

KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER, UNIVERSITETET I OSLO

**Ole Relling** 

GAUPNEFJORDEN I SOGN SEDIMENTASJON AV PARTIKULÆRT MATERIALE I ET MARINT BASSENG

Prosjektleder: Kjell Nordseth

**OSLO 1979** 

**RAPPORT** 7

KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER UNIVERSITETET I OSLO POSTBOKS 1066 BLINDERN OSLO 3



Ole Relling

GAUPNEFJORDEN I SOGN SEDIMENTASJON AV PARTIKULÆRT MATERIALE I ET MARINT BASSENG Prosjektleder:

Kjell Nordseth

**OSLO 1979** 

RAPPORT 7

#### FORORD

Utredningsplanene om foreslåtte vassdragsreguleringer for kraftproduksjon innenfor området "Breheimen" ble første gang tilstilet Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer ved Universitetet i Oslo for vurdering i brev fra NVE, Statskraftverkene 4. desember 1973. Svarbemerkninger ble gitt 4. april 1974. Samtidig hadde det skjedd tilsvarende henvendelse fra Miljøverndepartementet, og samme svar ble derfor tilstilet dette. Med i disse bemerkningene fulgte en fluvialgeomorfologisk vurdering med en påpekning av mangelfull fluvialgeomorfologisk dokumentasjon for de foreliggende planene. Dette angikk ikke minst masseføringen i vassdraget og sedimentasjon og det akvatiske miljø ved utløpet i Gaupnefjorden. Det ble derfor foreslått en orienterende befaring i området. En slik befaring ble innvilget fra Statskraftverkene (bestilling B-939) i brev av 5. juli 1974, og befaringen ble foretatt 11. til 15. september. Rapport ble avgitt 7. november 1974 hvor det ble påpekt at vassdraget fra Kontaktutvalgets side alt i 1971 ble vurdert verneverdig som et egnet naturhistorisk objekt. Endel sentrale tidligere undersøkelser ble lagt til grunn innenfor fagene glasiologi, glasialgeomorfologi, fluvialgeomorfologi og hydrologi.

Det ble derfor foreslått igangsatt nærmere undersøkelser i vassdraget, i dette tilfellet med hensyn på fluvialgeomorfologi. Undersøkelsene ble da tenkt å kunne skje som to hovedfagsarbeider ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo. Disse arbeidene kunne da dele vassdraget, hvor det ene tok for seg prosessene i selve vassdraget, mens det andre konsentrerte oppmerksomheten mot sedimentasjonen i Gaupnefjorden. Det ble lagt vekt på at pga. de separate utbyggingsplanene for Leirdøla, som alt var langt framskredet, var det om å gjøre at undersøkelsene kunne bli startet så fort som mulig. De fluvialgeomorfologiske forholdene i Leirdøla var forøvrig dokumentert i to tidligere hovedfagsarbeider ved instituttet. Etter at et økonomisk overslag av konsesjonssøkerens støtte til disse undersøkelsene ble sendt Statskraftverkene 31. januar 1975, ble oppdraget godtatt og bekreftet som bestilling B-939 i brev av 11. mars 1975. Søknaden omfattet oppsetting og observasjon av limnigraf ved Stegagjerdet samt leie av husvære og utstyr, utgiftsdekning for sedimentanalyse, etc. Den normalt største utgiften; feltarbeidet, er belastet instituttet i henhold til reglene om refusjon av merutgifter ved hovedfagsarbeid.

Undersøkelsene ble delt i henhold til forslaget fra 7. november 1974 på den måten at J. Gjessing ble prosjektansvarlig for delundersøkelsen av erosjon og masseføring i selve Jostedøla, mens K. Nordseth var ansvarlig for sedimentasjonsundersøkelsene i fjorden. Begge arbeidene ble igangsatt våren 1975, og en foreløpig status- og framdriftsrapport ble levert NVE, Statskraftverkene 19. september 1975.

Den foreliggende rapporten utgjør den endelige sluttføring av arbeidet med massebudsjett og sedimentasjonsprosessene på og utenfor Jostedølas delta i Gaupnefjorden. Arbeidet har vært utført av Ole Relling, og ble lagt fram som hovedfagsarbeid ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, mai 1978. Bare mindre endringer, vesentlig av redaksjonell art, er gjort i denne rapporten i forhold til hans hovedfagsoppgave. I forbindelse med det praktiske arbeidet både med å løse faglige problemer undervegs og mer praktiske problemer i forbindelse med feltopphold og feltarbeid, ønsker vi å rette en takk til cand.real. J. Bogen, Adolf Relling og Kjell Asbjørn Andresen, samt Statens Vegvesen - Sogn og Fjordane og Luster kommune.

Blindern, 10. september 1978

Kiell Nordreth

Kjell Nordseth

## INNHOLD

Side
INNLEDNING OG PROBLEMSTILLING 1
PROBLEMLØSNING 4
FELTBESKRIVELSE
Jostedølas nedbørfelt 7
Jostedølas delta 10
Gaupnefjordens topografi17
GAUPNEFJORDENS HYDROGRAFI 18
Målemetoder 18
Avløpet i Jostedøla ut i Gaupnefjorden 19
Tidevannet
Saltholdighet og temperaturforhold i fjorden 27
Strømhastigheten i innløpet 33
Hastighetsfeltet i fjorden
Hastighetsfeltets sesongmessige variasjon
SEDIMENTASJONSPROSESSEN 45
Målemetoder 45
Kornfordelingsanalyser 47
Materialtransporten i Jostedøla 48
Materialtransport på fjordvannets overflatehinne 53
Fnokkingsprosessen 53
SEDIMENTASJONEN I GAUPNEFJORDEN
Midlere kornstørrelse og sortering 81
Symmetri og midlere kornstørrelse 84
Sortering og symmetri 87
Symmetri og spredning 88
SAMMENFATTENDE DISKUSJON OG KONKLUSJONER
SAMMENDRAG
LITTERATURLISTE
APPENDIKS

# SYMBOLLISTE

Ag	:	Partikkelens projeksjonsplan normalt på bevegelses-											
1		retningen.											
A	:	Tverrsnittarealet av innløpet (m <sup>2</sup> ).											
В	:	Elveløpets bredde (m).											
CD	:	Drag-koeffisient.											
D	:	Elveløpets diameter (m).											
	:	Tetthetsforskjellen av vannmassene.											
F	:	Motstandskraften fra en væske.											
F <sub>D</sub>	:	Froude's tall.											
g	:	Tyngdens akselerasjon.											
Н	:	Innløpets dybde (m).											
Н <sub>О</sub>	:	Innløpets dybde som funksjon av vannføring (m).											
н Т.О	:	Innløpets dybde som funksjon av vannføring og											
-72		tidevannshøyde (m).											
Q	:	Vannføring (m <sup>3</sup> /s).											
r	:	Partikkelradius.											
	:	Væskens tetthet.											
a	:	Partikkeltetthet.											
т	:	Tidevannshøyde (m).											
t	:	Transittid.											
V	:	Partikkelhastighet relativ til en væske.											
v	:	Strømhastighet (m/s).											
vw	:	Strømhastighet langs strømaksen (m/s).											
vo	:	Strømhastighet i innløpet (m/s).											
Х	:	Avstanden fra innløpet langs strømaksen (m).											
n	:	Væskens viskositet.											

## INNLEDNING OG PROBLEMSTILLING

I den senere tid har det vært økende interesse for en mer detaljert genetisk tolkning av sedimentære avsetninger for å kunne avgjøre i hvilken grad ulike sediment-karakteristika gjenspeiler et spesifikt dannelsesmiljø (Bogen 1976). Kan et studium av bunnsedimentenes karakteristika i et sedimentasjonsbasseng utenfor en elvemunning fortelle noe om de hydrologiske forhold og materialtransporten i vassdraget? Ett mål for en slik undersøkelse er om sedimentene i en innsjø eller fjord kan benyttes til å øke forståelsen av materialtransporten eller muligens også til å erstatte materialtransportobservasjoner i vassdraget. En økt forståelse av tidligere avsatte strukturer, som f.eks. de i kvartære avsetninger, er også viktig i denne forbindelse.

I denne undersøkelsen studeres sedimentasjonsprosessen i brakkvann/saltvann i et fjordbasseng. Hensikten er å belyse i hvilken grad de avsatte sedimentenes karakteristika avspeiler den forutgående prosess. Dette krever at en også er i stand til å peke på de dominerende faktorer som styrer sedimentenes fordeling.

I begrepet sedimentkarakteristika inngår kornfordeling, samt statistiske parametre som midlere kornstørrelse, sortering, symmetri og spredning (Folk & Ward 1957). Disse parametrene viser seg å være vel egnet for å uttrykke den relative andel av de forskjellige fraksjonsmodene eller dominerende kornstørrelsesgrupper. Verdien øker ytterligere siden modenes fordeling antas å være avhengig av den forutgående prosess. For å være klar over forutsetningene og begrensningene for en slik bruk av sedimentenes karakteristika, fordres imidlertid et godt og detaljert kjennskap til selve sedimentasjonsprosessen. Det er imidlertid gjort en del tilsvarende undersøkelser med lignende problemstilling i ferskvann. Bryan (1974) forsøkte å korrelere midlere kornstørrelse, sortering, symmetri og spredning med dybden av bassenget, avstanden fra innløp og avstanden fra strandbredde i Kluane Lake, Yukon Territory i Canada.

".... to describe depositional environments based upon sediment size statistics, may lead to difficulties."

En av grunnene til dette dårlige resultatet kan muligens være at han prøvde å korrelere de nevnte parametrene med prøver som var jevnt fordelt over hele sjøen. Samvariasjonen ville antageligvis ha blitt langt bedre dersom han hadde benyttet bunnprøver tatt opp langs strømaksen. Blant annet vil midlere kornstørrelse variere i forhold til målepunktets beliggenhet i forhold til hovedstrømmen.

Bogens undersøkelse (1976) i Tunsbergdalsvatn i Jostedalen tar nettopp for seg variasjonen av sedimentenes fordeling langs strømaksen utifra en prosesstudie. Dette viser seg å være en langt mer fruktbar vei å gå,og den foreliggende undersøkelsen ses derfor ut fra denne synsvinkelen.

Det har på nåværende tidspunkt ikke vært mulig å oppdrive noen arbeider i litteraturen med en tilsvarende problemstilling i et marint miljø, men enkelte delprosesser for å forstå selve sedimentasjonen er forholdsvis godt belyst. Bates (1953) anvendte jet-teori på deltadannelse, og han forsøkte å systematisere deltatyper i henhold til ulike jet-innstrømninger. Jet-innstrømning er avhengig av tetthetsforskjeller mellom det innstrømmende vann i vassdraget og vannet i bassenget. I saltvannsmiljø har vannet i bassenget størst tetthet, og det oppstår dermed en to-dimensjonal jet. Denne innstrømningen og påfølgende sedimentasjon er imidlertid avhengig av visse sekundære effekter, slik som Coriolikraften, overflatens helling i elvemunningen, tidevannskreftene, bølgevirksomheten, sterke havstrømmer og store fluktuasjoner av vannstanden i bassenget. Axelsson (1967) påpekte at morfologien i elvemunningen og kornstørrelsen på det transporterte materiale også må tas i betraktning. Spesielt bunntransporten er viktig for hvilken type delta som dannes. Om bunntransporten når helt fram til elvemunningen oppnås et klassisk delta med "foreset"-skråning, men hvis bunntransporten tidvis ikke kommer fram til elvemunningen vil løpsdeling og nydannelse av løp finne sted. Om bare suspensjonsmaterialet når fram, dannes ingen typisk deltafront og "foreset"skråning, og avsetningen faller bare slakt utover i bassenget som et suspensjonsdelta.

Saltvannets betydning for koagulering av finpartikler til større partikler er behandlet av bl.a. Gripenberg (1934), Låg & Bergseth (1957) og Sakamoto (1972). Sakamoto (1972) har dessuten gjort inngående studier av hvordan de koagulerte partiklene oppfører seg i et basseng med tetthetsskiktninger. Gripenberg (1934) og Låg & Bergseth (1957) utførte også forsøk med fallhastigheter til de forskjellige kornstørrelsene ved varierende saltholdighet.

Skal man få et bilde av partiklenes fallbaner må man kjenne strømningsfeltet. Strømningsfeltet kan ifølge Bogen (1976) beskrives ved at ethvert punkt i væsken tilordnes en hastighetsvektor. Hvis vannet beveger seg over diskontinuiteter, f.eks. en utvidelse av løpet eller over en "foreset"-skråning, kan strømlinjene bli separert fra grenseflaten. Jopling (1960) fant strømseparasjon over "foreset"skråninger i et laboratoriedelta ved vinkler større enn 10<sup>°</sup>.

Carstens (1969) gjorde endel laboratorieforsøk med tetthetsstrømmer og peker på de faktorer som påvirker tettheten. Saltholdighet, temperatur og partikkelinnhold i væsken er de viktigste faktorene i denne forbindelse.

### PROBLEMLØSNING

For å kunne forstå sedimentasjonsprosessen må man kjenne hvordan de forskjellige partiklene oppfører seg i en væske. Suspenderte partikler sedimenteres forholdsvis langsomt i et innsjø- eller fjordbasseng, og de vil følge elvevannet mye lenger ut enn det bunntransporterte materialet. Hvor stor del som faller ut, og hvor hurtig det skjer, avhenger av følgende faktorer:

> Spredning av elvevannet Tetthetsskiktninger Turbulensforhold

Partikkelegenskaper

En partikkels bevegelse gjennom en væske kan utledes ved å betrakte kreftene som påvirker den. Motstandskraften fra væsken er rettet mot bevegelsesretningen og er gitt ved

$$F = \frac{1}{2} C_D \rho V^2 A \tag{1}$$

 $C_D$  er drag-koeffisienten som er en funksjon av Reynold's tall og partikkelens form.  $\rho$  er væskens tetthet, V partikkelens hastighet relativt til væsken, A arealet av projeksjonen av partikkelen i et plan normalt på bevegelsesretningen.

Når de faste partiklene har en annen tetthet enn væsken, vil massekreftene påvirke partiklene forskjellig fra væsken. Det betyr at partikkelens transportbane vil avvike fra strømlinjen i væsken.

Tyngdekraften bevirker at partikler, som er tyngre enn vann, får en nedoverhellende strømbane med relativ helningsvinkel  $\frac{W}{V}$ i forhold til væskens strømbane. w er fallhastigheten på partikkelen og v vannets strømhastighet. Den relative bevegelse betyr gjensidig påvirkning fra væske til partikkel og omvendt. I turbulent strømning betyr det at det overføres bevegelsesenergi fra væsken til partikkelen. Man kan tilnærmet anta fallhastigheten w som konstant dersom lagdeling og turbulensforhold er enkle. Teoretisk vil en partikkel sedimentere dersom man har følgende relasjon (Tesaker 1977):

$$w = \frac{H(x) - Z_0}{t(x)}$$
(2)

H(x) er dybden i avstanden x fra innløpet regnet langs strømbanen, Z<sub>0</sub> partikkelsn dybde ved x = 0, og t(x) er transittiden fra x = 0 til pkt. x på strømlinjen.

Dette enkle teoretiske bildet av sedimentasjonen er langt mer komplisert i naturen. Derfor er det skissert opp de faktorer som ventes å påvirke de forskjellige partiklers fallhastigheter:

- a) Partiklenes fallhastigheter påvirkes av vertikale vannstrømmer og turbulens. Turbulens tilfører partiklene energi og reduserer fallhastigheten. Påvirkningen er av stokastisk natur, og resultatet blir at like partikler får varierende reelle fallhastigheter.
- b) Strømlinjene i horisontalplanet varierer med tiden. Gjennom et punkt i bassenget kan det over et tidsintervall gå mange strømlinjer med forskjellige transittider, og følgelig forskjellige karakteristiske fallhastigheter. Sedimentasjon ved punktet vil derfor bestå av partikler med varierende fallhastigheter.
- c) Punkter til siden for strømaksen, men med en kort rettlinjet avstand fra innløpet, får en lang transittid. Sedimentasjonen vil vesentlig bestå av fine sedimenter, mens det i hovedstrømmen like ved avsettes grovere partikler.
- d) Saltvann fører til at finpartiklene koagulerer til større partikler. Fallhastigheten vil dermed øke. De koagulerte partiklene vil imidlertid få en stopp eller retardasjon av fallhastigheten ved et tetthetsskikt, f.eks. ved saltvannsskiktet i et fjordbasseng.

e) I lagdelt vann kan det opptre store sprang i vannets strømhastighet ved varierende dyp. En grenseflate som f.eks. et saltvannsskikt kan virke som en falsk bunn med meget små hastigheter under. Partikler som når denne flaten, vil sedimentere nesten vertikalt videre ned til den virkelige bunnen.

Punktene a-e danner den bakgrunnen som den foreliggende undersøkelse i Gaupnefjorden betraktes ut fra. Grunnen til at dette området ble valgt for undersøkelsen er at man i dette tilfellet har et brevassdrag (Jostedøla), som drenerer ut i fjorden. Vi har derfor en stor og stabil sedimenttilførsel gjennom hele sommersesongen. Dette er en stor fordel i en undersøkelse av denne typen fordi man kan samle opp tilstrekkelig materiale for korte tidsrom til analyser og sammenligne disse med prøver fra andre tidsrom.

På grunnlag av de før nevnte punktene er det derfor viktig å få kartlagt strømningsbildet og saltholdigheten i Gaupnefjorden i detalj. Disse forholdene er tatt opp i kapittel 2. I kapittel 3 behandles sedimentene og deres karakteristika. Sedimentprøvene blir sammenlignet med tilsvarende prøver fra andre perioder utifra det strømningsmønster som har vært i de respektive periodene.

Det vil dessuten bli trukket sammenligninger med Bogens undersøkelse (1976) i Tunsbergdalsvatn. Hans undersøkelser er imidlertid utført i et annet sedimentasjonsmiljø, og det vil derfor bli forsøkt å finne eventuelle likheter og ulikheter i sedimentenes fordeling.

#### FELTBESKRIVELSE

## Jostedølas nedbørfelt

Undersøkelsen er utført utenfor Jostedølas delta i Gaupnefjorden som ligger i Luster kommune i Sogn og Fjordane (Fig. 1 og 2). Vassdragets nedbørfelt ved utløpet dekker et areal på 861 km<sup>2</sup>.

Berggrunnen i feltet er relativt ensartet og består helt vesentlig av kaledonsk bunngneis (Holtedahl 1960). Løsmassene kan imidlertid grovt inndeles i 3 kategorier; morene, glasifluviale og fluviale avsetninger.

Usortert bunnmorene er dominerende jordartsdekning da særlig i dalsidene og de høyere partiene. Der dalbunnen i Jostedalen er bredere enn elvas løp, er dalen dels fylt opp av elveslette og fluviale avsetninger, men Jostedøla skjærer seg også flere steder gjennom glasifluviale avsetninger som ifølge Vorren (1973) er vesentlig frontavsetninger avsatt som deltaer i et marint miljø. Flere av disse er viktige materialkilder til den nåværende masseføring i Jostedøla utover resent breerosjon (Harsten 1977).

Sensommeren og høsten 1975 startet NVE ved Statskraftverkene anleggsvirksomhet i Leirdøla ved Tunsbergdalsvatn. Dette forårsaket store forstyrrelser i det naturlige miljø i de nederste delene av Jostedøla. Anleggsarbeidene førte bl.a. til utglidninger og massebevegelse i Leirdalen slik at Leirdøla fikk tilgang til nytt materiale og dermed økt erosjon og masseføring. 16. okt. 1975 ble Tunsbergdalsvatn senket 5 m, og dette medførte en fornyet erosjon i de avsatte massene, noe som bl.a. vil komplisere tolkningen av sedimentene i Gaupnefjorden.

For å få en oversikt over nedbørs- og temperaturforhold i nedbørfeltet er det vist til data fra 2 meteorologiske stasjoner innen feltet, Jostedal 450 m o.h. (bare nedbørsdata) og Bjørkehaug 324 m o.h., samt fra én stasjon utenfor feltet, Luster Sanatorium (484 m o.h.).





Fig. 2. Topografisk kart over Jostedølas nedbørfelt (1:250 000).

Tab. 1. Nedbørsnormaler i mm ved Luster Sanatorium, Jostedal og Bjørkehaug.

	J	F	М	А	М	J	J	А	S	0	N	D	År
Luster Sanatorium	128	120	82	59	44	72	91	86	115	148	107	148	1200
Jostedal	124	105	70	71	46	64	74	76	118	138	117	139	1142
Bjørkehaug	130	109	73	80	52	63	73	77	122	144	120	143	1188

Dataene i Tab. l viser at nedbøren faller uregelmessig i løpet av året. Den fuktigste perioden er høst og tidlig vinter med et minimum om våren (mai). Dette er en tendens som gjør seg gjeldende innen hele nedbørfeltet.

Tab. 2. Gjennomsnittstemperatur (<sup>O</sup>C) ved Bjørkehaug og Luster Sanatorium.

	J	F	М	А	М	J	J	А	S	0	N	D
Bjørkehaug	-4,8	-4,7	-2,0	2,3	7,6	11,8	14,3	13,2	8,8	4,1	0,2	-2,9
Luster Sanatorium	-4,1	-4,2	-1,7	2,0	7,5	11,0	13,5	12,4	8,4	4,0	0,6	-2,0

I følge tab. 2 er årsamplituen i temperatur ved Bjørkehaug på 19,1  $^{\circ}$ C og for Luster Sanatorium 17,9  $^{\circ}$ C.

Av nedbørfeltets totale areal er hele 27,4% eller 235,6 km<sup>2</sup> dekket av breer. Den høye breprosenten har en vesentlig betydning for avløpsregimet og materialtransporten i vassdraget. Innenfor feltet er det 14,5 km<sup>2</sup> med innsjøer, dvs. et sjøareal på bare 1,65%.

### Jostedølas delta

Jostedøla munner ut i Gaupnefjorden ved Gaupne der den har bygd opp et delta. Fjordens dyp rett utenfor deltaet er på ca. 50 m og det er blitt utviklet en "foreset"-skråning med en gradient på 22<sup>°</sup> ned mot dette dypet. "Foreset"-helling og materialsammensetningen i elveløpet som består hovedsakelig av stein (2-3 cm), tyder på at det foregår en utstrakt bunntransport i deltaområdet. Hvor raskt deltaframrykningen har skjedd i postglasial tid eller hvor dype deltaavsetningene er, er ikke kjent. Imidlertid har A/S Geoteam (1974) utført en rekke boringer på deltaplattformen i forbindelse med planlagt industrireisning.

Deltaoverflatens utseende ved lavvann og høyvann fremgår av Fig. 3 og 4. På tidevannsflaten består materialet hovedsakelig av sand og silt (se Fig. 5). Dessuten er det utviklet forskjellige typer strømmerker eller ripples på flaten (se Fig. 6) som tyder på en aktiv refordeling av materialet. De symmetriske ripples representerer bølgeprosesser, mens de asymmetriske er dannet av fluviale prosesser.

Deltaflaten består også av en del eldre løp som kun blir fylt med vann når høyvannet stiger. Vannet i disse løpene kan frakte med seg materiale når havnivået igjen synker.

Ved å studere eldre og nyere kart og flyfoto (Fig. 7-11) viser det seg at elveløpet har forandret seg endel. Utløpet gikk inntil for ca. 10 år siden i en langt mer vestlig retning enn nå. Strømmen som gikk langs den vestlige siden av Gaupnefjorden går i dag mer midtfjords. En forklaring på løpsskiftet kan være at materiale som blir avsatt i munningsområdet fører til at gradienten på elveløpet gradvis avtar. Det fører igjen til nedsatt transportkapasitet som igjen gjør at elven ikke klarer å videretransportere sitt materiale. Elven finner da nye løp gjennom gamle avsetninger, som har større gradient og muliggjør økt transport. Dette medfører igjen at sedimentasjonen skjer lengre ut i bassenget enn tidligere. Jostedøla har bl.a. i løpet av de seneste årene erodert betydelig langs østre elvebredd nedstrøms veibroen.

Forskyvning har i middel vært 2-3 m pr. år fra 1964 til 1974. Sandøyer i elveløpet forskyves stadig mot sjøen slik en sammenligning av eldre og nyere kart viser. Det nåværende hovedløp er det dominerende hva angår vannføring til fjorden. Det vestre løpet er i denne sammenheng neglisjerbart og er ikke tatt hensyn til i undersøkelsen. Vannføringen må være stor (over 250 m<sup>3</sup>/s) for at det vestre løpet skal kunne frakte vann av betydning.



Fig. 4. Gaupne delta ved lavvann sett fra øst (april 1975).







Fig. 6. Ripplesformer på tidevannsflaten.



Fig. 7. Deltafronten i 1964 (ifølge økonomisk kartverk).



Fig. 8. Deltafronten 25/5-64 (ca. 1:13 000) (Nor-Fly A/S).



Fig. 9. Deltafronten 20/6-70 (ca. 1:13 000) (Nor-Fly A/S).



Fig. 10. Deltafronten 18/8-71 (ca. 1:15 000) (Nor-Fly A/S).



Fig. 11. Deltafronten 1974 (A/S Geoteam 1974).

## Gaupnefjordens topog: fi

Gaupnefjorden er en 4 km lang sidefjord til Lusterfjorden med lengderetning NV - SØ. Den er omgitt av steile fjellsider som fortsetter under havnivå med gradienter som varierer mellom 20-35<sup>0</sup>. Endel av sidekantene i bassenget ligger omkring den subakvatiske rasvinkel for det avsatte materialet.

Bunnen av fjorden heller jevnt utover fra ca. 50 m til 400 m ytterst i Gaupnefjorden (Fig. 12-20). Bunnen virker jevn uten noen dramatiske former i lengderetningen, mens tverrprofilene avslører en rygg langs bunnen. Profilet langs brattkanten gjennom målestasjonene derimot viser langt mer kupert terreng som tyder på en utstrakt aktivitet i brattkantene. Skarene langs siden er mest sannsynlig undersjøiske rasskar, noe som også bekreftes i denne undersøkelsen. Siden hovedstrømmen i fjorden går nær land medfører dette at sedimentfellene ble liggende i et terreng med stor gradient, noe som kompliserte prøvetakingen.

#### G AUPNEFJORDENS HYDROGRAFI

#### Målemetoder

For denne undersøkelsen ble det satt opp en limnigraf ved Stegagjerdet (Fig. 2) i samarbeid med Hydrologisk avdeling ved NVE for å registrere det totale avløp ut av Jostedølas nedbørfelt. Det hadde vært ønskelig med en målestasjon nærmere deltaet. Av mangel på brukbart profil ble imidlertid Stegagjerdet foretrukket selv om Jostedøla får et par mindre tilsig på strekningen ned til Gaupne (Kvernelvi, Seljedøla).

Limnigrafen ble tatt ned oktober 1975 for å settes opp igjen våren 1976. Pga. isgang vinteren 1975/76 ble limnigrafhus og stigerør ødelagt, og det måtte derfor settes opp en ny limnigraf som ikke kom igang før 13. juni, 4 meter nedstrøms for den forrige. Vannføringskurven for dette profilet ble etablert av Hydrologisk avdeling ved NVE våren/forsommeren 1976 og er vist i Fig. 21.

I tillegg til Stegagjerdet limnigraf ble det også opprettet et måleprofil på deltaet hvor hovedhensikten var å måle tidevannets innvirkning på innstrømningshastigheten til fjordbassenge, og vanndybden i innløpet. Plasseringen av måleprofilet på deltaet er ikke helt ideelt (Fig. 12, profil C). Det hadde vært ønskelig med en plassering nærmere selve fjordbassenget, men av praktiske årsaker lot dette seg ikke gjennomføre.

Hastighetsmålingene i innløpet ble foretatt med Ott-flygel. Det ble videre etablert forskjellige målestasjoner i Gaupnefjorden (Fig. 12) for målinger av strømhastighet, saltholdighet og temperatur. Strømhastighetene ute i fjorden var såpass små slik at de ville falle utenfor Ott-flygelets måleområde. De ble derfor målt med en Ekmans hastighetsmåler som ble senket ned i vannet fra båt som var fortøyet i en forankringsbøye. Slingring i båten vil påvirke målingene minimalt ved høye strømhastigheter, men vil ha større betydning ved små hastigheter. De små hastighetene har derfor en stor usikkerhet uten at det er mulig å anslå dette i tall. Saltholdigheten og temperaturen ble målt med et S-C-T-meter (YSI - Modell 33).

Tidevannsdata er hentet fra NGO's målestasjon i Skjolden. Tidevannssvingningene i Skjolden og Gaupne bør kunne regnes som samtidige pga. den korte avstanden mellom disse stedene. Normal Null av 1954 (NN 54) svarer til avlesningen 100 cm (se App. I).

### Avløpet i Jostedøla ut i Gaupnefjorden

Avløpet i Jostedøla har nær sammenheng med massebalansen til breene innen nedbørfeltet. Enkelte år overstiger avløpet nedbøren og fordampingstapet, mens andre år igjen skjer det motsatte. I Fig. 23 er vist den gjennomsnittlige døgnvannføringen i årene 1975 og 1976. Snaut 90% av årsavløpet foregår i sommermånedene mai – september. Månedlig gjennomsnittsavløp mai – september 1950 – 1975 er framstilt i Fig. 23 (Harsten 1977). Dataene er hentet fra NVE's målestasjon Kroken limnigraf (Fig. 2). Vannføringen har en tendens til å nå to maksima. Det første i månedskiftet juni/juli har først og fremst sammenheng med snøsmeltingen, mens det andre henger sammen med bresmelting. Fordelingen av disse to maksima får betydning for materialproduksjonens intensitet og dens fordeling langs vassdraget. Det oppstår også endel mindre maksima utover høsten som forårsakes av nedbør.

Dataene fra Stegagjerdet limnigraf viser at registrert maksimal vannføring i feltsesongen 1975-76 var 455 m<sup>3</sup>/s (1/10 1975). Midlere sommervannføring for de to feltsesongene var 125 m<sup>3</sup>/s. Avløpet varierer imidlertid også mye i løpet av døgnet. Ved optimale forhold for avløpet kan vannstanden ved Stegagjerdet stige med 15-20 cm i timen. Maksimal døgnvannføring inntreffer vanligvis i tidsrommet kl. 22.00 - 24.00, mens minimumsvannføring oppnås omkring kl. 12.00. Den lave sjøprosenten virker selvfølgelig forsterkende på både døgnamplituden og vassdragets høye flomvannføringer.





Fig. 13. Profil I.



Fig. 14. Profil II.



Fig. 15. Profil III.









Fig. 18. Profil VI.





Fig. 20. Profil VIII.



Fig. 21. Vannføringskurven ved Stegagjerdet.



#### Tidevannet

Tidevannet har i gjennomsnitt to maksima og to minima pr. døgn. Effekten av tidevannet på hastighets- og sedimentasjonsmønsteret i fjorden er imidlertid i stor grad avhengig av størrelsen på amplituden. Jo større amplitude jo større vannmasser vil også være i bevegelse, noe som igjen fører til at de får større hastigheter. Det er derfor viktig å kjenne størrelsen og variasjonen på amplituden for å bedømme effekten av tidevannets påvirkning. I App. I er tidevannets maksimums- og minimumsnivå presentert for perioden 27/5 - 3/10 1976. Nivåforskjellene svinger mellom 60 cm til 180 cm i denne perioden.

### Saltholdighet og temperaturforhold i fjorden

Når ferskvann strømmer ut i en fjord med saltvann legger ferskvannet seg som et lag over saltvannet pga. tetthetsforskjellen. Ifølge Carstens (1969) oppstår tetthetsforskjellen av tre årsaker og skyldes: 1) forskjell i temperatur, 2) konsentrasjon av oppløste stoffer (forskjell i saltholdighet) og 3) konsentrasjonen av suspenderte faste partikler.

For a beskrive en væskes tetthet er det i stedet for den relative tetthet  $\rho$  vanlig a bruke den dimensjonsløse størrelsen  $\sigma = (\rho-1)10^3$ . Ulikheter som kommer til syne i andre desimal i  $\sigma$ , kan ha store konsekvenser for strømningene. Et temperaturfall fra  $10^{\circ}$  til  $9^{\circ}$  gir en økning i  $\sigma$  med 8/100, og virkningen av vanntemperaturen på vannets tetthet er relativt liten ved lave temperaturer. En temperaturstigning fra  $0^{\circ}$  til  $1^{\circ}$  gir  $\Delta\sigma = 6/100$ , fra  $10^{\circ}$  til  $11^{\circ}$  gir  $\Delta\sigma = -10/100$ , og fra 20 til 21 gir  $\Delta\sigma = -21/100$ .

Saltholdighetens innflytelse på tettheten er mer markert. En økning av saltholdigheten på l o/oo fører til en økning i  $\sigma$  på 80/100, og økningen i  $\sigma$  er praktisk talt lineært avhengig av saltholdigheten. Faste partikler i suspensjon gir likeledes en lineær økning, men ikke i samme grad som saltholdigheten. Ser man bort fra temperaturen, kan derfor saltholdighetsmålinger gi et godt bilde av den vertikale tetthetsfordelingen ved forskjellige målepunkter i fjorden.

I det følgende blir betegnelsen brakkvann benyttet når saltholdigheten er mindre enn 24,7 o/oo og større enn 0 o/oo. Innenfor disse grenseverdiene vil derfor brakkvann i prinsippet oppføre seg på samme måte som ferskvann ved avkjøling.

Ved å måle saltholdigheten på forskjellige dyp og dermed forbinde alle punkter med samme verdi får man isolinjene til saltholdigheten. Hellingen på isolinjene gir et mål på intensiteten i blandingen av ulike vannmasser. Er isolinjene horisontale, har vi liten blanding, og desto større helling i vertikalplanet desto kraftigere blanding. Ifølge McClimans (1976) er det tre hovedagenser som forårsaker blanding av to vannmasser: 1) vannføring, 2) vind, og 3) tidevannet.

Strømhastigheten i selve elvemunningen har betydning for saltholdigheten i det brakkvann som tilføres fjorden utenfra (Skofteland 1970). Faller elva bred og rolig med liten strømhastighet ut i fjorden, vil brakkvannet inneholde lite salt. McClimans' (1976) forsøk i laboratoriet viser at vannføringen heller ikke har så stor innvirkning på blandingen dersom sprangskiktet ligger dypt i forhold til elveløpets dyp.

Elvevannets strømbevegelse vil bli absorbert i brakkvannslaget før det når saltvannslaget. Vindens induserte bevegelser vil ventelig dominere blandingen nær overflaten, mens tidevannet vil være den viktigste blandingsfaktor i de dypere deler av fjorden.

Dybden til sprangskiktet i Gaupnefjorden varierer gjennom sesongen avhengig av avløpet i Jostedøla (Fig. 24). De forskjellige søylene angir totalavløpet under 10 dagers perioder. Sammen med Fig. 25 vil dette tilkjennegi at vi har en stabil lagdeling i Gaupnefjorden i sommersesongen. Dessuten er dybden på brakkvannslaget uniformt i hele fjorden. Den vertikale temperaturfordeling har en karakteristisk økning ved sprangskiktet (Fig. 26). Denne egenskapen er tilstede gjennom hele sesongen, mens overflatetemperaturen øker utover sommeren. Temperaturøkning ved sprangskiktet må skyldes saltvannet ut fra fjorden, som er varmere enn det forholdsvis kjølige brakkvannslaget som blir styrt av temperaturen i elvevannet. Temperaturen i elvevannet ligger på ca. 7-8 <sup>O</sup>C.

I enden av Gaupnefjorden (Fig. 26) kan overflatevannet komme opp i forholdsvis høy temperatur (16 <sup>O</sup>C). Vannet har her ligget så lenge at det har fått skikkelig tid på seg til å bli oppvarmet. Men det er bare i den øverste meteren av brakkvannet dette skjer.

Det er viktig for den senere prosessforståelsen å få klarlagt hvordan strømningen er ved elveosen. Inntrengning av saltvann inn i elveløpet vil få betydning for hastighetsfeltet i fjorden og separasjonsbetingelsene ved utløpet.

I følge Engelund & Christensen (1969) er betingelsen for at vi skal få inntrengning av saltvann i elveløpet følgende:

$$F_{D} < \sqrt{\Delta}$$
 (3)

 ${\bf F}_{\rm D}$  er Froude's tall,  ${\boldsymbol \Delta}$  tetthetsforskjellen på vannmassene.

Froude's tall uttrykkes ved følgende formel:

$$F_{\rm D} = \frac{V_{\rm O}}{\sqrt[4]{g_{\rm H}}} \tag{4}$$

 $v_o$  er strømhastigheten i innløpet, g tyngdens akselerasjon og H elvedypet. Regnes elvevannets tetthet til  $\rho_1 = 1000 \text{ kg/m}^3$ , mens saltvannet i Gaupnefjorden settes til  $\rho_2 = 1029 \text{ kg/m}^3$ , får vi:

$$F_{\rm D} = \sqrt{0,029} = 0,17 \tag{5}$$

Når Froude's tall er større enn denne terskelverdi, vil det ikke skje noen inntrengning av saltvann.


Fig. 24. Saltholdighetens avhengighet av avløpet i Jostedøla 1976.





Fig. 26. Saltholdighet og temperatur for utvalgte målepunkter (Fig. 12) i Gaupnefjorden.

For Jostedølas vedkommende vil det av det foregående forekomme saltvannsinntrengning ved en strømhastighet på ca. 0,7 m/s og mindre. Det ble på høsten 1975 registrert en saltvannskile i elveløpet. Vannføringen var da meget liten (56 m<sup>3</sup>/s), og strømhastigheten ble beregnet til ca. 0,6 m/s. Disse hastighetene blir først og fremst oppnådd ved de små vannføringene tidlig på våren og om høsten. Det vil i praksis si at det ikke forekommer noen inntrengning av saltvann i selve sommersesongen.

### Strømhastigheten i innløpet

Strømhastigheten i innløpet er avhengig av tidevannet. Samme vannføring kan derfor gi forskjellig innstrømningshastigheter, og strømningen blir en slags stempelbevegelse med periode lik tidevannsperioden.

Etter de observasjoner som ble gjort, var det mulig å sette opp regresjonsformler for hastighetens variasjon i innløpet. Hastighetene i innløpet  $(v_0)$  er målt i overflaten hvor man finner den største strømhastighet i profilet (se Fig. 27).

Ifølge det oppmålte tverrsnittsprofilet og målte verdier av  $v_0$ , ble følgende sammenheng mellom målt vanndybde (H) og tverrsnittareal (A) etablert (Fig. 28).



Fig. 27. Hastighetsprofiler ved målestedet C i utløpet av Jostedøla.



Fig. 28. Forholdet mellom vannstand og elveløpets tverrsnittsareal i utløpet av Jostedøla (C).

$$H = 0,115 A^{0,64} r = 0,99$$
(6)

Sammenhengen mellom H og Q (vannføringen) uavhengig av tidevannshøyde (Fig. 29) blir følgende:

$$H_Q = 0,4444 \ Q^{0,29}$$
  $r = 0,99$  (7)

Tidevannet påvirker vanndybden ved spesielle høyder på tidevannet avhengig av hvilken vannføring vi har. Følgende sammenheng mellom vannstand  $(H_{T,Q})$  og Q og T (tidevannshøyde) ble funnet lik:

$$H_{T,Q} = 0,747T + 0,001Q - 0,049 \ln Q + 1,4744$$
  
r = 0,93 (8)

Hastigheten uttrykkes ved den generelle formelen

$$v = 0/A = 0.0340/H^{1,56}$$
 (9)

Dersom  $H_{T,Q} > H_Q$  blir ligning (9) av formelen

$$v_{o} = 0,034Q/H_{T,Q}^{1,56}$$
 (10)

og når  $H_Q \ge H_{T,Q}$  får vi  $v_o = 0,034Q/H_Q^{1,56}$  (11)

Ved vannføringer mindre enn 50  $m^3/s$  kan vannstanden i innløpet bare uttrykkes som funksjon av tidevannshøyden som vist i ligning (12)

$$H_{T,Q} = 1,002T + 0,9702$$
(12)

Ved hjelp av disse formlene kan innstrømhastighetene ved profil C beregnes ved hjelp av tidevannsdata og vannføringsdata til ethvert tidspunkt.

De beregnete hastighetene stemmer godt overens med de observerte i felt (se Tab. 3).

Tab. 3. Beregnete og målte hastigheter i innløpet (profil C).

Målt hastighet m/s	1,01	2,17	1,05	1,89	2,05	1,46	1,99	1,85	2,45	1,28
Beregnet hastighet m/s	0,97	2,17	1,05	1,81	2,08	1,44	2,08	1,84	2,38	1,20

Usikkerheten er størst for høye og lave strømhastighetverdier fordi de er grunnlagt i forholdsvis få observasjoner. Maksimalt avvik fra de observerte verdier er 0,14 m/s, mens gjennomsnittavviket er 0,05 m/s.

Tidevannet vil dermed påvirke vannstanden i innløpet ganske betraktelig, noe som igjen får innvirkning på strømhastigheten. Ved en vannføring på 200 m<sup>3</sup>/s kan hastigheten i innløp variere mellom 1,4 m/s og 2,2 m/s pga. tidevannsforskjellen. Dette blir ytterligere illustrert i Fig. 29. Denne variasjonen i innstrømningshastighet må få betydning for hastighetsfeltet i fjorden og selve sedimentasjonsprosessen.



Fig. 29. Forholdet mellom vannstand og vannføring i utløpet av Jostedøla.

## Hastighetsfeltet i fjorden

Strømningsmønsteret ved en deltafront er meget komplisert, og en teoretisk løsning av problemet med hastighetsfordeling og turbulensstruktur ved og under utløpet er ennå ikke tilgjengelig (Axelsson 1967). Derimot er strømseparasjon i en fri jet relativt grundig behandlet i litteraturen (Bates 1953, Jopling 1960, Abraham 1963, Cederwall 1967, Axelsson 1967).

Det vises til følgende relasjoner som beskriver henholdsvis hastighetsfeltet i en tre-dimensjonal og to-dimensjonal (Fig. 30) jetinnstrømning:

$$v_{\rm m}/v_{\rm o} = 2,28 \left(\frac{x}{B}\right)^{-\frac{1}{2}}$$
 (13)

$$v_{\rm m}/v_{\rm o} = 6,2 \ (\frac{x}{\rm D})^{-1}$$
 (14)

v<sub>m</sub> er hastigheten langs jetaksen, v<sub>o</sub> innløpshastigheten, x avstanden fra innløp, B elveløpets bredde og D elveløpets diameter. Relasjonene (13) og (14) gjelder for strømmende vann med lave konsentrasjoner av oppløste stoffer.



Fig. 30. Sammenhengen mellom vannføring (Q), tidevannshøyde (T) og strømhastigheten (v) i innløpet til Gaupnefjorden for en utvalgt tidsperiode.

I naturlige elvemunninger vil imidlertid morfologien ved utløpet og "foreset"-gradienten være bestemmende for strømningsfeltet. Ifølge Jopling (1960) skjer en strømseparasjon dersom gradienten overstiger 10<sup>0</sup>.

Litteraturen som omhandler jet-innstrømning i marint miljø er derimot forholdsvis sparsom. De modeller som er i bruk (Bonham-Carter & Sutherland 1968) forutsetter imidlertid endel initialbetingelser; bl.a. skal bassenget være tidevanns- og strømløst, og sprangskiktet skal være lik elvedypet. Med disse forutsetningene kan strømningsfeltet beskrives med en to-dimensjonal fri jet (lign. (12)).

Som tidligere nevnt påvirker tidevannet strømningsforholdene ut i fjorden i temmelig stor grad. Strømmen vil bl.a. pendle frem og tilbake avhengig av hvilken fase tidevannet befinner seg i. Her får også vannføringens størrelse stor betydning for en slik pendling.

Etter observasjoner i Gaupnefjorden synes det som om strømningsbildet er spesielt avhengig av om tidevannet er fallende eller stigende. Ved fallende fase går strømmen tilnærmet rett syd, mens den ved stigende fase bøyes av mer mot vest (Fig. 32). I tillegg til de forannevnte faktorer må også de topografiske forhold (banker, sadelpunkter, etc.) i elvemunningen medregnes. De gjør seg gjeldende ved lave vannstander i innløp spesielt når  $H_Q < 1,6$  m som tilsvarer en vannføring på 80 m<sup>3</sup>/s. Innstrømningen styres da av elveprofilet som dreier strømmen mot vest. Et forsøk på å inndele de forskjellige strømsituasjonene ved målestasjonen ved forskjellige vannføringer og tidevannfaser er gjort i Tab. 4 og Fig. 32.

Tabell 4. Målestasjonenes beliggenhet i forhold til strømaksen ved forskjellig vannføring og tidevannsfase.

Vannf.størrelse	Tidevannets fa	ase Bl	В2	В3	в4	В5
$Q > 150 m^3/s$	stigende	S	S	u	u	u
	fallende	S	S	S	S	S
Q < 150 m <sup>3</sup> /s	stigende	S	u	u	u	u
$\frac{H_Q}{2} > 1,60 \text{ m}$	fallende	S	S	u	u	S
H <sub>Q</sub> < 1,60 m		u	u	u	S	u

u: utenfor strømaksen, s: ligger i strømaksen.

Hastighetsmålingene i Gaupnefjorden må derfor ses i lys av alle disse faktorene. De vil i alle tilfeller komplisere målingene, og i skjerpende retning kan nevnes at det i praksis ofte kan være vanskelig å avgjøre om man måler midt i strømaksen eller til siden for den.



Fig. 31. Hastighetsvariasjonen langs strømningsaksen.

 $I : Gaupnefjorden : v_m/v_o = 2,82(\frac{x}{B_o})^{-1,178}$   $II : Fri jet (tre-dimensjonal): v_m/v_o = 6,2(\frac{x}{D})^{-1}$   $III: Fri suspensjonsjet : v_m/v_o = 45,66(\frac{x}{D})^{-1,47}$   $IV : Fri jet (to-dimensjonal): v_m/v_o = 2,28(\frac{x}{D})^{-0,5}$   $V : Tunsbergdalsvatn : v_m/v_o = 54,11(\frac{x}{5,24})^{-1,51}$ 



Fig. 32. Strømaksens pendling (jfr. Tab. 4).

Ved å anta at strømningsmønsteret i Gaupnefjorden forløper som en to-dimensjonal jet-innstrømning, vil følgende relasjon beskrive strømningsfeltet (Fig. 31).

$$v_{\rm m}/v_{\rm o} = 2,82 \left(\frac{{\rm x}}{{\rm B}}\right)^{-1.178}$$
 r = -0.80 (15)

Det er å bemerke at hastighetsmålingen i innløp  $(v_0)$  ikke er foretatt akkurat ved elvemunningen, men noe lenger oppstrøms i elva. Dette vil ha innvirkning på konstanten på høyre side av ligningen fordi lengden x og bredden B får en annen verdi enn det de ville ha hatt ved munningen.

Sammenligner man formelen for hastighetsfeltet i Gaupnefjorden med relasjonen for en to-dimensjonal jet (13), viser det seg at retardasjonen av strømmen er langt sterkere i Gaupnefjorden. Retardasjonen minner om en tre-dimensjonal jet som f.eks. i Tusbergdalsvatn (Fig. 31). Årsakene til dette kan være mange. Det innstrømmende vannet er sedimentbelastet noe som igjen medfører at hastigheten langs strømaksen avtar raskere enn i en tilsvarende fri jet uten sedimenter (sammenlign kurve II med III i Fig. 31). Sedimenter i suspensjon gir initialt mer energi og raskere strømning, men etterhvert som partiklene faller ut, blir jetstrålen suksessivt vektløs i forhold til vannet omkring (Bogen 1976). Hastigheten langs aksen avtar derfor raskere enn en tilsvarende jet med oppløste stoffer. Tidevannets betydning må heller ikke underslås. Men en mulig årsak kan være at jetinnstrømningen i Gaupnefjorden er tre-dimensjonal i sommerhalvåret. Sprangskiktet (Fig. 24) ligger da dypt i forhold til elveløpets dyp; opptil 4-5 m dypere, og det er sannsynlig at det skjer en strømseparasjon ved deltafronten. Gradienten på "foreset"skråningen i Gaupnedeltaet er jo på ca. 22<sup>0</sup>, og forholdene skulle derfor ligge godt tilrette for en separasjon. Dessuten har man ingen inntrengning av saltvann i munningen om sommeren som skulle hindre en slik separasjon. I tillegg vil elvevannet renne ut i det øverste skiktet i Gaupnefjorden. Tettheten i de to vannmassene skulle være tilnærmet identiske slik at muligheten for tetthetsstrømmer blir betraktelig redusert. I tider på året da

avløpet i Jostedøla er mindre og sprangskiktet ligger på høyde med bunnen av elveløpet, vil vi derimot få en regulær to-dimensjonal jet-innstrømning.

Det forekommer også andre typer av strømning i en fjord. Ved store ferskvannstilførseler vil brakkvannet bli ført ut fjorden i overflaten. Ifølge Sælen (1976) medfører kontinuitetsbetingelsene at det da oppstår en strøm inn fjorden på større dyp. En slik situasjon med en strøm av brakkvann i overflaten og en kompensasjonsstrøm under er kalt estuarie-sirkulasjonen. Den er best utviklet i perioder med stort avløp, dvs. i vår- og sommersesongen, mens den praktisk talt ikke vil eksistere i vinterhalvåret.

En praktisk konsekvens er ifølge Carstens (1969) at suspenderte partikler som følger med brakkvannslaget ut fjorden, meget vel kan følge kompensasjonsstrømmen tilbake igjen. I denne undersøkelsen betraktes denne form for materialtransport som neglisjerbar i den sonen hvor sedimentasjonen er blitt målt.

#### Hastighetsfeltets sesongmessige variasjon

På grunnlag av alle de relasjoner som det er vist til hittil, er det i Tab. 5 og 6 gjort et forsøk på å illustrere hvordan strømningen opptrer ved de forskjellige måleperiodene i feltsesongen 1976 ved målestasjonene i fjorden.

Varighetskurvene for vannføring og innløpshastighet for de forskjellige måleperiodene er vist i Fig. 33. Prosentverdiene i Tab. 6 angir hvor stor prosent av tiden målepunktene har ligget utenfor strømaksen. Denne prosentverdien varierer sterkt etter vannføringsvariasjonene i innløp. Sammenligner man variasjonskoeffisientene for henholdsvis vannføring og innløpshastighet blir variasjonen noe mer avdempet for innløpshastighetens vedkommende. Det skyldes at tidevannet avdemper hastigheten ved



Fig. 33. Varighetskurver for vannføringen og innløpshastigheten  $(v_0)$ .

Tab. 5. Vannføringens og innløpshastighetens middel-, maksimum-, minimumverdi og variasjonskoeffisient for de forskjellige måleperiodene.

,	√2 m <sup>3</sup> /s	Q <sub>max</sub> m <sup>3</sup> /s	Q <sub>min</sub> m <sup>3</sup> /s	Var.koeff. %	⊽ <sub>o</sub> m/s	v <sub>Omax</sub> m/s	v <sub>omin</sub> m/s	var.koeff. %
13/6- 2/7 -76	188	400	122	36	1,88	3,2	1,1	25
2/7-19/7 -76	225	304	168	12	2,19	2,7	1,4	12
19/7- 7/8 -76	11)†	240	69	43	1,28	2,4	0,6	39
7/8-26/8 -76	134	193	72	19	1,55	2,1	0,7	21
26/8- 7/10-76	63	246	43	60	0,86	2,4	0,3	47

Tab. 6. Den prosentvise del av tiden som målestasjonene har ligget utenfor strømaksen.

	Bl %	B2 %	B3 %	B4 %	B5 %
13/6- 2/7 -76	0	15	52	52	35
2/7-19/7 -76	0	0	49	49	49
19/7- 7/8 -76	8	47	58	50	16
7/8-27/8 -76	2	36	60	58	15
26/8- 7/10-76	35	69	75	39	38

høyvann. Det vil derfor i det følgende være naturlig å bruke variasjonskoeffisienten for innløpshastigheten, fordi man da får med effekten av tidevannet. I Tab. 5 er dessuten oppgitt maksimal og minimal vannføring og hastighet innen de respektive måleperioder.

# S E D I M E N T A S J O N S P R O S E S S E N

## Målemetoder

For å måle sedimentasjonen utenfor deltafronten i Gaupnefjorden ble det satt ut sedimentasjonsfeller som til enhver tid skulle fange opp materialet som sedimenterte på de valgte målestedene. To typer feller ble benyttet. Den ene typen var konstruert ved Naturgeografiska Institutionen, Uppsala Universitet, og hadde en sylindrisk form med innvendig diameter 44 cm og sidehøyde 4 cm. Til fellen følger et lokk som ble brukt når utstyret ble heist opp. I tillegg til disse ble det for denne undersøkelsen laget en noe mindre felle med innvendig diameter 38 cm, men med samme sidehøyde. Ballasten var en jernplate midt under bunnen av ellen. Ved "Uppsala"-fellen var ballasten beinkors som spriket ut med et lodd i hver benende. Den selvkonstruerte viste seg å være mer håndterlig i felt, spesielt ved opptagning fra små båter.

Fellene kan ha sin begrensning når man skal prøve å gjengi et sant bilde av sedimentasjonen. Det vil f.eks. kunne sedimentere mer materiale enn det som i virkeligheten avsettes vertikalt gjennom vannmassen på angjeldende punkt på bunnen pga. den omfordeling som kan skje ved f.eks. tidevannsstrømmer.

	_				
	Bl	В2	В3	В4	В5
28/5-15/6	833		(3674)		
28/5- 2/7					141
16/6- 2/7		1488	(1712)	(2970)	
2/7-19/7	1923	882	327	(1450)	62
19/7- 7/8	662	232	139		60
7/8-26/8		139	(557)		19
26/8- 7/10			462		126

Tab.	7.	Sedimentasjonsintensiteten	(g/m <sup>2</sup> •døgn)	ved	de
		forskjellige måleperiodene.	1976.		

Ved å betrakte Tab. 7 over sedimentasjonsintensitetene for hver periode, gir enkelte av periodene lite realistiske tall for sedimentasjonen. I perioden 16/6-2/7 1976 synes det f.eks. å være økende sedimentasjon med økende lengde fra utløpet. Den mest sannsynlige årsak til disse "unormale" sedimentasjonstallene er at det har gått mindre utglidninger opp i fellene. Gradienten på bassengskråningen ved fellene (se Fig. 12-16) ligger på ca. 18-22<sup>°</sup>, mens gradienten ved B4 er på hele 33<sup>°</sup>. Dette favoriserer mulighetene for utglidning da spesielt ved B4.

Ifølge Terzaghi (1957) finner man ofte en metastabil kornstruktur i undersjøiske finkornige sedimenter. Selv meget små rystelser kan da føre til hurtig sammenbrudd av kornstrukturen med følge av fullstendig tap av styrke slik at store materialmengder kan flyte nedover bunnskråningen. En analogi til dette er kvikkleire.

Det er spesielt fellene ved B3 og B4 som er mest utsatt, men muligheten for at det har skjedd mindre utglidninger i de andre fellene, er også tilstede. En sannsynlig utløsende faktor til utglidningene er at fellene selv utløser dem når de senkes ned og slår mot bunnen. Kornstørrelsesanalyser synes også å bekrefte at slike utglidninger skjer. Midlere kornstørrelse  $(M_z)$  ved B4 er større enn i feller innenfor, noe som tyder på at materiale langs bunnen av bassengkanten har rast ned i fellen.

I de følgende analyser er derfor målepunktet B4 eliminert fordi den gir helt urealistiske verdier. Dersom det har skjedd utglidninger opp i de øvrige fellene synes ikke dette å ha påvirket sedimentenes karakteristika i vesentlig grad. I alle tilfeller må dette forholdet tas med som en usikkerhet for den videre analysen.

På grunn av at fellene ble liggende i forholdsvis bratt skråning gikk mange feller tapt fordi de ofte raste ned på dypere vann. Enkelte av profilene i de forskjellige måleperiodene ble av den grunn temmelig amputert. På tross av de store problemene ved å måle sedimentasjonen i Gaupnefjorden har sedimentasjonsfellene sine klare fordeler ved en prosess-studie av sedimentasjon framfor f.eks. bare å ta opp borkjerner. Ved bruk av feller får man samlet opp materialet innen avgrensete perioder. Disse periodene kan man selv bestemme, og man kan derfor få en mer entydig sammenheng mellom innløpsvariable og sedimentenes respons på disse. Det anbefales imidlertid at det blir gjort forundersøkelser av bunnforholdene slik at fellene ikke blir liggende i for bratte skråninger.

For å få en kornfordelingsanalyse av det suspenderte materialet i innløp ble det brukt en bensindrevet pumpe som kunne suge opp en stor vannmengde. Slangen til pumpa ble montert på en stang slik at man kunne ta dybdeintegrerende prøver. Vannmassen ble pumpet opp i kar hvor vannet ble stående i et par døgn slik at suspensjonsmaterialet kunne sedimentere. Ca. 120 l vann inneholdt nok materiale til å gjennomføre en kornfordelingsanalyse med Andreassens pipette-metode. For kornfordelingen av et tilsvarende materiale ytterst i Gaupnefjorden ble samme metode brukt bortsett fra at mengden vann var ca. 600 l.

Vannprøvene ble tatt med en Friedinger vannhenter med innebygd termometer; en prøvetaker som tar momentane prøver i ønsket dybde. Volumet er ca. 0,85 l. Alle suspensjonsprøvene ble lagret på l l's plastflasker. Prøvene ble deretter filtrert i felt. Filtrene ble senere skyllet i destillert vann for å få ut saltet i filterpapiret før det ble brent i en digelovn etter vanlig prosedyre (Nordseth 1974).

### Kornfordelingsanalyser

Det ble utført kornfordelingsanalyse av materialet i fellene samt suspensjonsmaterialet i innløpet. Andreassens pipettemetode ble brukt på samtlige prøver. Prøvene ble først helt opp i en 0,5 l kolbe hvor de ble stående ett døgn for utfnokking. Hvis det var antydning til fnokking ble konsentrasjonen av materialet i kolben halvert. Som dispergeringsmiddel ble det brukt natriumpyrofosfat  $(Na_4P_2O_7)$ .

De forskjellige kornstørrelsene er fremstilt på ¢-skala, og prøvens karakteristika er presentert ved bruk av Folk & Ward's parametere (1954) som er definert ut fra følgende formler:

$$M_{z} \text{ (midlere kornstørrelse)} = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3} \tag{16}$$

$$\sigma_{I} \text{ (sortering)} = \frac{\phi_{I6} - \phi_{84}}{4} + \frac{\phi_{5} - \phi_{95}}{6,6} \tag{17}$$

Sk (symmetri)  

$$= \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50}{2(\phi 16 - \phi 84)} + \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50}{2(\phi 5 - \phi 95)}$$
(18)  
K<sub>G</sub> (spredning)  

$$= \frac{\phi 5 - \phi 95}{2,44 \ (\phi 25 - \phi 75)}$$
(19)

### Materialtransporten i Jostedøla

Samtidig med sedimentasjonsundersøkelsene i Gaupnefjorden ble det også tatt målinger av sedimenttransporten i Jostedøla. Denne undersøkelsen ble foretatt av Harsten (1977), og hans data blir brukt som inngangsdata for forholdene i fjorden.

En betraktning av Fig. 34 over vannføring og slamkonsentrasjon ved Stegagjerdet for en vilkårlig periode, gir tilkjenne at det her nederst i vassdraget kan oppstå økende slamkonsentrasjon på avtagende vannføring. Dette skyldes ifølge Harsten (1977) at vannføringen fra Leirdøla og Jostedøla ikke er i fase slik at slambidraget fra Leirdøla er skyld i økningen av slamkonsentrasjonen. Figuren gir óg et inntrykk av hvilken betydning Leirdøla har på slamtransporten.





I Jostedøla er avløpet om våren og tidlig på forsommeren dominert av snøsmeltingen, mens det senere på året er bestemt av bresmelting og nedbør. Harsten (1977) har av den grunn funnet det hensiktmessig å dele slamføringskurven for 1975 i to segmenter; en for vår/tidlig sommer og en for sen sommer/høst. Overgangen mellom de to periodene er satt til omkring den 15. juli. Etter nedtappingen av Tunsbergdalsvatn høsten 1975 som skapte helt nye erosjonsbetingelser, ble det laget en egen slamføringskurve for sesongen 1976 (Fig. 35). Denne ble ikke delt opp i flere segmenter pga. den fornyete erosjon i Tunsbergdalsvatn. Likningen for kurvene er ifølge Harsten (1977):

1975 vår, tidlig sommer:  $G_s = 2 \cdot 10^{-4} Q^{1,77}$  r = 0,83 (20)

1975 sen sommer, høst :  $G_s = 4 \cdot 10^{-7} Q^{3,20}$  r = 0,90 (21)

1976 :  $G_s = 35 \cdot 10^{-6} Q^{2,36}$  r = 0,89 (22)

Kurvesegmentene skjærer hverandre ved en vannføring på ca. 130 m<sup>3</sup>/s noe som innebærer at:

- a) ved vannføringer < 130 m<sup>3</sup>/s er suspensjonstransporten større under snøsmelting enn under bresmelting
- b) ved vannføringer > 130 m<sup>3</sup>/s er suspensjonstransporten mindre under snøsmelting enn under bresmelting.

Slamføringskurvene viser også at suspensjonstransporten er mer følsom for endringer i avløpet under bresmeltingen (stor eksponent) enn under snøsmeltingen.



Fig. 35. Slamføringskurven ved Stegagjerdet (1976 og 1975).

Kurven for 1976 er som før nevnt dominert av den fornyete erosjon i Tunsbergdalsvatn, noe som fører til større transportverdier i sesongen 1976 enn i sesongen 1975. Antageligvis gis det for lave verdier på transporten i 1976 på de høyeste vannføringene, noe som skyldes få målinger på disse vannføringene (Harsten 1977). Et anslag over den totale suspensjonstransport i Jostedøla er vist i Tab. 8.

Tab. 8. Total suspensjonstransport i Jostedalsvassdraget 1975 og 1976 (Harsten 1977).

	Jostedøla v/ Stegagjerdet	Leirdøla
1975	39 500	12 300
1976	54 000	31 100

Tabellen illustrerer også den økningen i transporten som skjedde etter uttappingen. I 1976 svarte Leirdøla for nær 50% av den totale suspensjonstransport, mens den tilsvarende andel i 1975 var ca. 30%. I det samme tidsrommet antyder Harsten (1977) en bunntransport tilsvarende 45-65% av suspensjonstransporten. Dette tallet er imidlertid uvanlig høyt sammenlignet med andre vassdrag (Nordseth 1974), og siden det vanskelig kan verifiseres ved direkte målinger, bør det benyttes med forsiktighet.

Kornfordelingen på suspensjonsmaterialet i innløpet ved forskjellige vannføringer er vist i Fig. 36. Tendensen er at andelen av sandfraksjonene tiltar med økende vannføring. Figuren viser også at innholdet av leire er omkring 10%. Kornfordelingskurven for suspensjonsmaterialet ytterst i Gaupnefjorden viser at partikler større enn 4¢ sedimenteres i fjorden.





# Materialtransport på fjordvannets overflatehinne

Det tørre og varme været under største delen av feltarbeidet medførte at overflateskiktet på tidevannsflaten tørket opp ved lavvann. Når tidevannet steg igjen festnet endel av det tørre materialet på vannoverflaten på grunn av overflatespenningen (Marklund 1960). Dette materialet samlet seg i flak opptil en halv dm<sup>2</sup> (Fig. 37), og de kunne ligge meget tett utover i fjorden. Når overflatevannet var rolig kunne så disse flakene bli transportert ut hele Gaupnefjorden.

Kornstørrelsessammensetningen av det flytende materialet viser en stor andel av forholdsvis grove partikler. Midlere kornstørrelse ( $M_z$ ) var på 1,2¢ (Fig. 38). Denne form for transport kan forklare den lille andel av fraksjonene l¢ og 2¢ helt ut til den ytterste av sedimentfellene (B5). Dette er fraksjoner som man vanskelig kan tenke seg er kommet dit som en følge av de strømhastigheter som er registrert. Ved optimale værforhold (stille og pent vær) og at dette fenomenet skjer to ganger pr. døgn, kan det bli en anseelig materialmengde som på denne måten fraktes ut fjorden gjennom en sesong.

### Fnokkingsprosessen

Når suspensjonsmaterialet, først og fremst finmaterialet, kommer i kontakt med saltvann vil dette materialet sedimentere i "fnokker", dvs. at mindre partikler går sammen i aggregater til en større partikkel.

Leirpartikler i ferskvann er vanligvis negativt ladet noe som fører til at partiklene frastøter hverandre. Ionene i saltvann vil derimot svekke de frastøtende kreftene slik at fnokkingen kan finne sted. Dette bevirker at finmaterialet vil sedimentere raskere enn det ellers ville ha gjort. En skjematisk fremstilling av dannelsen av en fnokket partikkel er gitt i Fig. 39.



Fig. 37. Sandflakene på overflatehinnen.



Fig. 38. Kornfordelingskurven av materialet i sandflakene.



Fig.	39.	Dannelsen	av en fnokket partikkel (Sakamoto 1972).
		l. trinn:	De frastøtende kreftene mellom de elektrisk ladete partiklene reduseres pga. oppløste ioner i sjøvannet.
		2. trinn: 3. trinn:	Partiklene koagulerer. De koagulerte partiklene stopper å synke ved sprangskiktet inntil tettheten blir større enn det underliggende vannet. I den porøse partikkelen er porene fylt med ferskvann.

Gripenberg (1934) fant ved eksperiment at jo større saltholdigheter er jo større blir også fnokkene. Tidsfaktoren spiller også en viss rolle avhengig av saltholdigheten. Ved saltholdigheter fra 1 0,00 og mer var fnokkingen komplett innen en time. Den samme prosessen fant sted innen et par timer ved en saltholdighet på 0,25 0,00. De minste fraksjonene begynner å fnokke forst, og prosessen forplanter seg gradvis til de større partiklene (Fig. 40). Selv ved små saltholdigheter økes fallhastigheten i vesentlig grad (Fig. 41). Fallhastighetene til de koagulerte partiklene får et knekkpunkt ved en saltholdighet på ca. 1 o/oo. Gripenberg (1934) antyder at 1 o/oo kan være en kritisk verdi for saltholdigheten som markerer en komplett koagulering ved de initialbetingelsene som var tilstede ved eksperimentet (en konsentrasjon på 10 g/l). Forandringer som skjer ved høyere saltkonsentrasjoner er sekundære effekter.

For å få en bedre innsikt i hvordan forskjellig saltholdighet innvirker på kornfordelingen til bunnsedimentene i en fjord, ble det i laboratoriet foretatt kornfordelingsanalyser med Andreassens pipettemetode av prøver fra Gaupnefjorden, men der vannet som prøvene skulle sedimentere igjennom, fikk varierende saltholdighet. Det ble brukt sjøvann fra Gaupnefjorden for å være sikker på at alle saltene som har innvirkning på fnokkingen, var med. Det ble ialt satt opp 6 sedimentasjonskolber med følgende saltholdigheter: 0, 0,5, 1, 10 og 20 o/oo. Sedimentene fra hver felle ble delt i seks deler og helt opp i hver av kolbene. Det ble bare benyttet materiale under siktegrensen (4¢), fordi det er i de finere fraksjonene at fnokkingen får betydning.

Det var mest hensiktsmessig å uttrykke kornstørrelsen i relasjon til kornstørrelsen i destillert vann, fordi de samme tidsintervallene ble benyttet som ved forsøkene med destillert vann. Slamkonsentrasjonen i kolbene var på ca. 10 g/l. Resultatet er vist i Fig. 42 og 43.

I de kolbene med de høyeste saltholdighetene (10 og 20 o/oo) er usikkerheten så stor at det er vanskelig å komme med eksakte tall. Grunnen til dette er at vekten på saltet overstiger vekten på materialet som blir tappet i begrene. Ved de fineste fraksjonene (6 $\phi$  - 9 $\phi$ ) kan usikkerheten bli opptil 250 %! Etter de observasjoner som ble foretatt, synes det som at partikkelstørrelsen fra 6 $\phi$  til 9 $\phi$  fnokkes fullt ut ved saltholdigheter fra 10 til 20 o/oo.



Fig. 40. Saltholdighetens (o/oo) innvirkning på de forskjellige kornfraksjonene (fremstilt på grunnlag av Gripenberg's data, 1934).



Fig. 41. Fallhastighetene til koagulerte partikler ved økende saltholdighet (Gripenberg, 1934).



Fig. 42. Saltholdighetens innvirkning på finfraksjonen  $(<4\phi)$  fra utvalgte målepunkter i Gaupnefjorden (2/7-19/7).



Fig. 43. Saltholdighetens innvirkning på finfraksjonen  $(<4\phi)$  fra utvalgte målepunkter i Gaupnefjorden (7/8-26/8).

Prøvene med saltholdighet fra 0 til 5 o/oo avspeiler saltholdighetsvariasjonene fra overflaten og ned til sprangskiktet. Den foreliggende undersøkelsen har først og fremst fokusert oppmerksomheten på prosessen i dette området, idet partiklene antas å falle rett ned under sprangskitet. Disse prøvene burde derfor ha størst interesse.

Fnokkingen setter inn ved en saltholdighet på 0,5 o/oo (Fig. 42-43), og ved saltholdigheter over 1 o/oo utflates fnokkeprosessen. Det vil med andre ord si at fallhastigheten for fnokkene øker ikke i samme grad ved saltholdigheter over 1 o/oo som de gjør for lavere verdier.

Eksperimentet med naturlige bunnprøver viser at finmaterialet  $(\langle 4\phi \rangle)$  i hovedsak får samme fallhastighet som fraksjonene 4 $\phi$  og 5 $\phi$  i destillert vann. Disse fraksjonene øker derfor på bekostning av de mindre partiklene. Desto større den relative andelen er av de minste fraksjonene (fraksjonene 6 $\phi$  til 9 $\phi$ ) desto mer markert blir dermed også økningen av fraksjonene 4 $\phi$  og 5 $\phi$ .

Betrakter man kurvene for den vertikale variasjon i slamkonsentrasjonen utetter Gaupnefjorden (Fig. 44-45) er tendensen at det oppstår karakteristiske slamtopper, og opphopning av slam i spesielle skikt. Spesielt markert er den opphopning av slam som skjer over sprangskiktet. Sakomoto (1972) påpekte at konsentrasjonen av slam rett over sprangskiktet i første rekke skyldes fnokking. Etter hans observasjoner skal også kornstørrelsen øke samtidig – av samme årsak, og disse partiklene synes å være meget porøse.

Låg & Bergseth (1957) anslår fnokkenes tetthet til mellom 1,1 - 2,0 g/cm<sup>3</sup>. Ifølge Sakomoto (1972) skyldes dette fenomenet med partiklenes opphold eller retardasjon av fallhastigheten, forskjell i tetthet mellom de to væskelagene. Partiklene har porer som er fylt med vann fra det øverste skiktet. Tettheten i porevannet antas derfor å være nær den samme som for det øverste væskelaget (brakkvannet), og de fnokkete partiklene kan følgelig ikke synke eller de må synke med bare svært små hastigheter i



Fig. 44. Vertikale slamkonsentrasjonsfordelinger i Gaupnefjorden (11-16/7 1975).



Fig. 45. Vertikale slamkonsentrasjonsfordelinger i Gaupnefjorden (1/7 og 9/8 1976).

saltvannet under. Partiklene vil derfor ligge på sprangskiktet til saltvannet har fortrengt brakkvannet i porene (Fig. 39). Eksperimentet har Sakamoto (1972) antydet følgende oppholdstider ved sprangskiktet avhengig av forskjell i saltholdighet til:

				Oppholdstid
0	-	1	0/00	1 200 s
0	-	8	0/00	2 800 s
0	-	10	0/00	7 200 s

Disse verdiene er imidlertid svært forskjellige fra hans egne teoretisk beregnete verdier, som varierer omkring 15 sekunder.

Utifra de oppholdstidene Sakamoto (1972) opererer med, sammenfattet med strømhastighetene ved sprangskiktet i Gaupnefjorden (Fig. 46) (ca. 0,06 m/s), vil fnokkene drive på sprangskiktet ca. 170 m utover fjorden. Legger man den teoretisk beregnete verdien til grunn flyter den fnokkete partikkelen bare 1 m langs sprangskiktet. Etter å ha undersøkt sedimentenes karakteristika er det visse indikasjoner som tyder på at Sakamotos eksperimentelle oppholdstider er for høye.

Den andre karakteristiske konsentrasjonstoppen på 1-2 m dyp skyldes trolig at de partiklene som går i suspensjon i det øverste vannlaget er de fineste og koagulerer raskere enn de øvrige partiklene (Fig. 40). Maksimumspunktet ligger på det nivå hvor saltholdigheten er ca. 1 o/oo. Disse fnokkene vil antageligvis ha et opphold i dette nivået på samme måte som ved sprangskiktet. Sakamoto (1972) antyder en oppholdstid på 1200 s på et sprang i saltholdigheten fra 0 til 1 o/oo. Det kan derfor muligens betraktes som et mini-sprangskikt. Når man har sprangskikt tilstede blir det derfor to faktorer i fnokkeprosessen som motvirker hverandre. Ved å betrakte Stoke's lov for fallhastighet:

$$w = \frac{2}{9} \frac{\sigma_p - \sigma}{n} gr^2$$
(23)

 $\sigma_p$ : partikkeltetthet,  $\sigma$  væsketetthet, n: viskositet, g: tyngdens akselerasjon, r: partikkelens radius.



Fig. 46. Strømhastigheter (piler) og saltholdighet i vertikalprofiler i Gaupnefjorden.

64

vil fnokkingen få innflytelse både på partikkelens radius (r) og tetthet ( $\sigma_p$ ). Radiusen vil øke, mens tettheten minker. I saltvann øker dessuten tettheten på væsken ( $\sigma$ ) slik at differansen  $\sigma_p - \sigma$  blir minimal. Over sprangskiktet vil derimot økningen av r<sup>2</sup> dominere slik at partiklene i denne sonen faller raskere enn de ellers ville ha gjort. Men ved sprangskiktet skjer det en kraftig retardasjon eller en total stopp pga. differansen  $\sigma_p - \sigma$  blir minimal, og partikkelen vil kunne flyte på sprangskiktet utover.

Fnokkingsprosessen behøver derfor nødvendigvis ikke føre til at man får en raskere avsetning av finmaterialet på bunnen i et marint miljø enn i et ferskvannsmiljø.

Dette er en problemstilling som i det følgende vil bli diskutert utifra sedimentenes fordeling og en sammenligning med lignende undersøkelse i Tunsbergdalsvatn (Bogen 1976). Et interessant moment som er verdt å legge merke til, er at det synes som om alle kornstørrelsene er intakt ned til sprangskiktet dvs. til det nivå hvor saltholdigheten er 5 o/oo. Dette er antagelser som bygger på resultatene fra laboratorieforsøket (Fig. 42 og 43).
## SEDIMENTASJONEN I GAUPNEFJORDEN

Gaupne- og Lusterfjorden ble ved flere anledninger fotografert fra satelitt i feltsesongen 1976. På de samme tidspunktene ble det også tatt vannprøver utetter fjorden i den hensikt å kunne sammenholde slamkonsentrasjonen i fjorden med gråtoneintensiteten på bildene, noe som vil muliggjøre en bedre kartlegging av slamfordeling og oppfølging av utviklingen i fjorden. Disse dataene er på nåværende tidspunkt ikke ferdig behandlet, men de vil, i samarbeid med cand.real. Jim Bogen, utkomme som en senere rapport. Satalitt-bildene gir i alle henseende et godt inntrykk av i hvilken grad Gaupnefjorden og deler av Sognefjorden domineres av Jostedølas materialtransport.

En betraktning av Tab. 9 over sedimentert mengde slam hver måleperiode i hvert målepunkt og suspensjonstransporten i Jostedøla i de samme periodene, gir imidlertid divergerende resultater.

the strength of the strength o									
		Suspender med Josted	t mate døla,	eriale tonn	Sedi måle Bl	mentm stasj B2	engde v onene, B3	ed kg B4	в5
16/6- 2/7	1976	15	423			2,7	(3,3)	(6,4)	
2/7-19/7	1976	19	277		7,5	1,7	0,63	(2,7)	0,12
19/7- 7/8	1976	5	268		1,9	0,5	0,3		0,13
7/8-26/8	1976	6	253			0,3	(1,2)		0,04
26/8-7/10	1976	3	682				2,2		0,6

Tab. 9. Mengden av suspensjonsmaterialet (i tonn) sammenlignet med mengden sedimentert materiale i sedimentfellene.

Transporttallene i Jostedøla er beregnet på basis av slamføringskurven og varighetskurvene for de respektive måleperioder (Fig. 33). Pga. problemet med oppsetting av limnigraf mangler imidlertid slamtransportdata tidlig på sesongen. De urealistiske målingene ved B3 og B4, som mest sannsynlig skyldes ras, er markert med paranteser. Men også andre faktorer kommer inn. Målestasjon B5 i perioden 28/5-2/7 1976 og B2 i perioden 16/6-2/7 har forholdsvis høye sedimentasjonstall (hhv. 0,6 og 2,7 kg) i forhold til perioden 2/7-19/7 dersom man sammenligner mengden av suspensjonsmateriale inn i fjorden på grunnlag av slamføringskurvene. Disse høye tallene kan ha naturlig forklaring idet erosjonen i vassdraget er særlig stor tidlig på året spesielt ved høye vannføringer. De høyest målte vannføringene for sesongen (400 m<sup>3</sup>/s) ved Stegagjerdet inntraff i denne perioden. Dette går ikke fram av slamføringskurven da det ikke eksisterer målinger på disse vannføringer sesongen 1976.

Dessuten hører periodene før 2/7 med til snøsmeltingsperioden, og under snøsmeltingen antyder Harsten (1977) en større slamtransport ved lavere vannføringer (< 130 m<sup>3</sup>/s). Sedimentasjonsdataene antyder at de høyeste vannføringene står for en meget stor andel av sedimentert materiale - større enn det slamføringskurven gjenspeiler.

En annen faktor som har påvirket mengden av sedimentert materiale, er anleggsvirksomheten i Tunsbergdalen både 1975 og 1976. Man har ingen kontroll med hvilke masser som kan ha blitt tilført i Leirdøla pga. denne virksomheten. Det ble heller ikke tatt noen suspensjonsmålinger høsten 1976 som kan forklare de høye sedimentasjonstallene i fellene perioden 26/8 - 7/10 i forhold til mengden av materiale som kommer inn (3 682 t). Antageligvis er det anleggsvirksomheten eller de før nevnte skredene som er skyld i de store sedimentasjonstallene.

Profilene fra periodene 2/7-19/7 og 19/7-7/8 synes å være "normale". Avløpet i de to periodene var dessuten meget forskjellig, og profilene kan derfor tas som eksempler på forholdene under henholdsvis høy og lav vannføring. I perioden 2/7-19/7 var den midlere vannføring ( $\overline{Q}$ ) 225 m<sup>3</sup>/s med 304 m<sup>3</sup>/s og 168 m<sup>3</sup>/s som hhv. maksimums- og minimumsvannføringer. Variasjonen i vannføringen og innløpshastighet var meget liten

med en variasjonskoeffisient på 12% (Fig. 33, Tab. 5). I perioden 19/7-7/8 er den midlere vannføring 114 m<sup>3</sup>/s med hhv. 240 m<sup>3</sup>/s og 69 m<sup>3</sup>/s som ekstreme vannføringer. Variasjonskoeffisienten er 43% (39% for innløpshastigheten).

Det viser seg da også at kornfordelingsanalyser på materialet i sedimentfellene passer godt inn som funksjon av innløpsparameterens variasjon. Dette kan være en indikasjon på at fellene gir et mer korrekt bilde enn slamføringskurven for mengden suspensjonsmateriale som kommer ut i Gaupnefjorden.

Bare på grunnlag av disse målingene er det allikevel vanskelig å si noe om mengden av sedimentert materiale i Gaupnefjorden fordi undersøkelsen ble konsentrert langs hovedprofilet. Det er sparsomt med opplysninger om sedimentasjon på sidene av strømningsaksen. Akkumulasjonen nær deltaets frontalskråning ligger på ca. 10-20 cm/år, mens den i den ytterste fellen (B5) er ca. 1-2 cm/år. I Fig. 47 er det vist hvordan sedimentasjonsintensiteten er fordelt på de forskjellige målepunktene i Gaupnefjorden.

Kurvene i Fig. 54 er konstruert på grunnlag av profilene fra periodene 2/7-19/7 og 19/7-7/8 i tabell 7 og kornfordelingene i de forskjellige fellene (Fig. 50-51) i samme periode. Langs vertikalaksen er sedimentasjonen uttrykt i  $g/m^2 \cdot døgn$  i logaritmisk skala og langs horisontalaksen avstand fra et gitt origo. I perioden 19/7-7/8 med  $\overline{Q} = 114 \text{ m}^3/\text{s}$  er 0 $\phi$  den største kornfraksjonen som er representert. Kornfraksjonene ned til 2 $\phi$  har en bratt fallende kurve for nesten å forsvinne i en viss avstand fra innløpet. De forsvinner ikke helt antageligvis pga. den før nevnte materialtransporten på overflatehinnen som frakter fraksjoner i denne størrelsesorden. Fraksjonen mellom 4 $\phi$  - 9 $\phi$  har en forholdsvis jevn fordeling utover hele profilet. Det gjelder spesielt fraksjonene 7 $\phi$  - 9 $\phi$  hvor det nesten ikke er noen forskjell i det hele tatt.



Fig. 47. Sedimentasjonsintensitet i Gaupnefjorden i de forskjellige måleperiodene.

De samme tendensene gjør seg gjeldende i profilet fra 2/7-19/7 med  $\overline{Q} = 225 \text{ m}^3/\text{s}$ , bortsett fra at grovere materiale er representert (opptil - 2 $\phi$ ) og at andelene er større av de forskjellige fraksjonene. I dette profilet har de finere fraksjonene  $3\phi - 9\phi$  fått et karakteristisk maksimumspunkt ved B2 (1170 m). Dette kan muligens spores tilbake til variasjonskoeffisienten; 12%, for innløpshastigheten i denne perioden. Dette vil si at innløpshastighetene har en svært jevn fordeling, noe som igjen medfører at parameterene som styrer sedimentasjonsprosessen også har holdt seg forholdsvis konstante. Disse toppene finner man ikke i profilet fra perioden 19/7-7/8. Variasjonskoeffisienten for innløpshastigheten er da 39% noe som igjen vil si at innløpshastigheten har variert mye og vil av den grunn utjevne fordelingen av de forskjellige kornfraksjonene.

Grunnen til at finfraksjonene er jevnt fordelt utover i profilet er først og fremst turbulensen i strømningen som i særlig grad påvirker partikler med små fallhastigheter i forhold til den horisontale strømningshastighet. De samme partiklene får derfor et stort spredningsområde. Bogen (1976) viste dette forholdet ved hjelp av en computer-modell. Fraksjonen 3¢ spres derfor over et område på ca. 100 m, mens partikler mindre enn 4¢ forventes å ha et spredningsområde på flere hundre meter.

Fig. 48-53 viser de kumulative kurvene for prøver langs hovedprofilet i de forskjellige måleperiodene. Det er en systematisk variasjon i kornstørrelsen med økende avstand fra innløp. Variasjonen kommer klarere fram i Fig. 55 der kornfordelingskurvene er vist i histogramform. Fraksjonene større enn  $4\phi$  antar et maksimum i fjorden for så nesten å forsvinne helt i en viss avstand fra innløpet. Fraksjonene mindre enn 4¢ utgjør alle en relativt liten andel av sedimentene nær innløpet, men dominerer i større avstander. Sammenligner man disse kurvene med tilsvarende undersøkelse i Tunsbergdalsvatn (Fig. 56) viser det seg at fordelingen av de enkelte kornstørrelsene er svært like. Det er å bemerke at prøvene i Tunsbergdalsvatn er borkjerner, mens prøvene i Gaupnefjorden er hentet fra sedimentfeller. Selve målemetoden kan dermed ha innvirkning på resultatene. Et annet moment som må tas med, er innstrømningsmønsteret som igjen har innvirkning på turbulensintensiteten.



Fig. 48. Kornfordelingskurver langs strømningsaksen i Gaupnefjorden i perioden 28/5-15/6 1976.



Fig. 49. Kornfordelingskurver langs strømningsaksen i Gaupnefjorden i perioden 16/6-2/7 1976.



Fig. 50. Kornfordelingskurver langs strømningsaksen i Gaupnefjorden i perioden 2/7-19/7 1976.



Fig. 51. Kornfordelingskurver langs strømningsaksen i Gaupnefjorden i perioden 19/7-7/8 1976.



Fig. 52. Kornfordelingskurver langs strømningsaksen i Gaupnefjorden i perioden 7/8-26/8 1976.



Fig. 53. Kornfordelingskurver langs strømningsaksen i Gaupnefjorden i perioden 26/8-7/10 1976.



Fig. 54. Sedimentasjonsintensiteten av hver kornfraksjon langs strømningsaksen i Gaupnefjorden for måleperiodene 2/7-19/7 og 19/7-7/8 1976.



Fig. 55. Prosentvise andeler av hver kornfraksjon som funksjon av avstand fra innløpet. (Avstandene fra målestasjonen i innløpet.)



Fig. 56. Prosentvise andeler av hver kornfraksjon som funksjon av nedstrøms avstand langs strømningsaksen i Tunsbergdalsvatn (Bogen 1976).

Fig. 57 viser variasjonen i kornstørrelse i et tverrsnitt over strømningsaksen. De groveste fraksjonene sedimenteres i strømaksen, mens frinfraksjonene hovedsakelig sedimenteres ved siden av denne.



Fig. 57. Prosentvise andeler av hver kornfraksjon i et profil på tvers av strømningsaksen i Gaupnefjorden. (Målepunktene Al4 og Al0 ligger i strømningsaksen.)

# Midlere kornstørrelse og sortering

I det følgende blir det brukt Folk & Ward's parameter (1950) for å karakterisere sedimentene. De fungerer etter den relative andel av de forskjellige modene slik som Fig. 58 illustrerer.

Ved å betrakte Fig. 59 viser det seg at diagrammene får forskjellig forløp for hver måleperiode. Dette har nær sammenheng med variasjonen i innløpshastigheten og middelhastighetene innen hver periode.

Samvariasjonen mellom sortering  $(\sigma_I)$  og variasjonskoeffisienten for innløpshastigheten er meget god. Ved økende størrelse på variasjonskoeffisienten får vi en dårligere sortering. Denne påstand er ikke entydig i alle punktene. Fordi strømmen pendler



Fig. 58. Teoretisk variasjon av sortering  $(\sigma_I)$ , symmetri  $(Sk_I)$  og spredning  $(K_G)$  etter de forskjellige fraksjonsmodenes fordeling (Folk & Ward 1957).



Fig. 59. Relasjonen mellom midlere kornstørrelse (M<sub>z</sub>) og sortering  $(\sigma_{\tau})$ .

fram og tilbake avhengig av tidevann og vannføring vil det bli sedimentert forskjellige kornfraksjoner når målepunktet ligger i og ved siden av strømaksen. Finere materiale vil bli avsatt når målepunktet ikke ligger i strømaksen og omvendt (Fig. 57). Dette får innvirkning på både midlere kornstørrelse ( $M_{_{\rm T}}$ ) og sortering ( $\sigma_{_{\rm T}}$ ).

I målepunktet B5 i perioden 2/7-19/7 1976 er midlere kornstørrelse mindre enn for de øvrige profilene. Sorteringen er også dårligere enn forventet utifra innløpsvariablene midlere strømhastighet og dens variasjonskoeffisient hhv. 2,2 m/s og 12% (Tab. 5).

Fra Tab. 6 ser man at B5 i denne perioden har ligget utenfor strømaksen i hele 49% av tiden. Dette har tydeligvis medført den forholdsvis dårlige sorteringen og at  $M_z$  er blitt finere. Betrakter man kornfordelingen i denne fellen viser den en markert bimodalitet (Fig. 50). Fraksjonen mellom 5¢ - 4¢ er minst frekvent, og årsaken kan igjen spores i strømningsaksens pendling.

Det som da i hovedsak styrer Mz er  $\bar{v}_0$  (eller Q) innen hver måleperiode. Jo høyere innstrømningshastighet jo grovere materiale blir avsatt langs strømningsaksen. Dette forholdet vil imidlertid slå noe forskjellig ut pga. den førnevnte pendlingen.



Fig. 60. Relasjonen mellom midlere kornstørrelse og sortering i Tunsbergdalsvatn. A: Løpsavsetning, B: Munningsplattform og foresetavsetninger, C: Bottomset-avsetninger. (Bogen 1976).

Sammenlignes kurvene med en tilsvarende kurve i Tunsbergdalsvatn, viser det seg at kurvene får samme forløp med en forholdsvis dårlig sortering i en viss avstand fra innløp og en bedre sortering på hver side av denne sonen (Fig. 60).

Ser man på suspensjonsmaterialet i innløpet har Tunsbergdalselva et grovere materiale enn Jostedøla ved Gaupne. Dette må også få betydning for fordelingen av sedimentene.

## Symmetri og midlere kornstørrelse

Symmetri  $(Sk_I)$  er plottet mot midlere kornstørrelse (Mz) i Fig. 61. Symmetrien indikerer hvor mye kornfordelingskurven avviker fra en normalfordeling.

I Fig. 61 får disse kurvene et forskjelligartet forløp. Spesielt i de innerste fellene (Bl) er forskjellen merkbar. Prøver fra Bl i perioden 2/7-19/7 er langt mer symmetriske enn for f.eks. perioden 19/7-7/8. Pga. de høye vannføringene (eller innløpshastighetene) i den første perioden er hele 90% av det avsatte materialet større enn 3¢, mens det tilsvarende tall i den andre perioden er 75%. Det medfører at sandmoden er langt mer dominerende i den første perioden enn i den påfølgende, noe som igjen fører til at prøvene i Bl (2/7-19/7) blir mer symmetriske med en liten hale av finmateriale (positiv symmetri). For Bl (19/7-7/8) er ikke sandmoden i samme grad dominerende i forhold til siltmoden, noe som igjen fører til en forsterket hale av finmateriale (stor positiv symmetri). B2 (2/7-19/7) får av samme grunn en stor positiv symmetri, mens den i B2 (19/7-7/8) ikke dominerer i samme grad (en mindre positiv symmetri).

Kurvene får et markert fall mot det symmetriske mellom B2 og B3. Dette skyldes i hovedsak at kornfordelingen får en tendens til bimodalitet med en like stor mode i hhv. siltfraksjonen og sandfraksjonen (Fig. 48-53). Årsaken må igjen spores tilbake til pendlingen av strømaksen siden målestasjon B3 har ligget utenfor strømmen i store deler av måleperiodene (Tab. 6).



Fig. 61. Relasjonen mellom symmetri (Sk<sub>I</sub>) og midlere kornstørrelse (Mz).

Betrakter man suspensjonsmaterialet i innløpet er det symmetrisk fordelt med an antydning til en hale av grovere materiale. Det kan muligens skyldes at man har fått med saltasjonsmateriale ved prøvetagningen. Materialet som blir avsatt i fjorden har alle en positiv symmetri, dvs. alle har en "hale" av finmateriale. Fig. 54 viser en forholdsvis jevn fordeling av mengden finmateriale i hele hovedprofilet, da spesielt for  $8\phi$  og  $9\phi$ . Det kan forklares ved de små fallhastighetene til disse partiklene. Men også fordelingen må ha betydning, og en tilsvarende kurve for Tunsbergdalsvatn viser bl.a. en mer gjennomgående symmetrisk fordeling på kornfordelingskurvene. Det vil si at halehenget med finmateriale ikke er så fremtredende. Sett på bakgrunn av suspensjonsmaterialet i innløpet, som har en tendens mot positiv symmetri i Tunsbergdalsvatn i forhold til det samme materialet i innløpet til Gaupnefjorden, forsterkes antagelsen om at fnokkingsprosessen totalt sett medfører en raskere sedimentasjon av finpartiklene. Dette skjer selv om man har tetthetsskiktninger.

En annen grunn kan være materialkilden. Suspensjonsmaterialet i Tunsbergdalselva er grovere enn det samme materialet i innløpet til Gaupnefjorden. Det betyr at den relative andelen av finfraksjonene ikke er så stor og at det derfor ikke sedimenteres så mye finmateriale i Tunsbergdalsvatn.

Selve innstrømningsmønsteret har også betydning for turbulensintensiteten og dermed også på fallhastighetene. Det er som før nevnt visse indikasjoner på at innstrømningen i Tunsbergdalsvatn ved store vannføringer og i Gaupnefjorden kan være like. Forskjell i innstrømningsmønster skulle derfor ikke ha noen vesentlig betydning. Den mest nærliggende forklaring synes å være at fnokkingen av finpartiklene bevirker at disse raskere sedimenterer. Innløpsmaterialets symmetri og Fig. 56 viser at fraksjonene 8¢ og 9¢ ikke eksisterer i de innerste målepunktene i Tunsbergdalsvatn, mens de er tilstede ved tilsvarende punkter i Gaupnefjorden. Dette forsterker bare ytterligere antagelsen om at fnokking fremskynder sedimentasjonen av finpartiklene.

#### Sortering og symmetri

Prøvene vil her danne en sirkulær trend i  $Sk_z \text{ og } \sigma_I$  diagrammet (Fig. 62) ettersom det relative forholdet mellom modene forandrer seg. Symmetriske kurver oppnås ved unimodale kurver med god sortering eller lik blanding av moder med en dårlig sortering.

Periodene 2/7-19/7 og 19/7-7/8 1976 er indikert med de heltrukne linjene gjennom lengdeprofilet. Det innerste punktet (Bl) i perioden 2/7-19/7 er nær symmetrisk med en middels sortering. Ettersom den relative andel av siltmoden øker, går kurven gjennom en meget skjev symmetri ved B2 med en dårligere sortering til en symmetrisk kornfordeling ved punkt B5 med en relativt dårlig sortering pga. bimodaliteten (Fig. 50).

Forløpet for perioden 19/7-7/8 starter med en meget skjev symmetri og forholdsvis dårlig sortering. Prøvene blir mer symmetriske og dårligere sortert. Det skulle tyde på en tendens til bimodalitet i punkt B2 og B3 i denne perioden.

Også her grupperes de andre punktene fra de andre måleperiodene som forventet etter variasjonskoeffisienten og middelverdien på innløpshastigheten (Tab. 5).



# Symmetri og spredning

Fig. 63 viser den samme tendens som de andre diagrammene. De lave verdiene for spredning i B2 og B3 tyder igjen på en viss bimodalitet i disse prøvene. Modene ligger her så nær hverandre at de ikke slår så godt ut med disse parameterene.

Desto lenger modene ligger fra hverandre desto mer ekstreme blir verdiene for symmetri og spredning. Høye verdier for spredning vil si at man har en dominerende mode og den andre er underordnet denne. Dette gjør seg spesielt gjeldende for det innerste målepunkt (Bl) hvor sandmoden er den dominerende.



Fig. 63. Relasjonen mellom symmetri (Sk<sub>T</sub>) og spredning (K<sub>C</sub>).

# S AMMENFATTENDE DISKUSJON

OG KONKLUSJONER

I den foreliggende undersøkelsen er det gjort et forsøk på å vise i hvilken grad det sedimenterte materialet i et marint basseng avspeiler den forutgående sedimentasjonsprosess. Når materialet sedimenterer er blandingen av materiale fra de forskjellige modene avhengig av denne prosessen samt av det tilgjengelige materialet.

Den betraktningsmåten som er lagt til grunn for undersøkelsen synes å gi et realistisk bilde av sedimentasjonsprosessen utifra en studie av sedimentenes fordeling. Man kan betrakte sprangskiktet som en "falsk" bunn hvor sedimentene deretter antas å falle rett ned. Dette gir en god tilnærmelse bl.a. fordi vi over sprangskiktet har alle partikkelstørrelsene intakt. Det har derfor ingen betydning at de fineste fraksjonene  $(7\phi - 9\phi)$ fnokker fullt ut under sprangskiktet. Det er også antydet at innstrømningen ut i en fjord der sprangskiktet ligger dypt i forhold til elvedypet, kan forløpe som en tre-dimensjonal jet på tilsvarende måte som i et ferskvannsmiljø. Det kan derfor være fruktbart å sammenligne med tilsvarende undersøkelser i ferskvann.

Utifra de sedimentasjonsanalysene som er gjort og sammenligningen med sedimentasjonen i Tunsbargdalsvatn (Bogen 1976) virker det som om fnokkingen har en mindre betydning enn ventet. Fnokkingen fører til at finfraksjonen over sprangskiktet får større fallhastigheter. I hvilken grad oppholdstiden ved sprangskiktet motvirker denne økningen er vanskelig å si, men de tidene som Sakamoto (1972) opererer med i sitt laboratorieforsøk synes å være alt for store. Man skulle ikke ha forventet noe materiale fra fraksjonene 7 $\phi$  - 9 $\phi$  i de innerste målepunktene med oppholdstider i den størrelsesorden som Sakamoto oppgir. Dette skulle ihvertfall ikke ha vært tilfellet hvis forholdene ligger slik til rette at vi til og med har to oppholdsnivåer for sedimentene over sprangskiktet. Oppholdstiden ved sprang-

skiktet vil derfor ikke dominere over de effektene som den økte fallhastigheten av finpartiklene gir. Totalt sett vil det derfor skje en raskere sedimentasjon av de fineste fraksjonene også når vi har et sprangskikt tilstede.

Utifra de undersøkelser som er blitt foretatt, virker det som om innløpsvariablene forklarer fordelingen av sedimentene best. Det er funnet klare sammenhenger mellom innløpshastighetens størrelse og midlere kornstørrelse (Mz) og mellom innløpshastighetens variasjonskoeffisient og sorteringen ( $\sigma_{\rm I}$ ) på det sedimenterte materialet. Dessuten vil pendlingen av strømaksen pga. tidevannet føre til en tendens til bimodal fordeling av kornstørrelsen eller en forsterking av en allerede eksisterende bimodalitet.

De innerste målepunktene (BI-B3) hvor sandmoden dominerer er mest følsom for forandringer i innstrømningsparameterene. Partiklene i sandfraksjonen har her et mer avgrenset sedimentasjonsområde enn de finere partiklene. Den dårligere respons i de ytterste målepunktene har dels sin årsak i at her er siltmoden den dominerende. Denne moden forandres bare over store avstander og er derfor lite egnet til å karakterisere forholdene i ett gitt punkt. Ute i fjorden vil dessuten fnokking av finmaterialet komme langt sterkere inn i bildet. Sandfraksjonen i de innerste målepunktene påvirkes i svært liten grad av fnokking og tetthetsskiktninger og gir også av den grunn et mer entydig bilde av innløpsvariablene.

Med det datagrunnlaget man har fra Gaupnefjorden, vil det være mulig med sedimentprøver å bestemme vannføringen og variasjonen av denne i Jostedøla ved hjelp av et  $\sigma_{I} - M_{z}$  diagram. Ved å plotte kornfordelingens symmetri (Sk<sub>I</sub>) og sortering ( $\sigma_{I}$ ) i et Sk<sub>I</sub> -  $\sigma_{I}$  diagram kan man også få en viss formening om strømaksens pendling utifra kurvens tendens til bimodalitet.

På tross av de kompliserende faktorer som var representert viser undersøkelsen at det kan være en fruktbar vei å gå for å få en økt forståelse av bl.a. sedimenttransporten i et vassdrag. Men en slik undersøkelse er også nyttig for tolking av tidligere avsatte sedimenter. Det kan være et verdifullt bidrag til en dekoding av disse strukturene.

## SAMMENDRAG

Formålet med den foreliggende undersøkelsen er å belyse relasjonen mellom sedimentasjonsprosessen og de sedimentære avsetningenes karakteristiske trekk.

Det er skissert opp de faktorer som ventes å påvirke denne prosessen. Strømningsfeltet og tetthetssprangskiktet ansees som de viktigste faktorene.

Den foreliggende undersøkelsen er utført utenfor Jostedølas utløp i Gaupnefjorden. Jostedøla er et typisk brevassdrag, og både avløp og materialtransport er avhengig av massebalansen til breene innen nedbørfeltet. 90% av årsavløpet foregår i sommermånedene mai – september, mens en midlere sommervannføring er beregnet til 125 m<sup>3</sup>/s.

Jostedøla har i Gaupne bygget ut et delta med en "foreset"skråning på ca. 22<sup>°</sup>. Deltaet er forøvrig sterkt påvirket av tidevannssvingningene. Gaupnefjorden er ellers omgitt av steile fjellsider. Sidene i fjordbassenget har gradienter mellom 20-35<sup>°</sup> noe som medfører at endel av det avsatte materialet ligger omkring den subakvatiske rasvinkel. Bunnen av fjorden heller jevnt utover fra et dyp på 50 m til ca. 400 m, 4 km lenger ute.

Vannføringen i Jostedøla bestemmer dybden på brakkvannslaget i Gaupnefjorden. Denne dybden er tilnærmet den samme ut hele fjorden. Vannføringen og tidevannet styrer dessuten strømningsfeltet i fjordbassenget. Det er satt opp regresjonsformler på grunnlag av de målte data. Man kan ved hjelp av disse formlene få kartlagt strømningsbildet til enhver tid på grunnlag av vannførings- og tidevannsdata. Strømningsfeltet og sprangskiktet danner bakgrunnen for tolkningen av det sedimenterte materialet.

Det sedimenterte materialet ble oppfanget i sedimentfeller som ble heist opp etter visse perioder. Disse sedimentfelllene lå utsatt til for undersjøiske ras slik at måleprofilene av den grunn ble amputerte. Men utifra de tilgjengelige data er det beregnet en sedimentasjon på ca. 10-20 cm/år nær innløpet og ca. 1-2 cm 2 km lenger ut. Hvilken innvirkning fnokkingen hadde på finmaterialet ble forsøkt klargjort gjennom laboratorieforsøk. Finmaterialet begynte å fnokke ved en saltholdighet på 0,5 o/oo.

Finpartiklene vil i hovedsak falle med samme fallhastighet som partikkelstørrelsene 4¢ og 5¢ i destillert vann. Siden man har et sprangskikt vil de koagulerte partiklene få en stopp eller en retardasjon ved sprangskiktet pga. forskjell i tetthet mellom de to væskelagene. På grunnlag av slamkonsentrasjonsmålinger i fjorden kan man ha to slike opphold. Utifra det forsøket som ble foretatt virker det som om alle partikkelstørrelser er intakt over sprangskiktet.

Hvordan sedimentasjonsprosessen innvirker på sedimentenes karakteristika ble forsøkt belyst gjennom kornfordelingen av materialet, samt sammenligninger med Bogens data (1976) fra Tunsbergdalsvatn.

Utifra kornfordelingskurvene av suspensjonsmaterialet i innløpet og tilsvarende kurver ytterst i Gaupnefjorden viser det seg at alle fraksjonene større enn 4¢ sedimenterer i fjorden. En sammenligning av kornfordelingskurvene fra Tunsbergdalsvatn og Gaupnefjorden i lengdeprofilet ga dessuten at fordelingen av de enkelte kornstørrelsene var svært like.

Det ble videre brukt Folk & Wards (1957) statistiske parametere som midlere kornstørrelse, sortering, symmetri og spredning. Midlere kornstørrelse og sortering viser seg å være følsom for hhv. størrelsen og variasjonen av innløpshastigheten. Desto større innløpshastigheten var, desto grovere ble materialet. Som et mål på tidsvariasjonene i innløp ble variasjonskoeffisienten for innløpshastigheten benyttet. Det viste seg da at jo større denne var, jo dårligere ble også sorteringen av det sedimenterte materialet.

Symmetrien av kornfordelingskurvene har et mer utpreget haleheng av finmateriale i Gaupnefjorden enn i Tunsbergdalsvatn. Dette forklares ved fnokkeprosessen som bevirker en hurtigere sedimentasjon av finpartiklene enn i ferskvann. Men også andre momenter tas med som f.eks. forskjellen i det tilgjengelige materialet og innstrømningsmønsteret.

Det ble dessuten funnet en sammenheng mellom det sedimenterte materialets tendens til bimodalitet og hyppigheten av pendlingen til strømaksen.

Undersøkelsen i Gaupnefjorden viste at: ved å dekode de avleirete sedimenters karakteristiske trekk ved hjelp av de statistiske parameterene midlere kornstørrelse, sortering, symmetri og spredning kan disse fortelle noe om den forutgående prosess.

## LITTERATURLISTE

- Abraham, B., 1963. Jet diffuses in stagnant ambient fluid. Delft Hydraul. Lab. Publ. 29.
- Axelsson, V. 1967. The Laitaure delta. A study of deltaic morphology and processes. *Geogr. Ann. 49*.
- Bates, C.C. 1953. Rational theory of delta formation. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 37:9.
- Bogen, J. 1976. Sedimentasjonsprosessens dynamikk i et deltasystem. Upubl. H.oppg. Geogr. inst. Univ. i Oslo.
- Bonham-Carter, G.F. & Sutherland, A.J. 1968. Mathematical model and Fortran IV program for computer simulation of deltaic sediments. Computer contr. 24, State geol. Survey, Kansas, Lawrence.
- Bryan, M.L. 1974. Sublacustrine Morphology and Deposition, Kluane Lake, Yukon Territory. I: V.C. Bushhall and M.G. Marcus, Icefield Ranges Research Project, Scientific Results, Vol. 4, 171-187. Am. Geogr. Soc. Arctic Inst., New York.
- Carstens, T. 1969. Strømninger i lagdelt vann. I: F.A. Engelund & L. Christensen, Lagdelte og inhomogene vædskers hydraulik. Polytekn. Forl. København.
- Engelund, F.A. & Christensen, L. 1969. Lagdelte og inhomogene vædskers hydraulik. Polytekn. Forlag. København.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957. Brazos River bar. A study in the significance of grain size parameters. J. Sed. Petr. 27.
- Folk, R.L. 1966. A review of grain-size parameters. Sedimentology 6.
- Geoteam A/S 1974. Anleggsteknisk grunnlagsmateriale for industriprosjekt i Gaupne. A/S Geoteam, Oslo, Rapp. 4000.01.
- Gripenberg, S. 1934. A study of the sediment of the North Baltic and adjoining seas. *Fennia*, 60:3.
- Harsten, S. 1977. Jostedølas tilpasning til canyon/bekken morfologi. Upubl. H.oppg. Geogr. inst. Univ. Oslo. Holtedahl, O. 1960. Geology of Norway. NGU 208.

- Jopling, A.V. 1960. An experimental study on the mechanics of bedding. Doct. diss., Harward Univ. Cambridge, Mass.
- Låg, J. & Bergseth, H. 1957. Laboratory experiments on sedimentation of soil material in salt-water. I: Influence of salt concentration and of some of the components of the sea-salt on the flocculation of Norwegian clay material. *Meld. NLH 36:7.*
- Marklund, H. 1960. En studie av Rombaksälvens tidvattenpåverkade delta i Rombaksbotn i norra Norge. Naturgeogr. inst. Univ. Uppsala.
- McClimans, T.A. 1976. Laboratory Investigation of the Effects of Freshwater Outflow on Fjord Salinty. S.65-75 i Fresh water on the Sea. Proc. Symp. Ass. Norw. Oceanogr. 22-25 April, Geilo.
- Nordseth, K. 1974. Sedimenttransport i norske vassdrag. Sammendrag av arbeider ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo 1969-1973. Geogr. inst. Univ. Oslo.
- Sakamoto, W. 1972. Study on the process of river suspension from flocculation to accumulation in estuary. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo Bull. 5.
- Skofteland, E. 1970. Hydrografiske undersøkelser i indre del av Sognefjorden. Hydr. avd. NVE Rapp, 3/70.
- Sælen, O.H. 1976. General Hydrography of Fjords. s.43-51 i
  Fresh Water on the Sea. Proc. Symp. Ass. Norw.
  Oceanogr. 22-25 April 1974, Geilo.
- Terzaghi, K. 1957. Varieties of submarine slope failures. NGI Publ. 25.
- Tesaker, E. 1977. Transport og sedimentasjon av faste partikler i sjøer. Stensilerte forelesningsnotater. Kurs i sjøers fysikk. Lammi/Helsingfors. mai 1977.
- Vorren, T.O. 1973. Glacial Geology of the Area between Jostedalsbreen and Jotunheimen, South Norway. NGU nr. 91.

APPENDIKS I. Tidevannets maksimums-høyde og minimums-høyde i Gaupnefjorden i perioden 27/5 - 3/10 1976.























Målested	Dybde m	Temp. C	Salt 0/00	Slamkons. mg/l	Kl.
11/7-75					
A2	0	9,5	0,2	10,2	12.35
	1	7,0	0,2	15,7	12.40
	2	7,5	0,8	20,1	12.45
	3	8,0	1,9	14,5	12.50
	4	10,0	3,0	20,2	12.55
	5	10,5	3,0	17,5	13.00
	10	9,0	25,2	15,1	13.05
	20	8,5	27,0	13,3	13.15
	30	7,5	27,5	18,4	13.20
	40	7,5	27,0	12,3	13.30
A3	0	8,5	0,1	23,1	13.35
	1	7,5	0,1	23,7	13.35
	2	7,5	0,2	21,0	13.40
	3	7,5	0,2	9,8	13.45
	4	7,2	1,5	16,0	13.50
	5	9,0	6,5	22,0	13.50
	10	9,0	26,5	11,8	13.55
	20	8,2	28,0	15,0	14.00
	30	7,5	29,0	14,4	14.05
12/7-75					
A3	0	9,0	0,1	20,4	14.50
	1	7,5	0,1	15,3	14.55
	2	7	0,1	9,7	15.00
	3	7	0,5	8,5	15.00
	4	7,2	1,5	26,3	15.05
	5	8	3,5	32,5	15.05
	10	9,5	25,8	10,2	15.10
	20	8,5	28,0	10,2	15.15
	30	7,5	28,2	19,6	15.20
	40	7,5	28,8	11,3	15.25

APPENDIKS II. Vannkvalitetsdata i utvalgte måleprofiler

i Gaupnefjorden.
Målested	Dybde m	Temp. °C	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
A6	0	9	0,2	17,8	15.30
	1	9	0,8	19,3	15.35
	2	11,5	1,5	10,4	15.40
	3	11,5	1,9	5,6	15.40
	4	11,0	2,0	7,9	15.45
	5	10,5	3,7	12,3	15.50
	10	10,0	25,2	17,4	15.50
	20	8,5	28,3	15,7	15.55
	30	7,5	30,0	16,2	16.00
	40	7,5	29,0	13,1	16.05
	60	7,5	29,2		16.20
13/7-65					
A7	0	10	0,6	20,7	15.00
	1	10	1,0	11,9	15.05
	2	10,5	1,6	12,0	15.10
	3	11	2,3	11,3	15.10
	4	11,2	3,2	23,9	15.15
	5	10,5	6,5	18,9	15.15
	10	9,5	26,0	15,1	15.20
	20	8,5	27,8	16,8	15.25
	30	7,5	28,7	17,1	15.30
	40	7,5	28,5		15.40
	60	7,5	28,8	9,6	15.45
14/7-75					
A8	0	11	0,7	23,6	14.50
	1	10,5	0,9	19,0	14.55
	2	11	1,2	10,8	14.55
	3	11	1,5	14,3	15.00
	4	10,5	1,8	14,3	15.05
	5	10,2	2,5	30,0	15.05
	10	10,0	26,5	11,1	15.10
	20	8,5	28,8	8,7	15.15
	30	7,5	29,0	11,0	15.15
	40	7,5	29,0	9,2	15.25
	60	7,5	29,2	7,7	15.30

Målested	Dybde m	Temp. oc	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
A10	0	9,8	0,2	29,5	15.35
	1	8,7	0,6	26,5	15.35
	2	9,0	1,0	21,8	15.40
	3	10,2	1,5	17,2	15.45
	4	10,0	1,8	26,2	15.45
	5	10,0	2,8	33,2	15.50
	10	10,0	26,0	22,4	15.50
	20	8,5	28,2	19,6	15.55
	30	7,5	29,5	21.3	16.00
	40	7,5	29,2	15,3	16.05
	60	7,5	29,5	15,2	16.10
15/7-75					
All	0	7	0,3	10,2	14.30
	1	6	0,5	15,8	14,35
	2	6	0,7	23,8	14.40
	3	6,2	0,8	22,3	14.40
	4	6,2	1,0	16,9	14.45
	5	6,5	1,6	18,9	14.50
	10	9	27,0	14,4	14.55
	20	8,5	28,0	13,3	15.00
	30	7,5	28.8	12,9	15.05
	40	7,5	29,0	14,5	15.10
	60	7,5	29,0	21,1	15.20
Al2	0	7,0	0,2	27,4	15.25
	1	6,0	0,2	18,6	15.25
	2	6,0	0,5	13,2	15.30
	3	6,0	0,8	8,7	15.30
	4	6,2	0,8	16,2	15.35
	5	7,0	2,5	21,4	15.35
	10	9,0	26,5	10,4	15.40
	20	8,5	28,0	11,5	15.45
	30	7,5	27,2	11,1	15.50
	40	7,5	29,0	13,1	15.55

Målested	Dybde m	Temp. oC	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
A15	0	6,5	0,1	9,1	16.00
	1	6	0,2	10,1	16.00
	2	6	0,3	8,2	16.05
	3	6	0,4	14,6	16.05
	4	6	0,8	14,1	16.10
	5	8,2	2,5	34,6	16.10
	10	9	26,2	16.0	16.15
	20	8,5	27,9	12,5	16.15
	30	7,5	29,0	18,3	16.20
	40	7,5	27,2	13,0	16.25
16/7-75					
Al4	0	9	0,5	22,5	13.30
	1	8	0,5	8,7	13.30
	2	8	0,8	13,3	13.35
	3	8	1,2	25,4	13.35
	4	8	2,3	25,4	13.40
	5	11	21,3	12,3	13.45
	10	9	27,2	12,7	13.45
	20	8,5	27,8	11,4	13.50
	30	7,5	28,3	14,6	13.55
	40	7,5	28,7	18,1	14.00
	60	7,5	28,8	18,1	14.05

Målested	Dybde m	Temp. oC	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
28/5-76					
В2	0		0,1		
	1		0,5		
	2		7,5		
	3		17		
	4		21		
11/6-76					
В3	0,5	10,0	1,5		
	1	11,0	3,0		
	2	11,0	3,5		
	3	11,0	4,0		
	4	9,5	6,0		
	5	8,5	17,0		
	6	9,5	24,5		
	7	10,5	24,5		
в5	0	9,5	2,0		
	1	10,5	3,0		
	2	11,0	3,5		
	3	11,0	4,5		
	4	9,5	8,5		
	5	8,5	16,0		
	6	8,5	24,5		
	7	10,0	26,0		
13/6-76					
Bl	0	6,0	0,5		11.30
	1	7,0	1,5		
	2	8,0	2,5		
	3	9,0	3,5		
	4	9,0	8,5		
	5	11,5	18,7		
	6	11,0	23,0		
	7	10,5	25,2		
	10	8,5	28,0		

Målested	Dybde m	Temp. oC	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
В3	0	6,0	0,5		
	1	6,0	0,5		
	2	6,0	1,0		
	3	9,0	4,0		
	4	9,5	9,0		
	5	11,5	19,0		
	6	11,0	24,2		
	7	10,0	26,0		
	10	8,5	28,0		
В4	0	6,5	0,5		13.00
	1	6,2	0,5		
	2	7,5	1,5		
	3	9,0	4,5		
	4	10,0	10,0		
	5	11,5	20,0		
	6	10,5	25,2		
	7				
	10	9,0	28,0		
B5	0	6,5	0,8		
	1	7,5	1,5		
	2	8,0	2,0		
	3	10,0	4,0		
	4	11,0	13,0		
	5	11,5	21,0		
	6	11,0	24,0		
	10	9,0	28,0		
Bl	0	7,2	1,3		17.00
	1	7,5	1,5		
	2	8,5	2,0		
	3	8,2	5,0		
	4	9,0	15,5		
	5	11,5	20,5		
	6	11,0	23,0		
	7				
	10	8,5	29,0		

Målested	Dybde m	Temp. oC	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
в3	0	8,0	2,0		
	1	8,0	1,5		
	2				
	3	9,5	6,5		
	4	10,5	15,0		
	5	11,5	20,0		
	6	11,0	25,0		
В4	0	8,5	1,5		18.00
	1	8,5	3,5		
	2	9,0	3,5		
	3	9,0	4,5		
	4	9,5	7,0		
	5	11,5	19,0		
	6	11,0	25,0		
	10	9,0	29,0		
В5	0	8,2	1,5		18.15
	1	8,0	2,0		
	2	8,5	3,0		
	3	9,5	5,0		
	4	11,5	11,5		
	5	11,5	18,5		
	6	11,5	23,0		
	10	9,0	28,5		
15/6-76		an the second			
Ytterst i	0	10,0	1,5		
Gaupnefjorder	n l	10,0	2,5		
	2	10,2	2,5		
	3	11,0	3,0		
	4	11,5	4,5		
	5	12,5	5,0		
	6	12,0	12,5		
	7	11,7	21,0		
	8	11,0	24,0		

Målested	Dybde m	Temp. oc	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
30/6-76					
В2	0	8	1,5		17.45
	1	8,5	2,0		
	2	8,5	2,0		
	3	8,5	2,0		
	4	9,5	2,5		18.15
	5	9,5	2,5		
	6	9,0	2,8		
	7	9,8	14,0		
	8	11,0	24,0		
	9	10,5	27,0		
В3	0	8	1,3		18.35
	1	8,8	2,0		
	2	9,0	2,2		
	3	9,5	2,5		
	4	10,0	2,6		
	5	10,2	2,8		19.10
	6	9,0	2,9		
	7	9,2	12,1		
	8	10,0	20,0		
	9	10,8	26,0		
В4	0	8,5	1,5		19.20
	1	8,8	1,9		
	2	8,7	2,0		
	3	9,0	2,2		
	4	9,0	2,5		
	5	10,0	2,8		
	6	9,0	2,9		19.55
	7	9,0	5,8		
	8	10,0	18,0		
	9	10,3	24,5		

Målested	Dybde m	Temp. °C	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
В5	0	8,5	1,8		20.00
	l	8,5	1,9		
	2	8,5	2,0		
	3	8,5	2,0		
	4	9,0	2,2		
	5	9,0	2,6		20.25
	6	9,5	3,0		
	7	9,0	6,5		
	8	10,0	18,0		
	9	10,5	25,0		
	10	10,5	27,0		
3/7-76					
Ytterst i	0	. 16,0	1,2		
Gaupnefjorder	n 1	11,5	1,2		
	2	10,5	1,7		
	3	9,8	1,8		
	4	9,2	1,9		
	5	9,2	2,5		
	6	9,2	6,3		
	7	12,0	23,0		
	8	12,0	27,0		

Målested	Dybde m	Temp. oC	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
1/7-76					
Bl	0	6,5	0,5	18,3	
	1	7,0	1,0	26,9	12.35
	2	8,0	1,6	16,6	
	3	8,8	2,0	23,5	
	4	9,5	2,2	17,0	13.25
	5	10,0	2,5	14,4	
	6	10,5	3,0	10,8	
	7	10,0	3,2	14,1	
	8	11,0	19,8	10,6	
	9	11,2	25,5		
В2	0	7,5	0,5	25,8	
	1	8,0	1,0	35,3	13.35
	2	8,0	1,2	24,5	
	3	8,5	1,5	13,7	
	4	9,5	2,0	12,3	
	5	10,0	2,2	10,4	
	6	10,5	2,6	6,8	
	7	11,2	4,5	10,9	
	8	10,5	8,5	10,8	
	9	11,2	25,0		
В4	0	8,0	0,8	30,2	
	1	7,5	0,5	32,3	14.50
	2	8,0	1,2	30,6	
	3	9,0	2,0	18,3	
	4	9,8	2,2	9,9	
	5	10,8	2,8	15,7	15.30
	6	11,0	2,8	11,8	
	7	11,0	4,5	53,3	
	8	11,0	21,5	12,8	
	9	11,0	27,0		

Målested	Dybde m	Temp. oC	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
B5	0	8,5	0,5	25,4	
	1	8,0	1,3	25,0	15.40
	2	8,5	1,8	21,5	
	3	9,0	2,0	16,8	
	4	9,0	2,2	15 <b>,</b> 1	
	5	9,5	2,5	13,3	
	6	10,0	3,0	10,7	16.15
	7	10,5	4,0	8,7	
	8	10,8	22,5	9,9	
	9	11,0	27,0		
9/8-76					
Bl	0	11,5	0,7		
	1	11,0	0,8	23,6	
	2	9,8	l,0		
	2,5			32,1	
	3	9,8	1,2		
	4	10,5	4,2	26,0	
	5	13,0	9,0	39,4	
	6	12,0	23,5	23,8	
	7	11,0	27,5		
В2	0	12,5	0,6		
	1	11,0	0,6	21,3	15.35
	2	10,5	0,8		
	2,5			33,2	
	3	10,2	0,8		
	4	10,8	2,0	21,5	
	5	14,0	8,6	34,4	
	6	13,0	22,0	17,5	
	7	12,5	25,9		
В5	0	11,0	1,0		14.55
	1	11,0	0,5	13,1	
	2	9,5	0,8		
	2,5			10,6	
	3	9,0	1,0		
	4	9,0	1,5	13,8	
	5	13,5	9,0	22,6	
,	6	12,0	23,0	21,1	

Målested	Dybde m	Temp. °C	Salt o/oo	Slamkons. mg/l	Kl.
6/10-76					
В2	0	7,0	9,5	19,9	13.00
	1 1	8,5	17,5	33,5	
	2	10,0	19,5	23,8	
	3	9,5	22,5	29,3	
	4	9,5	23,5	21,1	
	5	10,0	24,5		
B4	0	8,0	10,0	16,3	12.35
	1	9,0	19,0	28,3	
	2	10,0	20,5	16,9	
	3	10,0	25,0	34,7	
	4	10,0	27,0	26,2	
в5	0	8,0	9,5	16,9	10.15
	1	10,0	18,2	17,2	
	2	10,2	20,5	25,3	
	3	10,5	22,0	29,4	
	4	10,5	25,0		

Avstand fra bunn m	Hastighet m/s	Avstand fra østre bredde m
		1,80
0,5	0,43	
1,0	0,55	
1,5	0,60	
1,58	0,64	
		6,8
0,5	0,77	
l,0	0,92	
1 <b>,</b> 5	1,18	
2,0	1,17	
2,3	1,15	
		11,8
0,5	0,89	
1,0	1,03	
1,5	1,14	
2,0	1,15	
2,4	1,24	
		16,8
0,5	0,83	
1,0	1,03	
1,5	1,08	
2,0	1,29	
2,35	1,31	
		21,8
0,5	0,86	
1,0	0,97	
1,5	1,19	
2,0	1,25	
2,3	1,25	
		26,8
0,5	0,81	
1,0	1,05	
1,5	1,09	
2,0	1,16	
2,3	1,16	

APPENDIKS III. Hastighetsprofiler i Jostedøla ved utløpet i Gaupnefjorden.

Avstand fra bunn	Hastighet m/s	Avstand fra østre bredde
		31,8
0,5	0,74	
1,0	1,00	
1 <b>,</b> 5	1,04	
2,0	1,12	
2,10	1,06	
		41,8
0,5	0,87	
1,0	0,93	
1,5	0,89	
1,95	0,92	
		66,8
0,5	0,19	
1,0	0,28	
		91,8
0,5	0,49	
0,88	0,53	

APPENDIKS IV. Sedimentkarakteristika ved bunnprøver i Gaupnefjorden.  $M_z$  midlere kornstørrelse,

4/6-30/7-1975			G -F	
Målested	Mz	σι	SkI	K <sub>G</sub>
A7	4,733	1,860	0,245	1,059
A6	3,200	0,845	0,245	1,412
A3	3,267	1,006	0,263	1,366
A4	4,267	1,307	0,409	0,878
AlO	2,733	1,262	0,493	1,376
All	3,267	1,156	0,245	1,093
A12	4,600	1,860	0,585	1,776
Al4	3,033	1,011	0,369	1,264
A15	4,600	1,552	0,498	0,894
29/7-10/10-1975				
A4	4,600	1,346	0,186	0,764
A6	4,133	2,235	0,231	0,987
A15	4,733	1,628	0,229	1,086
10/10-2/11-1975				
A2	6,400	1,552	-0,066	0,937
Al4	6,667	1,327	-0,030	0,979

 $\sigma_{T}$  sortering, Sk<sub>T</sub> symmetri, K<sub>C</sub> spredning.

Dato	Målested	Mz	σι	SkI	ĸ <sub>g</sub>
2/11-75 - 29/5-76	B2	5,833	1,814	-0,120	1,270
28/5-15/6-76	Bl	2,467	1,283	0,595	2,505
	В3	4,733	1,689	0,255	0,973
	в5	5,833	1,658	0,061	1,252
15/6-2/7-76	B2	3,933	1,723	0,575	1,043
	В3	4,933	1,733	0,174	0,867
	В4	4,033	1,227	0,350	1,101
2/7-19/7-76	Bl	1,500	1,182	0,167	1,537
	В2	3,733	1,598	0,588	1,350
	В3	4,267	1,568	0,232	1,054
	В4	4,733	1,277	0,171	1,037
	B5	6,267	1,564	0,204	1,374
19/7-7/8-76	Bl	2,833	1,533	0,640	1,878
	B2	4,233	1,879	0,441	0,820
	В3	5,433	1,939	0,213	0,973
	В5	5,833	1,689	0,077	1,168
7/8-26/8-76	B2	4,133	1,739	0,561	0,934
	В3	5,100	1,643	0,138	0,922
	B5	5,933	1,553	0,133	1,207
26/8-7/10-76	В3	5,233	1,633	0,134	0,820
	В5	5,833	1,658	0,061	1,252
28/5-7/10-76	B6	4,067	1,834	0,446	0,911
28/5-9/8-76	В9	4,533	1,864	0,437	0,834

Suspensjonsmaterialet i innløpet.

Dato	Mz	σι	Sk <sub>I</sub>	ĸ <sub>G</sub>	Q m <sup>3</sup> /s
11/6-76	6,9	1,719	-0,156	1,273	178
4/7-76	6,0	2,482	-0,071	0,841	204
20/7-76	6,0	2,176	0,007	0,970	228
7/8-76	6,933	2,287	-0,171	1,311	72
Fjordprøven	7,5	1,629	-0,069	1,132	

Hastighet cm/s	Q m <sup>3</sup> /s	Tidevann m	Dato	Kl.
Bl 910 m				
21,6	105	1,14	29/5	12.45
31,1	139	1,68	13/6	11.30
66,2	139	0,20	13/6	17.00
36,4	156	1,34	1/7	12.35-13.25
51,3	172	0,34	5/7	12.00
55 <b>,</b> 8	236	0,60	20/7	11.40
25,5	104	1,24	27/8	14.00
B2 1170 m				
26,8	105	0,87	29/5	13.45
20,5	175	0,19	30/6	17.45-18.15
31,8	156	1,32	1/7	13.40
35,4	175	0,42	6/7	13.30
29,0	236	0,64	20/7	11.55
7,5	73	0,07	8/8	15.35
22,5	104	1,20	27/8	14.10
15 <b>,</b> 5	104	0,67	27/8	15.15
B3 1330 m				
23,8	175	0,04	11/6	15.30
18,3	139	1,65	13/6	12.00
19,5	142	0,18	13/6	17.30
16,1	175	0,18	30/6	18.40
32,8	156	1,25	1/7	14.30
5,7	168	0,68	5/7	13.35
9,2	197	1,18	18/7	15.15
8,8	236	0,68	20/7	12.10
3,9	73	0,07	8/8	15.25
21,4	104	1,08	27/8	14.25
25,2	104	0,76	27/8	15.05

APPENDIKS V. Strømhastighet, vannføring i Jostedøla og tidevannshøyde ved utvalgte målesteder i Gaupnefjorden.

Hastighet cm/s	Q m <sup>3</sup> /s	Tidevann m	Dato	Kl.
B4 1740 m				
14,1	139	1,45	13/6	13.00
9,2	142	0,22	13/6	18.00
12,2	177	0,27	30/6	19.25
18,2	156	1,22	1/7	14.50
5,0	168	0,65	5/7	13.25
12,9	197	1,20	18/7	15.35
27,1	236	0,68	20/7	12.15
11,2	186	0,62	21/7	13.00
12,4	73	0,07	8/8	15.15
14,1	104	0,96	27/8	14.40
B5 2210 m				
27,2	175	0,03	11/6	16.00
33,9	138	1,30	13/6	13.30
16,1	142	0,25	13/6	18.15
12,4	178	0,34	30/6	20.00
23,7	156	1,04	1/7	15.40
13,4	168	0,62	5/7	13.15
20,8	178	0,72	6/7	15.00
4,3	197	1,20	18/7	15.45
24,2	236	0,70	20/7	12.25
18,6	186	0,62	21/7	12.50
4,5	104	0,84	27/8	14.55

Vannstand i	3	Tidevann-		
innløp (cm)	Q m /s	stand (cm)	Dato	Kl.
225		129	29/5	11.35
165			"	"
200		39	11/6	14.00
193	178	6	11	15.10
262	140	168	13/6	11.00
185	140	27	"	16.15
195	170	26	30/6	17.15
235	155	125	1/7	12.15
243	226	130	2/7	15.05
225	230	106	"	16.20
215	232	76	"	17.10
213	240	26		18.50
205	195	32	4/7	11.05
205	195	42		11.30
237	195	127		15.15
195	170	28	5/7	11.40
230	172	124	**	16.30
195	172	20	6/7	10.50
200	172	38	"	13.20
215	176	98		16.05
200	192	36	7/7	11.15
205	192	19	"	12.15
230	235	80	8/7	10.35
230	190	118	18/7	14.50
237	190	121		16.20
195	170	55	19/7	11.20
235	170	127	"	17.10
217	235	55	20/7	11.00
218	235	59	"	11.30
230	231	120	"	15.50
200	185	58	21/7	11.15
200	177	67	"	13.25

APPENDIKS VI. Vannstand og vannføring i Jostedøla kontra tidevannshøyde.

ŝ.

Vannstand i	. 3.	Tidevann-		
innløp (cm)	Q mĭ/s	stand (cm)	Dato	Kl.
190	143	60	22/7	11.45
218	137	106	23/7	9.20
207	137	80		10.50
155	70	29	6/8	13.25
155	70	30		14.35
175	70	68	7/8	12.00
180	73	75	8/8	12.25
155	75	10	"	16.00
215	85	116	9/8	11.50
172	85	60	"	13.35
165	95			16.25
228	117	128	10/8	10.20
220	117	122	"	12.30
245	103	150	26/8	10.45
215	103	120	"	13.20
192	104	72	"	14.30
170	107	0	"	17.55
180	106	68	27/8	8.45
245	103	152	"	11.10
247	103	152	"	11.50
230	105	142	"	13.20
225	105	130	"	13.45
222	103	128	"	13.50
170	105	30	"	15.55
172	100	42	28/8	9.25
257	25	154	6/10	9.15
263	25	162	"	9.40
175	25	80	"	13.30
280	25	188	7/10	10.00

Hastighet m/s	Høyde på vann- merket (cm)	Vannføring Q	Dato	Kl.
1,01	225	and the second sec	29/5-76	11.30
2,17	193		11/6-76	15.10
1,05	262	140	13/6-76	11.00
1,89	185	140	"	16.15
2,05	195	170	30/6-76	17.15
1,46	235	160	1/7-76	12.15
1,99	195	170	5/7 <b>-</b> 76	11.40
1,85	230	185	18/7-76	14.50
2,45	218	235	20/7-76	11.30
1,28	155	70	6/8-76	14.35
0,95	247	103	27/8-76	11.50
1,10	222	103	27/8-76	13.50
1,57	170	105	27/8-76	15.55

APPENDIKS VII. Strømhastigheter i innløpet.

Målested	Dybde	(m)	Hastighet (cm/s)
B5 11/6-76	0		27,2
	1		24,0
	2		16,0
	3		12,0
B2 30/6-76	0		20,5
	3		19,9
	6		13,9
	9		5,7
B3 30/6-76	0		16,1
	3		6,6
	6		5,7
B4 30/6-76	0		12,2
	3		9,4
	6		6,8
B5 30/6-76	0		12,4
	3		3,2
Bl 1/7-76	0		36,4
	3		3,5
	6		2,2
B2 1/7-76	0		31,8
	3		4,9
	6		8,7
B4 1/7-76	0		18,2
	3		6,7
	6		3,2
B5 1/7-76	0		23,7
	3		3,0
	6		2,7
Bl 5/7-76	0		51,3
	1		52,6
	2		35,8
	3		45,0
	4		22,2
	5		23,5
	6		5,7
	10		4 . 4

APPENDIKS VIII. Strømhastigheter i vertikalprofilet i Gaupnefjorden.

## PUBLISERTE RAPPORTER

Årsberetning 1975.

- Nr. 1 Naturvitenskapelige interesser i de vassdrag som behandles av kontaktutvalget for verneplanen for vassdrag 1975-1976. Dokumentasjonen er utarbeidet av: Cand.real. E. Boman, cand.real. P.E. Faugli, cand.real. K. Halvorsen. Særtrykk fra NOU 1976:15.
- Nr. 2 Faugli, P.E. 1976. Oversikt over våre vassdrags vernestatus.
- Nr. 3 Gjessing, J. (red.) 1977. Naturvitenskap og vannkraftutbygging. Foredrag og diskusjoner ved konferanse 5.-7. desember 1976.
- Nr. 4 Årsberetning 1976 1977.
- Nr. 5 Faugli, P.E. 1978. Verneplan for vassdrag / National plan for protecting river basins from power development. Særtrykk fra Norsk geogr. Tidsskr. 31. 149-162.
- Nr. 6 Faugli, P.E. & Moen, P. 1979. Saltfjell/Svartisen. Geomorfologisk oversikt med vernevurdering.

## OPPDRAGSRAPPORTER

76/01 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Nyset-Steggjevassdragene. 76/02 Bogen, J. Geomorfologisk befaring i Sundsfjordvassdraget. Bogen, J. 76/03 Austerdalsdeltaet i Tysfjord. Rapport fra geomorfologisk befaring. 76/04 Fluvialgeomorfologisk befaring i Faugli, P.E. Kvænangselv, Nordbotnelv og Badderelv. 76/05 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Vefsnas nedbørfelt. 77/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Hovdenområdet, Setesdal. 77/02 Faugli, P.E. Geomorfologisk befaring i nedre deler av Laksågas nedbørfelt, Nordland. Faugli, P.E. Ytterligere reguleringer i Forsåvass-77/03 draget - fluvialgeomorfologisk befaring. Faugli, P.E. & Halvorsen, G. Naturvitenskapelige forhold 78/01 - planlagte overføringer til Sønstevatn, Imingfjell. 78/02 Karlsen, O.G. & Stene, R.N. Bøvra i Jotunheimen. En fluvialgeomorfologisk undersøkelse. Prosjektledere: J. Gjessing & K. Nordseth. 78/03 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i delfelt Kringlebotselv, Matrevassdraget. 78/04 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Tverrelva, sideelv til Kvalsundelva. 78/05 Relling, O. Gaupnefjorden i Sogn. Sedimentasjon av partikulært materiale i et marint basseng. Prosjektleder: K. Nordseth. 78/06 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring av Øvre Tinnåa (Tinnelva). 79/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Heimdalen, Oppland. 79/02 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring av Aursjø-området.