



RAPPORTSERIE

Nr. 17 - Oslo 1984

ANDERS ELVERHØI:

- Tidlig-diagnetiske prosesser i marine avsetninger
- Erosjon og sedimenttransport fra bredekte områder

(Prøveforelesninger holdt for den filosofiske
doktorgrad 23. februar 1984)

**NORSK
POLARINSTITUTT**

Nr. 17 - Oslo 1984

ANDERS ELVERHØI:

- Tidlig-diagnostiske prosesser i marine avsetninger
- Erosjon og sedimenttransport fra bredekte områder

(Prøveforelesninger holdt for den filosofiske
doktorgrad 23. februar 1984)

Innhold

Tidlig-diagenetiske prosesser i marine avsetninger	side: 3 - 41
Erosjon og sedimenttransport fra bredekte områder	side: 43 - 82

Anders Elverhøi:

TIDLIG-DIAGENETISKE PROSESSER
I MARINE AVSETNINGER

BAKGRUNN OG DEFINISJON

En tidlig-diagenetisk prosess de fleste har stiftet bekjentskap med, er lukta av råttent egg eller hydrogensulfid. Denne lukta illustrerer en av de helt fundamentale tidlig-diagenetiske prosesser:

Oksydasjon av organisk materiale, reduksjon av sulfat og dannelselse av hydrogensulfid. Sulfatreduksjonen skjer med bakterier, og viser også det intime samspillet mellom biologiske og uorganiske prosesser.

Selve begrepet diagenese ble definert for over hundre år siden som de prosesser som virker på et sediment etter avsetning. Systematiske studier av diagenese fikk vi imidlertid først i slutten av 1950-åra. Et sentralt arbeid som ennå i dag refereres flittig, er Weyl (1959) hvor spesielt fenomenet trykkoppløsning ble studert. I de etterfølgende 25 år har det vært en rivende utvikling, og spesielt har oljeselskapene og deres behov for å forstå reservoarbergartenes egenskaper vært en viktig drivkraft.

Diagenese kan, ifølge Larsen & Chilingar (1979), defineres som endringer i sedimentenes karakter og sammensetning fra og med avsetning til metamorfose, eller eksponering for atmosfærisk forvitring. Som det framgår av navnet, er tidlig-diagenese de innledende forandringene og omfatter vanligvis de prosesser og forandringer som skjer nær sedimentoverflata ved lave temperaturer og lave, moderate trykk (Berner 1980).

Tilsvarende som for diagenese har også studiet av tidlig-diagenetiske prosesser vært konsentrert om de siste 20-30 år. Et norsk arbeid (Strøm 1939) om de sterkt reduserende forhold i norske fjorder og anrikning av uran var en viktig pionerinnsats, og refereres også i moderne litteratur. Den økte interessen for tidlig-diagenetiske prosesser har delvis også et praktisk-økonomisk utgangspunkt. Helt siden oppdagelsen av mangannodulene under Challenger-ekspedisjonen for over hundre år siden har nodulene vært gjenstand for stor oppmerksomhet. Mulighetene for utvinning må sees som en viktig faktor for de omfattende studier av deres dannelselse. Tidlig-diagenetiske prosesser har også stått sentralt i senere års studier av spredning og akkumulasjon av forurensninger. Studier av tidlig-diagenetiske prosesser kan også sees i et større globalt perspektiv. Kunnskap om de geokjemiske prosesser i overgangen vann - sediment er fundamental for å forstå havvannets og atmosfærens sammensetning.

TIDLIG-DIAGENETISKE PROSESSER

Tilsvarende som for diagenese omfatter også tidlig-diagenese alle prosesser: fysiske, kjemiske, biologisk og geologiske. Prosessene skjer i et nært samspill, f.eks. er bioturbasjon et biologisk fenomen, men det praktiske resultat er en omrøring av sedimentet som like gjerne kunne vært utført mekanisk. Eksempler på fysiske og kjemiske prosesser er (Berner 1980):

Fysiske prosesser:

- Advektiv veskestrøm, som følge av utpressing av porevann.
- Diffusjon, hovedsaklig molekylær diffusjon i porevannet, inkluderer også diffusjon i sediment - vann kontakt.
- Bioturbasjon, omrøring og homogenisering av sedimentene som en følge av gravende organismer.

Kjemiske prosesser (inkludert mikrobiologiske):

- Oksydasjon av organisk materiale, eller mikrobakteriell nedbrytning av organisk materiale med tilhørende reduksjon av "uorganiske" komponenter.
- Oppløsning av ustabile mineralfaser og diagenetisk refordeling med autigen mineraldannelse.
- Ionebytting, spesielt for leirmineraler.
- Isotopfraksjonering ved diagenetisk mineraldannelse.
- Oppløsning av karbonat på havbunnen i dyphavet.
- Polymerisering/depolymerisering av organisk materiale.

FYSISKE PROSESSER

Kompaksjon og porøsitetsreduksjon

Kompaksjon, eller gravitativ kompaksjon, er definert som utpressing av porevann i en sedimentsøyle som et resultat av normal- og skjær-kompresjons spenning (Rieke & Chilingarian 1974, s. 1). Et sediments opprinnelige porøsitet er i hovedsak bestemt av den primære kornstørrelsen (Meade 1966) (Fig. 1). Grovkornete klastiske sedimenter vil normalt i området for tidlig-diagenese gjennomgå bare en begrenset porøsitetsreduksjon (Meade 1966, Blatt et al. 1980). Eksperimenter viser at for ren kvarts av godt rundete korn vil porøsiteten ikke endres før ved trykk over 100 kg/cm² eller ca. 500 m dyp (Meade 1966). For kantete kvartskorn vil imidlertid porøsiteten reduseres med 10%. For grovkornete karbonatsedimenter omfatter den mekaniske kompaksjonen reorganisering av kornene og plastisk deformasjon og brudd (Meyers 1980). Bryozo-fragmenter synes å bli lettere deformert enn ecdionderm-fragmenter. For karbonatbergarter hvor en ofte har omfattende kjemisk diagenese, er det vanskelig å skille den rent mekaniske fra den kjemiske (Bathurst 1983). Den mekaniske kompaksjonen er for karbonat-sedimenter, tilsvarende som for terrestriske sedimenter, begrenset til noen få prosent.

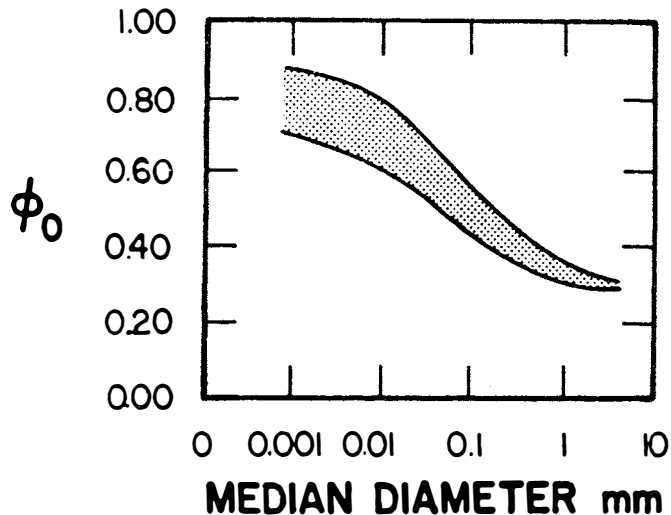


Fig. 1 Opprinnelig porøsitet i terrigene sedimenter som en funksjon av kornstørrelse (Etter Meade 1966 og Berner 1980)

Leir- og siltrike sedimenter viser en langt mer omfattende porøsitetsreduksjon (Engelhardt 1977) (Fig. 2). Reduksjonen er imidlertid avhengig av sedimenttype. Data fra dyppnavssedimenter viser noe lavere verdier enn det som er vist i Fig. 2, hvor datagrunnlaget hovedsakelig er fra bergarter på land. Minst porøsitetsreduksjon viser sedimenter rike på biogen silika hvor reduksjonen er 4-5% i de øvre 100 meter (Hamilton 1976). Den primære porøsitet er videre avhengig av sedimentasjons-hastigheten: rask avsetningshastighet gir høy primærporøsitet (Fig. 3).

Sammen med utpressing av porevann skjer det også en reorganisering av sjiktsilikatene (Engelhardt & Gaida 1963, Meade 1966, Engelhardt 1977). Den opprinnelige "korthusstrukturen" vil på grunn av tyngden av overliggende sedimenter kollapse og gradvis utvikles mot en mer korn-mot-korn struktur. Mot den tyngde-induserte reorganiseringen virker: 1) gjensidig frastøting av leirmineralenes dobbeltlag og 2) indre krefter i "korthusstrukturen"s flate-kant kontakter (Engelhardt 1977). Hoveddelen av reorganiseringen synes å skje meget tidlig, hvor vanninnholdet fortsatt er høyt og ionestyrken i porevannet ikke har økt på grunn av kompaksjon (Meade 1966). Høyt innhold av organisk materiale synes videre å forsterke reorganiseringen av leirmineralene ved at dette gir et høyere vanninnhold. Videre mot dypet synes det ikke å være noen entydig utvikling mot økt foretrukket orientering av leirmineralene (Meade 1966).

Under reorganiseringen i de øvre sedimentlag er det registrert økt permeabilitet i sedimentet (Meade 1966). Denne økningen forklares som en funksjon av domenedannelse, dvs. det dannes "pakker" av leirmineraler med korn-mot-korn struktur. Porevannet vil lettere kunne strømme gjennom sedimentet når den opprinnelige irregulære strukturen er brutt. Det generelle bildet er imidlertid at permeabiliteten også avtar mot dypet (Fig. 4).

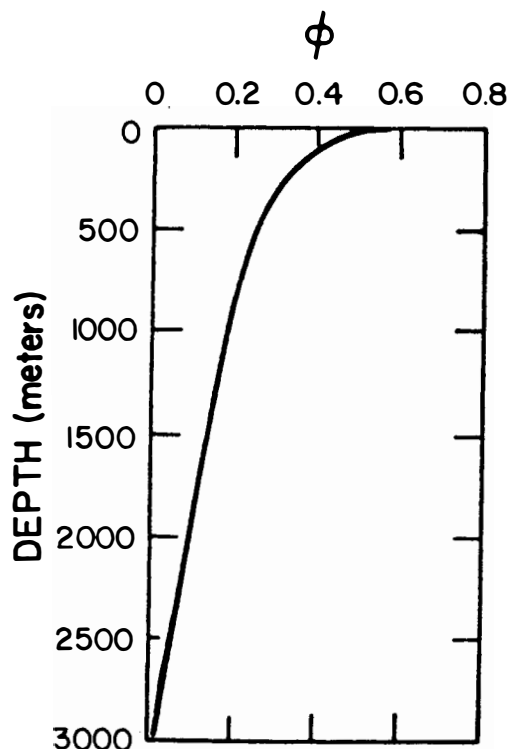


Fig. 2 Variasjon (generalisert) i porøsitet som en funksjon av dypet for leirholdige sedimenter (Etter Engelhardt 1977 og Berner 1980)

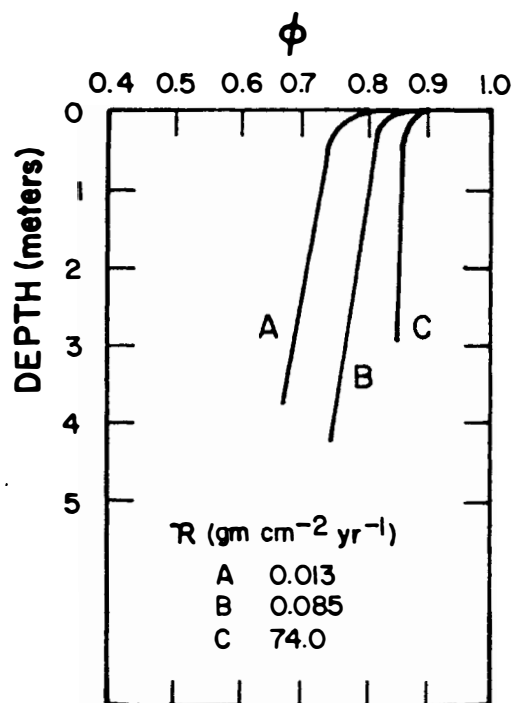


Fig. 3 Variasjoner i porøsitet som en funksjon av dyp og sedimentasjons-hastighet (Etter Engelhardt 1977 og Berner 1980)

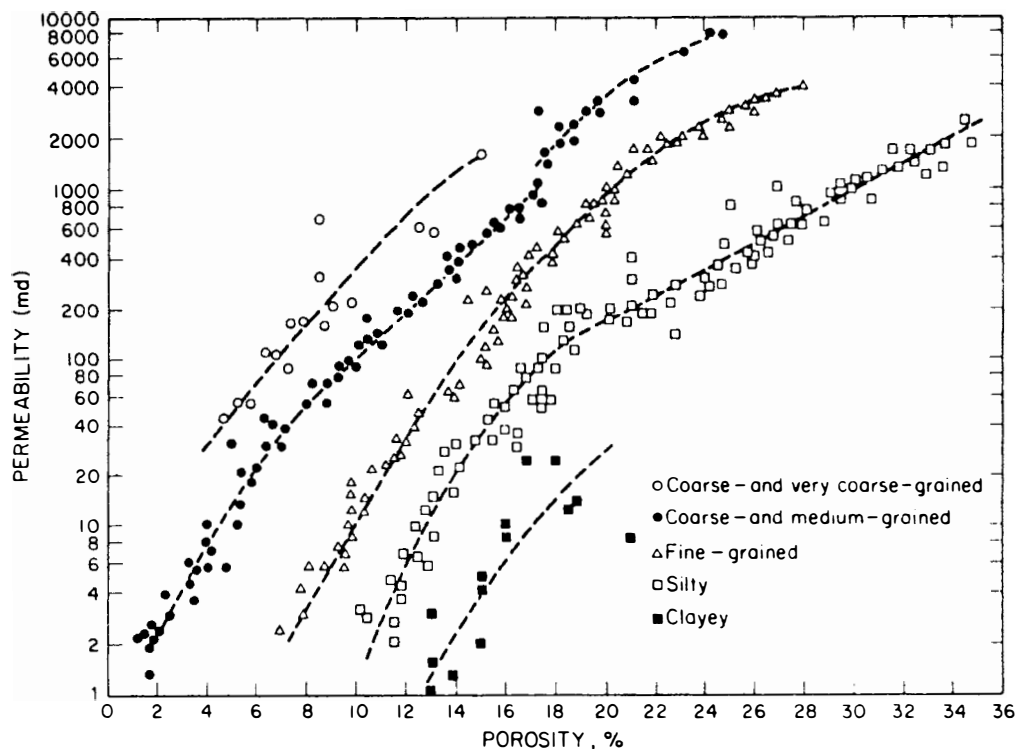


Fig. 4 Sammenheng mellom porøsitet og permeabilitet for kjerner av varierende litologi (Etter Chilingar 1964)

Relasjonen mellom porøsitet og permeabilitet er empirisk og kan ikke nyttes ukritisk. Endringene i porøsitet og permeabilitet mot dypet har imidlertid en klar sedimentologisk effekt: evnen for porevann til å strømme gjennom mediet reduseres og derved avtar hastigheten for mineralomvandlinger.

Bioturbasjon

Bioturbasjon, eller sedimentblanding på grunn av gravende bentiske organismer, er et vanlig fenomen i marine avsetninger. Selv på de største havdyp blir sedimentene omrørt av organismer. I anoksiske miljø er imidlertid omfanget av bioturbasjon sterkt redusert. De gravende organismene varierer fra miljø til miljø, men resultatet er alltid det samme: en blanding av sedimentene.

For nærmere å illustrere effekten av bioturbasjon kan en nytte et askelag og se hva som skjer ved suksessiv begravning og bioturbasjon (Fig. 5). Et askelag er en isokron flate og vel egnet for korrelasjon over store områder. Blanding av sedimentet på grunn av bioturbasjon vil imidlertid gi en utglatting av signalet. Berger & Heath (1968) antar full homogenisering, og askelaget er definert med en skarp nedre grense og reduseres asymptotisk oppover. Ruddiman & Glover (1972) antar en ufullstendig homogenisering, og askelagets opprinnelige posisjon kan identifiseres som konsentrasjonsmaksimum.

Effekten av denne blandingsprosessen kan også sees som en høy alder av overflatesedimentene i havdypet (Fig. 6). I de øvre 5-10 cm med aktiv bioturbasjon vil eldre og yngre materiale blandes, og en har en tilnærmet uniform alder for selve blandingslaget. Selve alderen, eller ^{14}C -alderen dersom ^{14}C -datering nyttes, kan uttrykkes som (Berner 1980 etter Nozaki et al. 1977 og Peng et al. 1977):

$$T = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda/L}{w} \right)$$

$1/\lambda$ = nedbrytningskonstanten for ^{14}C , L = blandingslagets tykkelse og w = sedimentasjonshastigheten fra sedimentets alder (under blandingslaget).

Det er videre mulig å beregne blandingskoeffisienten som kan sammenliknes med en diffusjonskoeffisient. Denne koeffisienten K , ofte uttrykt som $\text{cm}^2/10^3$ år, er et uttrykk for hvor raskt blandingsprosessen skjer. For dyphavssedimenter er verdien 120-150 $\text{cm}^2/10^3$ år (Peng et al. 1979). For en enkel impuls, f.eks. et askelag, kan en nytte relasjonen

$$d = K \cdot t$$

d = dyp, K = blandingskoeffisient og t = tid for å bestemme hvor raskt signalet beveger seg nedover. Velges $K = 150 \text{ cm}^2/10^3$ år ($0,15 \text{ cm}^2/\text{år}$) vil signalet etter ett år ha nådd et dyp på ca 4 mm. Kjennskap til sedimentenes blandingskoeffisient er spesielt viktig for å kunne utføre høyoppløselige stratigrafiske undersøkelser i dyphavssedimenter, ikke bare for askelag, men også for å kunne identifisere hurtige paleoseanografiske hendelser.

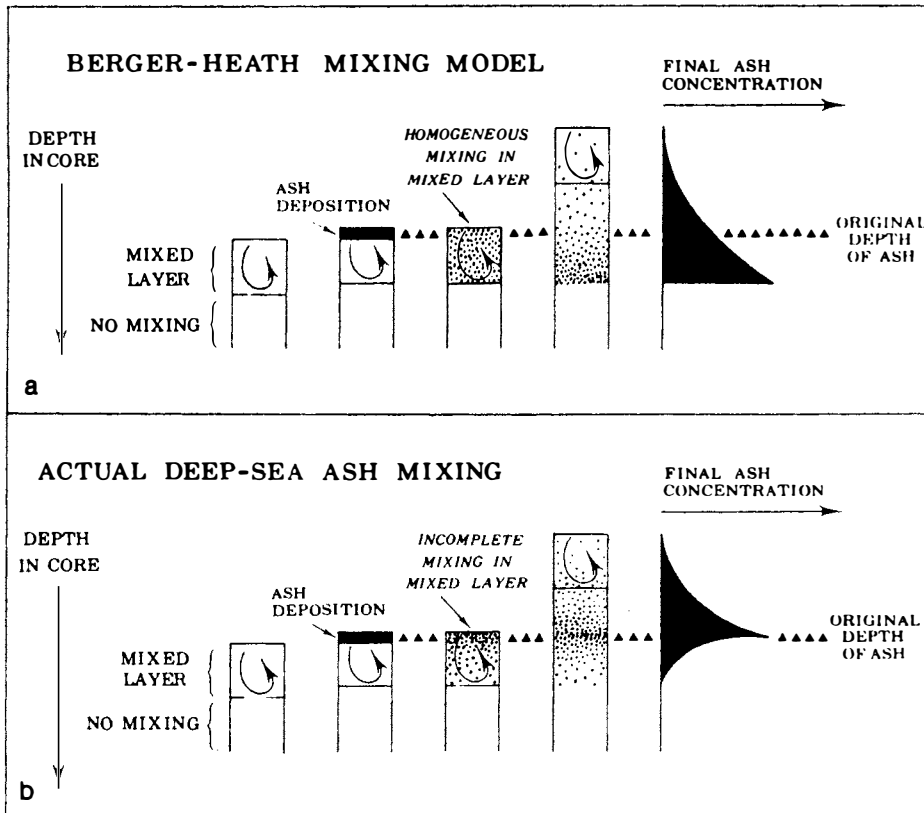


Fig. 5 Skjematisk modell for vertikal blanding av sedimenter ved bioturbasjon (a: Berger & Heath 1968, b: Ruddiman & Glover 1972)

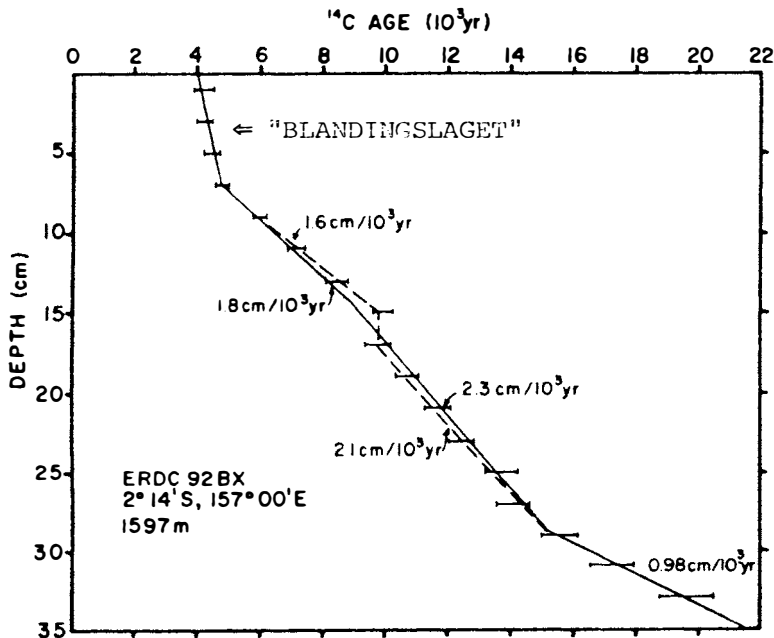


Fig. 6. ^{14}C alder for sedimenter i vestlige deler av Stillehavet nær ekvator (etter Peng et al. 1979).

Bioturbasjon, egentlig en biologisk prosess, vil for sedimentene virke som en mekanisk omrøring. Denne effekten kan også sees i sedimentenes geotekniske egenskaper. I sterkt bioturberte avsetninger viser måling av skjærstyrke store variasjoner, mens i svakt bioturbert materiale er verdiene mer ensartete (Richards & Parks 1976). Spredningen i verdiene av skjærstyrke for de bioturberte sedimentene forklares som et resultat av vekslende materialkvalitet i og utenfor gravespor. I gravespor er sedimentet ofte bløtt, mens en har fastere materiale ved sida av. For sedimenter med lite eller ingen bioturbasjon er material-egenskapene mer ensartete.

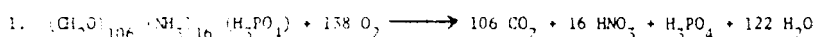
KJEMISKE PROSESSER

Kjemiske reaksjoner i sedimentenes øvre lag er sterkt influert av innhold av organisk karbon, som er den viktigste enkelt-energililde. Organisk karbon er dannet under fotosyntesen, hvor det bygges opp termodynamisk ustabile forbindelser, og etter sedimentasjon blir det reaktive organiske karbon raskt brutt ned. Selve nedbrytningen, eller katabolismen, skjer med bakterier. I de øverste lag skjer prosessen med aerobe bakterier som bruker fritt, løst oksygen. Ved avtagende oksygeninnhold overtar anaerobe bakterier, som for øvrig ikke kan eksistere dersom oksygeninnholdet overskrider en viss verdi. De anaerobe bakteriene nytter også oksygen, men da bundet til jern, mangan og svovel.

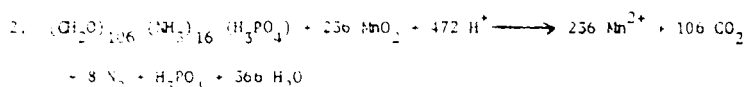
Denne prosessen har i løpet av de senere år vært gjenstand for omfattende studier, og dens hovedprinsipper kan sammenfattes til (basert på Froelich et al. 1979 og Berner 1980):

Organisk materiale, CH_2O (Berner) eller $(\text{CH}_2\text{O})_{106} (\text{NH}_3)_{16} (\text{H}_3\text{PO}_4)$ ("Redfield-molekylet" i Froelich et al.) er oksydert med oksydasjonsmiddel som til enhver tid gir størst endring i fri energi (ΔG°) pr. mol. oksydert karbon. Ett oksydasjonsmiddel blir brukt i sin helhet eller til underskudd før prosessen nytter neste oksydasjonsmiddel. Prosessen løper inntil alle oksydasjonsmidler eller oksyderbart organisk karbon er forbrukt.

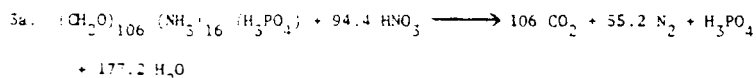
De forskjellige ledd i denne trinnvise reaksjonen kan skrives som:



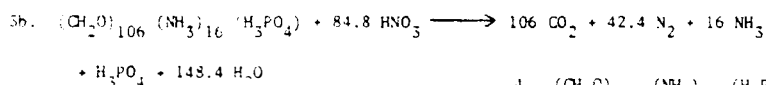
$$\Delta G^\circ = -5190 \text{ kJ/mole of Glucose}$$



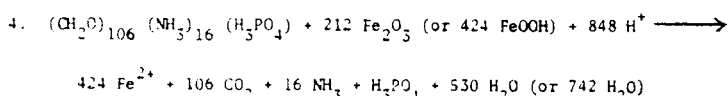
$$\Delta G^\circ = -5090 \text{ kJ/mole (BIRNESSITE)} \\ -5050 \text{ kJ/mole (NSUTITE)} \\ -2920 \text{ kJ/mole (PYROLUSITE)}$$



$$\Delta G^\circ = -5030 \text{ kJ/mole}$$

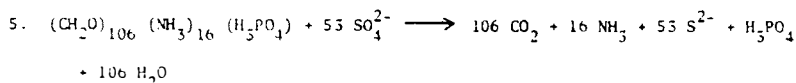


$$\Delta G^\circ = -2750 \text{ kJ/mole}$$

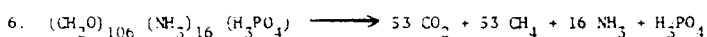


$$\Delta G^\circ = -1410 \text{ kJ/mole (HEMATITE, Fe}_2\text{O}_3)$$

$$-1330 \text{ kJ/mole (LIMONITIC GOETHITE, FeOOH)}$$



$$\Delta G^\circ = -380 \text{ kJ/mole}$$



$$\Delta G^\circ = -350 \text{ kJ/mole}$$

Kjemiske reaksjoner og standard fri energi ved nedbrytning av organisk materiale (Etter Froelich et al. 1979)

KOMMENTAR TIL DE FORSKJELLIGE REAKSJONENE

- 1) Ved denne prosessen omsettes det meste av planter og dyrerester (Menzel 1974). I et lukket system vil denne reaksjonen gå inntil tilstrekkelig oksygen er forbrukt og redoks-potensialet er lavt nok til at neste oksydasjonsmiddel blir brukt.
- 2 & 3) Dersom reaksjonen følger 3a hos Froelich et al., vil MnO_2 og nitrat reduseres simultant.
- 4) Reaksjonen er forenklet og skjer trolig gjennom flere trinn.
- 5) Dette er den dominerende tidlig-diagenetisk reaksjon. Det er rikelig tilgang på sulfat fra sjøvann.
- 6) Denne reaksjonen er i prinsippet omsetning av organisk karbon til karbondioksyd og metan. Reaksjonen er ikke kjent i sin helhet. Dannelse av metan kan uttrykkes som reduksjon av karbondioksyd. Dette krever et reduksjonsmiddel som hos Berner er illustrert med hydrogen fra biogent materiale.

Disse reaksjonene, som også er observert, viser et godt samsvar med beregninger for reaksjonenes standard fri energi. Reaksjonene viser også en klar reduksjon av fri energi nedover i reaksjonsserien.

Selve mekanismen bak de metaboliske reaksjonene er meget kompleks og omfatter enzymer, dvs. naturlige katalysatorer. Dette er rene biokjemiske reaksjoner som ikke vil bli behandlet nærmere her.

SEDIMENTOLOGISK KLASSIFIKASJON AV DET TIDLIG-DIAGENETISKE MILJØ

Tradisjonelt skiller en mellom tidlig-diagenese i dyp- og grunt marine områder. I de grunt marine områder er innholdet av organisk materiale i sedimentene høyere enn i dyphavet, henholdsvis 2-3% mot 1%. Det er påvist en klar sammenheng mellom sedimentasjons hastighet og innhold av organisk karbon i sedimentene (Müller & Suess 1979) (Fig. 7). På sokkelområdene med høy sedimentasjons hastighet er også primærproduksjonen høy, avsetningen er raskere enn nedbrytningen, og følgelig kan sedimentene få et høyt innhold av karbon. I havdypene, hvor primærproduksjonen vanligvis er lav, skjer sedimentasjonen meget langsomt, 1 mm/1000 år, og tilført organisk materiale kan brytes ned mer effektivt. På sokkelområder skjer sulfatreduksjonen nær sedimentoverflata, 1-5 mm, mens i dyphavet skjer denne reaksjonen lengre nede i sedimentet, 0,5-1 m (Berner 1980).

Reaksjonene for nedbrytning av organisk materiale er kontrollert av to hovedkomponenter: primær tilgang på organisk karbon og oksygen. Ved sterkt redusert oksygeninnhold i bunnvannet vil overgangen oksisk/anoksisk skje i vannfasen og ikke i sedimentet (Fig. 8 og 9). Av Fig. 10 og 11 framgår det at områder med høy primær produksjon nødvendigvis ikke gir høyt innhold av organisk karbon i sedimentet. Sedimenter med høyt organisk innhold akkumuleres i områder hvor reaksjon 1 (side 11) finner sted i vannfasen. Oksygenunderskuddet i disse områdene skyldes dels topografiske effekter som hindrer vannsirkulasjon (Svartenavet, norske fjorder), men denne effekten kan oppnås i up-welling områder, dvs. en oseanografisk effekt (Tissot et al. 1980).

Ved siden av å bindes i organiske karbonforbindelser går karbon også inn i byggesteiner for alle kalkproduserende organismer. På sokkelområdene avsettes kalsiumkarbonat i et bredt spekter av fragmenter: foraminiferskall, alge/revstrukturer, muslinger o.l. I havdypet tilføres kalsiumkarbonat i hovedsak som skall fra mikrofossiler, foraminiferer, coccolitter, petropods. Dyphavet er som kjent undermettet på kalsiumkarbonat, og under kalsiumkompensasjonsdypet (CCD-dypet) er sedimentene karbonatfrie. CCD-dypet representerer det nivå hvor sedimenthastigheten er lik eller mindre enn oppløsningshastigheten.

Oppløsningen skjer i hovedsak på havbunnen (Berger & Piper 1972, Honjo 1975, 1977 og Keir 1982), og følgelig er oppløsning av karbonat en tidlig-diagenetisk prosess. Tilsvarende gjelder for sokkelområdene, oppløsning og utfelling av karbonatfaser skjer nær sedimentoverflata, spesielt der ferskvann trenger ned under havnivå.

Amorf silika eller biogen silika er ved siden av kalsiumkarbonat en viktig sedimentkilde i havdypet, og er tilsvarende kalsiumkarbonat dannet biogent. I områder med stor produksjon, f.eks. rundt Antarktis, utgjør biogen silika hovedmengden av bunnsedimentene, og innhold av silika ooze og amorf silika er av avgjørende betydning for silikadiagenesen i sedimentene.

I den videre diskusjonen vil hovedvekten legges på reaksjoner i tilknytning til nedbrytning av organisk materiale og deres betydning for autigen mineraldannelse. I tillegg vil karbonat og silika bli diskutert. Avslutningsvis vil en med bakgrunn i plantetektonikk og paleoseanografi se hvordan de tidlig-diagenetiske prosessene, dvs. variasjoner i hovedfaktorene oksygen/karbon og kalsiumkarbonat, varierer som en følge av de mer storstilte geologiske prosesser.

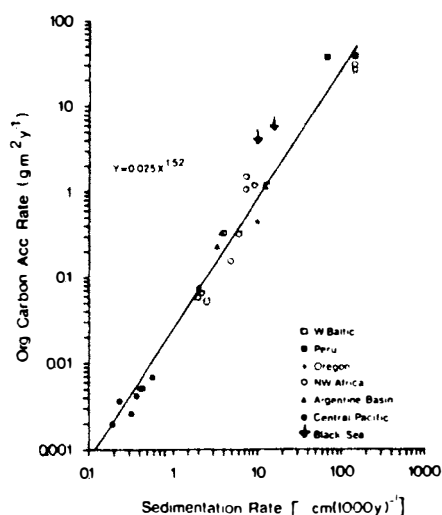


Fig. 7 Akkumulasjonshastighet for organisk karbon som en funksjon av sedimentasjonshastigheten (Müller & Suess 1979)

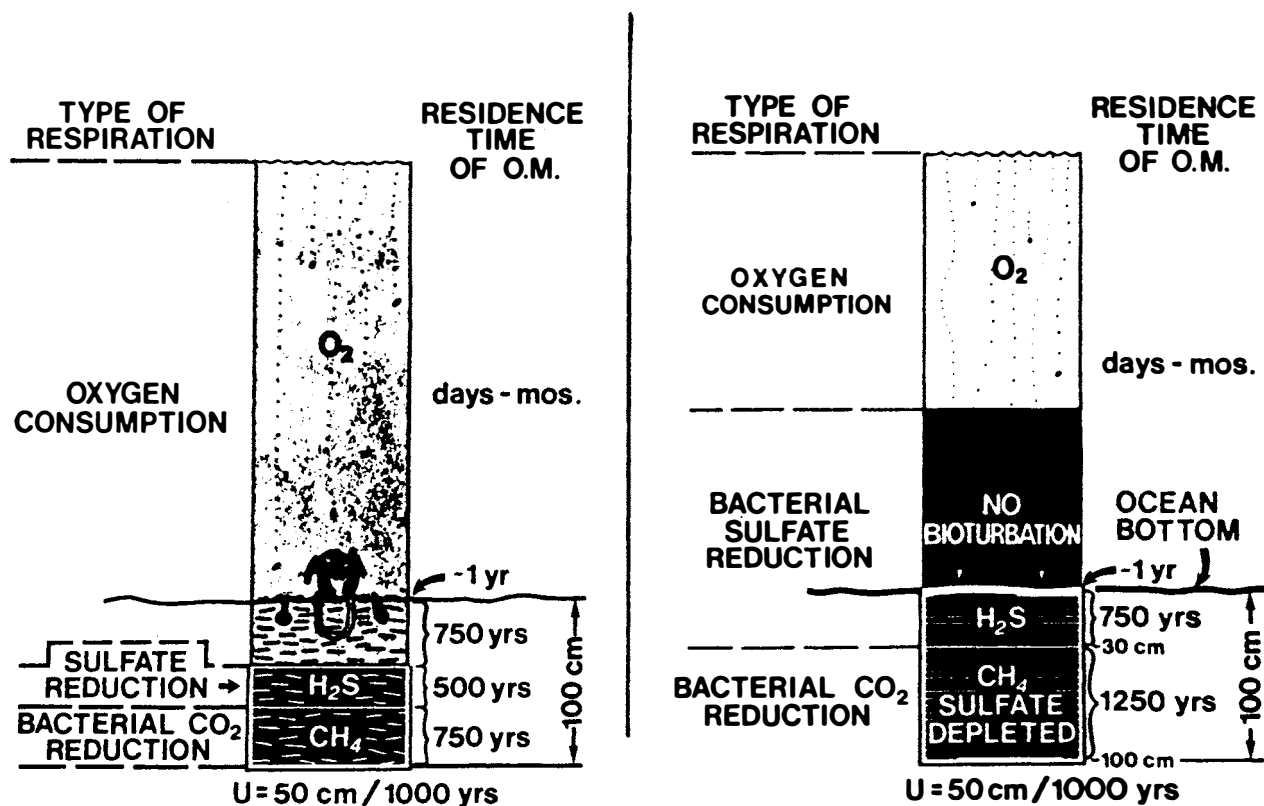


Fig. 8 Nedbrytning av organisk karbon i oksygenrikt vann (Demaison & Moore 1980)

Fig. 9 Nedbrytning av organisk karbon i oksygenfattig vann ($<0,5$ ml/l) (Demaison & Moore 1980)

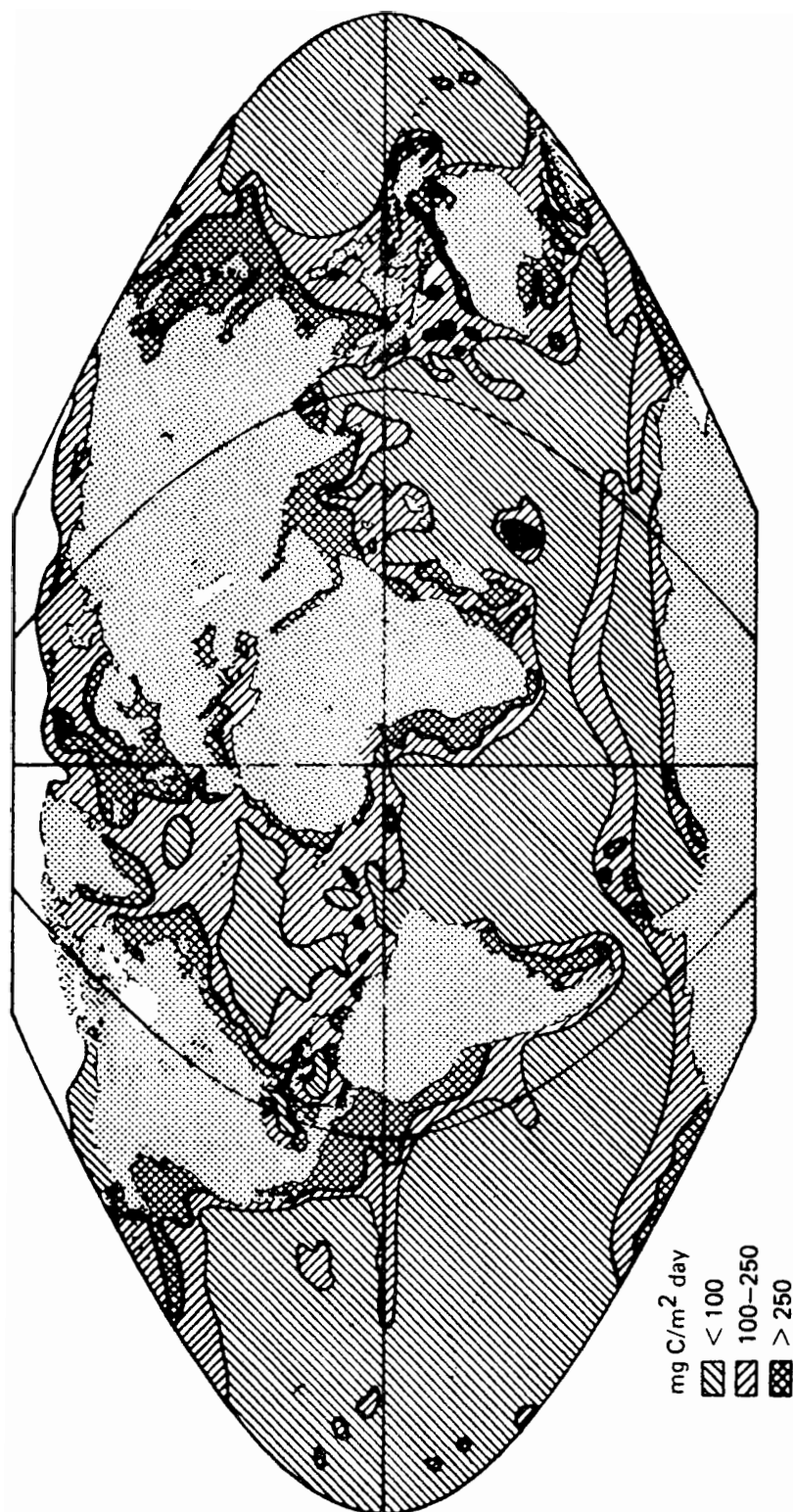


Fig.10 Primær biologisk produksjon i verdenshavene i mg av organisk karbon pr m²/dag (Demaison & Moore 1980)

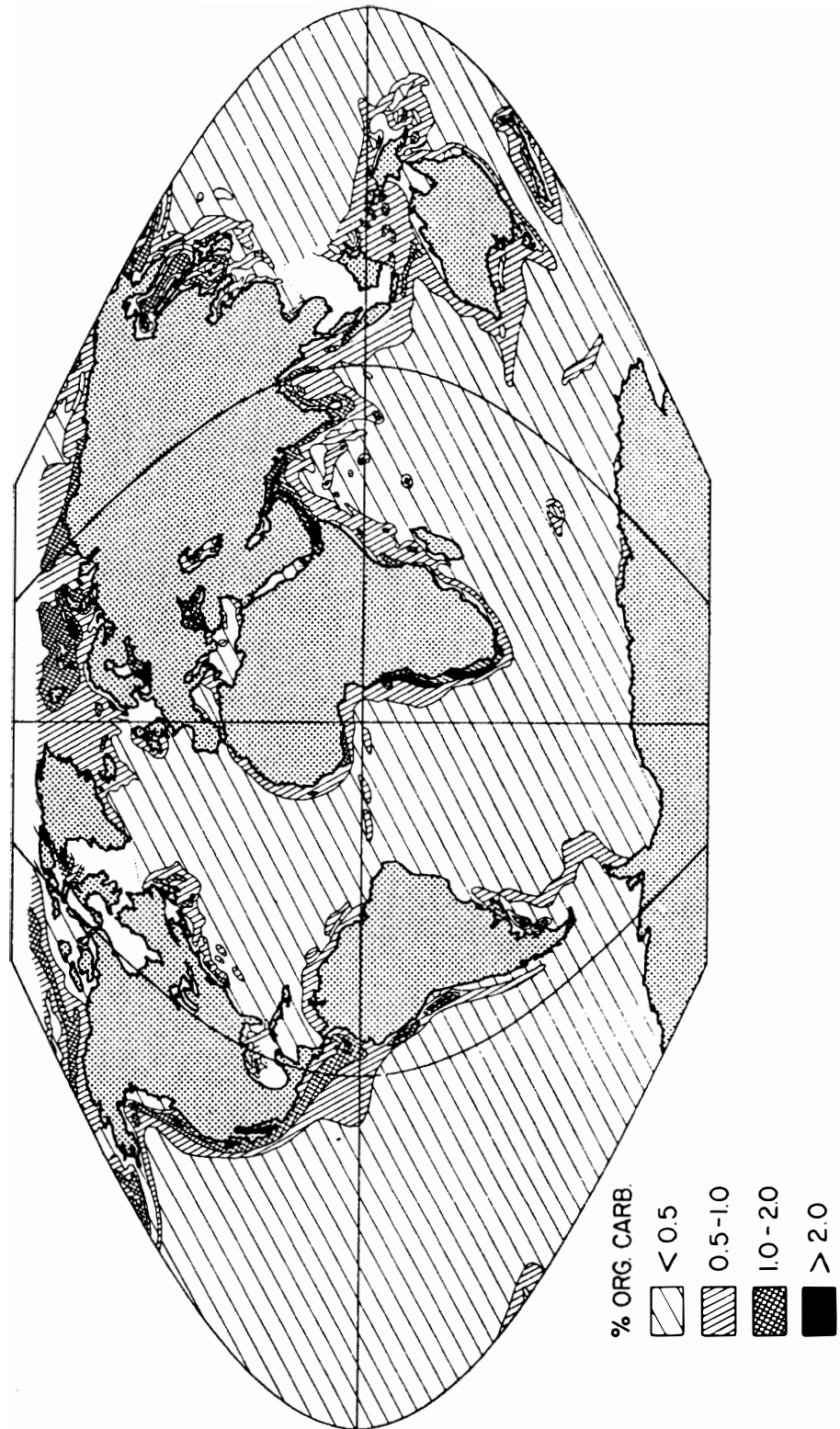


Fig.11 Prosent organisk karbon i overflatesedimenter (Demaison & Moore 1980)

POREVANNSSAMMENSETNING OG DIFFUSJON

Variasjoner i porevannets sammensetning er en effektiv indikator på de diagenetiske prosesser. 20% økning av løst Ca kan tilsvare en vekt-reduksjon på 0,02% av total karbonat (Berner 1980). Mineralogisk/geokjemisk er en slik oppløsning vanskelig å spore, mens analyser av porevannet langt lettere vil gi informasjon. Sammensetningen av porevann viser raskt en markert endring sammenliknet med overliggende bunnvann (Sayles 1981) (Tabell 1).

Et generelt bilde fra Nord-Atlanteren og fra områdene mellom Afrika og Antarktis viser anrikning av Na, Ca og total alkalinitet, mens Mg og K er i underskudd. Denne trenden fortsetter også ned mot større dyp (Gieskes 1983) (Fig. 12 og 13) (se også Anderson et al. 1976, Manheim 1976). Silika-innholdet er mer variabelt med økende innhold ned til ca. 100 m. Det faktum at innhold av Ca øker tilsvarende som Mg avtar, for så å avta, antas å reflektere at reaksjonen skjer i underliggende basalt (lag II) (Gieskes 1983).

En kan for øvrig spore forskjell i porevannssammensetning mellom sedimentene nær og langt vekk fra en spredningsakse. I områder med tynt sedimentdekke, 100 m, vanligvis nær spredningsaksen, er porevannssammensetningen lik havvannets sammensetning (Gieskes 1983). Dette forklares som en følge av sirkulasjon av sjøvann gjennom sedimentene, og hvoretter det skjer en reaksjon med den underliggende basalt. I områder med tykkere sedimentlag skjer ikke denne sirkulasjonen og konsentrasjonsgradienter bygges opp, fortsatt som en følge av reaksjoner i lag II.

I områder med høyere sedimentasjonshastighet og med bl.a. tilførsel av vulkansk materiale, vil reaksjoner i sedimentsøylen maskere gradientene for reaksjoner i lag II (Gieskes 1983). De viktigste reaksjonene er omvandling av vulkansk materiale.

Tabell 1 Sammensetning av bunnvann og porevann fra sedimenter i sydlige Atlanterhav. Referanse til sammensetning av overflatevann fra Sargassohavet (Sayles 1981)

DYP (CM)	KONSENTRASJONSENDRINGER (MEQ/KG)						KONSENTRASJON	
	ΔNa^+	ΔMg^{2+}	ΔCa^{2+}	ΔK^+	ΔSO_4^{2-}	ΔAlk	Si(OH) ₄ (μM)	pH
Bunnvann	0.06	-0.03	-0.02	-0.008	0.04	(2.44)	6	7.91
5	0.5	-0.4	0.5	0.01	0.1	0.5	185	7.92
30	0.6	-0.4	0.8	0.0	0.3	0.9	250	7.84
100	1.1	-1.0	0.6	-0.05	-0.23	0.9	288	7.92

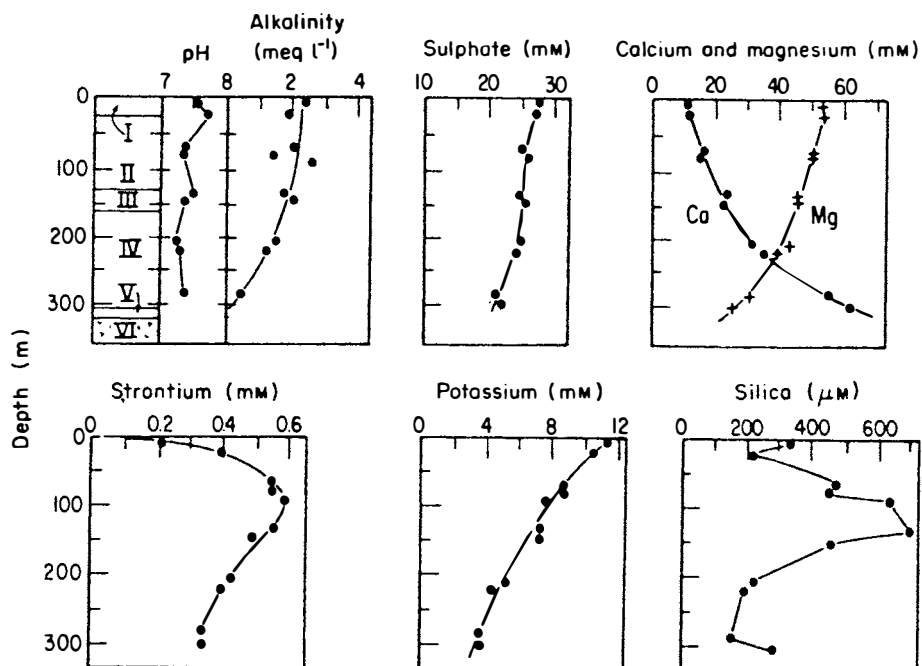


Fig. 12 Konsentrasjon-dyp profiler ved DSDP site 239. Litologi: I = silty clay; II = nanno ooze and nanno clay; III = green and grey silty clay and nanno ooze; IV = brown silty clay and clayey silt; V = nanno clay; VI = basalt (Gieskes 1983)

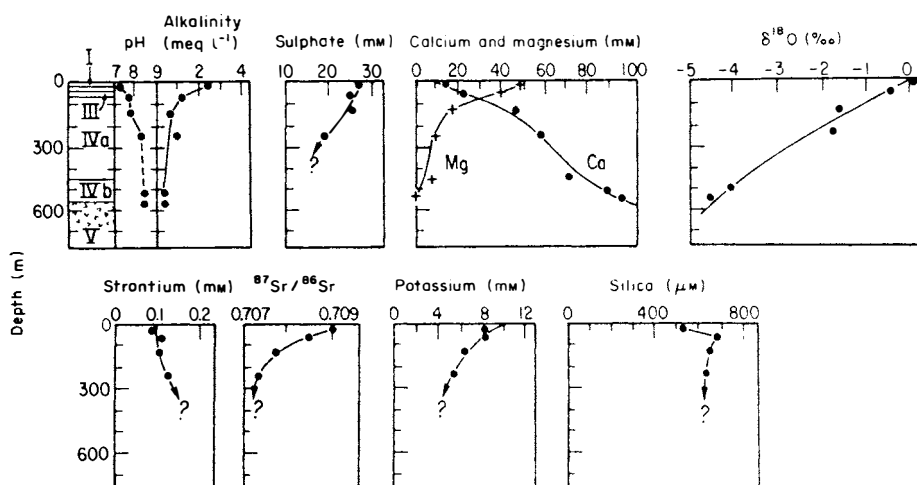


Fig. 13 Konsentrasjon-dyp profil ved DSDP site 285. Litologi: I = zeolitic clay; II = nanno ooze; III = nanno ooze, siliceous; IVa = glass shard nanno ooze; IVb = sandy siltstone, nannos and glass shards; V = basalt (Gieskes 1983)

Som det framgår, skjer det en omfattende utveksling av ioner mellom sediment og hav. Deler av denne diffusjonen skyldes reaksjoner i sedimentene selv. I tillegg, som bakgrunnsverdier, kommer diffusjon som en følge av reaksjoner av basalt i lag II. Den relative mengden fra de to forskjellige kildene er ikke kjent.

Selv om det er beheftet med stor usikkerhet, er fluks og diffusjonskoeffisienten bestemt for en rekke ioner (Manheim 1976) (Fig. 14). Tilførselen fra land er også inkludert i disse beregningene. Fig. 14 illustrerer den omfattende frigiving av ioner til sjøvann, og en kan dele elementene inn i fire grupper (Manheim 1976):

- 1) Elementer frigitt som følge av nedbrytning av organisk materiale: I, Br, NH_3 , HCO_3 .
- 2) Elementer som i redusert tilstand er lettere løselige: Fe(II), Mn(II), Co(II), Pb(II).
- 3) Elementer kontrollert av løselighet for karbonat og fosfatlikevekt.
- 4) Elementer som er kontrollert av likevekt (og ionebrytningsreaksjoner) for silikat mineraler: Na, K, Ca, Mg.

Gruppe 1-3 er elementer som fortrinnsvis omsettes i sedimentenes øverste meter, mens elementer i gruppe 4 er sterkt influert av reaksjoner i lag II.

Til tross for at denne type beregninger er beheftet med stor usikkerhet, illustrerer den et fundamentalt prinsipp: mellom havvann og jordskorpa skjer det en omfattende elementutveksling hvor de kraftigste gradientene finnes nær overflata. Migrasjon og den gjensidige intraksjon mellom de respektive ioner/elementer er således essensen i de tidlig-diagenetiske prosesser.

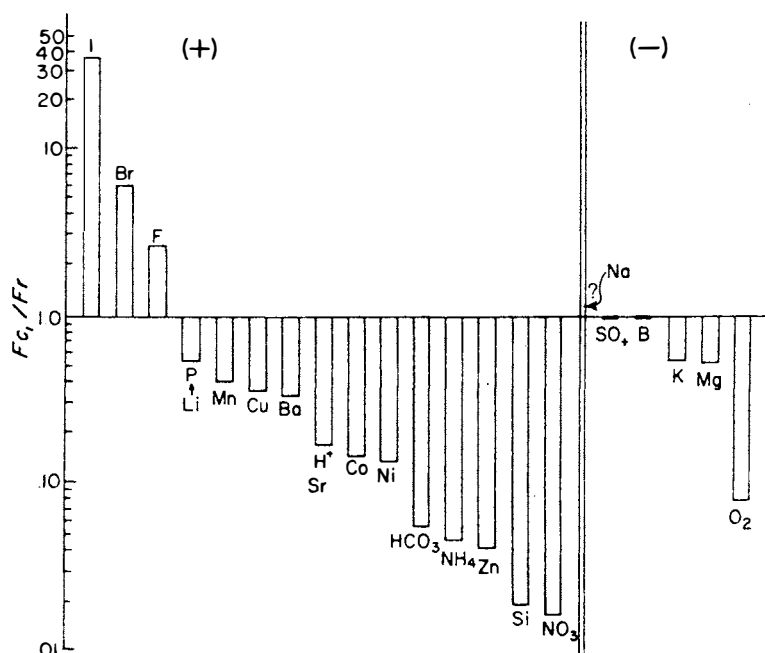
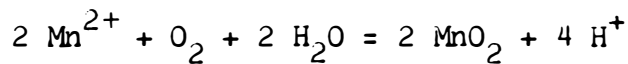


Fig. 14
Fluks av løste ioner fra sediment til havvann (+) og fra havvann til sediment (-). F_c/F_r angir forholdet mellom diffusiv fluks og tilførsel fra elver (Manheim 1976)

PRINSIPPER FOR MINERALDANNELSE SOM FØLGE AV MIKROBAKTERIELL NEDBRYTNING AV ORGANISK KARBON

Oppløsning og mineralutfelling eller diagenetisk re-distribusjon er nær knyttet til metabolistiske reaksjonsserier (Fig. 15). Hovedprinsippet er også illustrert i Fig. 16 hvor en ser den sekundære anrikning i henholdsvis oksiske/anoksiske sone. For den videre diskusjon vil felling av mangan bli brukt som eksempel (Etter Froelich et al. 1979).

I sone 4 (Fig. 15) vil mangan løses og diffundere oppover og felles i sone 3. Konsentrasjonen avtar inn mot det nivå hvor utfellingen skjer. Dypet for denne reaksjonen er balansert av diffusjon av oksygen nedover og diffusjon av mangan oppover. Felling skjer etter reaksjonen (Fig. 17):



Følgelig må diffusjonen av mangan være det dobbelte av oksygen diffusjon nedover.

Ved ny sedimenttilførsel vil utfellingsnivået forskyves inn i sone 4. Manganoksyd løses, og det skjer ny migrasjon og felling. Denne prosessen går kontinuerlig, og under stabile forhold vil nivået være konstant. Denne idealiserte tilstanden kan i praksis være noe mere innfløkt. Endring i bunnvannssirkulasjonen kan gi redusert oksygentilførsel. Innstilling av nye diffusjonslikevekter skjer ikke spontant, og manganoksyd kan opptre i to nivåer: et moderne og et relik. Videre kan bioturbasjon gi en utglatting av manganoksydfordelingen.

Dersom balansen mellom tilført oksygen og mangan er tilfredsstillt i selve havbunnen, kan fellingen skje i overflata. Manganskorper i Østersjøen forklares på denne måten (Bostrom et al. 1982). I Barentshavet finnes også jern, alternativt mangan-skorper på havbunnen. Jernskorpene er trolig dannet som fellingshorisonter nede i sedimentet for så å bli eksponert ved senere erosjon (Forsberg 1983).

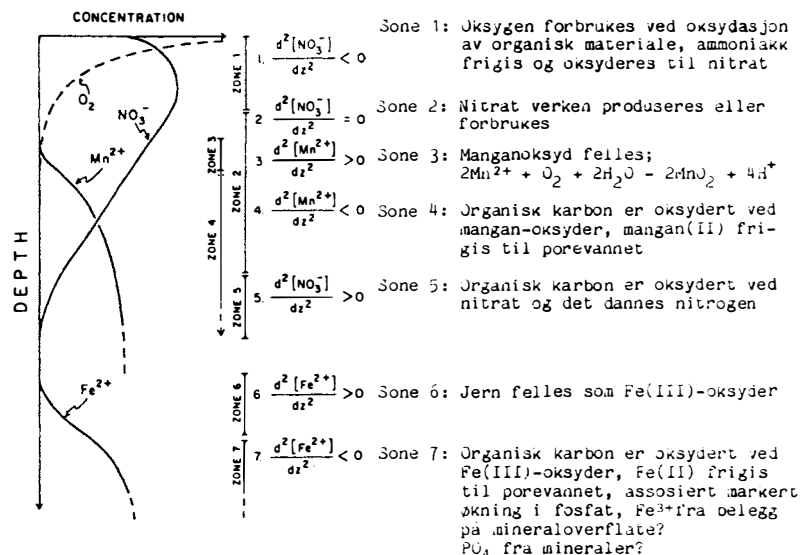


Fig. 15 Skjematisk fordeling av konsentrasjon av utvalgte ioner i porevann (Froelich et al. 1979)

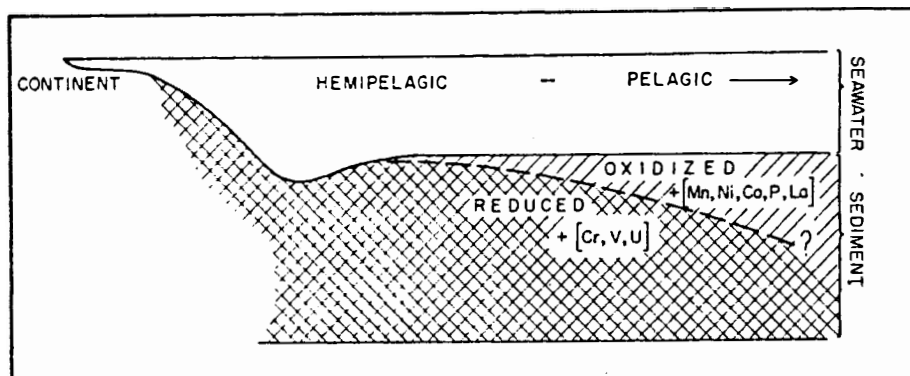


Fig.16 Skisse som illustrer prinsippet for diagenetisk refordeling
 I den oksyderte sonen anrikes Mn, Ni, Cr, La
 I den reduserte sonen anrikes Cr, V, U
 (Etter Bonatti et al. 1971)

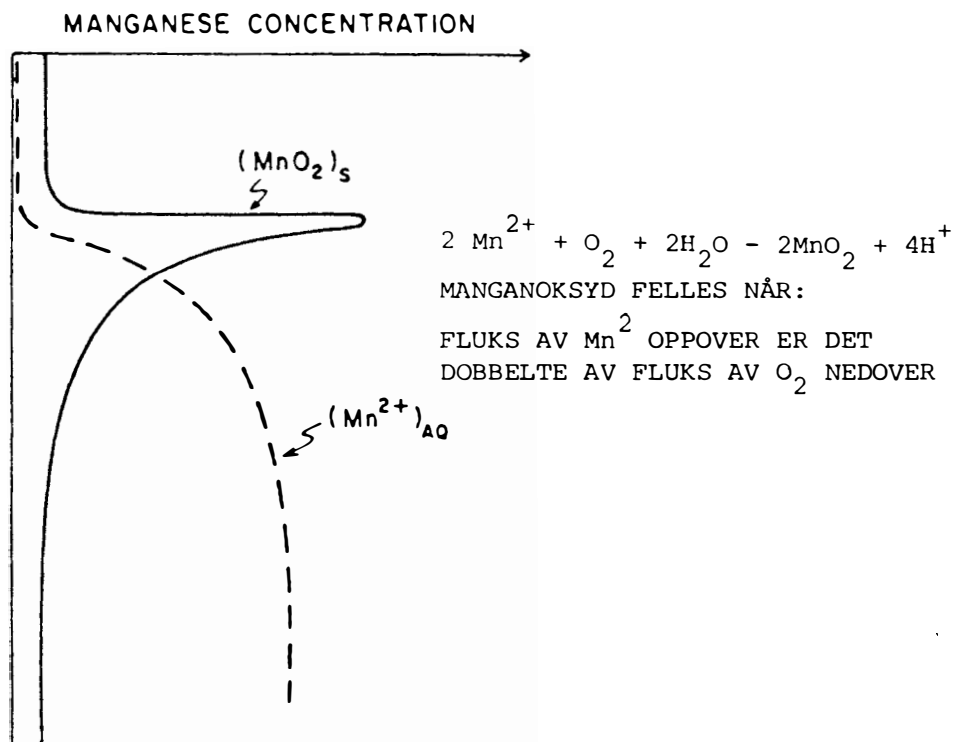


Fig.17 Skjematisk presentasjon av løst og fast fase av mangan i et
 nypotetisk "Steady-state system" (Froelich et al. 1979)

MANGANNODULER

Mangannoduler i havdypet ble først kjent under Challenger-ekspedisjonen, og har senere vært gjenstand for omfattende undersøkelser. Manganknoller kan i enkelte områder dekke mer enn 50% av havoverflata. Spesielt i Stillehavet er antallet noduler høyt. Hovedsammensetningen er $MnO(OH)$, men på grunn av den uordnede strukturen vil sporelementer bli tatt opp, og det er disse som gjør nodulene økonomisk interessante. Sammensetningene av nodulene viser klare provinser (Fig. 18). Dannelsen er imidlertid ikke fullt ut klarlagt, selv om en etter tyve års intens forskning er kommet noe lengre (for diskusjon av manganknoller se: Gladsby 1977, Broecker & Peng 1982, Andrews et al. 1983, Usui 1983). Problemet for dannelse av mangannoduler kan sammenfattes til (Etter Broecker & Peng 1982):

- 1) Mn og Fe er begge tungt løselige i vann og hvordan kan disse oksydene konsentreres vekk fra mulige kilder: kontinent, midthavsrygg og sone for felling av manganoksyd som i dyphavssedimenter er flere meter nede i sedimentet?
- 2) Radiometrisk datering viser gjennomsnittlig veksthastighet på 2-3 mm pr. mill. år. Nodulene er 2-3 cm i diameter og representerer således et tidsintervall på flere millioner år. Sedimentasjonshastigheten for omkringliggende sedimenter er funnet å være langt høyere, 1 m/10⁶ år. Hvordan kan så nodulene tilsynelatende forbli på overflata?

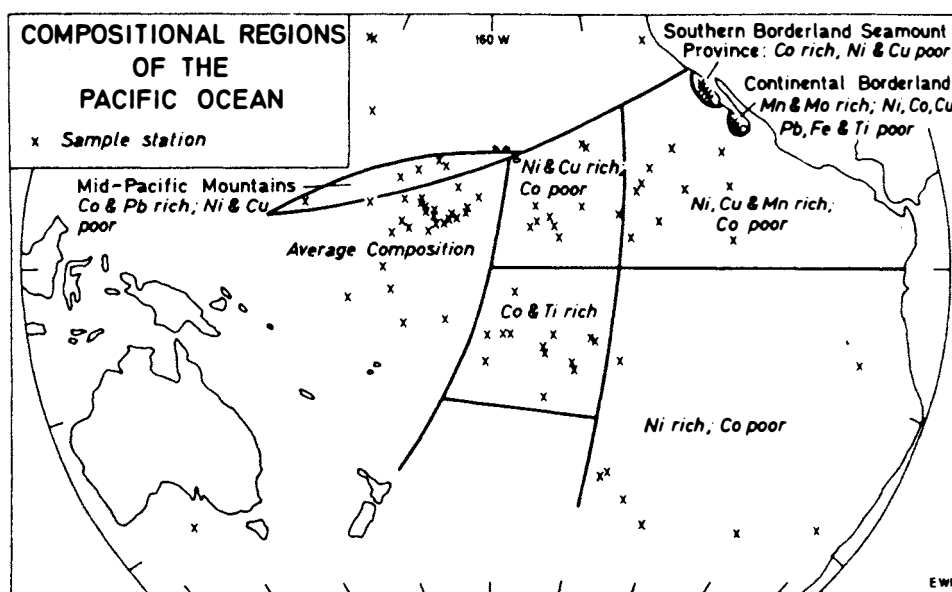


Fig. 18 Generelle forskjeller i geokjemisk sammensetning i mangan noduler i Stillehavet (Etter Kennett 1982)

Kilden for jern og mangan er av mange antatt å være diffusjon fra underliggende sediment. Utfelt manganoksyd på droppstein i Antarktisk kan indikere utfelling fra sjøvann. Mangannodulene viser ofte en forskjellig sammensetning på over- og undersida (Broecker & Peng 1982), og utfelling fra havvann synes ikke å forklare dette.

Hvordan kan så nodulene forbli på overflata? De er tyngre enn sedimentene omkring. Broecker & Peng har gjort følgende tankeeksperiment: Det er en steady-state tilstand mellom veksthastighet for nodulene og for sedimentasjonen, dvs. at nodulene begraves. Noduler i sedimenter viser få tegn til korosjon, og forholdet mellom nodulvekst og sedimentasjonsnastignet kan brukes til å forutsi konsentrasjonen av noduler i sedimentene. I et sediment hvor akkumulasjonshastigheten er tre meter pr. 10^6 år vil, dersom noduldannelsen er $3 \cdot 10^6$ år, 9 meter sediment være avsatt, og antall noduler i sedimentet er lik antallet på overflata. En generasjon noduler er begravet i tre mill. års sediment. Ved å sammenlikne antall noduler som kommer inn i en kjerneprøve fra sedimentet med de som en får fra overflata, kan antallet "døde"/"levende" noduler pr. volumenhet sediment beregnes. Beregninger av Bender et al. 1966 kan tyde på at en slik "likevekt" eksisterer.

Nodulene er konsentriske, hvordan kan denne veksten foregå? En mulighet, for øvrig ennå ikke påvist, er at gravende organismer sørger for at nodulene beveger seg. Dette kan også være en mekanisme som utvirker at nodulene forblir på overflata. Dersom bioturbasjon sørger for 3 μm heving pr. år, vil nodulen holde tritt med sedimentasjonshastigheten.

De siste års studier av noduler har lagt vekt på miljøet i vannmassene over, og bl.a et større prosjekt (Andrews et al. 1983) viser et godt samsvar i sammensetningen mellom nodul og sporeelementsammensetning i biomassen i overflatevannet. Etter sedimentasjon løses det biogene materialet, og ved diagenetisk distribusjon mobiliseres elementene, som så igjen felles i tilknytning til nodulene.

SULFATREDUKSJON OG JERNSULFIDDANNELSE

Diagenetisk dannet pyritt og lukt av H_2S er for mange geologer det første møte med tidlig-diagenetiske prosesser. Ved siden av å være en god illustrasjon på denne type prosesser, er svovel-jern-karbon systemet kvantitativt det viktigste leddet i karbonomsetningen. Normalt er det rik tilgang på sulfat, og denne prosessen er den viktigste etter den primære nedbrytning av karbon med oksygen.

Den geokjemiske syklus av karbon og svovel utgjør tilsammen en av de kontrollerende reaksjoner for oksygeninnholdet i atmosfæren (Garrels & Perry 1974, Holland 1979). Det organiske materialet som sedimenteres, er et overskudd av fotosyntesen over forbrenning, og bakteriell nedbrytning av organisk karbon med dannelse av H_2S og videre jernsulfid representerer underskuddet. Pyritt og det organiske materialet som ikke oksyderes, er fundamentalt, da det fjerner karbon og svovel fra havet. For å fullføre denne syklusen må disse komponentene tilføres atmosfæren ved forvitring (Berner 1982).

Dannelse av jernsulfidforbindelser

Jernsulfid eller pyritt (fig. 19) er dannet på flere måter. Trolig skjer reaksjonen først mellom H₂S og jernoksydforbindelser til mackinawitt, som videre kan reagere med fritt svovel og danne greigitt. Greigitt vil videre rekrystalliseres til framboidal pyritt (Fig. 20), trolig den mest vanlige form for pyrittdannelse i overflatesedimenter. Kubisk pyritt er trolig dannet mer direkte uten disse mellomleddene, eventuelt kun via mackinawitt (Raiswell 1982). Kildene for jern er trolig flere: krystallgitter i silikater, absorberte oksydlag på leirmineraler og eventuelt også organiske komplekser (Goldhaber & Kaplan 1974).

Svovel i sin helhet produseres under den mikrobakterielle nedbrytningen av sulfat, og under denne prosessen skjer en isotopfraksjonering med anrikning av lette isotoper ³²S (Kaplan & Rittenberg 1964) (se også Goldhaber & Kaplan 1974, s 585). Imidlertid avhenger fraksjoneringen av hvilke typer bakterier som gir omsetning av sulfat. Det generelle bildet er imidlertid at lette isotoper, ³²S, anrikes i sulfidfaser, mens de tunge isotopene, ³⁴S, anrikes i sulfat.

Alternative jernforbindelser

Hvorvidt jern inngår i sulfid eller andre forbindelser, er i hovedsak bestemt av tilgangen på sulfat. I sterkt anoksiske miljø med underskudd av sulfat, vil jern inngå i sideritt (FeCO₃) og rodokrositt (MnCO₃). I tillegg vil vivianitt, Fe₃(PO₄) · 8 H₂O, kunne felles. Både vivianitt og sideritt er assosierte miljøer med dannelse av metan (Berner 1981). Disse mineralfasene er imidlertid mer vanlige i ikke-marine anoksiske miljø (se bl.a Rosenqvist 1970).

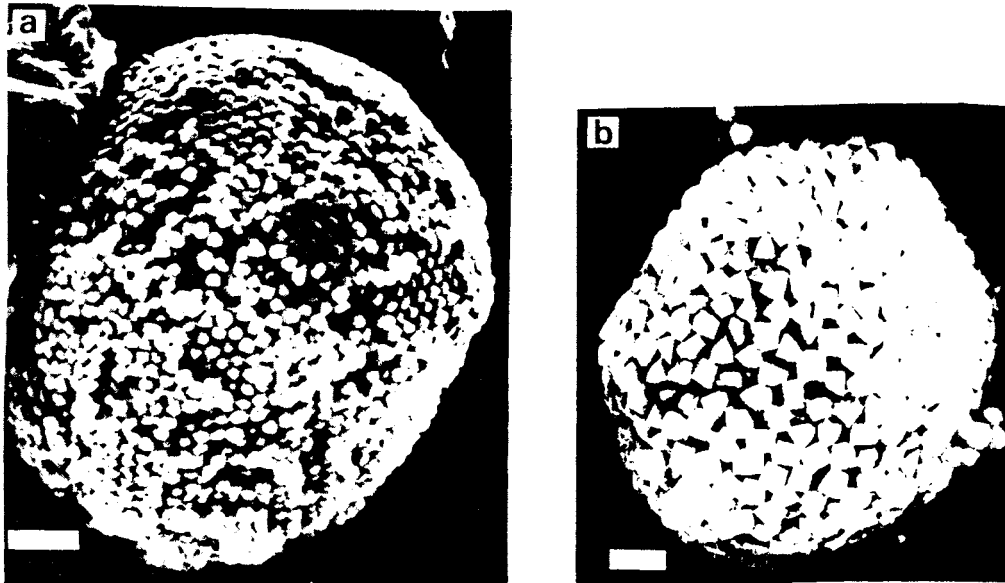


Fig.19 a) SEM-bilde av framboidal pyritt. Målestokk: 5 μ m
 b) SEM-bilde av framboidal pyritt, merk krystall-liknende flater. Målestokk: 2 μ m (Elverhøi 1977)

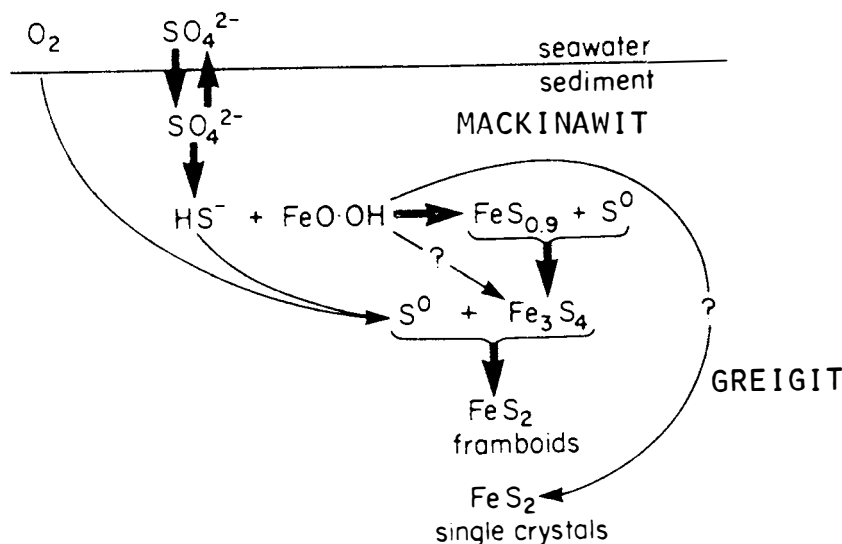


Fig.20 Skjematisk framstilling av pyrittdannelse i de øvre sedimentlag (Goldhaber & Kaplan 1974)

KARBONAT

Innledning

Hoveddelen av karbonat som sedimenteres er biogent dannet som aragonitt og kalsitt med varierende Mg-innhold. Ved lave breddegrader skjer det en omfattende karbonatakkumulasjon på grunne områder. Klassisk er Banamas-banken. Hoveddelen er fra bentiske organismer. Pelagisk karbonatproduserende organismer dominerer sedimentasjonen i dyphavet, imidlertid har en også bentoniske foraminiferer som bidrar til sedimentasjonen.

Karbonatakkumulasjoner på grunne marine områder er i hovedsak i den del av vannsøylen som er mettet eller bare svakt undermettet på $CaCO_3$, mens akkumulasjonen i dyphavet skjer i sterkt undermettet vann. Det bioklastiske materialet er også forskjellig, relativt grovkornet på grunne marine områder og silt-sand partikler i havdypet. Med bakgrunn i de forskjellige prosessene som virker, blir de to områdene behandlet separat.

Diagenese av dyphavskarbonat

Over CCD-dypet vil karbonat utgjøre hoveddelen av sedimentene med tilnærmet karbonatfrie avsetninger under CCD-dypet (Fig. 21). Under diagenesen er det vanlig å observere at coccolitter og diskoasteres er mottakere av sement, mens planktoniske foraminiferer løses og avgir materiale. Hoveddelen av oppløsningen skjer trolig meget raskt, i løpet av mindre enn seks år, og begrenset til de øverste mm av bunn-sedimentet (Keir 1982).

Oppløsningshastigheten på havbunnen er i stor grad kontrollert av graden av undermetning av CaCO_3 i bunnvannet (Keir 1982) (Fig. 22). Graden av undermetning i selve sedimentoverflata kan imidlertid være mindre enn i bunnvannet over på grunn av et tynt laminært diffusivt bunnlag hvor det kun skjer en diffusjonstransport mellom sediment - vann (Schink & Guinasso 1977, 1978). Denne effekten synes å øke med økende grad av undermetning (Keir 1982). Selve oppløsningshastigheten er sterkt influert av graden av undermetning. Ved å øke graden av undermetning fra 0,2 til 0,3 øker oppløsningshastigheten fra 2 mg/cm^3 porevann/år til 10 mg/cm^3 porevann/år (Fig. 22). Fra denne figuren framgår det også at oppløsningen er begrenset til de øvre mm av bunn-sedimentet. Graden av undermetning i bunnvannet er som vi skal se senere, en funksjon av de mer storstilte sirkulasjonsmønstre i havene, slik at selve oppløsningshastigheten av karbonat i dyphavet er influert av de oseanografiske forhold.

Selve diagenesen i karbonatsedimentene i dyphavet er i de øvre 100 meter relativt begrenset (Fig. 23) og kompaksjon er i denne sonen kun på grunn av tyngre overliggende sedimenter (Garrison 1981). Under oppløsning og utfelling skjer det også en isotop-fraksjonering ved at den høyere temperaturen som sementen dannes i, sammenliknet med temperaturen for dannelse av utgangsmaterialet, gjør at den nydannede sementen anrikes på lette oksygen isotoper (Fig. 24). En tilsvarende reduksjon mot dypet gjelder også for Sr-innholdet i den nydannede sementen (Garrison 1981).

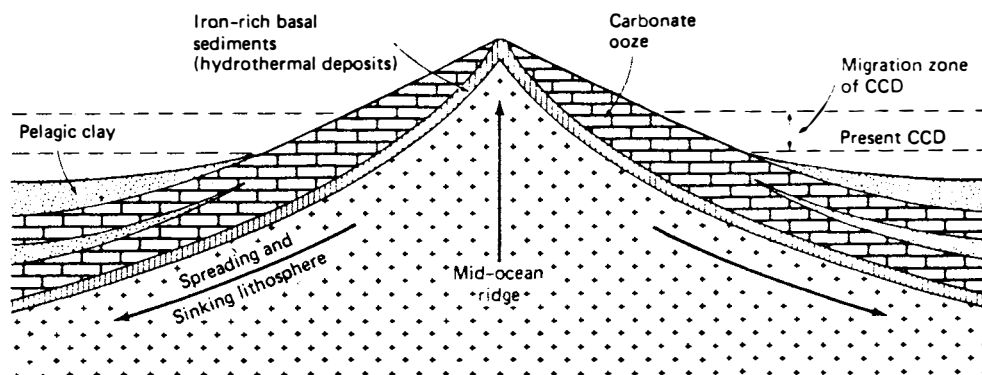


Fig.21 Skjematisk framstilling av fordelingen av dyphavssedimenter (Etter Kennett 1982)

Av spesiell interesse for diagenese av karbonater er dannelsen av "hard-ground". Fra Fig. 24 framgår det at disse er dannet ved et miljø med et oksygenisotop-innhold lik sjøvann, dvs. nær overflata. I forbindelse med DSDP-boringer er hardgrounds nå påvist flere steder i dyphavet (Se Bathurst 1983). I enkelte av "skorpene" er lav-Mg-kalsitt (coccolitt-ooze) erstattet med høy-Mg-mikrokrystallin sement. Dannelsen av "hard-ground" er ikke klarlagt. Til en viss grad kan litifisering av karbonat skje ved interaksjon med undersjøisk forvitring av basalt (Garrison 1981). Innholdet av tunge oksygenisotoper er langt lavere enn dypet skulle tilsi, og dette forklares som inntrengning av løsninger fra dypet.

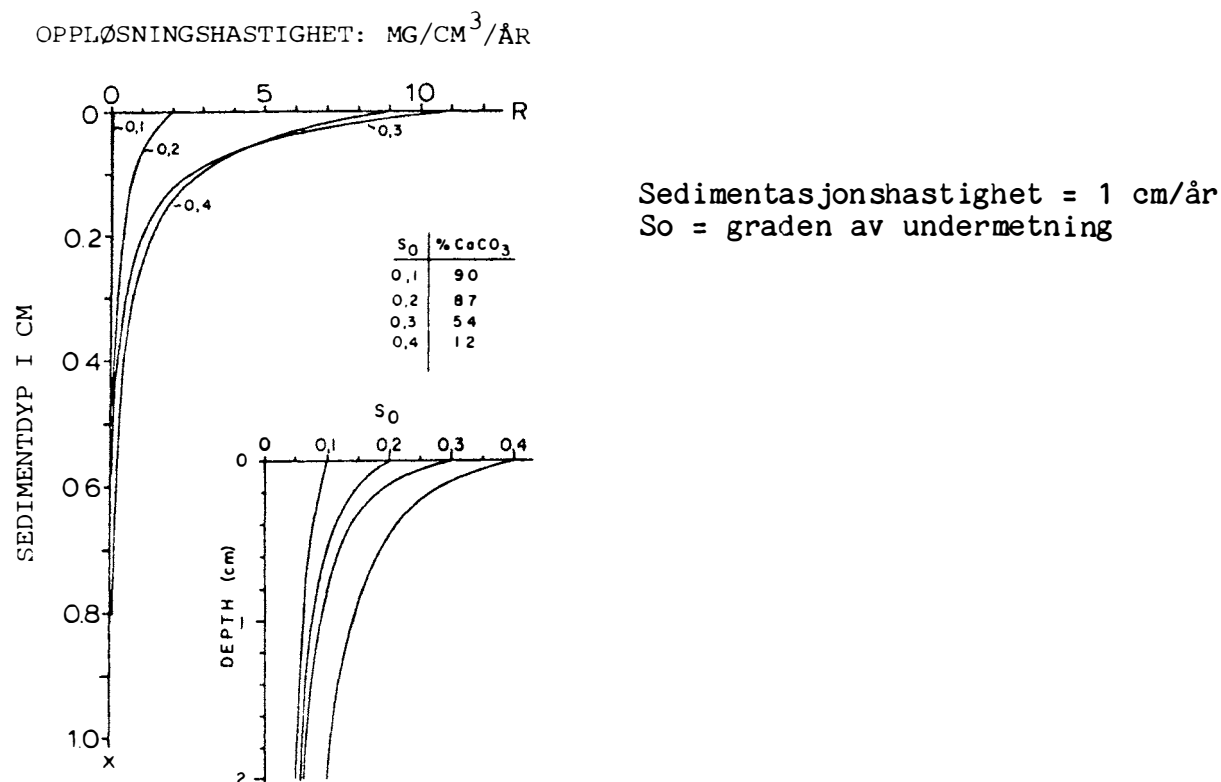


Fig.22 Modell for oppløsningshastighet som en funksjon av dypet i sedimenter fra Stillehavet (Etter Keir 1982)

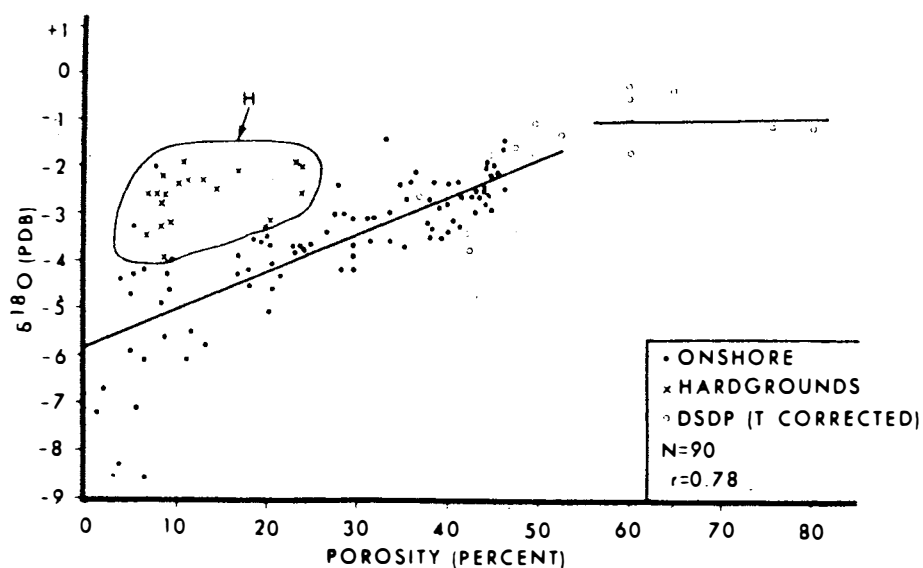


Fig.24 Sammenheng mellom porøsitet og oksygen-isotop forhold i kalksteiner (Etter Scholle 1977 og Cook & Engbert 1983)

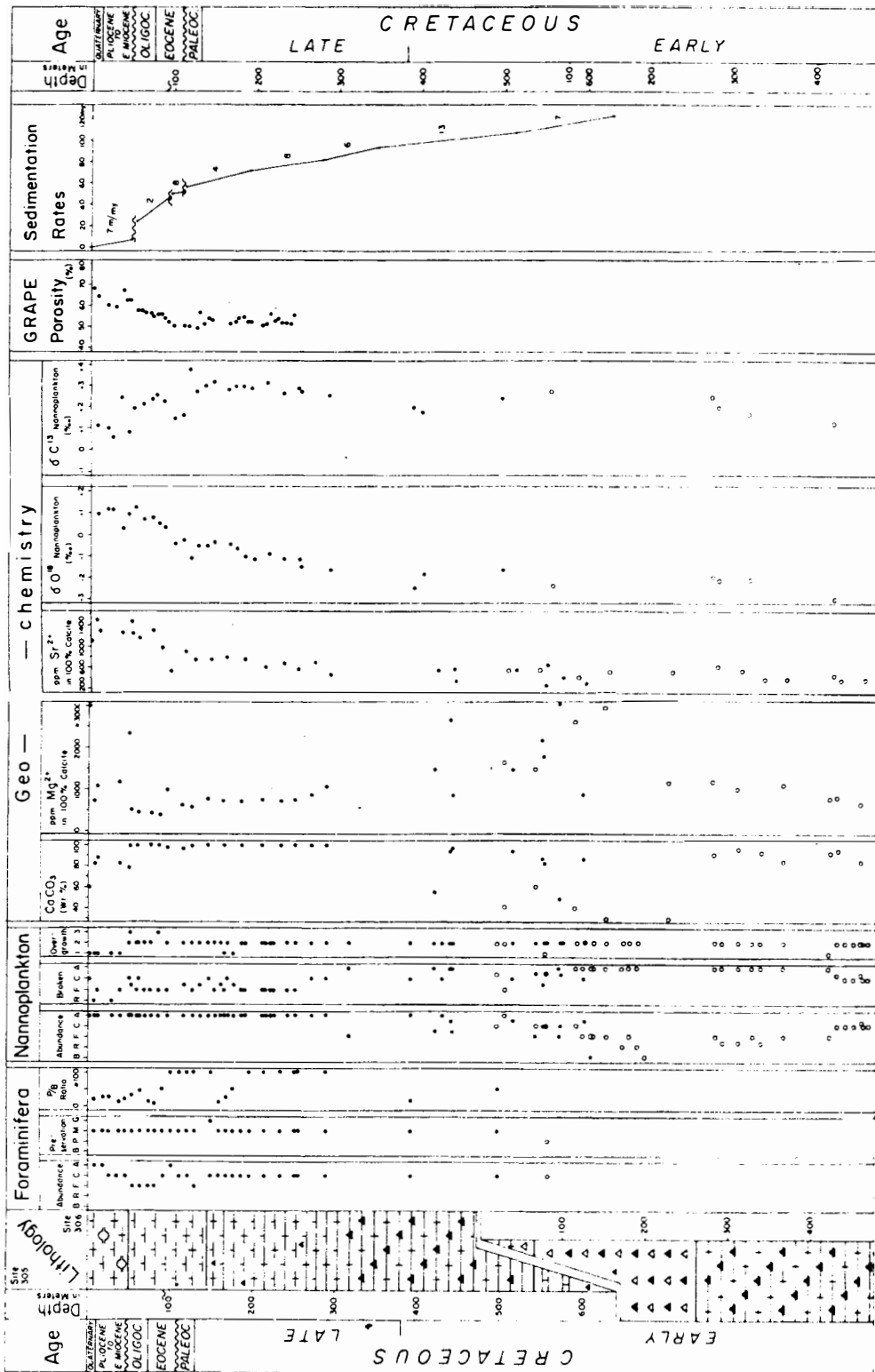


Fig.23 Sammensatt stratigrafisk seksjon fra DSDP site 305 og 306 (Stillehavet) (Garrison 1981)

Grunt marine karbonat avsetninger

De tidlig-diagenetiske prosesser for grunt marine avsetninger er tilsvarende som for dyphavs-avsetninger sterkt influert av porevannets og havvannets sammensetning og grad av undermetning. For de grunt marine avsetninger er porevannets sammensetning kontrollert av inntrengning av ferskvann (Fig. 25). De fleste grunt marine avsetninger har deler av sitt kompleks over havnivå, og ferskvann vil trenge ned. Bruker vi "isfjell"-prinsippet, vil en med basis i tetthetsforskjeller mellom fersk- og saltvann ha et forhold på 1:40. I naturen finner en et noe redusert forhold, mere typisk er at 1 meter over havnivå tilsvarer 32 meter under (Longman 1980). Ferskvann er sterkt undermettet på CaCO_3 , mens marint overflatevann er svakt overmettet (Longman 1980, Broecker & Peng 1982). Med bakgrunn i fordeling av marint/ferskt vann er det vanlig å dele de diagenetiske prosessene inn i følgende fire hovedtyper (Etter Longman 1980, se også Fig. 25):

Marin freatisk sone
Blandingssone
Fersk freatisk sone
Vadose sone

Bathurst (1983) utvider inndelingen noe da han inkluderer diagenese som skyldes inntrengning av porevann som er presset ut under kompaksjonen av underliggende formasjoner.

Som det framgår av Fig. 25, kan de enkelte sonene inndeles i subsoner som en funksjon av 1) porevannsskjema, 2) grad av undermetning av CaCO_3 og 3) sirkulasjonshastigheten av porevannet. Det er ikke her meningen å gå nærmere i detalj i de enkelte diagenetiske prosesser. Det vises i stedet til oversiktsarbeider av Folk (1973, 1974), Mathews (1974), Bathurst (1975, 1983), Friedman & Sanders (1978), Moore (1979) og Longman (1980). Hovedpoenget og konklusjonen for tidligdiagenese er at fordelingen av ferskvann ned i karbonatsedimentene er en alt overveiende faktor. I tillegg kommer diagenese under innsynkning som en følge av inntrengning av porevann fra underliggende formasjoner. Tidlig-diagenesen av grunt marint karbonat vil da være sterkt influert av havnivå, og som i pleistocene med raske variasjoner av havnivå, har de grunt marine avsetninger gjennomgått omfattende diagenetiske syk-luser.

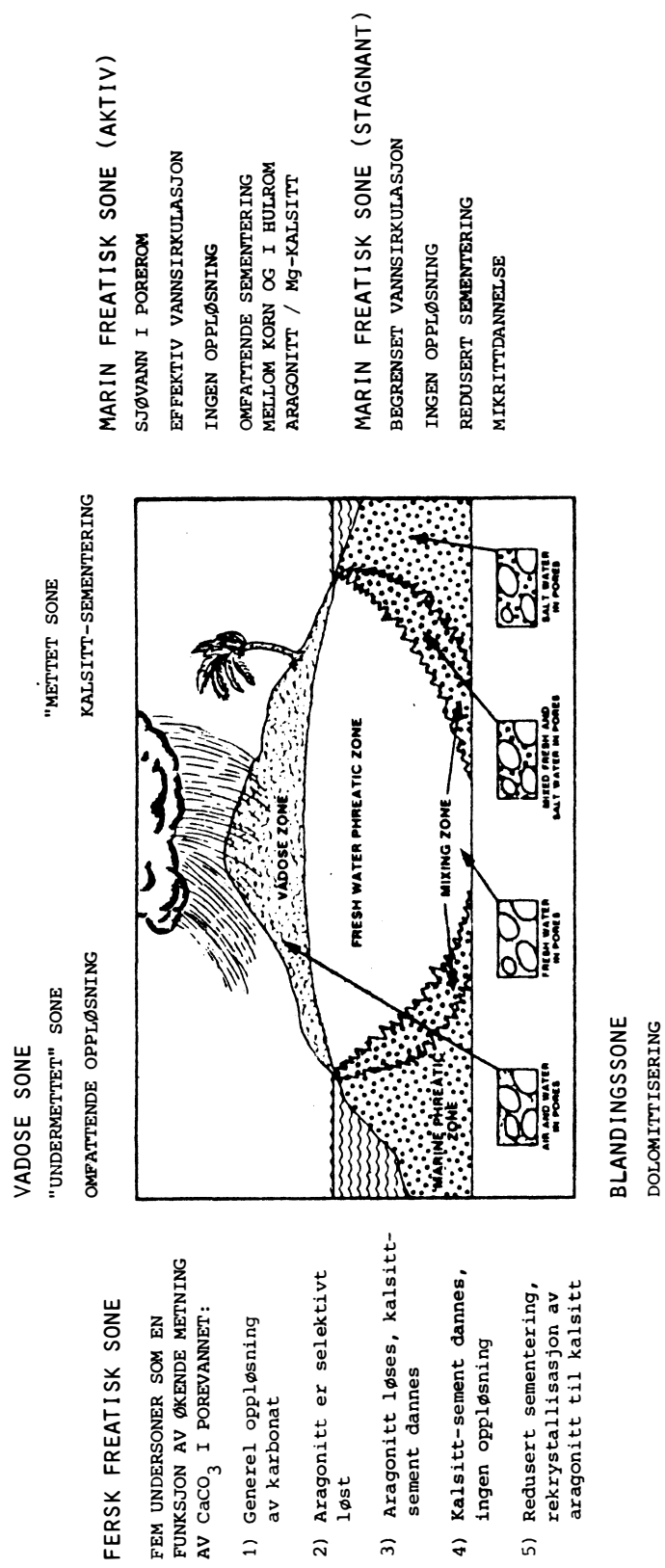


Fig.25 Skjematisert oversikt over de viktigste tidlig-diagenetiske prosesser/produkter for grunt-marine karbonat-avsetninger (Longman 1980)

SILIKA

Silika er tilsvarende som karbonat tilført dyphavet fra biogen produksjon. Havvannet er undermettet på amorf silika i hele vannsøylen, og oppløsning av silika skjer umiddelbart etter dannelse (Broecker & Peng 1982). Oppløsningen av amorf silika skjer dels under sedimentasjon, men trolig skjer hoveddelen av oppløsningen på havbunnen (Broecker & Peng 1982). Oppløsningshastigheten for amorf silika er bestemt av følgende tre faktorer:

- 1) Temperatur, trykk og innhold av amorf silika i bunnvannet.
- 2) Tilførsel av ikke-amorf silika.
- 3) Tilførselshastigheten av amorf silika.

Beregninger viser at økt tilførsel av amorf silika også gir økt andel akkumulert silika (Broecker & Peng 1982) (Fig. 26). Sedimentasjon av amorf silika er således forskjellig fra akkumulasjon av karbonat. Produksjon av silika er begrenset til enkelte områder, spesielt upwelling, mens karbonat produseres mer jevnt over det hele. Dybdefordelingen av karbonat er også bestemt av CCD-dypet.

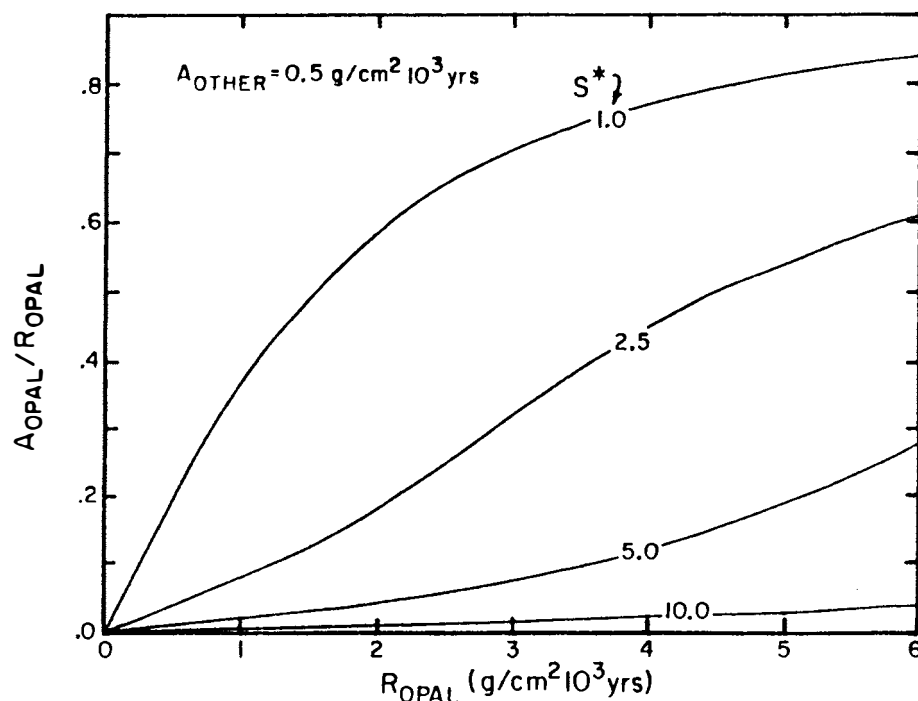


Fig.26 Sammenhengen mellom sedimentert amorf silika (R_{OPAL}) og akkumulert amorf silika (A_{OPAL}) som en funksjon av sedimentert amorf silika. Forskjellige verdier for oppløsningshastigheten S^* er angitt (Broecker & Peng 1982)

Amorf silika vil gradvis omvandles til kvarts mot dypet, med opal CT som et mellomstadium, men i de øvre sedimentlag er denne omvandlingen vanligvis begrenset (Pisciotta 1981). Amorf silika er imidlertid en viktig byggestein for andre silikat-mineraler: smektitt, palygorskitt, sepiolitt og eventuelt også K-feltspat. Spesielt i områder med tilførsel av silika (radiolar ooze), og hvor leirmineraler mangler, vil sepiolitt dannes (Wollast 1974). Ifølge Wollast er videre dannelsen av sepiolitt den reaksjon som kontrollerer silika-konsentrasjonen i sedimentene. Sayles (1981) har rekalkulert likevektskonstantene og trolig er dyphavssedimentene generelt undermettet på silika med hensyn til felling av sepiolitt (Fig. 27). Hva som bestemmer konsentrasjonen av silika, er fortsatt ikke klarlagt.

Andre diagenetiske silikatmineraler er zeolittmineraler. Disse opptrer i områder med lav sedimentasjonshastighet i områder under CCD-dypet. Phillipsitt er kvantitativt det viktigste mineral, og kan i enkelte områder i Stillehavet utgjøre opptil 50% av bunnsedimentene (Cronan 1974). Dannelsen er ikke klarlagt, men mineralet opptrer i nær forbindelse med omvandlingsprodukter av vulkansk materiale (polyarskitt). Tilsvarende er clinoptilolitt et zeolittmineral som forekommer i dyphavssedimentene, også dannet av eller i tilknytning til reaksjoner mellom vulkansk materiale og vann (Hay 1966). Phillipsitt opptrer kun i assosiasjon med Si-tefra, mens clinoptilolitt er assosiert mafic-vulkanske avsetninger.

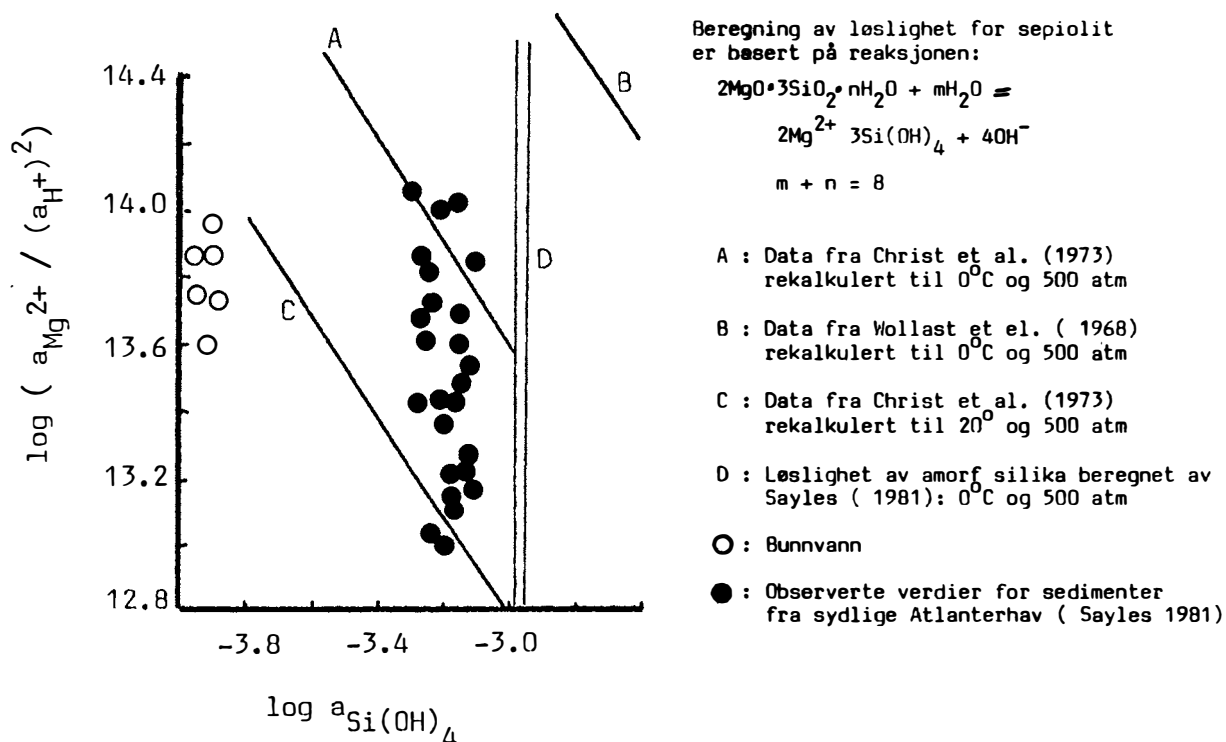


Fig.27 Stabilitetsdiagram for sepiolitt (Sayles 1981)

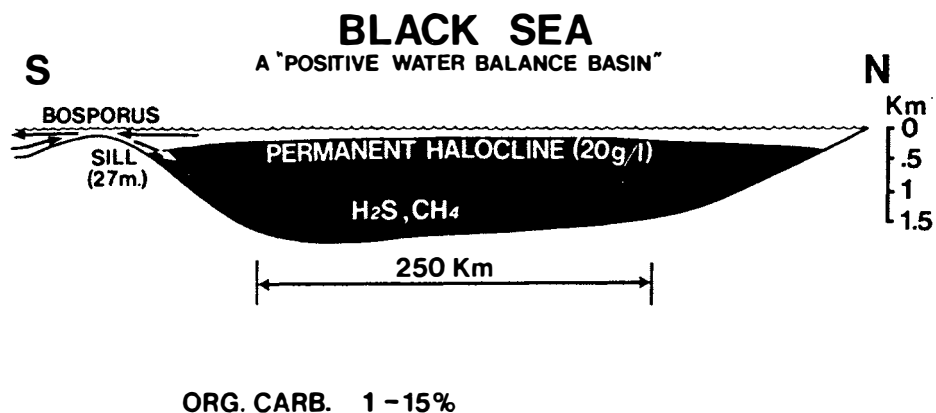


Fig.28 Eksempel på anoksisk terskel-basseng (Demaison & Moore 1980)

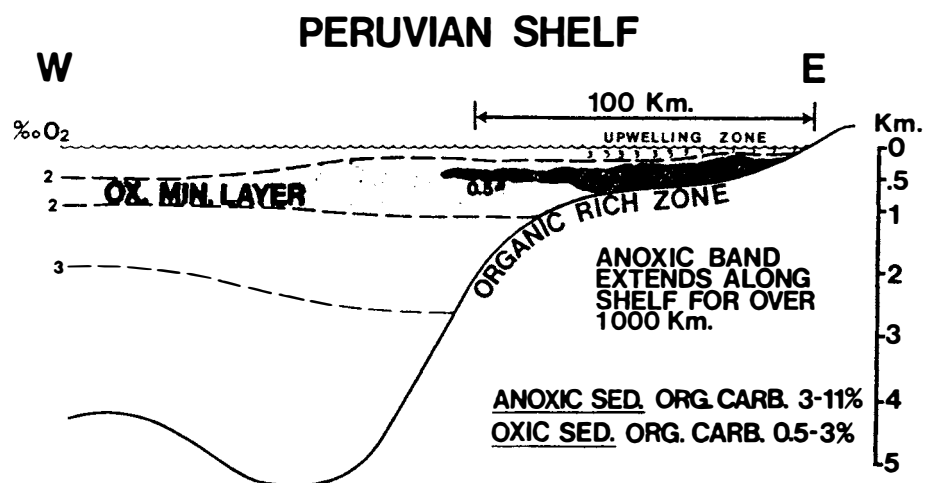


Fig.29 Eksempel på anoksisk miljø på grunn av up-welling (Demaison & Moore 1980)

TIDLIG-DIAGENETISKE PROSESSER I RELASJON TIL PALEOSEANOGRAFI OG PLATETEKTONIKK

De tidlig-diagenetiske prosessene omfatter et vidt spekter av fysiske, kjemiske og biologiske reaksjoner. Disse prosessene representerer den innledende omvandling av sedimenter fra ukonsolidert materiale til bergart. Hovedtyngden av reaksjonene skjer ved eller umiddelbart under sedimentoverflata, og prosessene er i stor grad kontrollert av forholdene i vannmassene, type tilført materiale, sedimentasjons-hastighet, bunnstrømmer og innhold av oksygen i bunnvannet. Disse faktorene er igjen bestemt av fordeling av land/hav, sprednings-hastighet og paleoklima/paleoseanografi. Sammenhengen mellom de tidlig-diagenetiske prosessene og de mer storstilte geologiske og oseanografiske prosessene kan illustreres ved følgende to reaksjoner:

- Nedbrytning av organisk materiale.
- Oppløsning av karbonat.

Oksydasjon eller nedbrytning av organisk materiale bestemmer sedimentenes geokjemiske miljø (oksisk-anoksisk) og derved forløpet av de diagenetiske reaksjoner (Froelich et al. 1979, Berner 1981). Ved sterkt redusert oksygentilførsel vil overgangen oksisk - anoksisk skje på selve sedimentoverflata eller i enkelte tilfeller også i selve vannfasen. En kan skille mellom tre hovedtyper av marine anoksiske bassenger (Etter Demaison & Moore 1980):

- Anoksiske terskelbasseng.
- Anoksiske vannlag forårsaket av up-welling.
- Anoksiske vannlag i åpent hav.

Klassiske eksempler på terskelbasseng er Svartehavet (Fig. 28) og Østersjøen. Anoksiske lag på grunn av up-welling opptrer på kontinentenes vestmarginer (Fig. 29). Up-welling utenfor Peru bringer næringsrikt, men oksygenfattig vann innover sokkelen. Det næringsrike vannet medfører høy organisk produksjon i overflatevannmassene, mens de oksygenfattige vannmassene under gir anoksiske forhold med høyt innhold av organisk karbon i sedimentene (gjennomsnitt 3,33% med maksimumsverdier på 11%). En finner også omfattende oksygenfattige vannlag (innhold av løst oksygen : < 0,5 ml/l) i nordøstlige deler av Stillehavet og i nordlige deler av det Indiske Hav på relativt store havdyp, 250 - 1200 m. Dannelsen av disse oksygenfattige lagene er ikke fullt ut klarlagt, men er trolig hovedsakelig kontrollert av havenes storstilte sirkulasjonsmønstre (Demaison & Moore 1980).

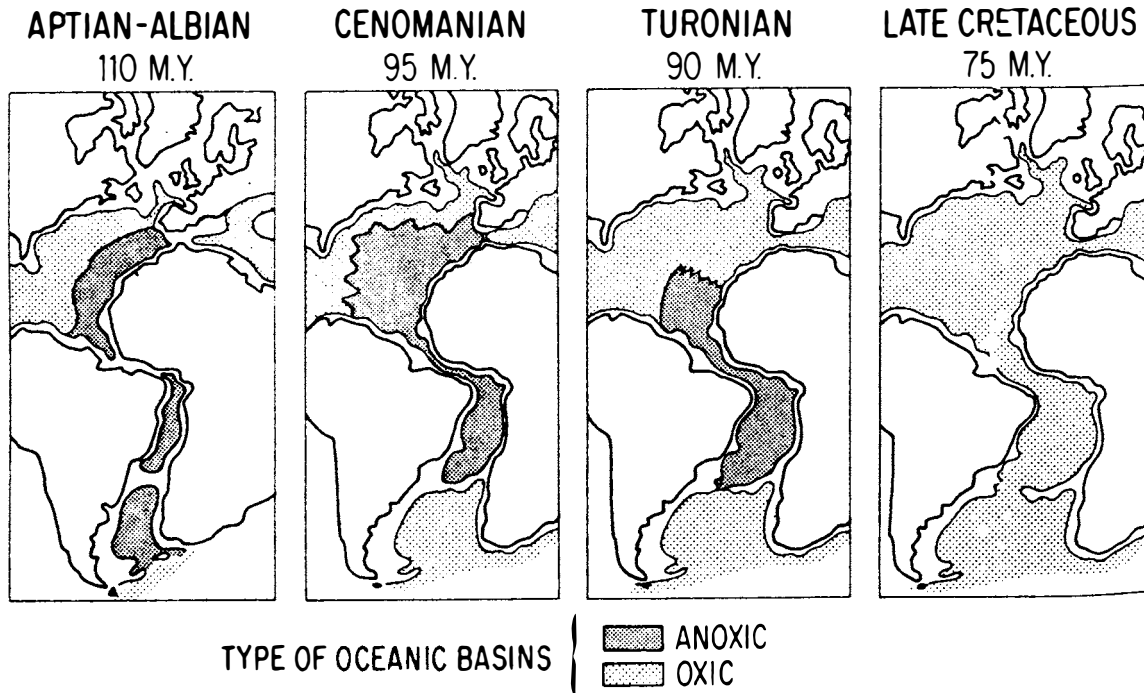


Fig.30 Fordeling av avsetningsmiljø gjennom kritt i Atlanterhavet (Tissot et al. 1980)

Fordelingen av oksiske - anoksiske avsetningsforhold har også variert gjennom geologisk tid (Fig. 30). Atlanterhavet har i mesozoisk tid utviklet seg fra et anoksiske til et oksisk basseng (Tissot et al. 1980). Denne utviklingen er en følge av den platetektoniske utvikling og endringer i sirkulasjonsmønsteret. Innledningsvis bestod Atlanterhavet av en serie bassenger, mens i sen kritt og tidlig tertiær fikk en et mer åpent hav med gjennomgående sirkulasjon.

Karbonatkompensasjonsdypet (CCD-dypet) er en dynamisk likevekt bestemt av bunnvannets grad av undermetning og tilførsel av karbonat. Under perioder med høyt havnivå bindes karbonat på sokkelområdene og CCD heves (f.eks. Kennett 1982) (Fig. 31). Under regressive perioder tilføres dyphavene mer karbonat og CCD faller. Enkelte variasjoner i CCD-dypet kan imidlertid ikke forklares ved variasjoner i havnivå. Den markerte senkningen av CCD-dypet i tidlig oligocene er trolig forårsaket av endringer i bunnvannsirkulasjonen i verdenshavene som en følge av dannelse av sjøis og kaldt bunnvann i Arktis (AABW) (Kennett 1982). Det kalde bunnvannet økte den termohaline sirkulasjonen, bunnvannets CO₂-innhold ble redusert, dette igjen resulterte i senkning av CCD-dypet.

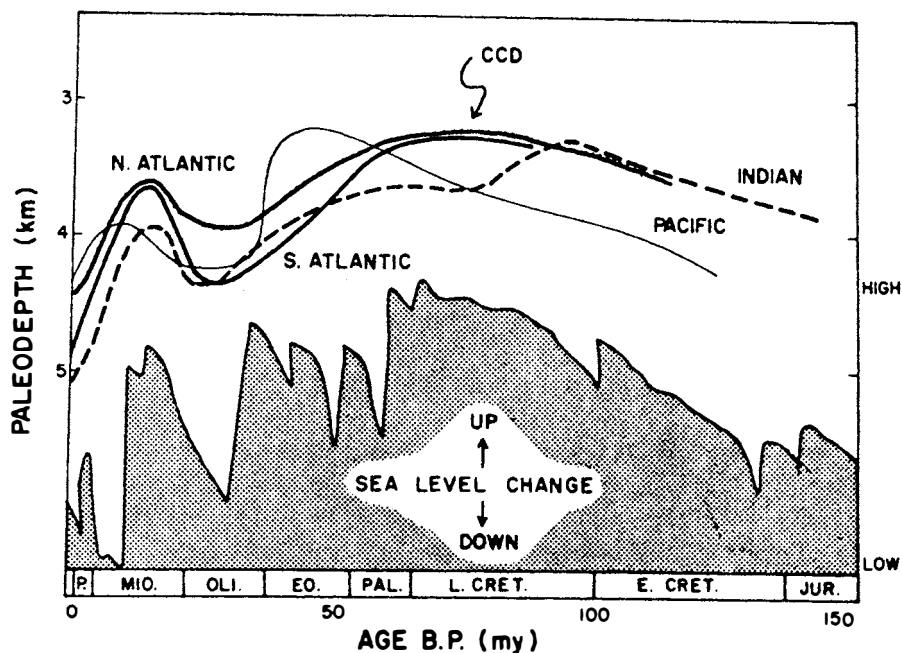


Fig.31 Variasjoner i karbonat kompensasjonsdypet (CCD) i Det Indiske Hav, Stillehavet, N-S Atlanterhavet. Figuren viser også de eustatiske havnivåendringer (Etter Kennett 1982)

Det må understrekes at de to eksemplene er skjematisk diskutert og kun viser hovedtrekkene av de kontrollerte mekanismer for reaksjonene. Ved å studere prosessene i detalj vil en finne et langt mer komplisert bilde. De to eksemplene kan imidlertid nyttes som en illustrasjon av et storstilt og egentlig delikat system av platetektoniske bevegelser, mikroorganismers liv og de tidlig-diagenetiske prosessene.

REFERANSER

- Anderson, T.F., T.W. Donnelly, J.I. Drever, E. Eslinger, J.M. Gieskes, M. Kastner, J.R. Lawrence, & E.A. Perry 1976: Geochemistry and diagenesis of deep-sea sediments from leg 35 of the Deep Sea Drilling Project. *Nature* 261, 473-476.
- Andrews, J., G. Friedrich, G. Pautot, W. Plunger, V. Renard, M. Melguen, D. Cronan, J. Craig, M. Hoffert, P. Stoffers, S. Shearme, T. Thyssen, G. Glasby, N. LeNotre, & P. Saget 1983: The Hawaii-Tahiti Transect: The oceanographic environment of manganese nodule deposits in the Central Pacific. *Mar. Geol.* 54: 109-130.
- Bathurst, R.G.C. 1975: Carbonate Sediments and their diagenesis. 2nd Development in Sedimentology No. 12, Elsevier 658 pp.
- Bathurst, R.G.C. 1983: Early diagenesis of carbonate sediments. In: Parker, A. & B.W. Sellwood (eds.), *Sediment Diagenesis*, D. Reidel Publishing Company, 349-377.
- Bender, M.L., T.L. Ku, & W.S. Broecker 1966: Manganese nodules: their evolution. *Science* 151, 325-328.
- Berger, W.H. & G.R. Heath 1968: Vertical mixing in pelagic sediments. *Jour. Mar. Research* 26, 134-143.
- Berger, W.H. & D.J.W. Piper 1972: Planctonic foraminifera: differential settling, dissolution, and redeposition. *Limnology Oceanography* 17, 275-287.
- Berner, R.A. 1980: *Early Diagenesis: A theoretical Approach*: Princeton, NJ, Princeton Univ. Press, 241 pp.
- Berner, R.A. 1981: A new geochemical classification of sedimentary environments. *Jour. Sed. Pet.* 51, 359-365.
- Berner, R.A. 1982: Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: Its geochemical and environmental significance. *Am. J. Sci.* 282, 451-473.
- Blatt, H., G.V. Middleton, & R.C. Murray 1980: *Origin of Sedimentary Rocks*, Prentice-Hall, 782 pp.
- Bonatti, E., D.E. Fischer, O. Joensuu, & H.S. Rydell 1971: Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorus, uranium, and thorium in deep sea sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 35, 189-201.
- Bostrom, K., L. Wiborg, & J. Ingri 1982: Geochemistry and origin of ferromanganese concretions in the Gulf of Bothnia. *Mar. Geol.* 50, 1-24.

- Broecker, W.S. & T.-H. Peng 1982: Tracers in the Sea. Lamont-Doherty Geological Observatory. Columbia University, New York, 690 pp.
- Chilingar, G.V. 1964: Deltaic and Shallow Marine Deposits. In: Straten L.M.J.U. van (ed.), Elsevier Pub. Co., p. 73.
- Cook, H.E. & R.M. Engbert 1983: Diagenesis of deep-sea carbonates. In: Larsen, G. & G.V. Chilingar (eds.), Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. 2nd. Developments in Sedimentology 25B. Elsevier, 213-288.
- Cronan, D.S. 1974: Authigenic minerals in deep-sea sediments. In: Goldberg, E.D. (ed.), The Sea. John Wiley & Sons. New York, 491-525.
- Demaison, G.J. & G.T. Moore 1980: Anoxic environments and oil source bed genesis. Am. Ass. Pet. Geol. Bull. 64, 1179-1209.
- Elvernøi, A. 1977: Origin of framboidal pyrite in clayey Holocene sediments and in black Jurassic shale in the northwestern part of the Barents Sea. Sedimentology 24, 591-595.
- Engelhardt, W.V. 1977: The Origin of Sediments and Sedimentary Rocks. Halstead Press, New York, 359 pp.
- Engelhardt, W.V. & K.H. Gaida 1963: Concentration changes of pore solutions during the compaction of clay sediments. Jour. Sed. Petrology 33, 919-930.
- Folk, R.L. 1973: Carbonate petrography in the post-Sorbian age. In: Evolving Concepts in sedimentology: John Hopkins Univ. Studies Geology 21, 118-158.
- Folk, R.L. 1974: The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity: Jour. Sed. Petrology 44, 40-53.
- Forsberg, C.F. 1983: Sedimentation and early diagenesis of Late Quaternary deposits in central parts of the Barents Sea. Unpubl. thesis, Universitetet i Oslo.
- Friedman, G.M. & J.E. Sanders 1978: Principles of sedimentology. John Wiley and Sons, New York, 792 pp.
- Froelich, P.N., G.P. Klinkhammer, M.L. Bender, N.A. Luedtke, G.R. Heath, D. Cullen, P. Dauphin, D. Hammond, B. Hartman, & V. Maynard 1979: Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis, Geochim. et Cosmochim. Acta 43, 1075-1090.
- Garrels, R.M. & E.A. Perry 1974: Cycling of carbon, sulfur, and oxygen through geologic time. In: Goldberg, E.D. (ed.), The Sea 5. Wiley-Interscience, New York, 303-336.

- Garrison, R.E. 1981: Diagenesis of oceanic carbonate sediments: A review of the DSDP perspective. In: *Warne, J.E., R.G. Douglas, & E.L. Winter (eds.), The Deep Sea drilling Project: A decade of progress. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 32, 181-207.*
- Gieskes, J.M. 1983: The chemistry of interstitial waters of deep sea sediments: Interpretation of Deep Sea drilling data. In: *Riley, J.P. & R. Chester (eds.), Chemical Oceanography 8, Academic Press, 221-269.*
- Glasby, G.P. 1977: *Marine Manganese Deposits. Elsevier, Amsterdam, 524 pp.*
- Goldhaber, M.B. & I.R. Kaplan 1974: The sulfur cycle. In: *Goldberg, E.D. (ed.), The Sea 5, Wiley, New York, 569-655.*
- Hamilton, E.L. 1976: Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments. *Jour. Sed. Petrology 46, 280-300.*
- Hay, R.L. 1966: Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks: *Geol. Soc. America. Spec. Paper 85, 130 pp.*
- Holland, H.D. 1978: *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans. Wiley-Interscience, New York, 351 pp.*
- Honjo, S. 1975: Dissolution of suspended coccoliths in the deep-sea water column and sedimentation of coccolith ooze. In: *Sliter, W., A.W.H. Be, & W. Berger (eds.), Dissolution of Deep-Sea Carbonates. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Spec. Pub. 13, 70-81*
- Honjo, S. 1977: Biogenic carbonate particles in the oceans; do they dissolve in the water column? In: *Andersen, N. & A. Malahoff (eds.), The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans. Plenum, New York, 269-294.*
- Kaplan, I.R. & S.C. Rittenberg 1964: Microbiological fractionation of sulfur isotopes. *Jour. Gen. Microbiol. 34, 195-212.*
- Keir, R.S. 1982: Dissolution of calcite in deep-sea: Theoretical prediction for the case of uniform size particles settling into a well-mixed sediment. *Am. J. Sci. 282, 193-236.*
- Kennett, J. 1982: *Marine Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 813 pp.*
- Larsen, G. & G.V. Chilingar 1979: Diagenesis of sediments and rocks. In: *Larsen, G. & G.V. Chilingar (eds.), Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Developments in Sedimentology 25A. Elsevier, 1-29.*
- Longman, M.W. 1980: Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull. 64, 461-487.*

- Manheim, F.T. 1976: Interstitial waters of marine sediments. In: Riely, J.P. & G. Skirrow (eds.), *Chemical Oceanography* 6, 114-136.
- Mathews, R.K. 1974: A process approach to diagenesis of reefs and reef associated limestones. In: *Reefs in time and space*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 18, 234-256.
- Meade, R.H. 1966: Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands. *Jour. Sed. Pet.* 36, 1085-1101.
- Menzel, D.W. 1974: Primary productivity, dissolved and particulate organic matter, and the sites of oxidation of organic matter. In: Goldberg, E.D. (ed.), *The Sea* 5, Wiley, New York, 659-678.
- Meyers, W.J. 1980: Compaction in Mississippian skeletal limestones, southwestern New Mexico. *Jour. Sed. Pet.* 50, 457-474.
- Moore, C.H., Jr. 1979: Porosity in carbonate rock sequences. In: *Geology of carbonate porosity: Am. Ass. Pet. Geol. Continuing Education Course Notes* 11, A1-A124.
- Miller, P.J. & E. Suess 1979: Productivity, sedimentation, and sedimentary organic matter in the oceans. In: *Organic carbon preservation: Deep Sea Research* 26A, 1347-1362.
- Nozaki, Y., J.K. Cochran, K.K. Turekian, & G. Keller 1977: Radiocarbon and Pb distribution in submersible-taken deep-sea cores from Project FAMOUS, Earth Planet. Sci. Letters 34, 167-173.
- Peng, T.-H., W.S. Broecker, G. Kipphut, & N. Shackleton 1977: Benthic mixing in deep sea cores as determined by ^{14}C dating and its implications regarding climate, stratigraphy, and the fate of fossil fuel CO_2 . In: Andersen, N.R. & A. Malahoff (eds.), *The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans*. Plenum, New York, 355-374.
- Peng, T.-H., W.S. Broecker, & W.H. Berger 1979: Rates of benthic mixing in deep-sea sediments as determined by radioactive tracers. *Quaternary Research* 11, 141-149.
- Pisciotta, K.A. 1981: Distribution, thermal histories, isotopic compositions, and reflection characteristics of siliceous rocks recovered by the Deep Sea Drilling Project. In: Warme, J.E., R.G. Douglas, & E.L. Winter (eds.), *The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 32, 129-147.
- Raiswell, R. 1982: Pyrite texture, isotopic composition, and the availability of iron. *Am. J. Sci.* 282, 1244-1263.
- Rickards, A.F. & J.M. Parks 1976: *Marine Geotechnology: Average Sediment Properties, Selected Literature, and Review of Consolidation, Stability, and Bioturbation - Geotechnical Interactions in the Benthic Layer*. In: McCave, I.N. (ed.), *The Benthic Boundary Layer*. Plenum Press, New York, 157-181.

- Rieke, H.H. & G.V. Chilingarian 1974: *Compaction of Argillaceous Sediments*. Elsevier, Amsterdam, 424 pp.
- Rosenqvist, I. Th. 1970: The formation of vivianite in Holocene clay sediments. *Lithos* 3, 327-334.
- Ruddiman, W.F. & L.K. Glover 1972: Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments. *Bull. Geol. Soc. America* 83, 2817-2836.
- Sayles, F.L. 1981: The composition and diagenesis of interstitial solutions-II. Fluxes and diagenesis at the water-sediment interface in high latitude North and South Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 1061-1086.
- Schink, D.R. & N.L. Guinasso 1977: Modelling the influence and bioturbation and other processes on calcium carbonate dissolution at the sea floor. In: Andersen, N. & A. Malanoff (eds.), *The Fate of Fossil Fuel Co₂ in the Oceans*. Plenum, New York, 375-399.
- Schink, D.R. & N.L. Guinasso 1978: Possible role of aragonite in separating the calcite lysocline from the depth of calcite saturation. *EOS* 59, 411 pp.
- Scholle, P.A. 1977: Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalks, a modern miracle? *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.* 61, 982-1009.
- Ström, K. 1948: A concentration of uranium in black muds. *Nature* 162, 922.
- Tissot, B., G. Demaison, P. Masson, J.R. Delteil, & A. Combaz 1980: Paleoenvironment and petroleum potential of Middle Cretaceous black shale in Atlantic Basins. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.* 64, 2051-2063.
- Usui, A. 1983: Regional variation of manganese nodule facies on the Wake-Tahiti transect: Morphological, chemical, and mineralogical study. *Mar. Geol.* 54, 27-51.
- Weyl, P.K. 1959: Pressure solution and the force of crystallization - a phenomenological theory. *Jour. Geophys. Research* 64, 2001-2025.
- Wollast, R. 1974: The silica problem. In: Goldberg, E.D. (ed.), *The Sea* 5, Wiley, New York, 359-394

Anders Elverhøi:

EROSJON OG SEDIMENTTRANSPORT

FRA BREDEKTE OMRÅDER

BAKGRUNN

Vi er alle kjent med landskapet vårt og de glasialt utformede U-daler. På Vestlandet er fjorder og daler dominerende, og så vel bosetning som ferdsel og næringsvirksomhet har vært bestemt av fjordene. Et kjent trekk er vannmagasin i hengende sidedaler med rørgater eller tunneler ned til kraftstasjonen i hoveddalen.

At breer har en stor innflytelse på utformingen av landskapet, har vært kjent siden midten av forrige århundre. Forbes (1843) foretok målinger og observasjoner av Mer de Glace og viste hovedprinsippet for brebevegelse og hvordan breer transporterer partikler, som igjen polerer berggrunnsoverflaten.

Ved århundreskiftet ble det publisert flere arbeider der prosesser i bresålen ble brukt til å forklare landskapsformer som daler og botner. I denne sammenheng bør Gilbert (1906) nevnes. I hans arbeid "Crescentic gauges on glaciated surfaces" presenteres ideer om de subglasiale prosesser som først 50 år senere ble tatt opp og formulert matematisk: trykkforhold i kontakt mellom berggrunn og partikler i bresålen, breens bevegelse rundt forhøyninger.

I tillegg til klare bevis for breerosjon som daler og fjorder, har en skuringsstriper. Så tidlig som i 1846 ble det utført eksperimenter foran en bre ved at en 3 mm dyp fure ble risset inn i berggrunnen (Simony 1871). Ti år senere rykket breen fram, og etter tilbaketrekning var merket fjernet og en glatt polert flate kom fram.

Et håndfast bevis for breerosjon finner en også i de gråfargete og "møkkete" breelvene. For de fleste som ferdes i høyfjellet, er de melkehvite breelvene et karakteristisk trekk. Det høye slaminnholdet i disse elvene har også vassdragsutbyggere fått stifte bekjentskap med. Breens erosjonsprodukter er et effektivt slipemiddel i turbinene.

PROBLEMSTILLING

Basert på et vidt spekter av geomorfologiske og glasiolgeologiske studier har følgende oppfatning om glasial erosjon vært dominerende (Flint 1971, Embleton & King 1975, Gravenor 1975, Sugden 1976):

- I sentrale deler av en innlandsis er erosjonen relativt begrenset, og omfatter trolig kun fjerning av preglasialt forvittringsmateriale (regolith) og utglatting av berggrunnen.
- Omfattende glasial erosjon er konsentrert i områder med konvergent isstrøm, dvs tidligere daler og fjorder.

Støtte for ideene om begrenset glasial erosjon har en også fra geokjemiske undersøkelser av glasigene sedimenter. Her i Norge har undersøkelser i Numedalsområdet indikert innblanding av tertiært preglasialt materiale i moreneavsetningene (Roaldset & Rosenquist 1971, Rosenquist 1975). Spesielt blir det høye kvartsinholdet og det relativt høye innhold av absorberte sjeldne jordartselementer (REE) i morene forklart som innblanding av preglasialt forvittringsmateriale.

Et diametralt motsatt syn, altså glasial dypforvitring i de sentrale deler av en innlandsis, er også blitt diskutert i de senere år (White 1972, Laine 1980). Whites utgangspunkt er at de skandinaviske og nord-amerikanske prekambriske skjoldområder er sammenfallende med de tilsvarende isdekker. Manglende paleozoiske sedimenter i disse områdene skyldes, ifølge White, omfattende kvartær glasial erosjon.

At breer i stor grad har utformet landskapet vårt er kjent; spørsmålet er imidlertid hvordan dette har skjedd og hvor raskt prosessene har foregått. Et annet spørsmål er: Hvor er erosjonsproduktene og ved hvilke prosesser er de fjernet? Videre er det av interesse å vite hvordan glasiøse erosjonsprosesser skiller seg fra andre erosjonsprosesser og hvordan erosjonshastigheten er, sammenliknet med andre områder. Kort sagt: hvordan og med hvilken intensitet har breer formet landet vårt?

HVORDAN KAN PROBLEMENE LØSES

Det er nå allment akseptert at breer eroderer ved å plukke materiale fra berggrunnen samt ved abrasjon eller "sandpapir-effekt". I tillegg kommer erosjon av subglasiøse smeltevannselver. Men hvordan skjer egentlig disse prosessene? At dette er kompliserte prosesser, er kjent for de fleste. Geologer og geomorfologer har nyttet og vil fortsette å nytte sine tradisjonelle verktøy: observasjon i felt og påfølgende tenkearbeid. Fysikere og glasiologer vil i større grad nytte likninger eller matematiske beregninger. I løpet av de siste ti år har rene glasiologer og glasiøse geologer stimulert hverandre til å utvikle mer handfaste teorier for glasial erosjon og subglasiøse prosesser. Før vi går nærmere inn på dette, vil vi imidlertid se på de kvantitative aspekter av glasial erosjon.

GLASIAL EROSIJON - KVANTITATIVE ASPEKTER

Vi har fire metoder for kvantitativ informasjon om breenes erosjon:

- Kunstig erosjon.
- Landskapsrekonstruksjon.
- Beregninger basert på volum av glasiøse sedimenter.
- Beregninger basert på materialtransport i smeltevannselver.

Kunstig erosjon

Et nå etter hvert klassisk eksempel er Bouldons (Boulton 1974) forsøk med erosjon av forskjellige materialtyper under breer på Island og i Sveits. Erosjonshastigheten for henholdsvis marmor og basalt var 3 og 1 mm/år.

Landskapsrekonstruksjon

Dette er åpenbart en subjektiv metode hvor utformingen av det pre-glasiale relieff er vel så mye grunnet på fri fantasi som geologisk kunnskap. Overfordypning er tradisjonelt brukt som et minimumsmål for glasial erosjon. Våre fjorder antyder minst 1000 m erosjon. Holtedahl (1975) har forsøksvis angitt landskapet før og etter kvartærtidens nedisninger (Fig. 1). Denne type diagram er, ifølge Holtedahl, mer ment som en illustrasjon enn som et direkte mål.

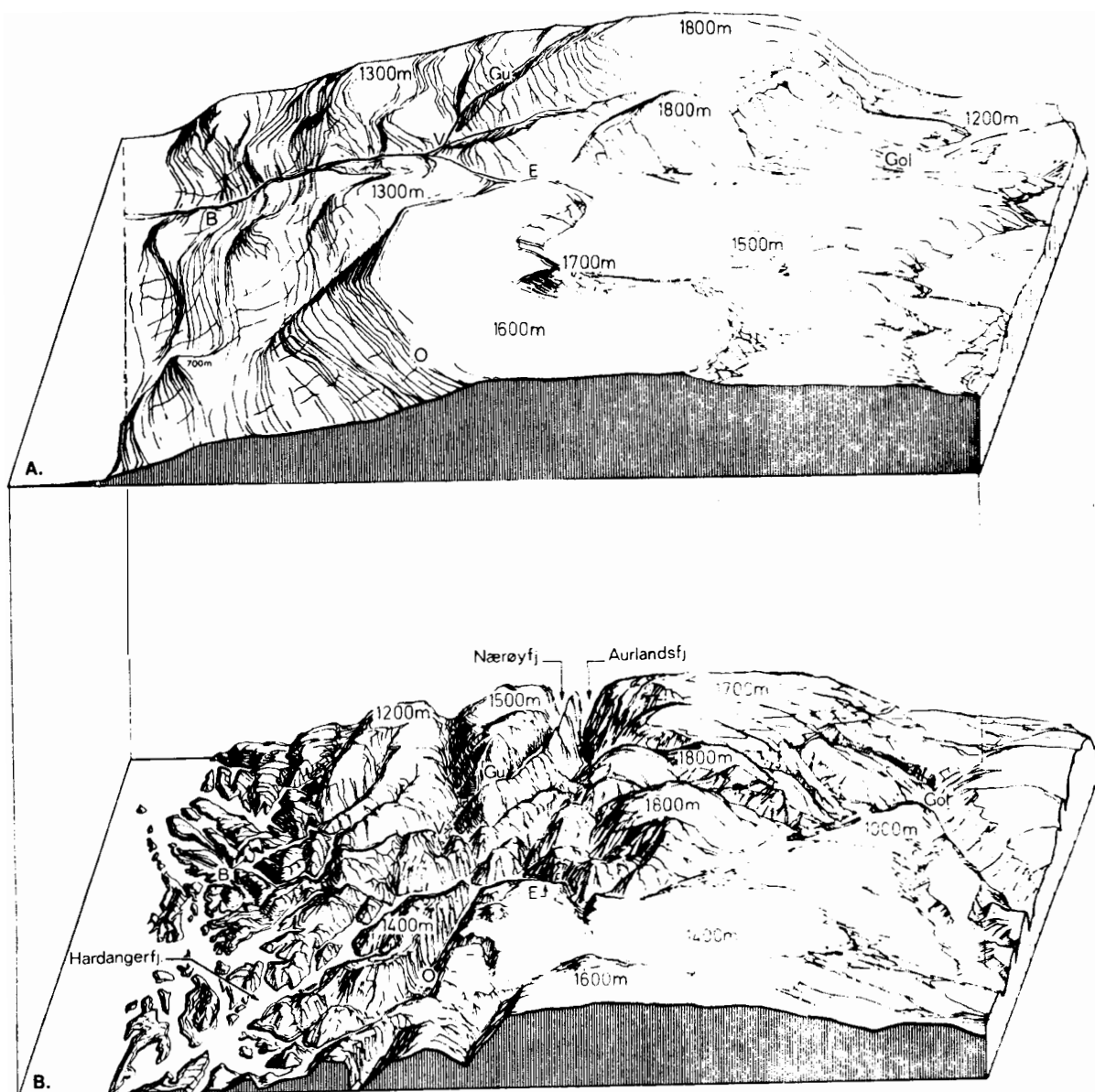


Fig. 1 Blokk-diagram som illustrere utviklingen av et landskap som følge av iserosjon fra områdene mellom Sognefjorden og Hardangerfjorden (Etter Holtedahl 1975)

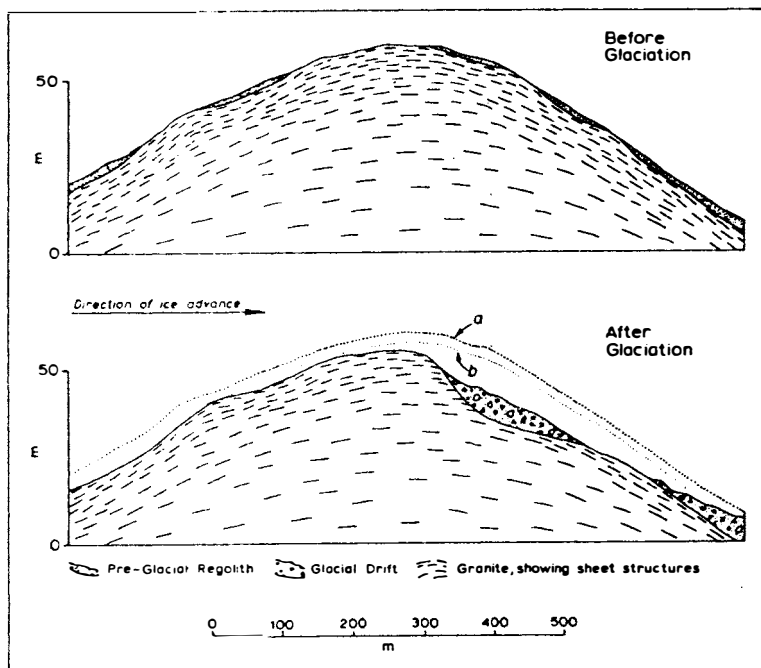


Fig. 2 Sprekkmønster i granitt (avlastningssprekker). Basert på sprekkmønsteret er den pre-glasiale overflaten rekonstruert (Etter Jahns 1943)

Et mer presist mål for glasial erosjon har en fra beregninger av avskalling eller erosjon av oppsprukket granitt (Jahns 1943). (Fig. 2). Ved å rekonstruere overflaten av oppsprukket granitt - avlastningssprekker - er minimums-erosjonen anslått til 10-20 m for kumulativ kvartær erosjon av de nordamerikanske isdekker. Maksimumsverdi er anslått til ca. 30 m. For kvartærtiden, her 1 mill. år, er erosjonshastigheten 0,02 mm/år.

Ved denne form for beregning blir erosjonen gjennomsnittsverdier for hele kvartærtiden. Andrews (1972) har for bottenbreer i Baffin Island og Colorado beregnet midlere erosjonshastighet til henholdsvis 0,06-0,2 mm/år og 0,6-1,3 mm/år.

Masseberegning

Et klassisk eksempel på denne metoden er A.M. Hansens arbeider fra 1894 (Hansen 1894). Volumet av de glasiiale avsetninger på Nord-Europas sletteområder ble anslått tilsvarende en omfattende erosjon av Skandinavia. En tilsvarende beregning (Flint 1957) for Nord-Amerika indikerte 10 m kvartær erosjon.

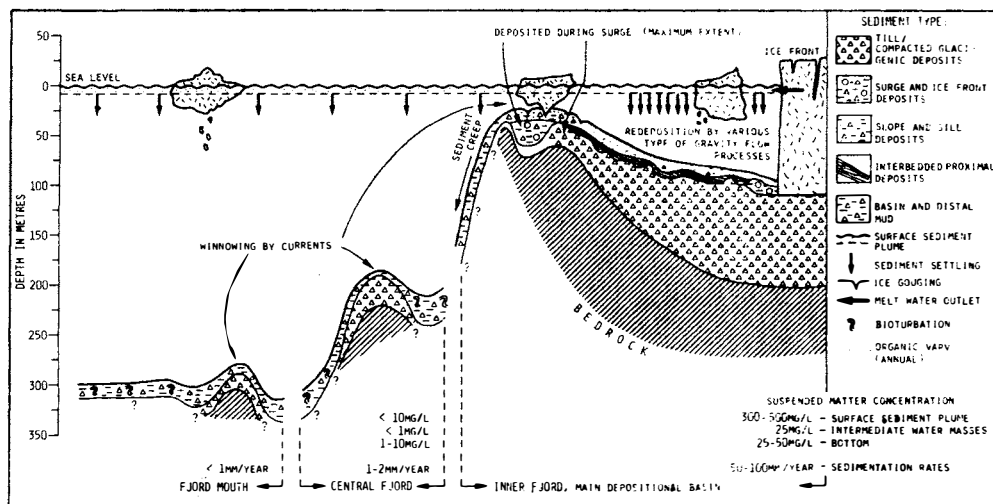


Fig. 3 Sediment-typer og sedimentasjonsprosesser i fjorder på Svalbard. Sedimentasjonshastighet angitt nederst på figuren.

Mer presise masseberegninger med datering av materialet er foretatt for bottenbre-erosjon under Yngre Dryas på Nordvestlandet (Larsen & Mangerud 1981). I løpet av en 700 års-periode ble anslagsvis $113\ 000\ \text{m}^3$ av berggrunnen fjernet i et $0,25\ \text{km}^2$ stort område. Dette tilsvarer en erosjonshastighet på $0,6\ \text{mm}/\text{år}$. Masseberegningen er basert på detaljerte sedimentologiske studier hvor en har hatt tilgang på daterbart materiale.

I de senere år er denne type beregninger også foretatt for subpolare breer på Svalbard (Elverhøi et al. 1980, Elverhøi et al. 1983). Sedimenttilførselen fra den ca. $1000\ \text{km}^2$ store Kongsvegen/ Kongsbreen innerst i Kongsfjorden blir i hovedsak avsatt i et indre basseng, ca. $15\ \text{km}^2$. Den årlige sedimentasjonen, ca. $7-10\ \text{cm}$, er beregnet ut fra organiske varv og fra sedimentmektighet over daterte lagflater/ seismiske reflektorer (Fig. 3). Erosjonshastigheten er beregnet til $1\ \text{mm}/\text{år}$.

Masseberegning er også utført for glasiiale dyphavssedimenter i vestlige deler av Nord-Atlanteren (Laine 1980). $10^6\ \text{km}^3$ er antatt erodert fra østlige deler av Nord-Amerika og sydlige Grønland i løpet av kvartærtiden. Dette volumet er beregnet å tilsvare en erosjon av ca. $100\ \text{m}$ for de tilstøtende landområder. Hoveddelen, $55-95\%$, ventes å representere glasial erosjon. Disse verdiene er en størrelsesorden mer enn verdiene anslått av Flint (1957), og nyttes bl.a. som støtte for ideen om en omfattende glasial-erosjon av det nordamerikanske kontinent (se White 1972, Laine 1980, Andrews 1982).

Smeltevann og materialtransport

Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen (NVE) har gjennom mange år foretatt detaljerte målinger av vann- og slamføring fra norske breer. Lange måleserier har en spesielt fra Nigardsbreen, en østlig sidearm til Jostedalsbreen, og Engabreen, en utløper av Svartisen (henholdsvis 13 og 12 år) (Kjeldsen 1983). Målingene har i hovedsak omfattet måling av materiale i suspensjon, men en har også forsøkt målinger av bunntransporten ved å montere et nett (av ubåtwire!) umiddelbart foran smeltevannstunnelen i brefronten. For norske breer er erosjonen ca. 0,1-0,5 mm/år, tilsvarende en materialproduksjon på 260-1500 tonn/ km²/år (sediment yield). Bunntransporten i breelvene er anslått til 40-50% beregnet ut fra utbygging av deltaer for smeltevannselver (Kjeldsen 1983). Erosjon for mindre breer på Svalbard er også beregnet etter denne metoden (Repp 1979). Erosjonshastigheten her er noe høyere enn for norske breer, 0,5-1 mm/år.

Tilsvarende målinger er også utført for breer i Alpene (Maizels 1978) og for breer i Sentral-Asia (Shcheglova & Chizhov 1981) hvor en finner tilsvarende erosjonsrater som for norske breer.

Tabell 1 Tabellen viser resultater fra sedimenttransportundersøkelser i 1981 stilt sammen med tidligere års resultater. Det er også tatt med resultater fra breer hvor undersøkelsene er avsluttet. Beregnet total årlig transport inkluderer bunntransportert materiale (Etter Kjeldsen 1983)

Glacier or river name Glacier area km ²	SEDIMENT YIELD AT SELECTED GLACIERS IN NORWAY															
		1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981
Nigardsbreen 48	I, days		76	95	110	132	101	115	104	111	114	108	109	108	104	91
	II, tons		5200	13600	14000	10100	11850	10500	5500	9000	11750	7100	7200	17900	10500	5300
	III, tons		12200*	24300*	28900*	19300*	31450*	25800*	12500*	28100*	21150*	12950*	15900*	35100*	17700*	15200
	IV, tons/km ²		255	505	600	400	655	540	260	585	440	270	330	730	370	315
	V, mm		0.09	0.19	0.22	0.15	0.24	0.20	0.10	0.22	0.16	0.10	0.12	0.27	0.14	0.12
Austre Nannubreen 9	I, days	64	77	76	70	85	75									
	II, tons	4700	3300	6880	6750	2400	4350									
	III, tons	7900	5800	8350	11600	5350	6250									
	IV, tons/km ²	880	670	930	1290	590	695									
	V, mm	0.33	0.25	0.34	0.48	0.22	0.26									
Bondhuabreen 11	I, days					100	122									
	II, tons					7000	6520									
	III, tons					15500	13800*									
	IV, tons/km ²					1410	1255									
	V, mm					0.52	0.46									
Erdalsbreen 11	I, days	46	75	78	108	104	93	28								
	II, tons	7840	6300	14720	19250	7050	7300	1400								
	III, tons	13300	12500	26700	33500	16700	12500	(11700)								
	IV, tons/km ²	1210	1135	2430	3030	1515	1135	(1060)								
	V, mm	0.45	0.42	0.90	1.12	0.56	0.42	(0.39)								
Engabreen 36	I, days			57	85	95	113	112	98	103	110	100	111	106	106	109
	II, tons			8650	11560	15449	19750	10770	11350	14150	11900	11000	10050	11100	14100	7800
	III, tons			15800	22500	28000	35000	19500	22500	25000*	19700*	20800*	18300*	19500*	24100*	19300
	IV, tons/km ²			415	590	735	920	515	590	660	520	550	480	515	635	510
	V, mm			0.15	0.22	0.27	0.34	0.19	0.22	0.24	0.19	0.20	0.18	0.19	0.23	0.19

I: Length of observation season. II: Observed suspended transport. III: Estimated annual transport. IV: Sediment yield.
V: Corresponding erosion.

* These figures are based on combined measurements of suspended load and increment of coarse material on developing deltas in front of the glaciers.

BREBEVEGELSE

Indre bevegelse

Iskrystaller er relativt svake, og under påvirkning av gravitasjonskraften vil de kunne deformeres. Selve bevegelsen av ismassen skjer på to måter: 1) ved glidning langs bunnen og 2) plastisk strømning eller intern deformasjon (Fig. 4). For breer ved trykksmeltepunkt i sålen skjer hovedbevegelsen her. Dersom temperaturen i sålen er under trykksmeltepunktet, dvs. fastfrosset til bunnen, skjer all bevegelse ved intern deformasjon.

Den interne bevegelsen, eller shear stresset i ethvert punkt i breen, er:

$$\tau = \rho g h \sin \alpha \text{ hvor}$$

ρ = isens tetthet

h = breens tykkelse

g = tyngdens akselerasjon

α = overflatens hellning

I de fleste tilfeller er τ i størrelsesordenen 0,5-1,5 bar eller 50 til 150 kPa (Paterson 1981).

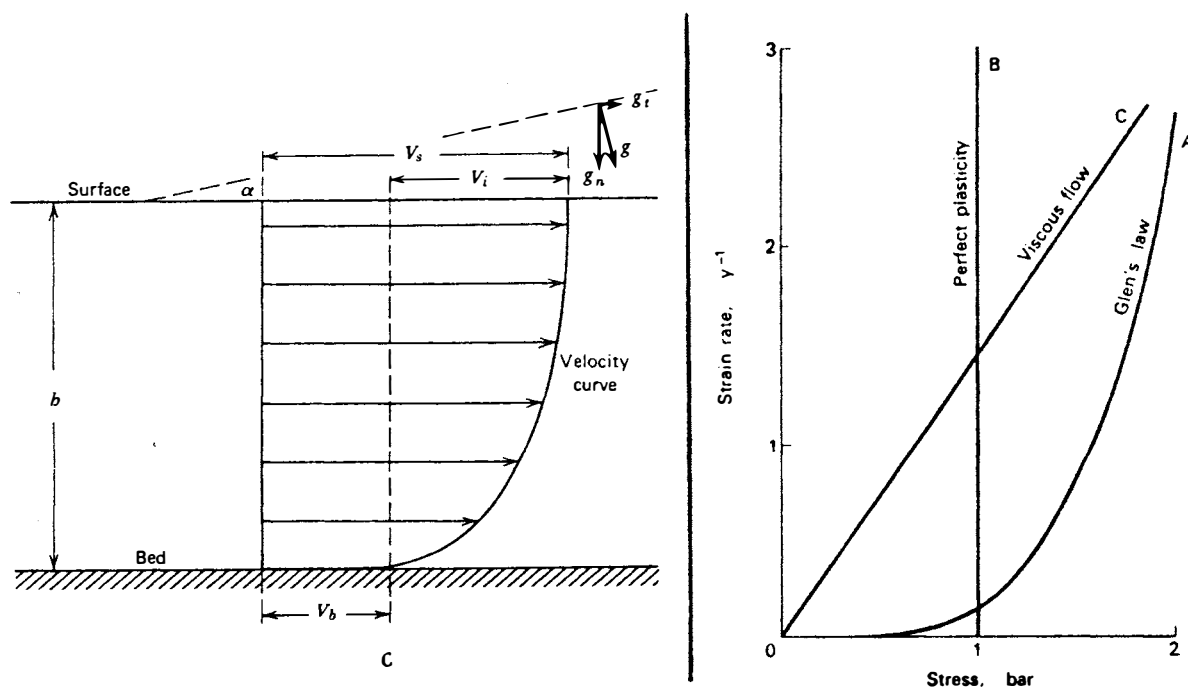


Fig. 4 Hastighetsprofil i en bre (temperert) (Etter Flint 1971)

Skjærspenning (bar)
Forskjellige typer relasjoner mellom skjærspenning og deformasjonshastighet (Etter Paterson 1969)

Den indre deformasjonen som en følge av shear spenninger kalles creep og består av en gjensidig forskyvning av iskrystallene relativt til hverandre. Prosessen er komplisert og er ikke fullstendig klarlagt. Deformasjonshastigheten, eller strain rate, for en samling iskrystaller er studert eksperimentelt, og formulert i Glen's lov (Glen 1955). Bevegelsen i en ismasse ble tidligere karakterisert som bevegelse av et viskøst medium. Bevegelsen er imidlertid mer å betrakte som bevegelse av et perfekt plastisk medium (Fig. 4).

Glens lov:

$$\dot{\epsilon} = A \tau^n$$

der $\dot{\epsilon}$ - strain rate

A - konstant, uavhengig av temp.

τ - effektive shear stress

n - eksponent, middelerdi 3

viser at for et konstant shear stress oppnås raskt en konstant verdi for strain rate eller den interne deformasjonen.

Bevegelse langs bunnen

Tilsvarende som for bevegelse i breen er heller ikke vårt kjennskap til bevegelse langs bunnen fullt klarlagt (se Weertman 1979, Paterson 1981). Hovedtrekkene i teoriene/ideene for bevegelse langs bresålen kan sammenfattes til (Paterson 1981):

- Isens bevegelse rundt/forbi forhøyninger i berggrunnen er en kombinasjon av regelasjon (trykksmelting - frysing av is) og plastisk strømming (Fig. 5).
- Hastigheten er sterkt influert av vann, inkludert vann dannet ved regelasjonsprosessene. (Teoriene er basert på et tynt, um, vannlag mellom is og fjell.)
- Vannfylte hulrom i le av forhøyninger har stor betydning ved høye hastigheter. (Økt vanntrykk => økt hastighet.)
- Klastiske partikler i bresålen reduserer breens hastighet.
- Stein og gruslag mellom berggrunnen og bresålen reduserer breens hastighet.

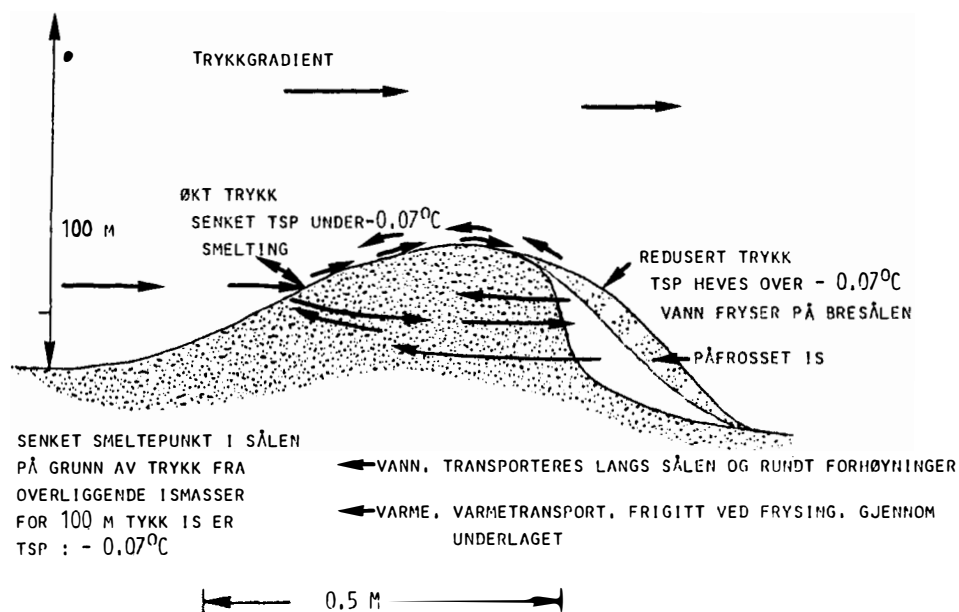


Fig. 5 Prinsippskisse for smelting - frysing i sålen av tempererte breer: regelasjon

SUBGLASIALE PROSESSER OG EROSJON

Det er ikke her meningen å gå nærmere inn på selve brebevegelsen. Vi vil i stedet gå over til å behandle breens og andre subglasiale prosessers effekt på undergrunnen. Dette kan sammenfattes innen tre hovedprosesser:

- Erosjon av selve breen.
- Erosjon av subglasiale smeltevannselver.
- Kjemisk oppløsning.

Breerosjon

Selve breens erosjon består av (Fig. 6): 1) Plukking og 2) abrasjon og knusing.

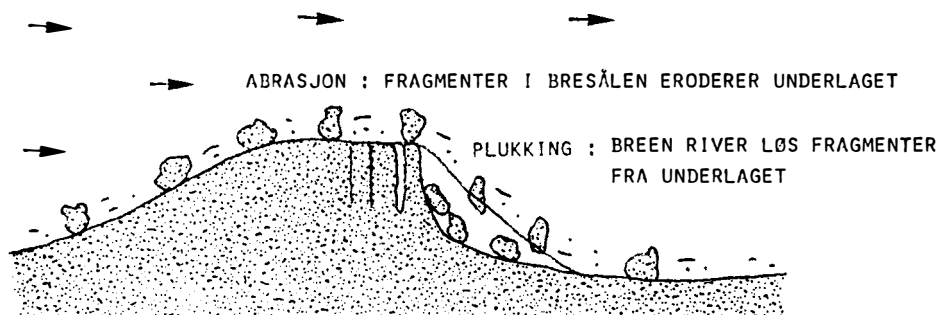


Fig. 6 Prinsippskisse for hvordan tempererte breer eroderer i underlaget

Med abrasjon forstår vi den prosessen hvorved partikler i bresålen gnager på underlaget; kan sammenliknes med effekten av sandpapir. Herunder hører også knusing av partikler under transport. Abrasjonshastigheten kan uttrykkes på følgende måte (Hallet 1979):

$$A = a D F n$$

a og n - empiriske konstanter

D - antall partikler pr tidsenhet pr flateenhet som passerer bunnen

F - de effektive krefter som presser partikkelen mot underlaget

a og n innbefatter bl.a. berggrunnens hardhet.

Abrasjonshastigheten kan også uttrykkes som (Boulton 1979):

$$A = \frac{CNVp}{p}$$

c = konsentrasjon av abrerende partikler

N = effektive normaltrykk i kontakten partikkel - underlag

V_p = partikkelens hastighet

h = berggrunnens hardhet.

Uttrykket for trykket i kontakten partikkel - underlag er prinsipielt forskjellig i de to likningene. Hos Boulton nyttes, i motsetning til mange andre, midlere trykk i bresålen som verdi for trykkraftene i kontakten partikkel - underlag. Hallets modell antar at en partikkel i sin helhet er omsluttet av is. Dette betyr at basaltrykket ikke influerer på de trykkdifferanser som er avgjørende for abrasjonen. Når en partikkel er helt omsluttet av is, vil trykket av overliggende is være ens imot bunnen, og ikke bli "båret" av partiklene. Dette gjelder spesielt på støtsidene hvor abrasjonen er konsentrert. Ifølge Hallet

er det effektive trykket i kontakten partikkel - underlag uavhengig av istykkelsen/basaltrykket, men heller bestemt av oppdriftsvekt og det viskøse draget induisert av is-strømmen mot bresålen på grunn av smelting og longitudinal deformasjon av isen. I tillegg kommer eventuelt overtrykk fra vann i kontakten is - fjell.

Selve abrasjonen kan mer presist formuleres som (Hallet 1979):

$$A = \alpha CrVpF$$

Her er D erstattet med:

Vp: partikkelhastighet

Cr: partikkelkonsentrasjon.

Teoretiske beregninger og også observasjoner i felt viser at abrasjonshastigheten avtar med økende partikkelinnhold i sålen (Fig. 7). Hastigheten i bresålen og av partiklene reduseres. Et ekstremt høyt partikkelinnhold i bresålen vil således føre til stagnasjon og avsetning av lodgement till.

Overgangen fra erosjon til avsetning kan således uttrykkes som en funksjon av partikkelkonsentrasjonen i bresålen. Ifølge Boulton, hvor normaltrykket nyttes, vil en i områder med tykk is få sedimentasjon. Den omfattende erosjon en har i daler og fjorder med tykk is, er åpenbart i konflikt med en av forutsetningene i Boultons teori.

Mange av modellene for abrasjon bygger ofte på en type subglasial observasjon, og forutsetter vanligvis direkte kontakt is - fjellgrunn. Imidlertid er stein og gruslag observert mellom berggrunnen og sålen, til eksempel under Bondhusbreen. Så lenge vi mangler en full forståelse av breens bevegelsesdynamikk, kan vi heller ikke forvente å få en grunnleggende forståelse av abrasjon.

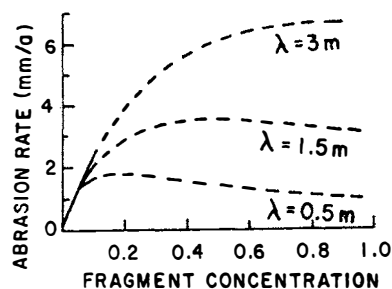


Fig. 7 Abrasjonshastighet av fragmenter med diameter 200 mm som en funksjon av fragmentenes konsentrasjon i bresålen. Ved konsentrasjon 1,0 er det ingen kontakt is - fjellgrunn. Beregningene er utført for et sinusformet underlag og angir forskjellige bølgelengder for underlaget (Etter Hallet 1981)

Plukking

Plukking er av mange antatt som den kvantativt viktigste prosess. Ved denne prosessen produseres også verktøyet for abrasjon. Et sentralt problem for denne prosessen er:

Hvordan kan store blokker av berggrunnen bli revet løs så lenge det er fast kontakt is - berggrunn?

Materiale som fjernes ved plukking, er i hovedsak løsnet fra berggrunnen før selve innkapslingen i den overliggende breen. Hvordan denne oppsprekningen skjer, er imidlertid diskutert (se f.eks. Flint 1971, Embleton & King 1975, Sugden & John 1976):

- Frostsprengning i periglasialt miljø.
- Preglasial dypforvitring.
- Synglasial erosjon og avlastningssprekker.

For de to første prosesser er problemet: hvordan kan disse prosessene operere og påvirke berggrunnen i dype fjorder? Dette spørsmålet illustrerer noen av problemene ved disse antakelser. At de fungerer og har en viss innflytelse, er åpenbart. Vedrørende avlastningssprekker er spørsmålet: skjer dette under eller før/etter gravitasjonen? Prinsippet kan illustreres på følgende måte (etter Sugden & John 1976): en bre begynner å erodere. Erosjonen er mest omfattende i bunnen, og det blir en ubalanse. Denne type erosjon kan i fjorder og daler være 500-1000 m, en materialmengde som vil føre til trykkforskjeller i berggrunnen. Selve breen vil også utøve trykk, som etter deglasiasjon vil gi avlastningssprekker. En annen teori er frysing - tining under selve breen. Dette er nærmere diskutert av Røthlisberger og Iken (1981).

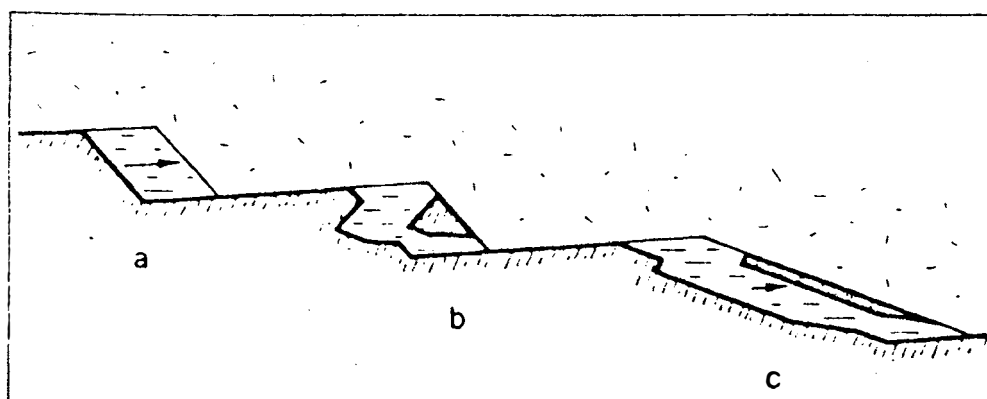


Fig. 8 Prinsippskisse for plukking av fragmenter av en temperert bre. Ved at vann som frigjøres ved trykksmelting forsvinner ned i undergrunnen vil ikke tilstrekkelig varme bli ført tilbake, og det dannes lokale kuldepunkter hvor temperaturen i bresålen er under trykksmeltepunktet (Etter Røthlisberger og Iken 1981)

Fundamentalt for denne modellen er dannelsen av kalde punkter, eller lokale områder hvor temperaturen er under trykksmeltepunktet (Robin 1976, Goodman et al. 1979). I disse kalde punktene fryser breen fast til berggrunnen og påvirker således bevegelse (stick-slip) og erosjon (Fig. 8). Dannelsen av de kalde punktene forklares på følgende to måter:

- En varmpumpeeffekt hvor en antar at breen beveger seg inn i en høytrykksone på oppsiden av en forhøyning og blir avkjølt på grunn av økende trykk (Fig. 5). Smeltevannet presses ut av isen gjennom kapillære rør og inn i den subglasiale vannfilmen. Når så isen kommer inn i områder med lavere trykk, forblir isen kald fordi de kapillære rørene er frosset igjen og latent varme ikke lenger er tilgjengelig.
- Betydelige deler av breens tyngde bæres av en vannfilm ved relativt lavt trykk, og en mindre del på områder med høyt trykk over forhøyninger i berggrunnen. Siden det totale trykket må balansere det totale vanntrykket over et større område, vil en økning i det lave vanntrykket produsere et relativt større fall i trykket over de mindre høytrykksområdene. Dersom ikke tilstrekkelig latent varme fra vann er tilgjengelig i ismassen, vil det ikke kunne skje en tilpasning til det varmere/høyere trykksmeltepunktet, og det vil skje en frysing.

Det er spesielt varmpumpeprosessen som er viktig for plukketeorien til Røthlisberger og Iken. Den andre prosessen for frysing virker også på erosjonen og antas å være en viktig prosess for å løsrive blokker på ytterkanten av støtsidene.

Ved disse prosessene kan vi delvis få revet løs blokker (kraften mellom is og fjell er på langt nær tilstrekkelig til fullstendig å rive løs en granittblokk, dette må i hovedsak skje på forhånd). Videre vil blokker kunne fryse fast i bresålen og fjernes. Ut fra denne teorien kan en videre se at plukkeprosessene spesielt vil være aktive når en har store variasjoner i vanntrykket og høy basal skjærspenning, dvs. i nedre delen av en isstrøm, som igjen vil si i områder med overfordypet topografi (Røthlisberger & Iken 1981).

ANDRE FORMER FOR SUBGLASIAL EROSJON

I tillegg til erosjon av selve breen har vi også klare observasjoner for erosjon av subglasiale smeltevannselver. Trolig er denne formen for subglasial erosjon undervurdert (Holstedahl 1967). Mest karakteristisk for denne formen for erosjon er jettegryter. Flere av våre daler har også form som canyons og reflekterer således omfattende fluvial erosjon (Holstedahl 1967). Spesielt kan nevnes Flåmsdalen og indre deler av Hardangerfjorden. Andre former for subglasial smeltevannserosjon er også de kjente tunneldalene i Danmark og Nord-Tyskland (Ehlers 1981).

Under subglasial erosjon må også nevnes kjemisk løsning og utfelling. Denne prosessen er for øvrig ikke særegen for glasiale områder, og gis derfor ingen videre oppmerksomhet. Av spesiell interesse er mulighetene for oppløsning og utfelling av kalkspat og silika ved regelasjonsprosessen (Hallet 1975, 1976).

GLASIAL EROSJON - OPPSUMMERING

Vi har nå sett på de prosesser som virker i kontaktflaten bre - undergrunn og hvordan sediment produseres under breen. Det er åpenbart at det i gjennomsnitt med hensyn til tid og areal må være en tilnærmet likevekt mellom produksjon og sedimenteksport. Til en viss grad er produksjonen større enn eksporten. Når breen trekker seg tilbake, er landskapet dekket av et tynt morenelag. Spørsmålet blir så: hvordan blir materiale dannet under en bre og transportert ut?

TRANSPORT AV SUBGLASIALE EROSJONSPRODUKTER

Transport av subglasialt dannede erosjonsprodukter skjer via selve breen og ved smeltevann. Det sentrale spørsmålet her er å få klarlagt den relative betydningen av disse to formene for transport.

Materialtransport med breen

Boringer gjennom våre to store innlandsisler, Grønland og Antarktis, samt boringer og tunneler gjennom mindre breer har vist at det er i de helt bunnære deler av breene at materialtransporten foregår (Weertman 1961, Boulton 1970, Gow et al. 1979, Herron & Langway Jr. 1979, Humlum 1981) (Fig. 9). I dette basallaget opptrer sedimentene vanligvis som bånd, fra noen få cm til 1 m i tykkelse. Sedimentmengdene i båndene varierer. For kjernen fra Antarktis, Byrd Station, utgjorde det klasstiske materiale i den 4,83 m tykke sonen ca 7% av volumet (Gow et al. 1979). Ved Camp Century på Grønland ble det påvist over 300 alter-

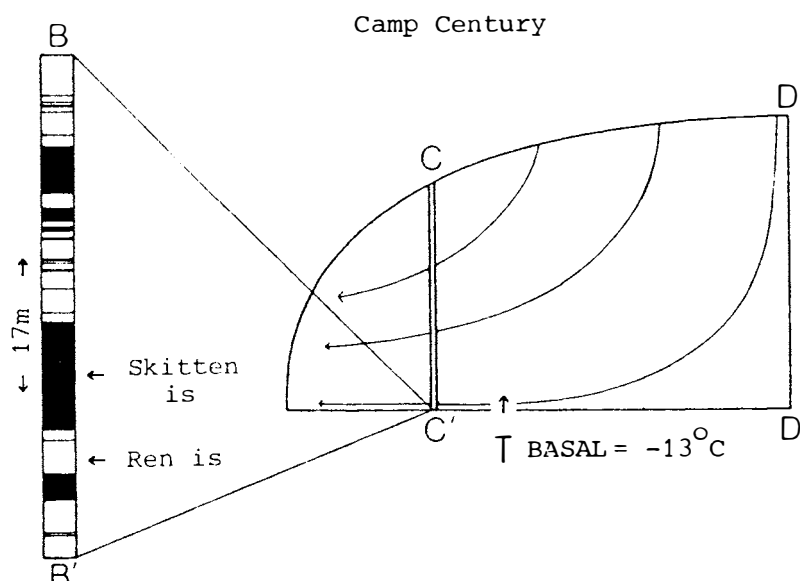


Fig. 9 Skjematisk snitt gjennom Grønlandsisen, vest for isdelet. Søylen til venstre viser fordelingen av skitten/ren is nær bunnen. Gjennomsnittlig partikkelinnhold (vekt %) i lag med skitten is er 0,24% (Etter Herron & Langway Jr. 1979)

nerende bånd av vekslende klare og partikkelholdige bånd i et 15,7 m mektig bunnlag (Herron & Langway Jr. 1979). I gjennomsnitt utgjorde det klastiske materialet 0,24% (vekt %) eller ca 0,1% i volum. Fra Bondhusbreen, en sidearm av Folgefonni, er basallaget ca. 4 m tykt med en høyeste konsentrasjon nærmest bresålen (Hagen et al. 1983) (Fig. 10). Konsentrasjonen i de helt bunnære lag var 30-60 kg/m³ som tilsvarer 2-3% (volum). Langt høyere konsentrasjon (volum) er rapportert fra bl.a. breer på Svalbard, 15-90% (Boulton 1970).

Forskjellige mekanismer er foreslått for hvordan klastisk materiale inkorporeres i bunnlaget i tilknytning til relegasjonsprosessene (Kamp & La Chapelle 1964, Boulton 1975), og/eller ved innfrysing (Weertman 1961, Gow et al. 1979, Herron & Langway Jr. 1979). Som vi også har sett under diskusjonen av plukking, vil materiale kunne fryse inn i isen som en følge av en varmepumpe-effekt i forbindelse med trykksmelting eller frysing.

For materiale så vel i Camp Century som ved Byrd Station antas transport inn ved innfrysing. Ved Byrd Station var temperaturen ved trykksmeltepunktet, og en forutsetning for frysing her er at temperaturgradienten over basallaget er tilstrekkelig til å fjerne latent varme ved frysing (Gow et al. 1979). Ved Camp Century hvor temperaturen var -13°C, dvs under trykksmeltepunktet, antas også materialinkorporering ved innfrysing. Denne prosessen må i så fall ha foregått i et område forskjellig fra Camp Century, hvor en har hatt tilgang på smeltevann. Ifølge Weertman (1961) kan en for isdekker nettopp i overgangssonen for områder ved henholdsvis under eller ved trykksmeltepunktet ha denne prosessen.

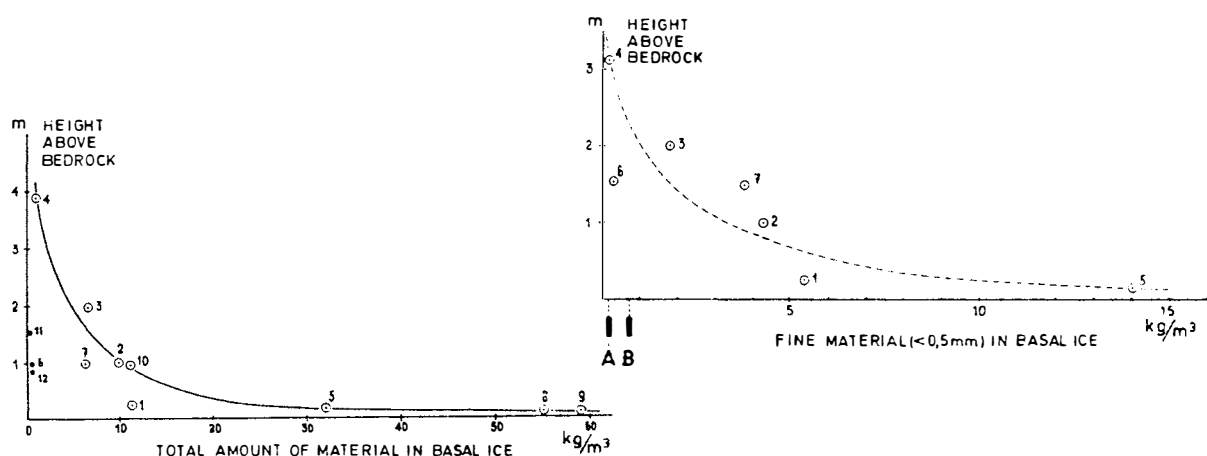


Fig.10 Mengde englasial (nær bunnen av breer) materialtransport i Bondhusbreen (Etter Hagen et al. 1983)
 A = Materialtransport i smeltevannselv - normal vannføring
 B = Materialtransport - flom
 Samlet sedimenttransport pr. år: 90% i smeltevannselv
 10% englasialt

FORHOLDET ENGLASIAL SEDIMENTTRANSPORT - SUBGLASIAL SMELTEVANNSTRANSPORT

Breen kan betraktes som ei elv, viskøsiteten er langt større og følgelig kan større partikler fraktes. Imidlertid er hastigheten langt lavere, for norske breer (breearmer) 20-100 m/år. Store dalbreer på Svalbard kan ha en hastighet på opptil flere m i døgnet. I elver er imidlertid hastigheten i størrelsesorden m/s.

I forbindelse med utbyggingen av Folgefonni og bruk av subglasialt smeltevann i magasinene er det utført et studium av de subglasiale prosesser (Hagen et al. 1983). Her ble bl.a. nettopp forholdet mellom englasial materialtransport og subglasial smeltevannstransport målt. Dersom en antar at alt materiale i de subglasiale smeltevannsløpene opprinnelig kommer fra glasial erosjon, skjer 90% av materialeksporten fra glasial erosjon med smeltevannselver (Hagen et al. 1983). Vi har følgelig, vel og merke for Bondhusbreen, at det er en størrelsesordenforskjell på den englasiale transport og transport i smeltevann. Selv om det finnes få andre tilsvarende undersøkelser, har mange tidligere hevdet at smeltevannet transporterer betydelige sedimentmengder.

GENERELL GLASIAL HYDROLOGI

Transport av vann skjer på breens overflate (supraglasialt), englasialt og subglasialt (Fig. 11). Det er særlig den siste transportformen som vil bli omtalt her. For samtlige transportveier er smeltevann fra overflaten den viktigste kilden (Paterson 1981). Følgelig skjer hovedavrenningen fra et breområde i smeltesesongen.

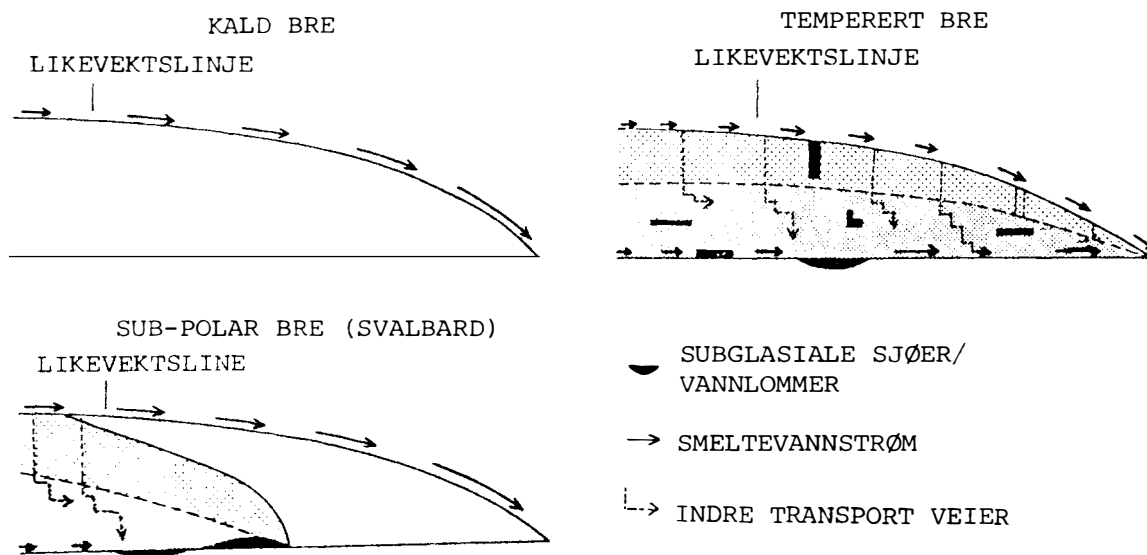


Fig.11 Modell for transportveier for vann i forskjellige bretyper (Etter Sugden & John 1977)

I forbindelse med vassdragsreguleringer i bredekkete områder er det utført omfattende målinger av avrenning fra breområder (Norge: se Kjeldsen 1983; Sveits: se Vivan & Zumstein 1973, Collins 1979; Canada: se Østrem et al. 1967). Vannføringen viser en klar døgnvariasjon pålagret en basis-strøm. Det er videre en klar sammenheng mellom maksimal avrenningen og maksimal smelting (Fig. 12). Mønsteret for avrenning gir også informasjon om de subglasiale forhold. Under Bondhusbreen skjer den begynnende avrenning i mange små løp, for så å konsentrere seg i færre store subglasiale løp utover i smeltesesongen (Hagen et al. 1983, Hooke et al. i trykk).

Dette framkommer også i mønsteret for avrenning: tidsforsinkelsen mellom maksimal avrenning og maksimal smelting avtar utover i smeltesesongen (Fig. 13). Oppholdstiden for vann i breen er beregnet på forskjellige måter. Tidsforsinkelsen vil åpenbart variere, men det synes klart at vann i en viss utstrekning blir lagret inne i breen (Tangborn et al. 1975, Hooke et al. i trykk).

I forbindelse med materialtransport av det subglasiale smeltevannet er vannets veier under breen avgjørende. Som nevnt er hovedkilden vann fra smelting på grunn av geotermisk varme samt fra friksjonsvarme. Disse to kildene er av samme størrelsesorden, og utgjør ca. 1-2 cm is pr. år. I tillegg har vi spesielle former som tapping av bredemte sjøer (Liestøl 1956, 1975) og jøkulhlaup (Thorarinsson 1953, Nye 1976).

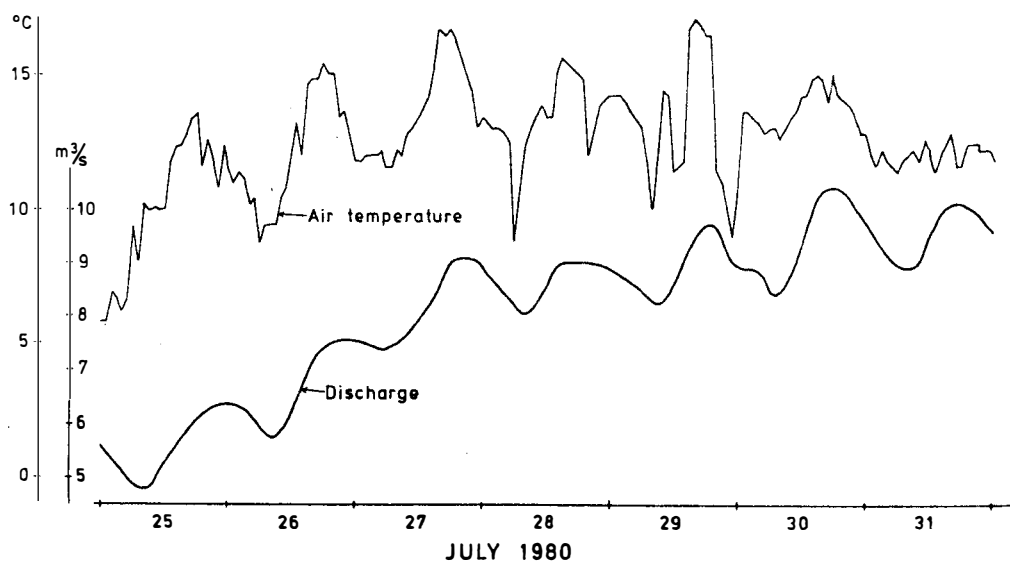


Fig.12 Daglige variasjoner i temperatur og vannføring (Etter Hooke, Wold & Hagen i trykk).

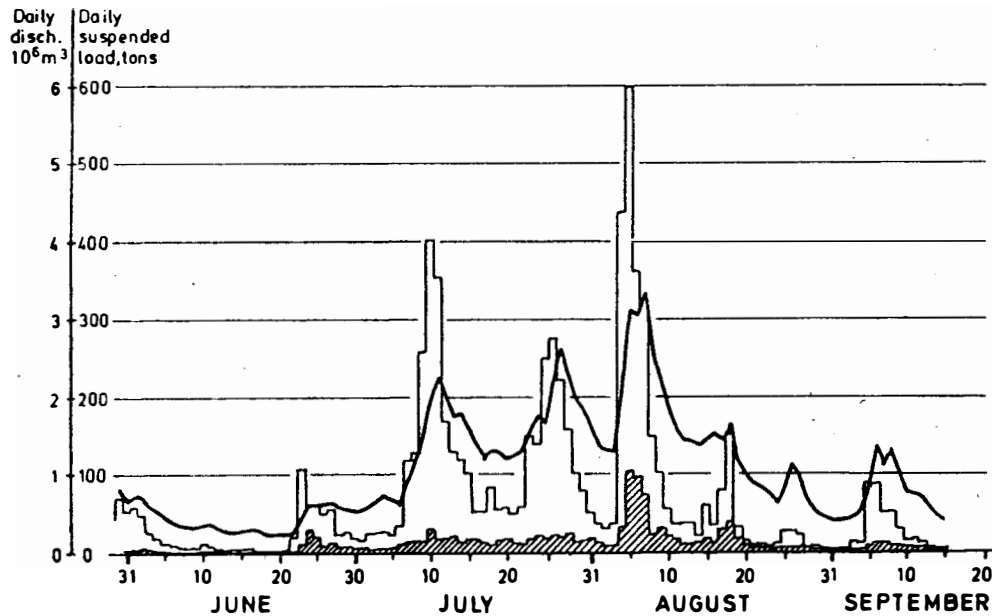


Fig.13 Engabreen 1981

— Vannføring ⎋ Beregnet materialtransport nær breen
 ▨ Beregnet materialtransport ved utløp av brevann (Etter Kjeldsen 1983)

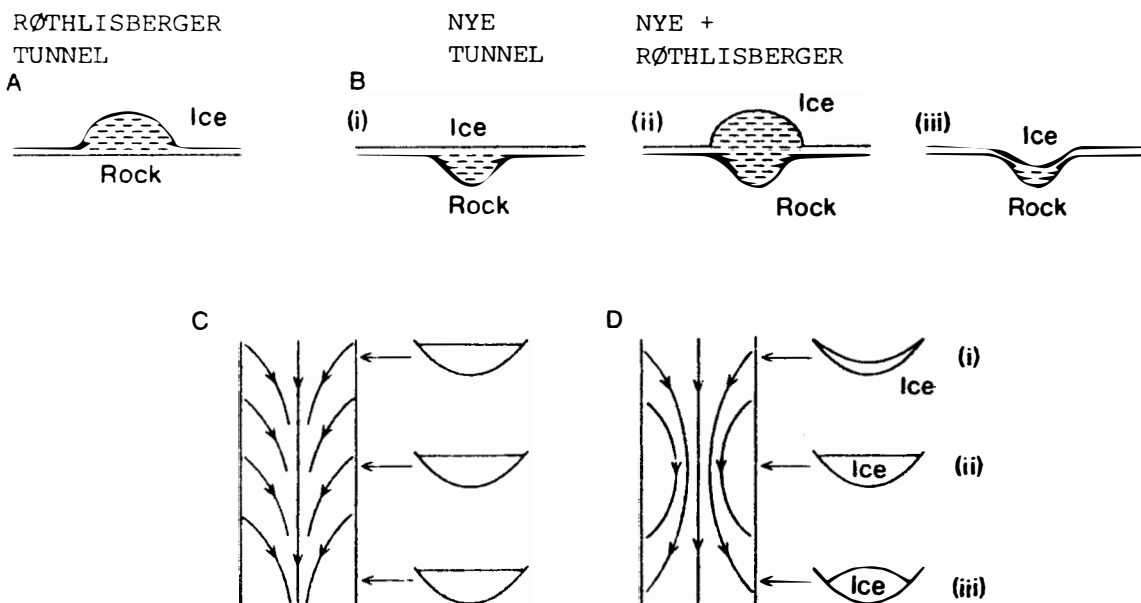


Fig.14 Transportveier og mulige former for subglasiale smeltevanntløp
 C og D viser transportveier under breen som en funksjon av
 breens overflathelling (Etter Weertman 1972)

Vannets veier under en bre har vært gjenstand for omfattende diskusjon (Ref. Røthlisberger 1972, Shreve 1972, Weertman 1972, Nye 1976). En skiller mellom tre transportveier (Fig. 14):

- i kanaler skåret inn i isen. Benevnes ofte som Røthlisbergerkanaler eller bare R-kanaler,
- i kanaler i fjellgrunnen, ofte benevnt som Nye-kanaler eller N-kanaler,
- i et vannsjikt, med varierende tykkelse.

Det antas at den subglasiale drenering består av et dendrittisk mønster med en eller flere hovedtunneler.

Det antas videre at vann- og istrykk er tilnærmet like. Retningen for vannets bevegelse i R-kanalene og i det basale bunnsjiktet er bestemt av den negative gradient for potensialet:

$$\phi = \phi_0 + p_w + \rho \cdot g \cdot h$$

ϕ_0 - en konstant

p_w - vanntrykket

ρ - vannets tetthet

g - tyngdens akselerasjon

h - breoverflatens høyde

Gradienten som driver vannet, er altså summen av vanntrykk og potensiell energi. Retningen for vannets drenering er følgelig bestemt av hellningen for isoverflaten og ikke av underlagets hellning (Shreve 1972) (Fig. 14).

Hvordan den subglasiale drenering foregår er langt fra kjent i sin helhet. For materialtransport i det subglasiale smeltevannet er bl.a. tykkelsen av det basale vannsjikt av stor betydning, og videre hvordan dreneringen av dette laget er inn mot kanalene. At basale vannsjikt, og eventuelt også subglasiale "sjøer", finnes også for store isdekker, synes nå bekreftet fra radio-echo sonderinger og boringer i Antarktis (Oswald & Robin 1973, Gow et al. 1979).

MATERIALTRANSPORT FRA SUBGLASIALE SMELTEVANNSELVER

Til en viss grad kan en få informasjon om de subglasiale prosesser fra materialtransport i smeltevannselver. Imidlertid er det påvist en meget kompleks relasjon mellom suspendern materiale og vannføring (Liestøl 1967, Østrem et al. 1967, Collins 1979, Hooke et al. i trykk). Maksimal sedimenttransport synes ofte å skje noen timer før maksimal vannføring (Fig. 13). Dette kan skyldes at hoveddelen av

materialet fanges inn ved stigende vannføring (Sugden & John 1976). Materialtransporten synes også å avta utover i smeltesesongen, dels ved at vannføringen konsentreres i kanaler og at breen "tømmes" for erosjonsprodukter. Et annet karakteristisk bilde er videre at hoveddelen av materialtransporten ofte kan foregå i forbindelse med flommer. I tillegg kommer den ekstreme materialtransport i forbindelse med tømming av bredemte sjøer (f.eks. Thorarinsson 1969, Weertman 1969). Også under surge synes det å være en markant økning i smeltevann og materialtransport (Weertman 1969, Elverhøi et al. 1983).

REGIONALE MODELLER FOR GLASIAL EROSIJON

Vi har nå sett hvordan breer abraderer underlaget og videre fjerner materiale fra underlaget ved plukking. Så vel selve bevegelsen som inkorporering av materiale i bresålen er avhengig av at breen er på trykksmeltepunktet i sålen.

Dersom temperaturen er under trykksmeltepunktet, er breen frosset fast til underlaget og all brebevegelse skjer ved indre deformasjon. Denne type breer kan også utøve noe erosjon. Umiddelbart over det fastfrosne bunnlaget skjer trolig en betydelig bevegelse, og materiale, bl.a. større blokker, kan fanges inn og transporteres i det bunnære laget (Boulton 1974).

Videre har vi sett at subglasialt smeltevann er helt avgjørende for å fjerne breens erosjonsprodukter. For mindre, tempererte breer kan Bondhusbreen nyttes som eksempel. Her transporteres 90% av breområdet materialproduksjon i suspensjon i det subglasiale smeltevannet (Hagen et al. 1983). Dersom vi videre antar en steady-state situasjon for produksjon og transport, har vi det forhold at vannet er det viktigste medium for eksport av erosjonsproduktene. Dette setter igjen klare grenser for hvor glasial erosjon er effektiv.

Sugden (1978) har i sin studie av glasial erosjon av det nordamerikanske isdekke (Laurentide Ice Sheet) anvendt moderne prinsipper for subglasiale prosesser. Utvikling av de forskjellige landskapsformer som daler og sletteland med begrenset erosjon er relatert til temperaturforhold i bresålen. Dette er så utviklet i en mer detaljert modell for å påvise en mulig sammenheng mellom landskapsformer og de sentrale parametre for glasial erosjon: temperaturforhold i bresålen, topografi og berggrunnsgeologi (Fig. 15). En sentral konklusjon i arbeidet er: mengden eller omfanget av glasial erosjon er hovedsakelig bestemt av mekanismer for fjerning av materiale heller enn av mekanismer for abrasjon og plukking.

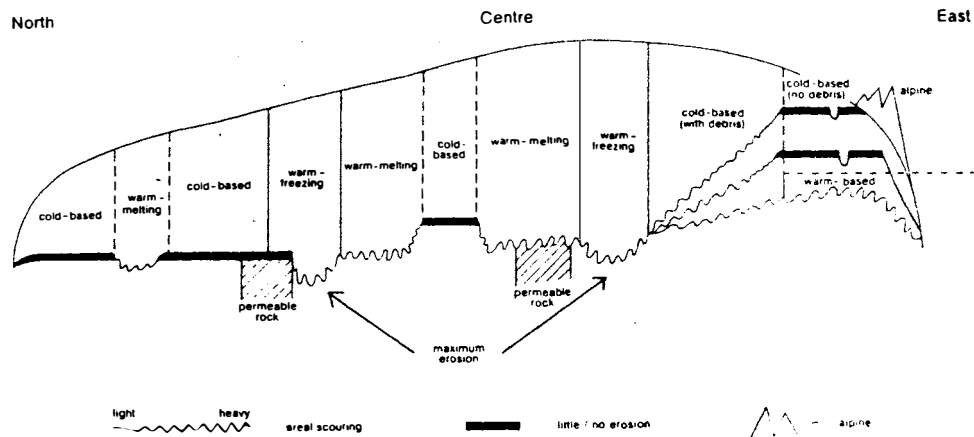


Fig. 15 Modell for mulig sammenheng mellom landskapsformer og temperaturforhold i bresålen for innlandsisen i Nord-Amerika. (Sugden 1978)

GLASIAL SEDIMENTASJON

Gjennomgående er mektigheten av de glasiogene sedimentene tynne i sentrale deler av et bredekket område (Sugden & John 1976). I Norge dekkes berggrunnen vanligvis av et tynt og usammenhengende morenelag, 1-2 m tykt. Utover dette har en de kjente, klassiske glasiogene avsetningsformer hvor endemorener markerer breenes maksimums-utbredelse. Dette er avsetninger som er kjent for de fleste, og vil ikke bli nærmere omtalt her.

Som nevnt tidligere er den subglasiogene dreneringen fundamental for å transportere materiale vekk fra breområdene. De volummessig viktigste avsetningene vil følgelig finnes utenfor de glasierte områder. Så vel de moderne store isdekkene som de nordamerikanske og skandinaviske kvartære isdekker har og hadde sine marginer i havet. Den klassiske morenestratigrafi på land er lodgement till med overliggende melt-out till (Haldorsen 1983). I det marine miljø mangler den øverste moreneenheten, og en har i stedet glasiomarine avsetninger (Grosswald 1980, Elverhøi 1984). De senere års seismiske undersøkelser på sokkelområdene har gitt verdifulle data for å studere hvor hoveddelen av breens erosjonsprodukter er avsatt. Først når disse informasjonene kobles sammen med data om sedimentfordelingen for landområdene, vil en få et fullstendig bilde av den storstilte fordeling.

Antarktis

For breer som går ut i havet og danner issjelfer, vil hoveddelen av materialet bli avsatt under issjelfen (Fig. 16). Sedimentholdige isfjell vil i områder som Antarktis komme fra områder hvor breen kalver direkte ut i havet. I dag er ca. halvparten av Antarktis omgitt av issjelf, og breenes englasiale materiale er konsentrert i et relativt tynt basallag, < 10 m. Beregning av smeltehastighet kombinert med informasjon om isfjellenes driftretning (Orheim & Elverhøi 1981) viser at det basale laget smelter ut i relativt kystnære områder (Fig. 17). De isfjell som driver ut av det kystparallelle strømsystemet, vil være "rene" og gi lite bidrag til dyphavssedimentasjonen i tilstøtende områder. Høy avsetningshastighet for isdroppet materiale i dyphavet rundt Antarktis vil ifølge denne modellen reflektere en prosentvis mindre andel shelf-is rundt det antarktiske kontinent.

Sammensetning og fordeling av de glasiogene sedimenter i Rosshavet og trolig også Weddellhavet synes å bekrefte en slik modell. De vel 300-400 m mektige glasiogene sedimenter i Rosshavet består i hovedsak av glasiomarine sedimenter avsatt fra kalvende, grunnstående breer fra tiden før en omfattende glasiasjon med issjelf (ca. 5 mill. BP) var utviklet (Barrett 1981).

Sedimenttilførselen i sentertiær og kvartær er meget begrenset, ca. 1-2 cm/1000 år (Fillon 1977). Begrenset avsetning i dette tidsrommet skyldes åpenbart erosjon på grunn av ekspansjon av det antarktiske isdekke, men denne antas ikke å være avgjørende for Rosshavet (Drewry 1976).

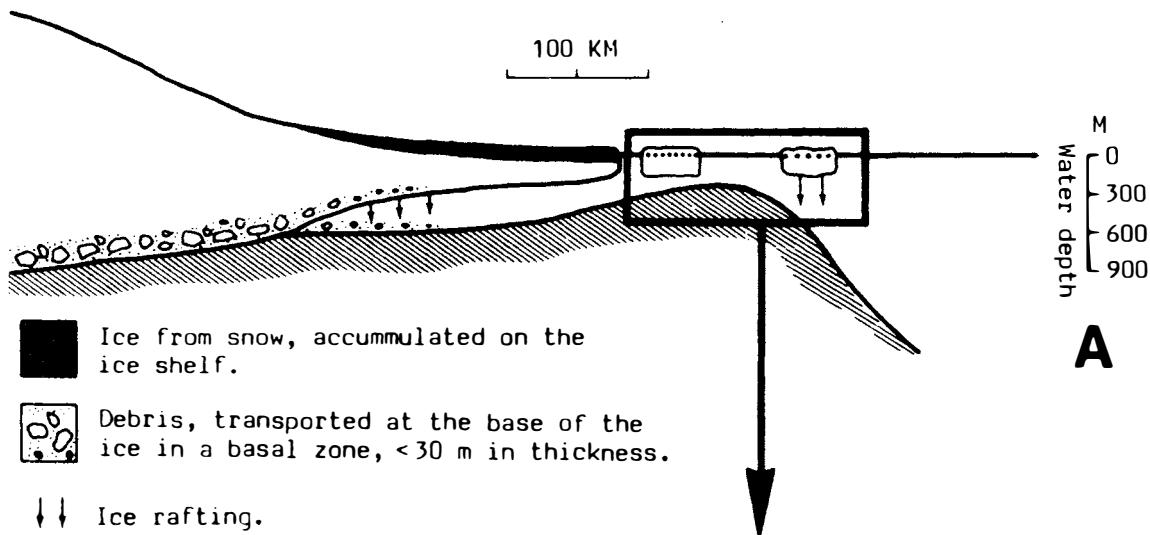


Fig. 16 Prinsippskisse for sedimentasjon under en is-sjelf (Etter Elverhøi & Roaldset 1983)

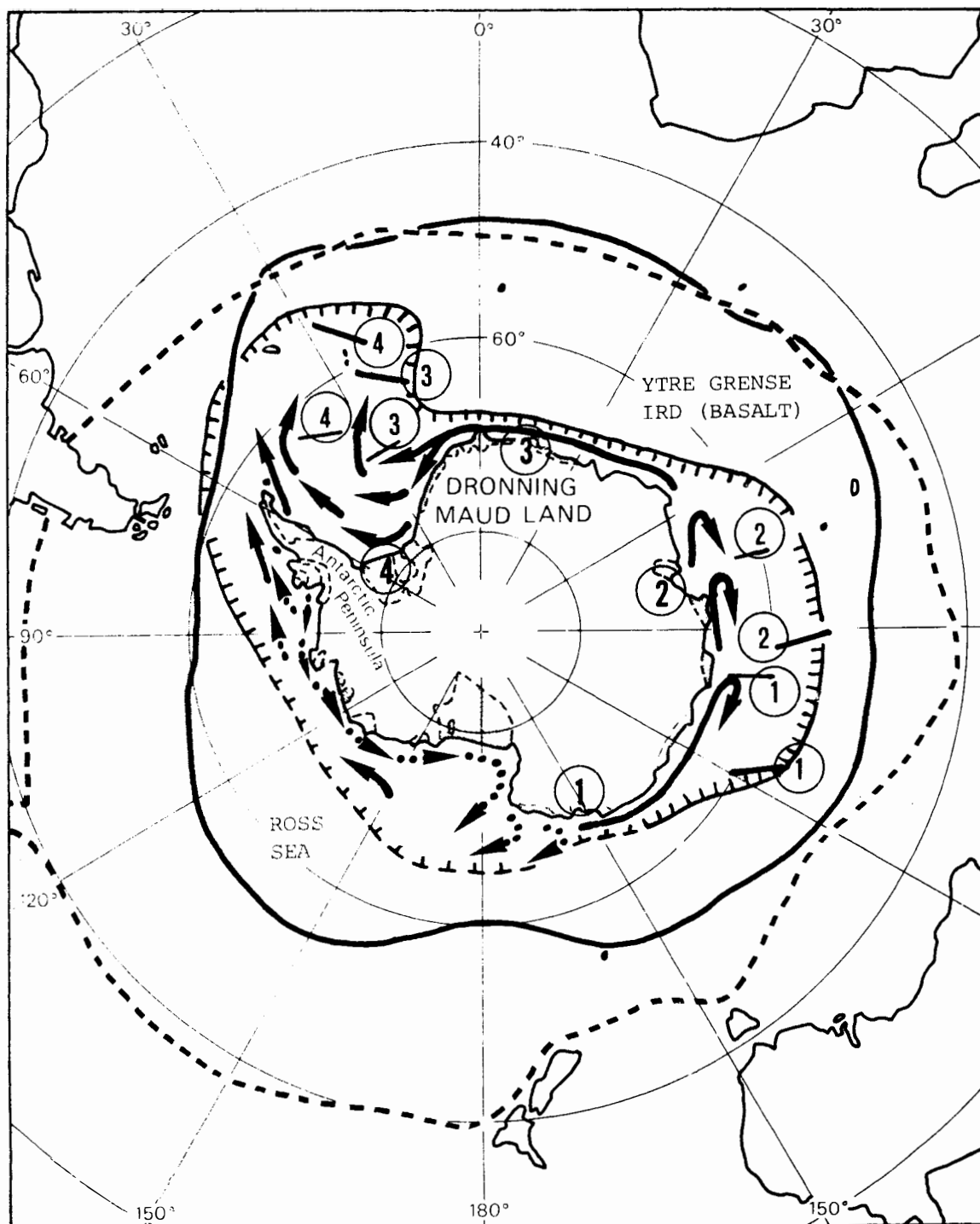


Fig. 17 Fordeling av isdroppet materiale (IRD). Piler viser mulig transportbane for isfjell. Tykke nummererte linjer angir tilnærmet lokalitet for smelting av 5 og 10 m basal-is av isfjellet fra de tilsvarende lokaliteter. Heltrukket linje: den antarktiske konvergens; linje med haker: ytre grense for isdropping i basal-is; stiplet linje: ytre grense for observert isdroppet materiale i sedimenter. (Etter Orheim & Elverhøi 1981)

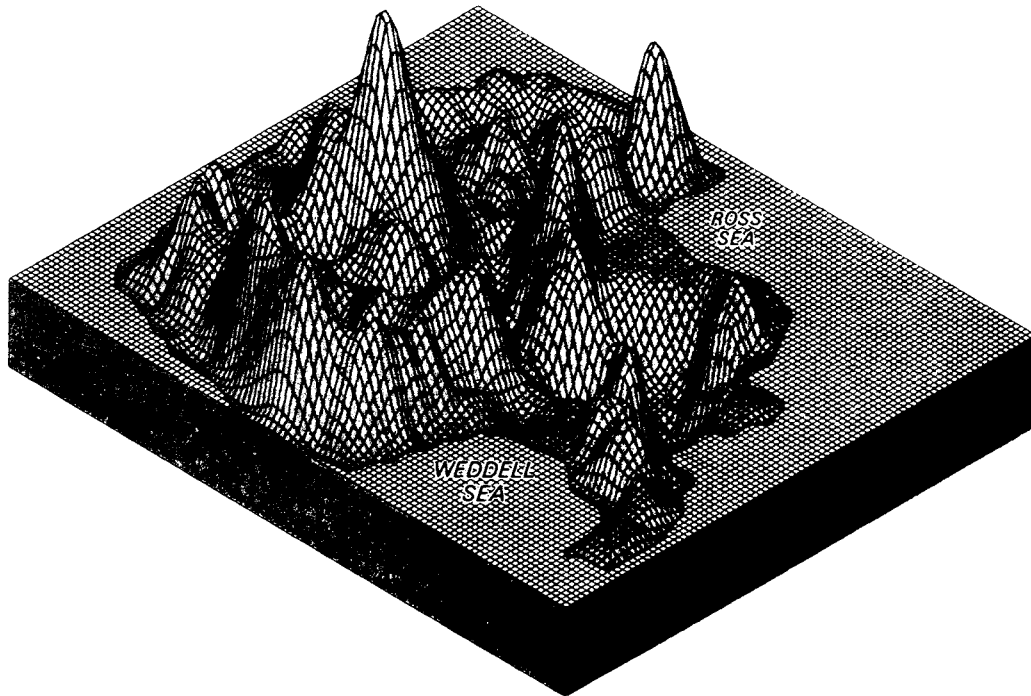


Fig.18 3-D bilde av berggrunnen i Antarktis (Etter Drewry 1983)

Vi har meget få data om erosjon i Antarktis. Radio-echo sonderinger viser at sentrale deler er ved trykksmeltepunktet (Gow et al. 1979), med et typisk glasialt relieff (Fig. 18). For marginen i den østlige delen av Antarktis viser datering av pre-glasialt relieff begrenset erosjon, 0,01 mm/år (Wellman & Tingey 1981). Tilgjengelig data fra Antarktis indikerer begrenset erosjon og videre at materialet avsettes nær breens hengslingslinje. Materiale som kommer ut med isfjell, blir videre i hovedsak avsatt relativt kystnært, sett i forhold til hvor isfjell observeres. Lav sedimentasjon rundt kontinentalmarginen i Antarktis er videre illustrert ved det rike bunnlivet mange steder på sokkelen. Opptil 1 m biogent materiale, hovedsakelig silika svamper og bryozooer, er avsatt i løpet av Holocene (Knox 1970, Dayton et al. 1974, Arnaud 1977, Elverhøi & Roaldset 1983).

Nordsjøen og Barentshavet

I Barentshavet øker sedimentmektigheten fra < 10 m i sentrale deler av havområdet til > 400 m på eggkanten (Fig. 19). Indre strukturmønster og geometri av avsetningsenhetene gir en god indikasjon på glasiol opprinnelse for disse avsetningene (Solheim & Kristoffersen 1984).

I Nordsjøen er bildet noe mer komplisert. Selve Nordsjøen er et grunt-hav som har vært nediset gjentatte ganger. Stratigrafien er ikke kjent i tilstrekkelig grad (f. eks. Sellevoll & Sundvor 1974, Caston 1976, Rokoengen & Rønningsland 1983). Tidligere antatt nedre grense for kvartær, tilsvarende markert øvre regionale vinkel diskordans, synes å gi for store mektigheter. Maksimal mektighet for kvartære avsetninger finnes i sydlige, sentrale deler av Nordsjøen (Fig. 20). Aktiv innsynkning er påvist i området (Wood & Barton 1983) og illustrerer således samspillet aktiv innsynkning og sedimentasjon. For øvrig vil eggkanten være maksimal utbredelse av en grunnstående is. Ekspansjon utover dette vil medføre kalving. Fig. 19 illustrerer dette prinsippet.

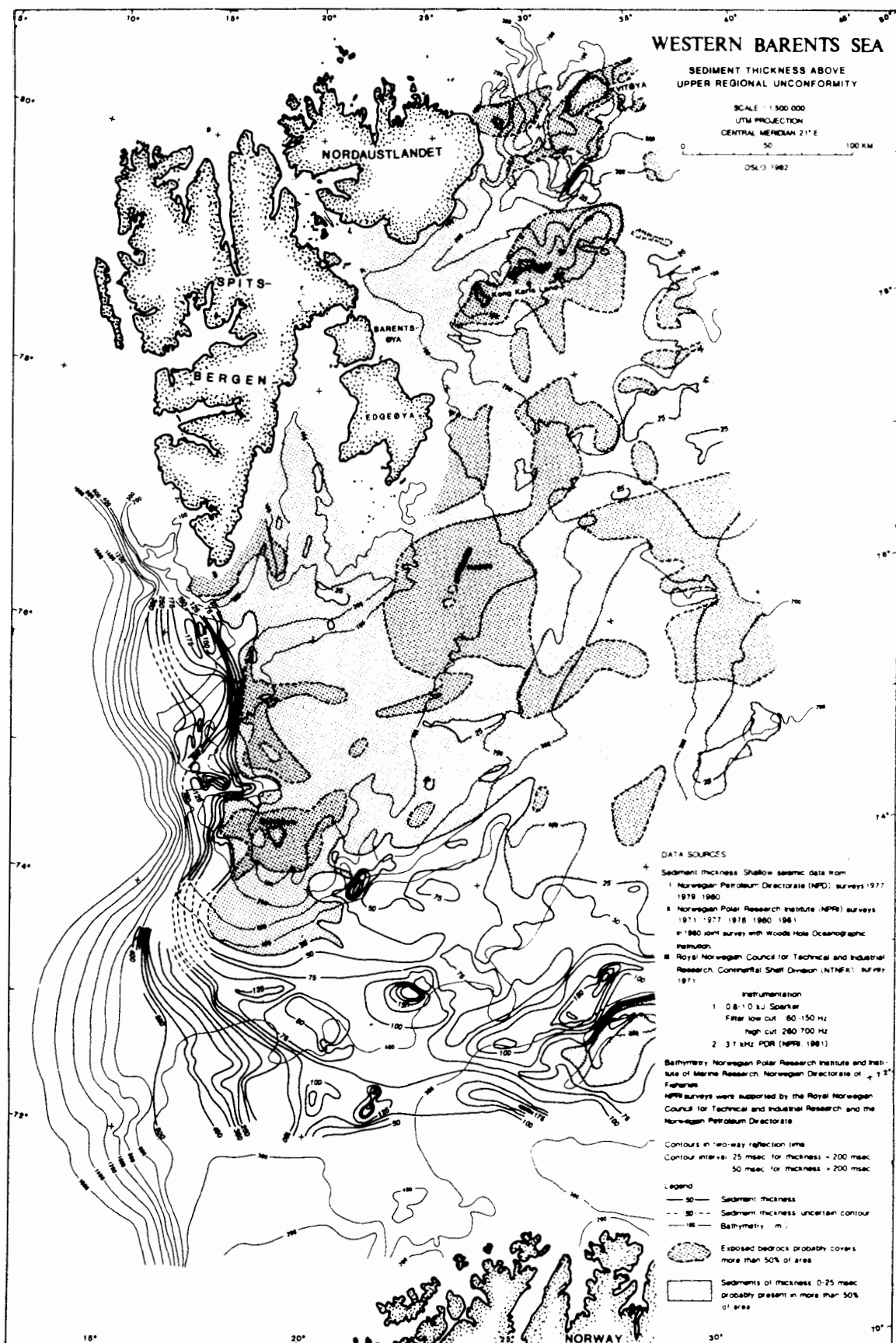


Fig. 19 Sedimentfordelingskart (hovedsaklige kvartære) i vestlige og nordlige Barentshav.

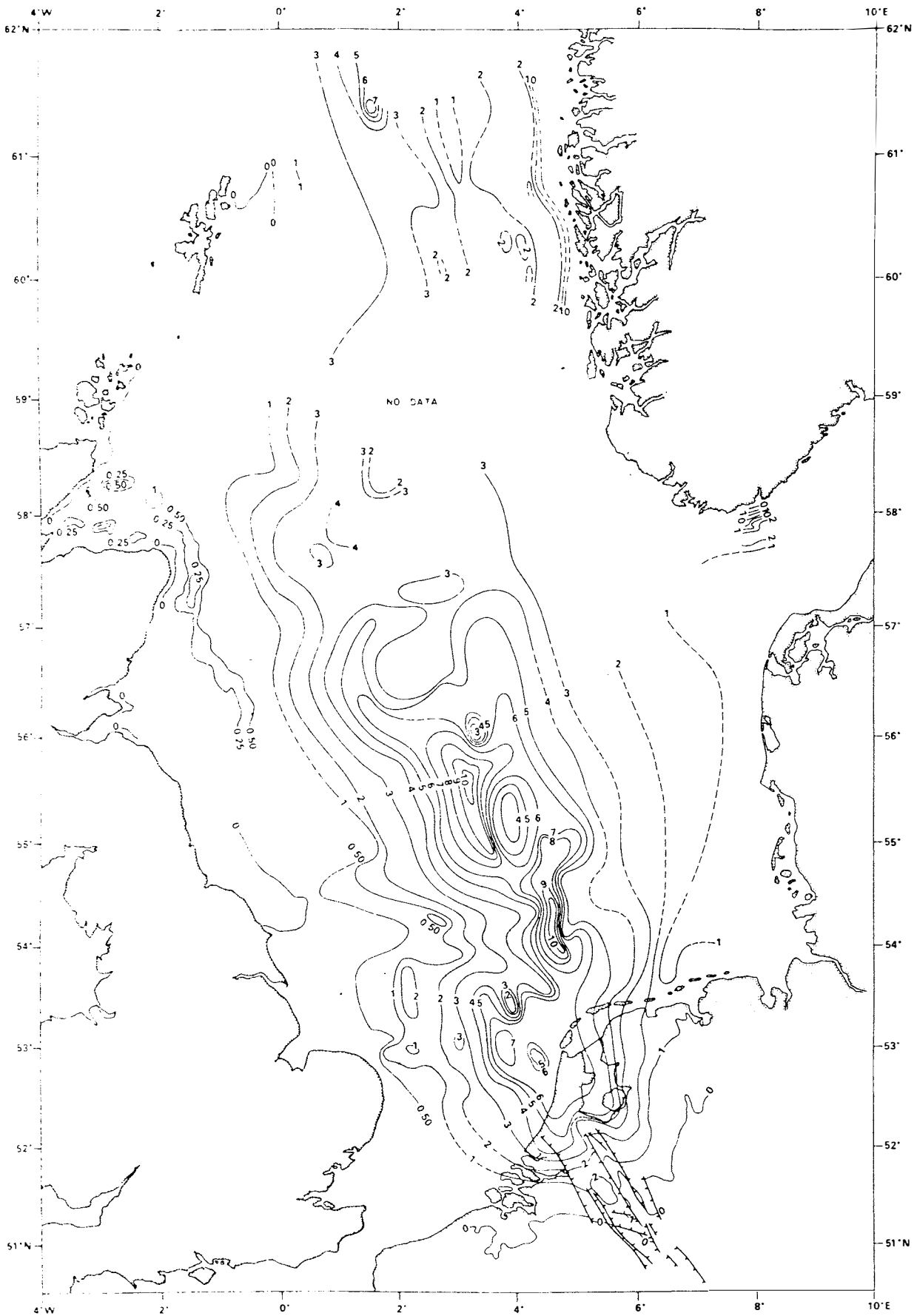


Fig.20 Kart over Nordsjøen med mektighet i meter (x100) av kvartære avsetninger (Etter Caston 1979)

MULIG OPPRINNELSE AV DE GLASIALE SOKKELAVSETNINGENE

Utgangspunkt for en slik analyse er prinsippet om at hoveddelen av materialeksporten fra et bredekket område skjer ved subglasial drenering.

På land finner vi mektige glasifluviale sand- og grusavsetninger, f.eks. Jessheim - Gardermoen-bassenget. Senere års omfattende seismiske undersøkelser på sokkelen og i fjorder har vist mektige akustisk transparente eller bløte finkornige avsetninger proksimalt til forskjellige oppholdstrinn under tilbaketrekningen under siste istid. I sidearmene til Sognefjorden er 100-300 m avsatt meget raskt under deglasiasjoner (Aarseth 1980). I Barentshavet er også mektige sedimentlinser avsatt proksimalt til siste istids breffronter (Elverhøi & Solheim 1983) (Fig. 21).

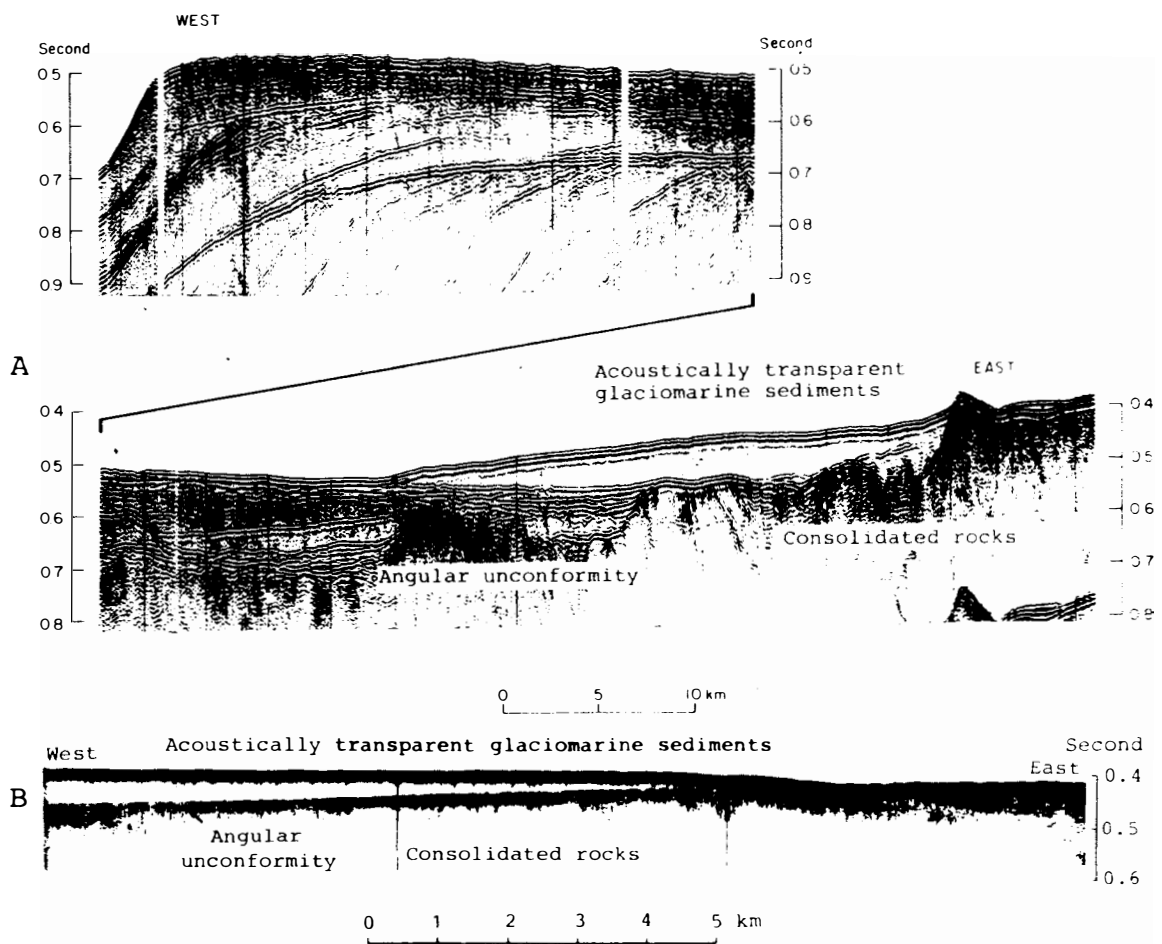


Fig.21 Sparkerprofil fra munningen av Storvfjordrenna (A) og i Franz-Victoriarenna (B). De akustiske transparente glasiomarine sedimentene er antatt avsatt proksimalt til grunnstående breer.

Moderne analogier finner vi i breer på Svalbard og også i Alaska. Proksimalt til Kongsvegen, en vel 800 km² stor sub-polar bre på det nordvestlige Svalbard, avsettes årlig 2.10⁶ m³ sediment. Dette tilsvarer, som nevnt, en årlig sedimentasjon på 7-10 cm i et 15 km² stort basseng eller 1 mm erosjon i dreneringsområdet. Materialets finkornete sammensetning, 95-99% <63 µm, viser en klar dominans av smeltevanns og suspensjonsavsatt sediment (Elverhøi et al. 1980, Elverhøi et al. 1983). Avsetningshastigheten foran kalvende dalbreer i Alaska og Canada viser også betydelig sedimentasjon, opptil flere meter (Molnia & Sangrey 1979, Powell 1983). De seismiske undersøkelser og kvartærgeologisk kartlegging på land viser at denne type avsetninger ikke overlever en framtidig glasiasjon. Proksimale avsetninger på land (Nord-Amerika og Europa) vil i beskyttede områder kunne oppnå store mektigheter, men de vil kontinuerlig bli utsatt for erosjon (Ehlers 1981). Materiale avsatt proksimalt, dvs. smeltevannstransportert sediment, vil ved et framtidig breframstøt bli transportert ut til marginen, i ytterste konsekvens til eggakanten eller eventuelt områder med aktiv innsynkning.

Med referanse til Antarktis og Grønland som eksempler på områder som er maksimalt nediset, har en følgende tilstander: i sentrale områder er de ved trykksmeltepunktet, mens de er under trykksmeltepunktet i marginen, og følgelig mangler de hovedfaktorer for materialtransport.

I områder som nordvest-kysten av Svalbard og i dagens Alaska har de større breene en omfattende smeltevannsproduksjon og subglasial drenering. På Svalbard er isdekkeprosenten ca. 60% og med istykkelse på 200-400 m for de større dalbreene (Liestøl & Roland under arbeid). Området kan på mange måter karakteriseres som delvis nediset (interglasial) eller som forhold tilsvarende de en har under en deglasiasjon. Med referanse til dagens forhold på Svalbard og i Alaska vil en ha at:

- 1) Maksimal erosjon og sedimentasjon skjer ved begynnende/ avsluttende glasiasjon og ikke under maksimal glasiasjon.
- 2) Under oppbygging av et isdekke forflyttes tidligere proksimale avsetninger suksessivt ut mot marginen.

Spørsmålet om når hovedtyngden av glasial erosjon foregår, har vært gjenstand for diskusjon. Warnke (1970) har med utgangspunkt i at breerosjonen hovedsakelig skjer i preglasialt forvitringmateriale (regolith) argumentert for at maksimal erosjon skjer ved begynnende glasiasjon. I polare områder kan maksimal erosjon foregå etter at breene har fått en viss tykkelse og endret sitt basalregime fra "kald" til "temperert" (Robin 1972). Omfattende erosjon enten ved begynnende glasiasjon, eventuelt deglasiasjon, er også postulert for sydvest Skottland (Cornish 1983). Antakelsen bygger på tykke (~20 m) overkonsoliderte moreneavsetninger i is-skilleområdet, som enten må ha overlevd maksimal glasiasjon eller blitt dannet under deglasiasjon.

Maksimal erosjon er også korrelert med maksimal glasiasjon (Gravenor 1975, Sugden 1978). Sentralt for Sugdens argumentasjon er det tilsynelatende samsvar mellom landskapsformer og basaltemperatur-regime.

Vi har hittil ikke tilstrekkelig kunnskap om de subglasiale prosesser til å kunne gå videre på denne diskusjonen. Likeens har vi mangelfull informasjon om glasiere sedimenter volum. Omfattende og målbevisst arbeid her vil gi et viktig bidrag til å kvantifisere glasiere erosjon.

GLASIAL EROSJON - EN SAMMENLIKNING

Omfanget av glasiere erosjon slik vi kjenner den f.eks. fra breer på Svalbard og i Norge, kan sammenliknes med erosjonshastigheten fra andre områder (Fig. 22 og tabell 2). For det nord-amerikanske kontinent varierer sedimenttransporten fra 4 t til 200 t/km²/år (Milliman & Meade 1983). Elveerosjon i Europa er 12 t/km²/år, mens for Alpene er sedimenttransporten 120 t/km²/år. Erosjonen i de bredekte områder varierer fra 800-1200 t/km²/år. Tilsvarende erosjonshastigheter er påvist for øybuene i Stillehavet og for Huangho, China. Den store materialproduksjonen på sydhavsøyene er en følge av forvitring i vulkanske bergarter kombinert med høy nedbør (Milliman & Meade 1983). Den høye sedimenttilførselen i Huangho skyldes erosjon i finkornige løsmasser.

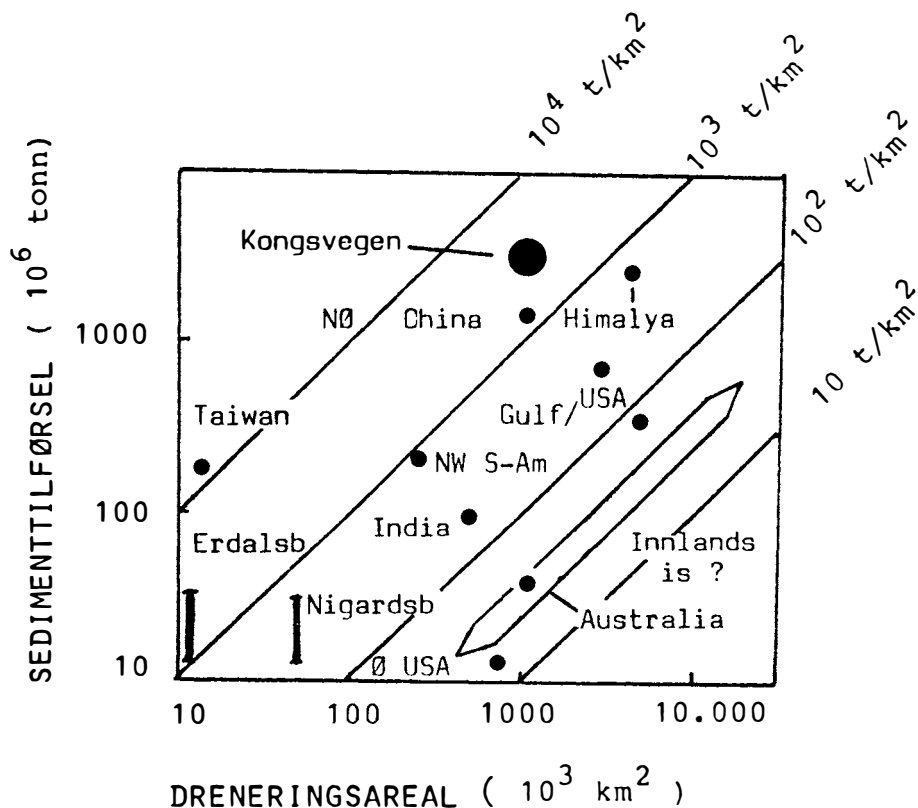


Fig.22 Variasjon av årlig sedimenttransport og dreneringsareal for utvalgte områder (Milliman & Meade 1983)
(Norske breer + Kongsvegen: areal og sedimenttransport x 1000)

Erosjon av mindre tempererte og subpolare breer er ikke noe unikt tilfelle. Tilsvarende høye hastigheter finner vi også for andre områder. Hvordan selve produksjonen av løsmasser skjer, er som nevnt forskjellig. Det unike for breer er at de er de mest effektive materialprodusenter for fast fjell.

Vi har pr. i dag ikke sikker informasjon om erosjonshastigheten under de store isdekkene. Med unntak av de store isstrømmene synes imidlertid erosjonshastigheten å være omkring 0,01 mm pr. år. Dette tilsvarer en produksjon på 25-30 t/km²/år, eller verdien en finner for fluvial erosjon på USAs østkyst og i Nordvest-Europa. Erosjonen under de store isdekker kan følgelig karakteriseres som "lav-erosjon"s-områder.

Tabell 2

SEDIMENTPRODUKSJON FRA UTVALGTE DRENERINGSOMRÅDER

OMRÅDE	T/KM /ÅR	TYPE EROSJON
USA/Gulf	59*	Fluvial
Europa/vest	12*	Fluvial
Huangho	1400*	Fluvial
SØ-Asia og Himalaya, -Indus	796*	Fluvial Glasial
Nigardsbreen 1968 - 1971	730+ (maks) 255+ (min)	Glasial
Erdalsbreen 1968 - 1972	3030+ (maks) 1135+ (min)	Glasial
Kongsvegen	2700**	Glasial
Store isdekker, sentrale områder	50-60 ?	Glasial

* Milliman & Meade 1983, + Kjeldsen 1983,

** Elverhøi et al. 1980, 1983

SAMMENFATNING

For de store isdekker og polare breer er erosjonshastigheten lav, trolig tilsvarende den en finner for fluvial erosjon i tempererte soner med lavt relieff. Disse bretypene er ofte frosset fast i bunnen, og for dem som eventuelt er ved trykksmeltepunktet, synes det heller ikke å være noen effektiv subglasial smeltevannsdrenering. Høye erosjonshastigheter er påvist for mindre tempererte breer og subpolare breer. I tillegg vil en forvente betydelig erosjon av isstrømmen fra de store innlandsisene. Maksimal glasial erosjon vil foregå under oppbygging av et isdekke og også ved dets tilbaketrekning, nødvendigvis ikke ved dets maksimum.

Breerosjon er på ingen måte unik. Tilsvarende hastigheter som for aktive breer, finnes også i områder med ren fluvial erosjon med stor tilgang på forvittringsmateriale. For erosjon i fast fjell er breer imidlertid de mest effektive. Fundamentalt for erosjonen er samspillet mellom: 1) breens plukking og abrasjon med oppknusing til finmateriale og 2) subglasial smeltevannstransport som kan eksportere erosjonsproduktene.

Erosjonshastigheter tilsvarende dem en finner på Svalbard, vil i løpet av 1 mill. år fjerne 1 km av undergrunnen, og tilsynelatende vil vårt markerte relieff kunne forklares som dannet i løpet av kvartærtiden.

Er det nå så enkelt? Våre mest karakteristiske glasiale former, overfordypete daler/fjorder, vil kreve betydelig materialtransport oppover terskler, f.eks. fra bunnen av Sognefjorden og utover tersklene. Hvorvidt dette kan finne sted, er avhengig av vannets veier under breen. Dette er imidlertid prosesser som vi i dag ikke har tilstrekkelig kunnskap om.

REFERANSER

- Aarseth, I. 1980: Glaciomarine sedimentation in a fjord environment: Example from Sognefjord. In: Orheim, O. (ed.), Glaciation and Deglaciation in Central Norway. Field Guide, Norsk Polar-institutt, 16-21.
- Andrews, J.T. 1972: Glacier power, mass balances, velocities, and erosion potential. Z. Geomorph. Suppl. 13, 1-17.
- Andrews, J.T. 1982: Comment on "New evidence from beneath the western North Atlantic for the depth of glacial erosion in Greenland and North America" by E.P. Laine. Quaternary Research 17, 123-124.
- Arnaud, P.M. 1977: Adaptions within the Antarctic marine benthic ecosystem. In: Llano, G.A. (ed.), Adaptions within Antarctic Ecosystems. Proc. Third SCAR Symp. on Antarctic Biology, 135-157.
- Barrett, P.J. 1981: Late Cenozoic glaciomarine sediments of the Ross Sea, Antarctica. In: Hambrey, M.J. & W.B. Harland (eds.), Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press, Cambridge, 208-211.
- Boulton, G.S. 1970: On the origin of the englacial debris in Svalbard glaciers. Jour. Glaciology 9, 213-229.
- Boulton, G.S. 1974: Processes and pattern of glacial erosion. In: Coates, D.R. (ed.), Glacial Geomorphology. Binghamton, N.Y. State University of New York, 41-87. Publications in Geomorphology.
- Boulton, G.S. 1975: Processes and pattern of sub-glacial sedimentation: a theoretical approach. In: Wright, A.E. & F. Moseley (eds.), Ice ages: ancient and modern, Seel House Press, Liverpool, 7-42.
- Boulton, G.S. 1979: Processes of glacier erosion on different substrata. Jour. Glaciology 23, 15-37.
- Caston, V.N.D. 1979: The Quaternary sediments of the North Sea. In: Banner, F.T., M.B. Collins, & K.S. Massie (eds.), The North-West European Shelf Sea: the Sea Bed and the Sea in Motion I. Geology and Sedimentology. Elsevier, Amsterdam, 195-270.
- Collins, D.N. 1979: Sediment concentration in melt waters as an indicator of erosion processes beneath an Alpine glacier. Jour. Glaciology 23, 247-256.
- Cornish, R. 1983: Glacial erosion in an ice-divide zone. Nature 301, 413-415.

- Dayton, P.K., G.A. Robillard, T.R. Paine, & L.B. Dayton 1974: Biological accommodation in the benthic community at McMurdo Sound, Antarctica. *Ecological Monographs* 44, 105-108.
- Drewry, D.J. 1976: Deep sea drilling from Glomar Challenger in the Southern Ocean. *Polar Research* 18, 47-71.
- Drewry, D.J. 1983: Antarctica: Glaciological and Geophysical folio. Scott Polar Research Institute, Cambridge.
- Ehlers, J. 1981: Some aspects of glacial erosion and deposition in North Germany. *Ann Glaciol.* 2, 143-146.
- Elverhøi, A. 1984: Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen, and the Barents Sea: a review. *Mar. Geol.* 57, 000-000.
- Elverhøi, A., O. Liestøl, & J. Nagy 1980: Glacial erosion, sedimentation, and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 172, 33-58.
- Elverhøi, A., Ø. Lønne, & R. Seland 1983: Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. *Polar Research* 1, 127-149.
- Elverhøi, A. & E. Roaldset 1983: Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea, Antarctica. *Polar Research* 1, 1-21.
- Elverhøi, A. & A. Solheim 1983a: The problem of the Barents Sea Ice Sheet - A sedimentological discussion. *Polar Research* 1, 23-42.
- Embleton, C. & C.A.M. King 1975: *Glacial Geomorphology*. Arnold, London, 573 pp.
- Fillon, R.H. 1977: Ice rafted detritus: Late Cenozoic relationships in the Ross Sea Region. *Mar. Geol.* 25, 73-93.
- Flint, R.F. 1957: *Glacial and Pleistocene geology*. John Wiley and Sons, New York, 553 pp.
- Flint, R.F. 1971: *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley and Sons, New York, 892 pp.
- Forbes, J.D. 1843: *Travels through the Alps of Savoy*. (Edinburgh)
- Gilbert, G.K. 1906: Crescentic gouges on glaciated surfaces. *Geol. Soc. Am. Bull.* 17, 303-313.
- Glen, J.W. 1955: The creep of polycrystalline ice. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 228, 519-538.
- Goodman, D.J., G.C.P. King, D.H.M. Miller, & G. de Q., Robin 1979: Pressure-melting effects in basal ice of laminate glaciers: laboratory studies and field observations under Glacier d'Argentiere. *Jour. Glaciology* 23, 259-271.

- Gow, A.J., S. Epstein, & W. Sheeby 1979: On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic Ice Sheet. *Jour. Glaciology* 23, 185-192.
- Grosswald, M.G. 1980: Late Weichselian Ice Sheet of Northern Eurasia. *Quaternary Research* 13, 1-32.
- Gravenor, C.P. 1975: Erosion by continental ice sheets. *Am. Jour. Sci.* 275, 594-604.
- Hagen, J.O., B. Wold, O. Liestøl, G. Østrem, & J.L. Sollid 1983: Subglacial processes at Bondhusbreen, Norway: Preliminary results. *Ann. Glaciology* 4, 91-98.
- Haldorsen, S. 1983: Mineralogy and geochemistry of basal till and its relationship to till-forming processes. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 63, 15-25.
- Hallet, B. 1975: Subglacial silica deposits. *Nature* 254, 682-683.
- Hallet, B. 1976: Deposits formed by subglacial precipitation of CaCO_3 . *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 1003-1015.
- Hallet, B. 1979: A theoretical model of glacial abrasion. *Jour. Glaciology* 23, 39-50.
- Hallet, B. 1981: Glacial abrasion and sliding: Their dependence on the debris concentration in basal ice. *Ann. glaciol.* 2, 23-28.
- Hansen, A.M. 1894: The glacial succession in Norway. *Jour. Geol.* 2, 123-144.
- Herron, S. & C.C. Langway Jr. 1979: The debris-laden ice at the bottom of the Greenland Ice Sheet. *Jour. Glaciology* 23, 193-207.
- Holtedahl, H. 1967: Notes on the formation of fjords and fjordvalleys. *Geogr. Ann.* 49A, 188-203.
- Holtedahl, H. 1975: The geology of the Hardangerfjorden, West Norway. *Norges geologiske undersøkelser* 323, 1-87.
- Hooke, R. le B., B. Wold, & J.O. Hagen: Subglacial hydrology and sediment transport at Bondhusbreen, Southwest Norway (til trykking).
- Humlum, O. 1979: Observations on debris in the basal transport zone of Myrdalsjokull, Iceland. *Ann. glaciology* 2, 71-77.
- Jahns, R.H. 1943: Sheet structure in granites. Its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *Jour. Geol.* 51, 71-98.

- Kamb, B. & E. Lachapelle 1964: Direct observations of the mechanism of glacier sliding over bedrock. *Jour. Glaciology* 5, 159-172.
- Kjeldsen, O. 1983: Materialtransportundersøkelser i norske breelver. Rapport NR 1 - 83. Vassdragsdirektoratet Hydrologisk Avdeling, Oslo, 39 sider.
- Knox, G.A. 1970: Antarctic marine ecosystems. In: Holdgate, M.W. (ed.), *Antarctic Ecology*, Scientific Comm, Antarctic Research, Academic press, London, 69-96.
- Laine, E.P. 1980: New evidence from beneath the Western North Atlantic for the depth of glacial erosion in Greenland and North America. *Quaternary Research* 14, 188-198.
- Larsen, E. & J. Mangerud 1981: Erosion rate of a Younger Dryas cirque glacier at Kråkenes, Western Norway. *Ann. Glaciology* 2, 153-158.
- Liestøl, O. 1956: Glacier-dammed lakes in Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Bd. 15, ht. 3-4, 1955-56, 122-149.
- Liestøl, O. 1967: Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 141, 63 pp.
- Maizels, J.K. 1978: Debit des eaux de fonte, changes sedimentaires et faux d'erosion dans le massif du Mont Blanc. *Revue de Geographie Alpine* 66, 65-91.
- Milliman, J.D. & R.H. Meade 1983: World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Jour. Geology* 91, 1-21.
- Molnia, B.F. & D.A. Sangrey 1979: Glacially derived sediments in the northern Gulf of Alaska - geology and engineering characteristics. *Proc. 1979 Offshore Technology Conference*, OTC-3433 2, 647-655.
- Nye, J.F. 1976: Water flow in glaciers: Jokulhlaups, tunnels, and veins. *Jour. Glaciology* 17, 181-207.
- Orheim, O. & A. Elverhøi 1981: Model for submarine glacial deposition. *Ann. Glaciol.* 2, 123-128.
- Oswald, G.K.A. & G. de Q. Robin 1973: Lakes beneath the Antarctic ice sheet. *Nature* 245, 251-254.
- Paterson, W.S.B. 1969: *The physics of glaciers*. Pergamon, Oxford, 250 pp.
- Paterson, W.S.B. 1981: *The physics of glaciers*. 2nd edition. Pergamon, Oxford, 380 pp.
- Powell, R.D. 1983: Glaciomarine sedimentation processes and lithofacies of temperate glaciers in Glacier Bay, Alaska. In: Molnia, B.F. (ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum, New York, N.Y., 185-231.

- Repp, K. 1979: Breerosjon, glasio-hydrologi og materialtransport i et høyarktisk miljø, Brøggerbreene, Vest-Spitsbergen. Unpub. Cand. real. thesis, University of Oslo, 136 pp.
- Roaldset, E. & I.Th. Rosenquist 1971: Absorbed rare earth elements as a clue to the origin of some glacial clays. Bull. Groupe franc. Argiles XXIII, 191-194.
- Robin, G. de Q. 1972: Polar ice sheets: a review. Polar Record 16, 5-22.
- Robin, G. de Q. 1976: Is the basal ice of a temperate glacier at the pressure melting point? Jour. Glaciology 16, 183-196.
- Rokoengen, K. & T.M. Rønningsland 1983: Shallow bedrock geology and Quaternary thickness in the Norwegian sector of the North Sea between 60° 30' N and 62° N. Norsk Geologisk tidsskrift 63, 83-102.
- Rosenquist, I.Th. 1975: Origin and mineralogy glacial and interglacial clays of southern Norway. Clays and Clay Minerals 23, 153-159.
- Røtlishberger, H. 1972: Water pressure in intra- and subglacial channels. Jour. Glaciology 11, 177-203.
- Røtlishberger, H. & A. Iken 1981: Plucking as an effect of water-pressure variations at the glacier bed. Ann. Glaciology 2, 57-62.
- Sellevoll, M.A. & E. Sundvor 1974: The origin of the Norwegian Channel - A discussion based on seismic measurements. Canadian jour. of Earth Sci. 11, 224-231.
- Shcheglova, O.P. & O.P. Chizhov 1981: Sediment transport from the glacier zone, Central Asia. Ann. Glaciology 2, 103-108.
- Simony, F. 1871: Die Gletscher des Dachsteingebirges, Sber. Akad. wien. math.-naturw. kl. 63, 501-563.
- Shreve, R.L. 1972: Movement of water in glaciers. Jour. Glaciology 11, 205-214.
- Solheim, A. & Y. Kristoffersen in press: Sediment distribution and glacial history of the western Barents Sea. Norsk Polarinstitutt Skrifter 179.
- Sugden, D.E. 1976: A case against deep erosion of shield by ice sheets. Geology 4, 580-582.
- Sugden, D.E. 1978: Glacial erosion by the Laurentide Ice Sheet. Jour. Glaciology 20, 367-391.
- Sugden, D.E. & B.S. John 1976: Glaciers and landscape. A geomorphical approach. Arnold, London, 376 pp.

- Tangborn, W.V., R.M. Krimmel, & M.F. Meier 1975: A comparison of glacier mass balance by glaciological, hydrological, and mapping methods, South Cascade Glacier, Washington. IAHS 104, 185-196.
- Thorarinsson, S. 1953: Some new aspects of the Grimsvotn problem. Jour. Glaciology 2, 267-274.
- Thorarinsson, S. 1969: Glacier surges in Iceland, with special references to surges of Bruarjokull. Can. J. Earth Sci. 6, 875-882.
- Vivian, R. & J. Zumstein 1973: Hydrologie sous-glaciaire au glacier d'Argentiere (Mont Blanc, France). Symposium on the Hydrology of glaciers, Cambridge, 9-13 Sept. 1969, Int. Ass. Scient. Hydrol. Pub. 95, 53-64.
- Warnke, D.A. 1970: Glacial erosion, ice rafting and glacial-marine sediments: Antarctica and the southern ocean. Am. J. Sci. 269, 276-294.
- Weertman, J. 1961: Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. Jour. Glaciology 3, 965-978.
- Weertman, J. 1969: Water lubrication mechanism of glacier surges. Can. J. Earth Sci. 6, 929-939.
- Weertman, J. 1972: General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet. Reviews of Geophysics and Space Physics 10, 287-333.
- Weertman, J. 1979: The unsolved general glacier sliding problem. Jour. Glaciology 23, 97-111.
- Wellman, P. & R.J. Tingey 1981: Glaciation, erosion, and uplift over part of East Antarctica. Nature 291, 142-144.
- White, W.A. 1972: Deep erosion by continental ice sheets. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 1037-1056.
- Wood, R. & P. Banton 1983: Crustal thinning and subsidence in the North Sea. Nature 302, 134-136.
- Østrem, G., C.W. Bridge, & W.F. Rannie 1967: Glacio-hydrology, discharge and sediment transport in the Decade glacier area, Baffin Island, NWT. Geogr. Ann. 49A, 268-282.

