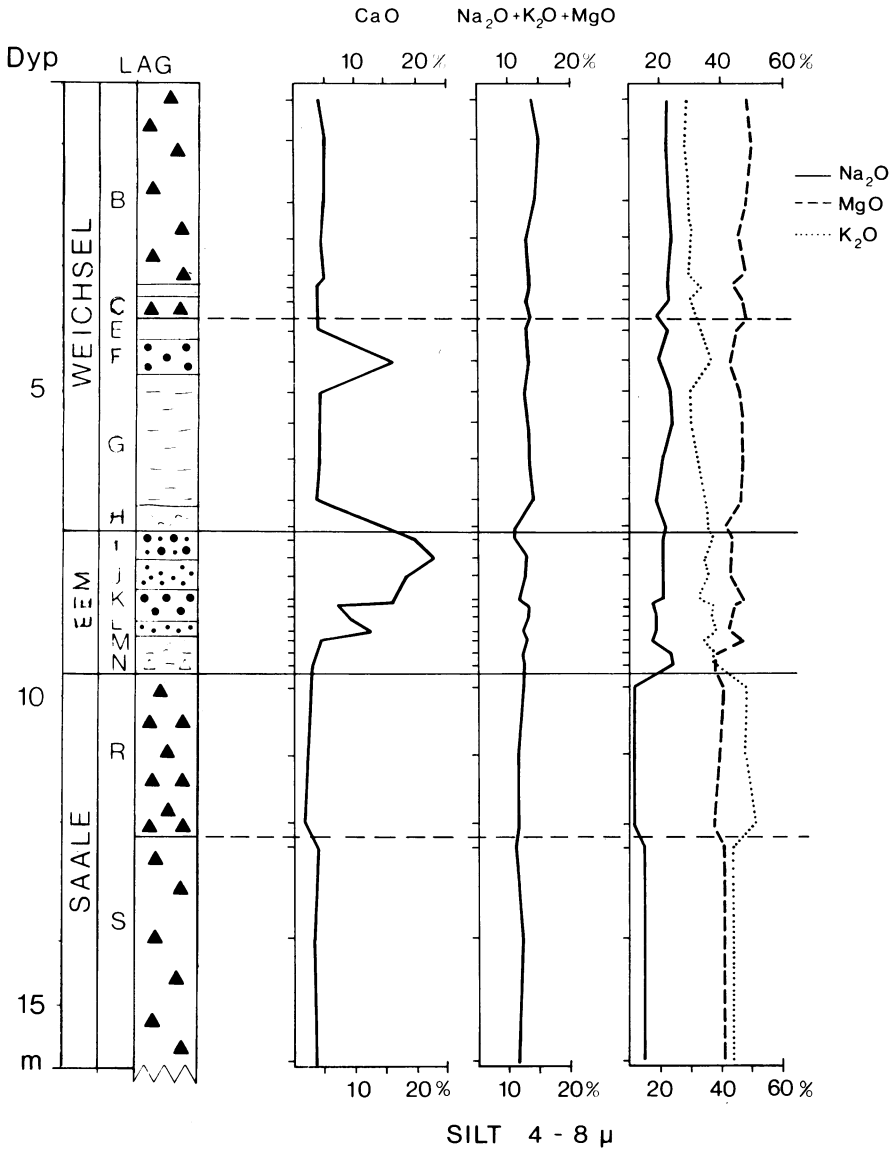


Fig.9 Variasjoner i kalsium, natrium, magnesium og kalium i finsiltfraksjonen 4-8 μ

og innholdet av kvarts viser imidlertid at morene S også er sterkt preget av glimmerskifermateriale. Totalt sett er dermed finsilten i morene S dominert av komponenter fra buebergartene.

Øvre morene R kan derimot ha et prosentvis større innslag av materiale fra løse, glimmerrike soner i f.eks. gneiss og granitt. Det høye illittinnholdet kunne også stamme fra glimmerskifer i bergensbuene, men det lave kvartsinholdet (< 5%), lave innholdet av dioktaedrisk illitt og prosentvis lave finstoffinnholdet (fig.4) tyder på at glimmerskifermateriale spiller mindre rolle i morene R enn i morene S. Kvantitativt er imidlertid disse antatte gneiss-granittkomponentene beskjedne siden mengden av finsilt totalt sett er så liten i morene R. Et tilsvarende innslag av gneis-granitt ville nesten ikke gi noe kvantitativt utslag i morene S der finsiltmengden er betydelig større.

Overgangen fra Saalemorene R til den marine blokk-silt N er markert ved økning i Na- og Mg-mengde og en tilsvarende nedgang i K-innhold (fig.9). Det er mulig at en mindre del av Na- og Mg-økningen skyldes innflytelse fra det marine miljøet der nettopp slike kationer kan adsorberes på mineralene. Den vesentligste delen av endringen må imidlertid tilskrives endringen fra et illittrikt materiale i morene R til et mer albitt- og klorittrikt marint sediment (fig.7). Dette tyder på at kildematerialet har vært noe rikere på grønnskifer - grønnsteinkomponenter enn morene R og S. Selv i de mest albitt- og klorittrike soner i lag N-E er det imidlertid så mye illitt (fig.7) at glimmerskiferkomponenten må ha vært mest dominerende.

Finsiltsammensetningen varierer lite innenfor de marine lag, og det er heller ingen vesentlig forskjell mellom marine lag og Weichselmorenen B-C øverst i snittet (fig.7-9). Trass i variasjoner både i klima og havnivå ser det ut til at siltsedimentasjonen i fjorden var nokså ensartet gjennom hele Eem og Tidlig Weichsel og preget av relativt grønnstein-grønnskiferrike løsmasser rundt fjorden. En ensartet finsiltsammensetning i sedimentene tvers over fjorden kan videre være årsaken til at Weichsel-morenen på toppen ikke skiller seg vesentlig fra de marine sedimentene. Materialet i denne morenen må for en stor grad bestå av fjordsedimenter som har ligget nordenfor eller østenfor Fjøsanger.

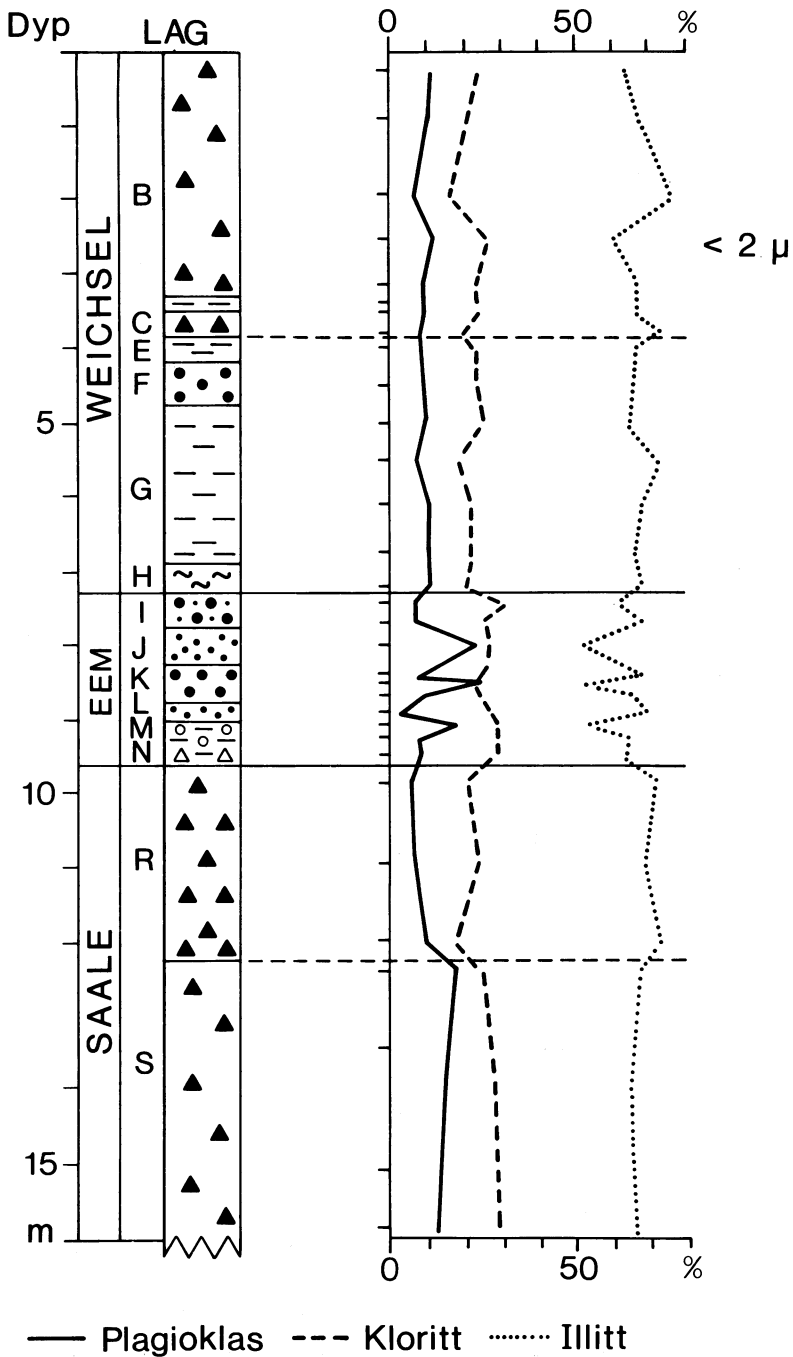


Fig.10 Variasjoner i hovedmineralinnholdet i leirfraksjonen.

Kvartsinnholdet, og dermed SiO_2 -innholdet, er relativt lavt (< 5 %) i alle marine lag og i Weichselmorene B-C. Heller ikke i Saalemorenene overstiger kvartsinnholdet 10 %. Dette tyder på at glimmerskiferen, som i hele sekvensen har vært en vesentlig kilde for finsiltmaterialet, har så store kvartskorn at de hovedsaklig er anriket i grovere kornfraksjoner i avsetningene.

Jerninnholdet i de marine lag er tildels biogent betinget og er høyt i de soner der det er mye organisk materiale (fig.4 og 8).

CaO-variasjonene (fig.9) faller sammen med kalkspatvariasjoner og med hovedvariasjoner i det totale karbonatinnhold (fig.4). Hovedmengden av Ca er åpenbart av biogen opprinnelse.

Generelt ser finsiltfraksjonen 4-8 μ ut til å være noe mindre lokalt preget enn grovsiltten. Det er rimelig å tro at den tildels består av materiale som ble transportert i suspensjon i fjorden fra kilder utenfor det rent lokale strandområdet.

Leir < 2 μ

Variasjoner i mengden av de tre hovedmineralene illitt, kloritt og plagioklas er vist på fig.10. I Saalemorene S og R varierer leirfraksjonen på samme måte som finsiltfraksjonen (fig.7). Videre inneholder de marine lag også her mer kloritt og albitt enn Saalemorenene (fig.10). Den mest nærliggende forklaring på dette er at løsmassene rundt fjorden (Saaleavsetninger) generelt har vært mer rike på grønnskifer- grønnsteinmateriale enn både morene R og S. Endringen i plagioklas/kloritt/illitt-forholdet kan imidlertid også ha andre forklaringer. Kloritt og plagioklas kunne av en eller annen grunn bli avsatt i mer landnære facies enn illitt. Her kan f.eks. ulik grad av flokkulering eller ulik primær kornstørrelse ha spilt en rolle. De marine sedimentene ville i så fall kunne få en sammensetning som vist på fig.7 og 10 uten at kildematerialet skilte seg fra morene R eller S. Imidlertid tyder den ensartede mineralsammensetningen gjennom hele øvre del av snittet, der erosjons- og sedimentasjonsforhold må ha variert, på at mineralvariasjonene utover i fjordbassenget har vært små.

Leirfraksjonen inneholder noe kvarts i morene S og i Eem-lagene, men ellers er kvartsinnholdet for lavt til å gi utslag på røntgen-diffraktometerkurvene.

Variasjoner i leirgeokjemien er vist på fig.11-12. Økningen i Na_2O og MgO i forhold til K_2O fra morene R til det marine lag N

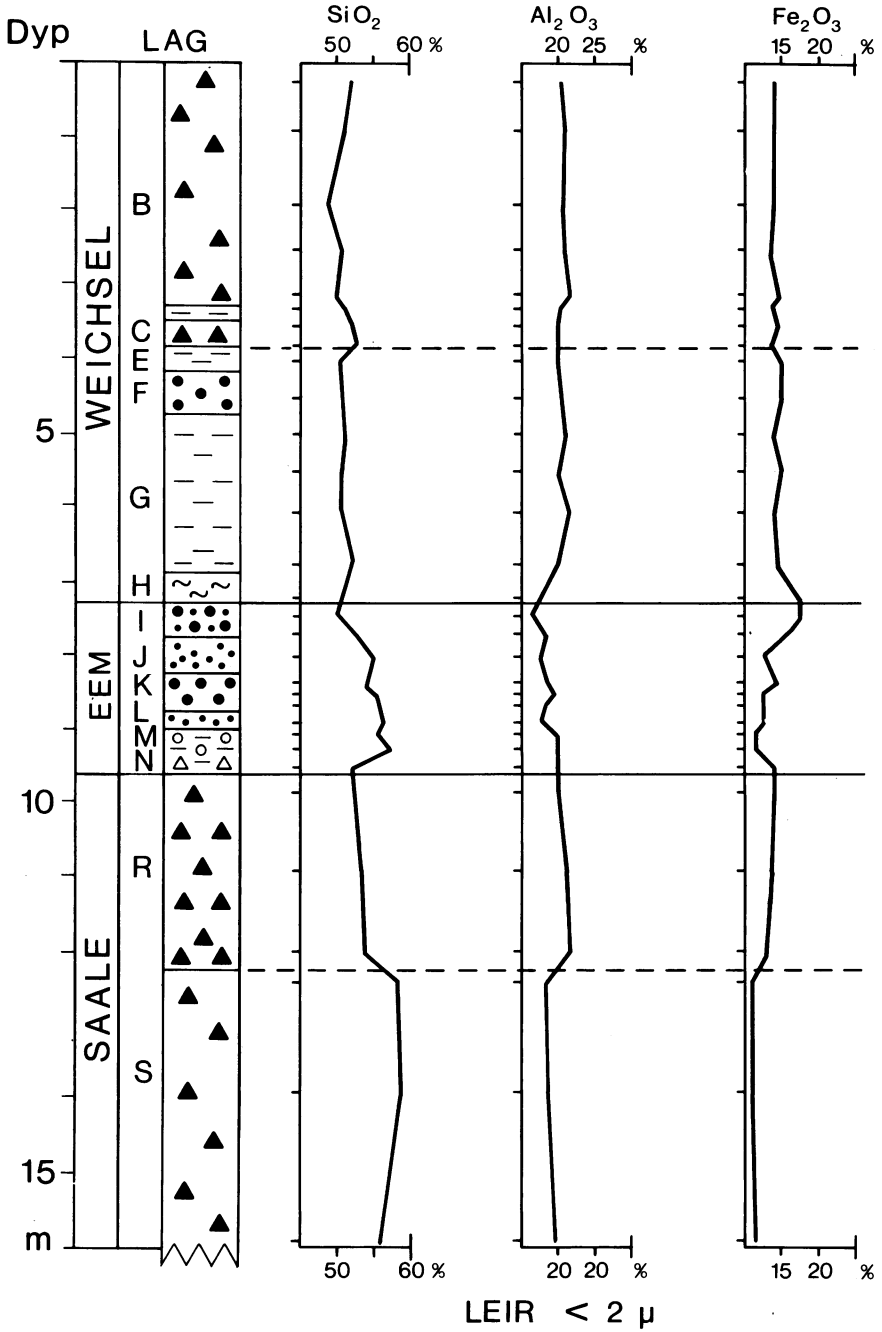


Fig.11 Variasjoner i mengden av silisium, aluminium og jern i leirfraksjonen.

(fig.12) er for stor til å forklares ved økningen i albitt- og klorittinnholdet alene (fig.10). Natrium og magnesium ser derfor ut til i større grad å være adsorbent på mineralene og direkte marint betinget i leirfraksjonen enn i siltfraksjonen.

Også i leirfraksjonen er jern tildels biogent betinget (fig.4 og 11). Derfor gir ikke Fe_2O_3 -variasjonene noe direkte inntrykk av variasjoner i det minerogene kildematerialet.

Bakgrunnsverdiene for CaO i leirfraksjonen tilsvarer dem i finsiltfraksjonen (fig.9 og 12). Mye høyere verdier, opptil 30 % av totalkjemien, er registrert i enkelte skjellrike soner (I, H) der også innholdet av organisk materiale er høyt (fig.4). I alle deler av avsetningen er kalkspatinnholdet lavt, og en del av kalsiuminnholdet er sannsynligvis bundet til organiske komponenter.

I Eem-lagene M, K og J er det horisonter der innholdet av plagioklas, natrium og kalsium er spesielt høyt (fig.10 og 12). Både natrium og kalsium er her trolig bundet til plagioklas, siden innholdet av andre Na-rike og Ca-rike mineraler er lavt. En slik Ca-rik plagioklas skiller seg klart fra albitten som er det vanlige feltspat-innslaget fra buebergartene.

Plagioklasfordelingen i ulike leir- og finsiltfraksjoner er vist på fig.13. A viser fordelingen i det plagioklasrike sjiktet midt i grus K (fig.10) og B viser fordelingen i det mer plagioklasfattige sjiktet nederst i K. Fordelingen er regnet ut fra en monomineralsk sammensetning (se Haldorsen 1977 a, s.22-25). Det Ca-rike plagioklasinnslaget midt i K kommer fram som et markert maksimum i fraksjonen 0,5-1 μ .

I nedre deler av K og ellers i snittet er det derimot vanlig med en jevn økning i plagioklas fra leirfraksjonen opp gjennom finsiltfraksjonene.

Kalsiumrike plagioklas-komponenter stammer sannsynligvis fra anorthosittrike løsmasser. Videre har disse løsmassene trolig ligget på eller nær ved anorthositberggrunn (fig.1). Det er anorthositfelt langs flere elver og bekker som renner ut i Nordåsvatnet i dag (fig.1), og dreneringsmønsteret i Eem var neppe særlig forskjellig fra dagens. I Eem var slike bekker og elver viktige transportmedier for materiale til fjorden, og selv relativt små mengder anorthosittrikt materiale ville gi utslag i mineralsammensetningen i en tid da sedimentasjonshastigheten totalt sett var liten.

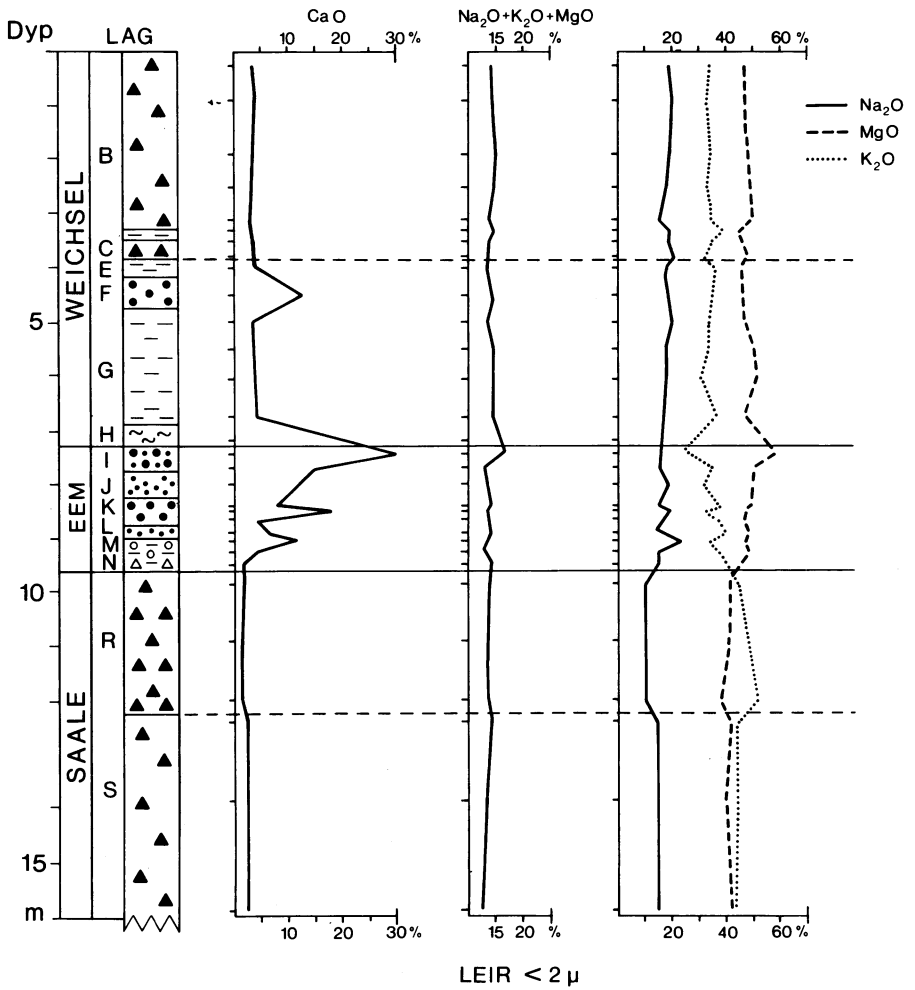


Fig.12. Variasjoner i mengden av kalsium, natrium, magnesium og kalium i leirfraksjonen.

Innenfor anorthositene er det soner som inneholder en del kloritt (A.Ton, pers.medd.1978). Kloritten kunne føres ut i fjorden sammen med plagioklasen og dette kan forklare hvorfor ikke klorittinnholdet er spesielt lavt i de plagioklasrike lagene i snittet (fig.10). Derimot er illittmengden og K_2O -mengden lav i alle plagioklasrike soner (fig.10 og 12). Dette tyder på en vekslning mellom anorthosittrike sedimentasjonsperioder og perioder da sedimentasjonen var mer preget av "vanlige løsmasser rundt fjorden. Årsaken kan f.eks. ha vært varierende havnivå (fig.3) og strømforhold eller vekslende nedbørsforhold.

Det ble ikke registrert noen tilsvarende feltspatvariasjon i finsiltet (fig.7). Sannsynligvis var det bare det mest finkornige anorthosittmaterialet som kunne transporteres i suspensjon helt over fjorden under rolige mellomistidsforhold (fig.1). Silt og grov leir ble heller sedimentert nærmere elvemunningen og ga derfor ikke noe tilskudd av materiale til avsetningene på vestsiden av fjorden.

I tidlig Weichsel med kaldt klima, økte erosjonen på land og mer leir ble ført ut i fjorden. Igjen dominerte den mer "normale" leirmineralsammensetningen med illitt, kloritt og albitt som de viktigste mineraler. Eventuelle mindre anorthosittkomponenter ville ikke lenger spille noen rolle for den kvantitative leirmineralsammensetningen.

Erfaringsvis gir siltfraksjonen et bedre bilde av viktige, litologiske variasjoner i en avsetning enn leirfraksjonen (Haldorsen 1977 a). Dette synes også å være tilfelle med avsetningene på Fjøsanger. F.eks. kom forskjellen mellom øvre og nedre Saalemorene og overgangen fra morene til marint sediment klarere fram i siltfraksjonen 4-8 μ enn i leirfraksjonen.

Resultatene viser dessuten at leirfraksjonen har visse sedimentologiske særtrekk som skiller den fra siltfraksjonen. Dette stemmer også overens med undersøkelser fra andre heterogene berggrunnsområder (Haldorsen 1977 a).

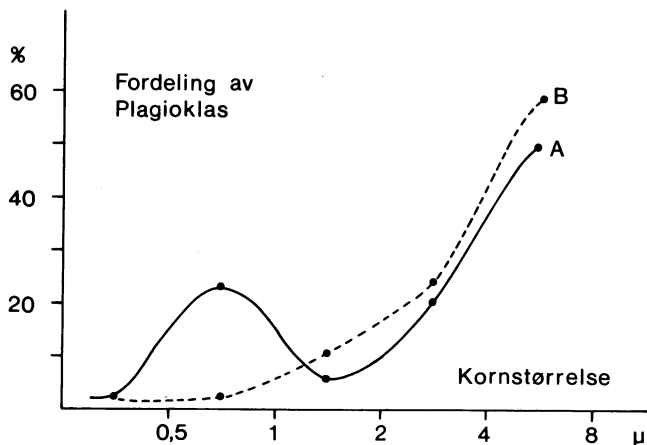


Fig.13 Fordelingen av plagioklas i leir- og finsiltfraksjonene.

A. Midtre del av grus K
B. Nedre del av grus K.

FORVITRINGSKOMPONENTER I LEIRFRAKSJONEN

Fig.14 viser innholdet av vermikulitt, smektit og kaolin i leirfraksjonen.

Det er ikke gjort noen systematiske eller nøyaktige bestemmelser av kaolin gjennom hele snittet. Av de soner som er undersøkt, har den midtre del av lag K det mest markerte innholdet av kaolin (fig.14). Røntgendiffraktometerkurvene for denne prøven er vist på fig.15, og allerede for den ubehandlede prøven kan kaolin og kloritt skilles ved dobbelt-refleksjonen ved 3,5 Å.

Den nærmeste, kjente kilden for kaolinmineraler er sedimenter på kontinentalsokkelen utenfor Bergen. Det er andre steder i landet påvist at kyststrømmer kan føre kaolin fra kontinentalsokkelen inn i norske fjorder (Elverhöi, pers.medd.1977). Dette kan også ha skjedd på Fjøsanger i Eem. Med det høye havnivået (fig.3) var innstrømningen i fjorden og muligheten for tilførsel av

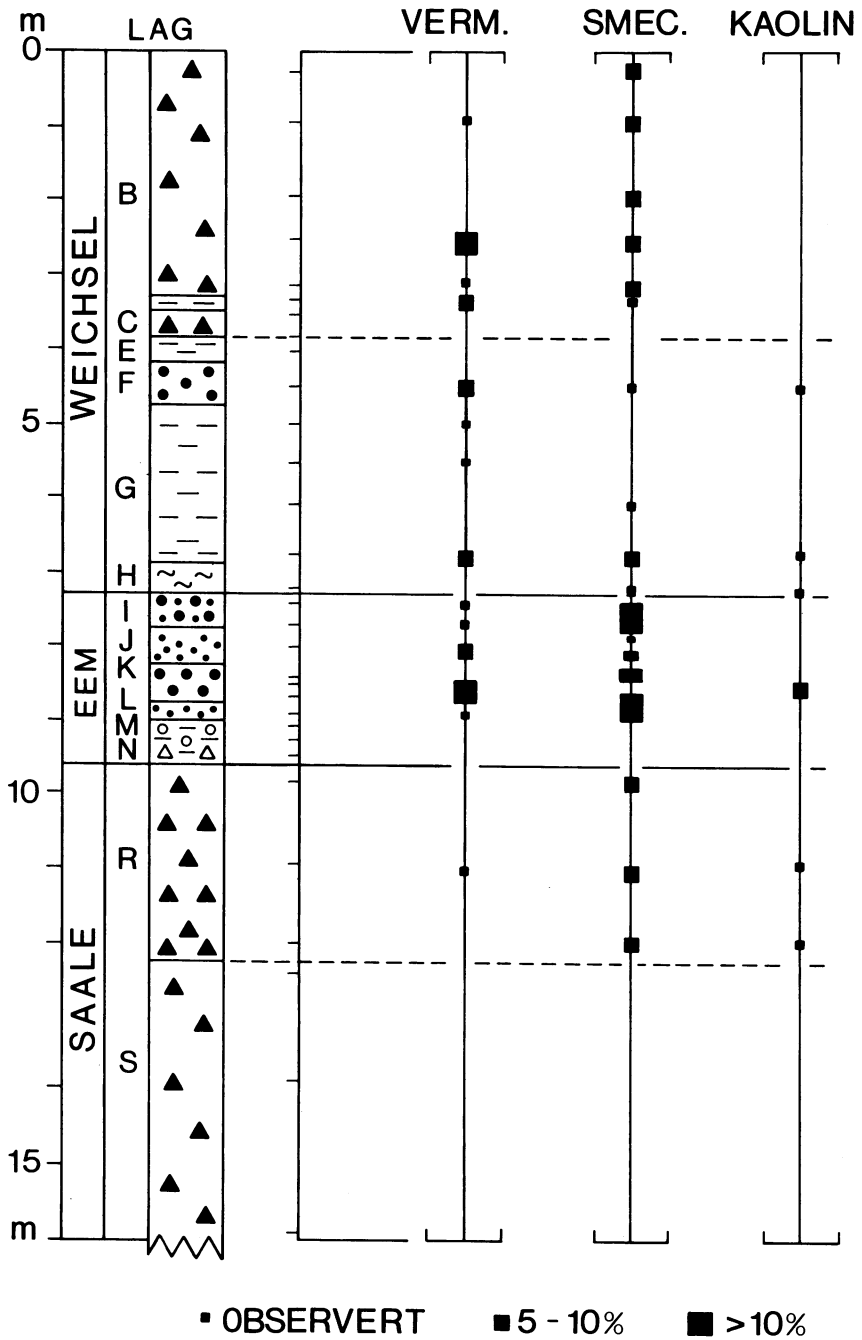


Fig.14 Fordelingen av vermiculitt (verm.), smektitt+smektitt/illitt blandsjiktmineraler (smec.) og kaolin i leirfraksjonen.

langtransportert kontinentalsokkelmateriale større enn idag. Siden sedimentasjonshastigheten i mesteparten av Eem var lav, ville selv små mengder av fremmed materiale gi utslag på mineral-sammensetningen. Det er imidlertid også spor av kaolin i den marine silten G (fig.14) som ble avsatt i en tid da materialtilførselen fra land var helt dominerende. Det er derfor rimelig å anta at iallfall noe av kaolinen kommer fra andre kilder enn sedimenter på kontinentalsokkelen.

Vorren & Roaldset (1977) påviste kaolin i antatt Eem-materiale fra Hardangervidda. De antydte at kaolinen kunne ha hydrotermal opprinnelse eller være dannet ved en langvarig podzolforvitring. Med det vi idag vet om varighet og klima for Eem er det imidlertid helt utelukket at jordsmonnforvitringen resulterte i kaolindannelse.

Kaolinen på Fjøsanger finnes dessuten allerede i grus K (fig.14), mens bjørk og furu ennå var de dominerende treslag,- altså før ekspansjonen av varmekjære treslag (fig.3).

Vi kjenner heller ikke noen interglasialer før Eem som var lange nok eller varme nok til at kaolin ble dannet i Skandinavia. Vi må derfor anta at både kaolinen på Fjøsanger og den som tidligere er beskrevet fra Hardangervidda er dannet ved hydrotermal aktivitet eller ved prekvartær overflateforvitring.

Det er ikke beskrevet hydrotermale kaolinsoner i Bergensområdet, men slike soner kan eksistere og ha vært kilden for kaolin på Fjøsanger. Imidlertid blir det stadig gjort flere funn av kaolin i skandinaviske jordarter (Augedal, pers.medd.1977, Bjørnbom pers.medd.1977, Mangerud et.al. under trykn.), og kaolin ser ut til å være et mer vanlig aksessorisk mineral i våre jordarter enn vi tidligere har antatt. En del av denne kaolinen kan være sterkt uttynnede rester etter et modent, prekvartært forvittringsmateriale. Indisier på slike rester har man også fått ved studier av andre parametre (lanthanideinnhold, kvartsinnhold m.m.) i skandinaviske jordarter (Rosenqvist 1972, Roaldset 1973 & 1978, Collini pers. medd. 1975, Gillberg 1977).

Også den smektitten som er tilstede i Saalemorene R (fig.14), må ha en pre-Eem opprinnelse. Stort sett er dette en veldefinert og tilsynelatende velkrystallinsk smektitt-type, med skarpe, velavgransede og symmetriske reflekser på røntgendiffraktometerdiagrammene. Den mest aktuelle kilden for disse mineralene er tektoniske mineralsoner. Materiale fra slike løse soner eroderes

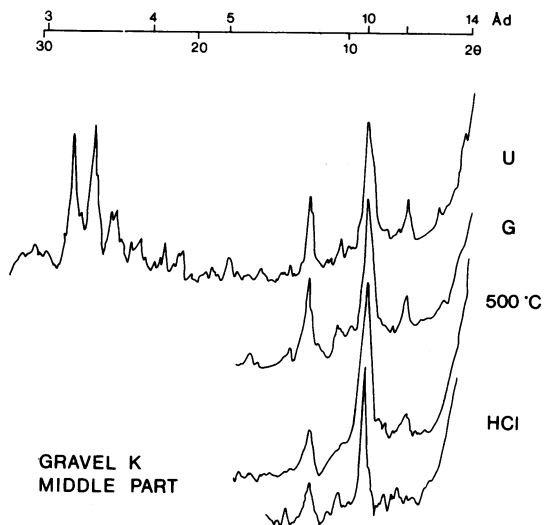


Fig.15 Røntgendiffraktometerkurver for midtre del av grus K, ubehandlet (u), glycolbehandlet (G) varmebehandlet (500°C) og saltsyrebehandlet (HCl) prøve.

lett, og selv relativt små mengder vil gi utslag i en ellers leirfattig morene (fig.4). Det er mindre sannsynlig, men ikke helt utelukket, at smektitten i Saalemorrene R skyldes innblanding av eldre sedimenter f.eks. fra en interstadial eller interglacial eldre enn Eem.

I resten av snittet over Saalemorrene opptrer mesteparten av smektitten i form av smektitt-illitt blandsjiktmineraler som skiller seg fra den veldefinerte smektitten i morene R. Disse smektitt/illittmineralene er høyst sannsynlig dannet ved overflateforvitring i Eem, selv om det heller ikke her kan utelukkes at en del er av annen opprinnelse.

Mengden av vermikulitt og smektitt er ubetydelig i den aller tidligste del av Eem. Først i lag L spiller disse komponentene

noen rolle for den totale mineralsammensetningen (fig.14). Mens lag N og nedre del av M ble avsatt, var det ennå ikke etablert noen sammenhengende skoger i området (fig.3). Klimaet var fremdeles kjølig (fig.3), og breene lå i begynnelsen relativt nær slik at den totale erosjonen på land trolig var større enn i senere faser av Eem. De små mengder av vermikulitt eller illitt/smektitt-mineraler som eventuelt var dannet på land, ville derfor være av minimal betydning for den totale mineralsammensetningen.

Mens øvre del av stein - silt M og nedre del av sand L ble avsatt, ble det etablert sammenhengende skoger av bjørk (fig.3) og furu. Erosjonen på land avtok, og ved jordsmonnsforvitring ble det dannet produkter som f.eks. vermikulitt og smektitt i området rundt fjorden.

Slike forvittringskomponenter kom til å gi et betydelig utslag på leirmineralsammensetningen i lagene L-H (fig.14). Den totale mengden jordsmonnsmateriale som ble sedimentert i fjorden var neppe så stor, men relativt sett var den betydelig nå da sedimentasjons-hastigheten var liten.

Elvene som renner ut i Nordåsvatnet (fig.1) er små, og mesteparten av avrenningen fra nedslagsfeltet foregår på overflaten og via mindre bekker langs fjellsiden og dalsøkk øst og vest for fjorden. Denne betydelige overflateavrenningen i forhold til avrenning via større elver kan ha vært årsaken til den prosentvise store erosjon av forvittringskomponenter i forhold til erosjon av friskt mineralmateriale.

Smektitt- og vermikulittmengden varierer sterkt i Eem-lagene (fig.14). Det er mest smektitt/illitt i de sonene der det er mye ren illitt (fig.10 og 14). Derimot er innholdet av smektitt/illitt lavt i de soner som er rike på plagioklas. Dette kan tyde på at smektitt/illitt, på samme måte som illitten, var av relativt lokal karakter og stammet fra områder nær fjorden.

De mest leirfattige sonene i Eem inneholder mest forvittrings-mineraler og illitt, mens lag som har høyere leirinnhold er rike på plagioklas. Dette tyder på at sedimentasjonshastigheten for finmaterialet var størst i faser da anorthosittkomponenter ble avsatt og mindre da mer lokale komponenter dominerte. Elve-transportert anorthosittmateriale kom i så fall som et tillegg til den normale, langsomme leirsedimentasjonen på Fjøsanger.

Da lag H og nedre deler av G ble avsatt, var klimaet kjøligere og området avskoget (fig.3). Fremdeles var finmaterialet preget av overflateeroderte forvittringsmineraler (fig.14). Klimaet ble nå så kaldt at omgivelsene rundt fjorden hadde tundra-preg (fig. 3). Som en følge av avskogningen, solifluksjonsvirksomhet og etterhvert også iserosjon, økte erosjonen på land. Friskt mineralmateriale ble igjen hovedkomponenten i sedimentene på Fjøsanger, og forvittringsmineraler spiller derfor liten rolle for den totale mineralsammensetningen i øvre del av silt G, skjellgrus F og silt E (fig.14).

I morene B-C på toppen av snittet er igjen innholdet av smektitt/illitt blandsjiktmineraler betydelig (fig.14). Sammensetningen av morenen (mye terrestrisk materiale) viser at breen må ha erodert kraftig i overflatemateriale på land. En slik sedimentrik morene med mye jordsmonnsmateriale er sannsynligvis relativt typisk for det første breframstøtet etter en interglasial.

I de marine lag i profilet er altså innslaget av forvittringskomponenter i første rekke konsentrert i sonen fra L til nedre del av G. Sonen starter dermed et stykke oppe i Eem og ender et stykke oppe i Weichsel. Det vil vanligvis ta en viss tid fra isen har trukket seg tilbake fra et område inntil skogsvegetasjon er etablert og det har foregått noen jordsmonnsdannelse av betydning. Etter en klimaforverring vil videre den første erosjon vesentlig fjerne forvittringsmateriale fra den foregående interglasiale tid. Det blir en "faseforskyvning" i sonen med forvittringskomponenter i forhold til den stratigrafiske interglasialsonen. Dette kan gjelde også for andre, landnære interglasialsedimenter, og en slik sone med forvittringskomponenter skulle teoretisk kunne anvendes i stratigrafisk sammenheng.

Det er vesentlig mindre mengder vermikulitt enn smektitt og smektitt/illitt i leirfraksjonen (fig.14). Heller ikke i finsilten er det særlig mye vermikulitt. Dette kan muligens være et primært trekk ved sedimentene. Bergartene i området rundt fjorden inneholder imidlertid så mye biotitt at man skulle vente en betydelig vermikulittdannelse i Eem.

En forklaring på det lave vermikulittinnholdet kan være at det har foregått en fiksering av kalium under eller etter sedimentasjonen, med en tilbakegang fra vermikulitt til trioktaedrisk illitt. En slik prosess kan gå raskt i et marint miljø (Roaldset pers.medd.1978). Det er rikelige mengder trioktaedrisk illitt tilstede både i leir- og finsiltfraksjonen gjennom hele snittet.

ERFARINGER MED LEIRMINERALOGISKE OG GEOKJEMISKE STUDIER ANVENDT PÅ MARIN KVARTÆRSTRATIGRAFI

I en prekvartær, marin lagrekke som er avsatt over et stort tidsrom (gjerne mange millioner år) med betydelige klimavariasjoner, vil leirmineralogiske og geokjemiske studier kunne være til god hjelp i stratigrafisk sammenheng. Også innenfor kvartære lagrekker anvendes slike studier til stratigrafiske korrelasjoner over større avstander. I første rekke gjelder dette for dyphavs-sedimenter og muligens også for kontinentalsokkelsedimenter.

Derimot har denne typen undersøkelser normalt en langt mer begrenset gyldighet når det gjelder kystnære, marine kvartæravsetninger. For det første omfatter slike avsetninger som regel korte tidsrom, og det har gjerne bare vært relativt små, klimatiske variasjoner i isfrie perioder. Noen betydelig, gradvis endring i leirmineralsammensetningen innenfor hvert isfritt tidsrom kan derfor ikke forventes. For det andre vil sammensetningen av finmaterialet være så sterkt avhengig av den lokale berggrunnen på land at resultatene bare har gyldighet innenfor et helt begrenset geografisk område.

Variasjoner i finstoffsammensetningen i slike kystnære avsetninger skyldes i første rekke lithologiske endringer i det tilførte materialet og endringer i sedimentasjonsforhold på lokaliteten. Her vil faktorer som f.eks. havnivå, strømforhold, dreneringsmønster og forholdet mellom nediset og isfritt nærområde være av betydning. Disse faktorene kan igjen være klimatisk betinget, f.eks. ved svinginger i nedbør og temperatur. I de tilfeller der klimatiske faktorer spiller en vesentlig rolle for geokjemisk og leirmineralogisk sammensetning, kan lithologiske soner falle sammen med biostratigrafiske.

Stort sett kan imidlertid de lithologiske variasjonene i leir- og siltmaterialet bare unntaksvis korreleres med biostratigrafiske variasjoner. Selv i tilfelle der lithologiske soner i finmaterialet faller sammen med biostratigrafiske eller kronostratigrafiske soner, vil det være vanskelig å bruke resultatene til stratigrafiske korrelasjoner utenfor et svært begrenset geografisk område. Resultatene fra Fjøsangermaterialet illustrerer klart disse forholdene.

Det ble funnet en rekke ulike soner av geokjemisk og mineralogisk art i avsetningene. Nesten ingen av disse sonene har noe annet enn en helt lokal gyldighet. Variasjonene kan i beste fall ventes å være representative for avsetninger innenfor Bergensdalen mellom Ulriken og Løvstakken (fig.1). Resultatene fra Fjøsanger kan trolig stå som et eksempel på hva man kan vente av resultater fra andre, tilsvarende interglasiale og postglasiale sedimenter.

Når det gjelder soner med forvittringsmineraler, kan denne muligens anvendes til korrelasjoner også utenfor lokalområdet. Man kan i allefall forvente at nedre grense for en slik sone vil ligge et stykke over den stratigrafiske undergrensen for mellomistiden. På lignende måte kan man anta at øvre grense for sonen ligger et lite stykke over grensen mot den overliggende istid.

I mange tilfelle plasseres stratigrafiske hovedgrenser ved viktige, visuelle, lithostratigrafiske grenser. På Fjøsanger er grensen mellom Saale og Eem plassert lithostratigrafisk ved grensen mellom morene P og det marine laget N (fig.2). Det er derfor ikke overraskende at en av de viktigste lithologiske grensene i finmaterialet nettopp avspeiler denne hovedgrensen. I dette tilfelle vil imidlertid ikke finstoffundersøkelsene gi noen prinsipielt nye og viktige informasjoner av stratigrafisk art.

I mange tilfelle er de lithostratigrafiske tolkningene avhengig av at det på forhånd er gjort biostratigrafiske beskrivelser. På Fjøsanger var det nødvendig å vite at de undre, marine sedimentene var interglasiale for å kunne gi noen meningsfylt tolkning av leirmineralogiske og geokjemiske data. Derimot vil bare unntaksvis de biostratigrafiske tolkningene være avhengige av leirmineralogiske og geokjemiske resultater.

Lithologiske studier av den art som er beskrevet i denne rapporten blir dermed normalt stående relativt isolert i forhold til de biostratigrafiske undersøkelsene, og gyldigheten av studiene er sterkt begrenset. De har rimeligvis sin størst verdi som lokale, selvstendige, sedimentologiske delarbeider. Både prosjektlederen og den som skal utføre de lithologiske studiene bør derfor alltid på forhånd vurdere hvor mye ny informasjon resultatene kan forvente å tilføre prosjektet.

Generelt vil det være to alternative prosedyrer å benytte for slike undersøkelser:

1. Foreta en mineralogisk og geokjemisk rutinebeskrivelse og deretter se om det peker seg ut noen interessante problemstillinger for videre arbeid.
2. Først foreta en mest mulig fullstendig biostratigrafisk beskrivelse av snittet. Deretter formulere eventuelle problemstillinger som en leirmineralogisk eller geokjemisk undersøkelse kan løse. Kun de parametre som kan forventes å gi svar på problemene blir undersøkt.

Der den første prosedyren benyttes, bør rutineundersøkelsene være enkle, raske og lite arbeidskrevende.

Mest naturlig og rasjonelt vil det være å benytte den andre prosedyren. Her vil man spare arbeid ved å gå direkte løs på en meningsfylt problemstilling. Dette krever imidlertid oversikt over problemene og kanskje erfaring fra arbeid med lignende materiale.

På grunnlag av de få erfaringene man har idag, blant annet fra det beskrevne prosjektet, bør man ikke uten videre la omfattende geokjemiske og leirmineralogiske studier inngå som et naturlig ledd i kvartærstratigrafiske prosjekter. Dertil er arbeidsinnsatsen for stor i forhold til hva man kan forvente av utbytte i form av prinsipielt nye informasjon om materialet.

LITHOLOGICAL INVESTIGATIONS OF SAALIAN, EEMIAN AND WEICHELSELIAN SEDIMENTS FROM FJØSANGER, BERGEN

A sequence of till and fjord sediments from the Saalian through the Eemian and into the Weichselian has been studied at Fjøsanger, western Norway (Figs. 1-2). The sequence consists, from bottom upwards, of the Saalian tills S and R (Fig. 4), the Early Eemian bouldry silt N and pebbly silt M (Figs. 2-4), the Eemian sand and gravel beds L - I, the Early Weichselian pebbly silt-gyttja H, the Early Weichselian silt G and E, separated by the shelly gravel F (Figs. 2-4) and finally the Weichselian till B-C. The relative sea level during the Eemian has been at least 15 m higher than the present (Fig. 3), and the marine sediments were deposited at depths from 5 to 50 m.

Biostratigraphical studies of the marine beds (Mangerud & Sønstegaard 1976, Mangerud, Sønstegaard & Sejrup 1977a & b) showed a continuous change in the marine fauna and terrestrial flora (Fig. 3). Age determinations (amino-acids, U/Th) and investigations of grain-size distribution, loss of ignition and content of carbonate (Fig. 4) have been carried out, as well as studies of pebble, silt and clay lithology.

The present report concerns mainly the result of chemical and petrographical studies of the fractions 32-63 μ , 4-8 μ and < 2 μ .

The source of the Fjøsanger sediments has mainly been bedrock material eroded by the glaciers during the Saalian, i.e. till material. The resistance of different rock types on glacial erosion has been studied by several authors (see Haldorsen 1977a & b). In Norway is basal till commonly strongly influenced by material from local bedrocks. The influence from different bedrock types on the Fjøsanger deposits is therefore supposed to give informations about both the composition and the situation of the source sediments.

A simplified geological map of the Bergen area (after Kolderup & Kolderup 1940) is shown on Fig. 1.

Relatively coarse-grained granites and gneisses are found at Løvstakken in the west and at Ulriken in the east (Fig. 1). Among others, Jørgensen (1977) and Haldorsen (1977a & b) have shown that such rocks usually give a till material with a low

content of clay and fine silt.

In the Bergen valley, mica schist, greenschist and greenstone dominate (Fig. 1). These rocks are considered as the main source of fine silt and clay in the Fjøsanger deposits. The relation between K and Na or Mg and the relation between illite and albite or chlorite are used to calculate the relation between components from the mica schist on the one hand and components from greenschist and greenstone on the other.

East of Ulriken there is an area of anorthosite and other gabbro rocks. They are characterized by a high content of Ca and Na and in places also a high content of Mg.

The lowermost Saalian till S has a silt and clay lithology which is different from that of the uppermost till R (Figs. 5-12). Till S has the highest content of MgO , Na_2O , CaO (Figs 9 & 12), chlorite, albite (Figs. 7 & 10), quartz, calcite and dioctahedral illite, characteristic for a till dominated by material from mica schist, greenschist and greenstone. Till R on the other hand, seems to be more influenced by mica from the gneiss and granite, indicated by the high content of Fe_2O_3 , K_2O (Figs. 8-12) and trioctahedral illite.

In the Eemian marine beds (N-I) the coarse silt 32-63 μ is possibly derived from the local beach zone, while the fine silt and clay material seems to contain a greater part of far transported material. The dominating sediments surrounding the fjord in the Eemian are supposed to have contained more greenschist and greenstone material than the local Saalian tills S and R. In periods during the Eemian, sediments from the anorthosite areas were probably transported into the fjord by small rivers (Fig. 1). Such components are identified by a particularly high content of Na_2O , CaO (Fig. 12) and plagioclase (Fig. 10) in the clay fraction at Fjøsanger.

In the Early Weichselian glaciomarine silts G1 and E (Fig. 2) the coarse silt chemistry is different from that of the other marine beds (Fig. 5-6), indicating the presence of an ice-dropped component.

Except for the few variations mentioned above, all the marine beds have a rather uniform silt and clay lithology which is also rather similar to that of the Weichselian till B-C (Figs. 2 and 5-12). The Weichselian till is thus supposed to consist mainly of material derived from terrestrial and marine sediments in the

vicinity of the fjord.

The influence of Eemian soil weathering products, mainly represented by vermiculite and smectite/illite mixed-layered minerals, has been studied (Fig. 14). The content of such minerals is small in the early part of the Eemian (beds N - lower part of M, Fig. 14) when the material transported into the fjord was mainly derived from unaltered Saalian sediments. During the Eemian, forests of pine and birch and later also of oak and hazel were established (Fig. 3), and the upper meter of the deposits near by the fjord changed by soil weathering. The Eemian fjord sediments from the upper part of the pebbly silt M to sand I were consequently influenced by the soil weathering products (Fig. 14). In the Early Weichselian the area was deforested (Fig. 3) and the weathered soil was eroded. In bed H and lower part of G such soil material is still important (Fig. 14). Then followed an Early Weichselian period with large erosion of unweathered Saalian or Eemian sediments, indicated by the low content of vermiculite and smectite in the upper part of silt G, the shelly gravel F and silt E (Fig. 14).

The sediments influenced by soil weathering products are thus mainly found in a zone from the middle part of the Eemian to the earliest part of the Weichselian. A similar zone may be found also in other interglacial fjord sequences and may, theoretically, be used for stratigraphical correlations.

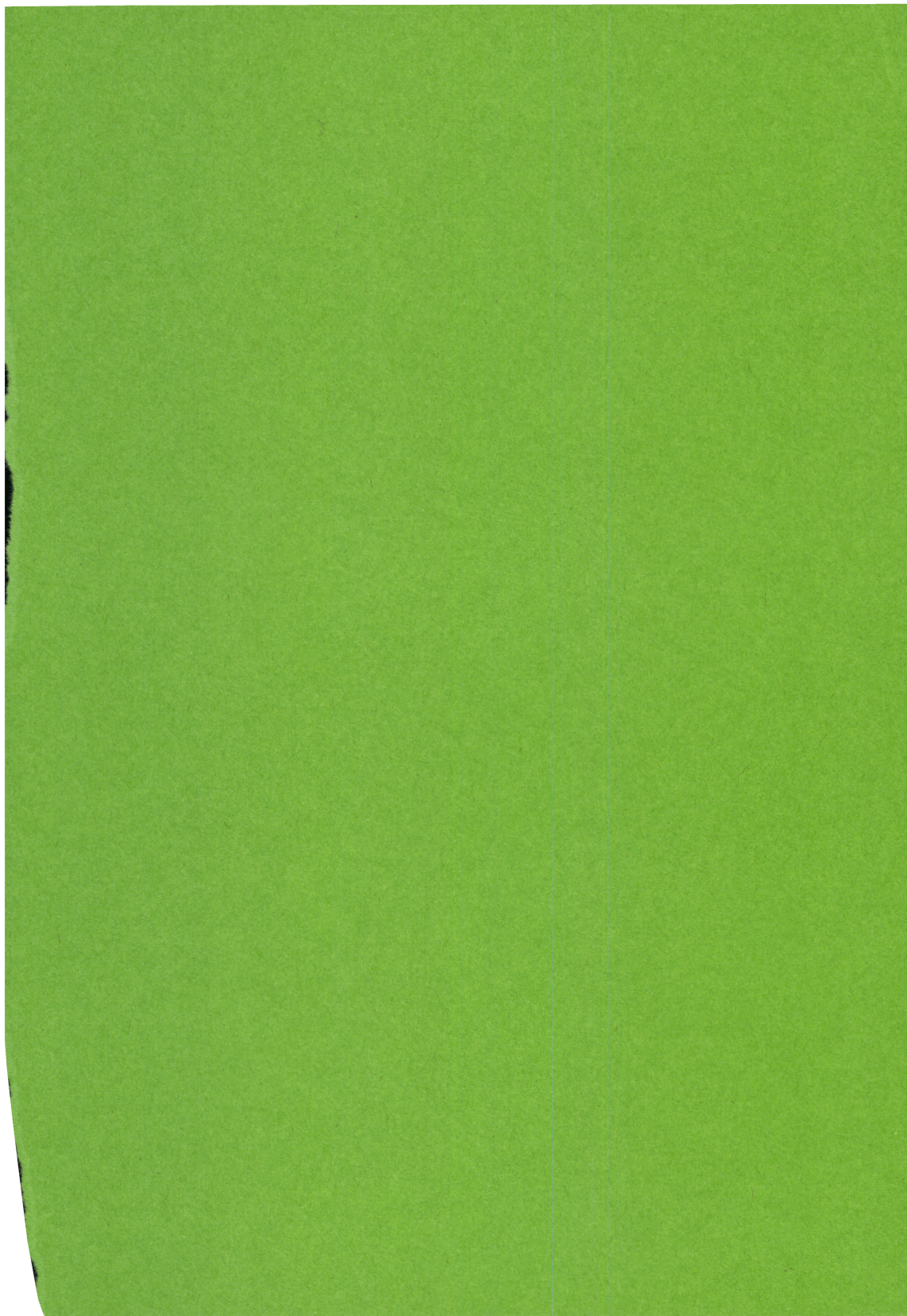
Also the Weichselian till B-C contain a significant part of smectite and vermiculite (Fig. 14). Such a till is supposed to be typical for the first ice advance after an interglacial.

LITTERATUR

- Gillberg, G. 1977: Redeposition: a process in till formation. Geol.Fören.Stockh.Förh.99, 246-253.
- Haldorsen, S. 1977 a: The petrography of tills - a study from Ringsaker, south-eastern Norway. Norges Geol. Unders. 336, 36 s.
- Haldorsen, S. 1977 b: Nedknusning av bergartsfragmenter og mineralkorn ved bretransport. Rapport fra Inst.for Geologi, NLH.4, 18 s.
- Jørgensen, P. 1977: Some properties of Norwegian tills. Boreas 6, 149-158.
- Kolderup, C.P. & Kolderup, N.-M. 1940: Geology of the Bergen arc system. Bergen Mus.Skr.20, 137 s.
- Mangerud, J. 1970: Interglacial sediments at Fjøsanger, near Bergen, with the first Eemian pollen-spectra from Norway. Norsk geol.Tidsskr.50, 167-181.
- Mangerud, J. & Sønstegaard, E. 1976: Interglaciële sedimenter ved Fjøsanger, Kvartærnytt 1, 1976. 2-4.
- Mangerud, J., Sønstegaard, E. & Sejrup H.-P., 1977: Saalian - Eemian - Weichselian stratigraphy at Fjøsanger, Bergen. Abstracts X INQUA Congress, Birmingham 1977, 286.
- Mangerud, J., Sønstegaard, E. & Sejrup H.-P. 1977: Mellomistidslag ved Fjøsanger, Bergen. Rapport til Det Kgl.Miljøv.-dep. Geol.Inst.,avd.B, Univ.i Bergen. 25 s.
- Mangerud, J., Larsen E., Longva, O. & Sønstegaard, E. (under trykn): Glacial history of Western Norway 15 000-10 000 BP. Boreas.

- Roaldset, E. 1972: Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal area, southern Norway. Norsk geol.Tidsskr.52, 335-369.
- Roaldset, E. 1973: Rare earth elements in Quaternary clays of the Numedal area, southern Norway. Lithos 6, 349-372.
- Roaldset, E. 1978: Mineralogical and chemical changes during weathering, transport and sedimentation in different environments, with particular reference to the distribution of yttrium and the lanthanoid elements. Inst. for Geologi, Univ.i Oslo.
- Rosenqvist, I.Th. 1975: Origin and mineralogy glacial and interglacial clays of southern Norway. Clays Clay Min.23, 153-159.
- Vorren, T.O. & Roaldset, E. 1977: Stratigraphy and lithology of Late Pleistocene sediments at Møsvatn, Hardangervidda, South Norway. Boreas 6, 53-69.





Ås-Trykk

ISBN 82 - 576 - 2505 - 1