# SEDIMENTTRANSPORT I NORSKE VASSDRAG

Sammendrag av arbeider ved Geografisk institutt Universitetet i Oslo 1969-1973

S	E	D	Ι	M	E	N	Т	Т	R	A	N	S	Ρ	0	R	Т
I		N	0	R	S	К	Ε		V	А	S	S	D	R	А	G

Sammendrag av arbeider ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, 1969-1973

bearbeidet av

Kjell Nordseth

med grunnlag i hovedfagsoppgaver av

L. Fretland, O.G. Karlsen, R.N. Stene, P.F. Pallesen, D.J. Dahle, P.E. Faugli, T. Solbakken, P. Moen og J. Roaas.

# INNHOLD

Innledning	1
Sedimenttilgang. Transportformer	
Sedimenttilgang. Fluvial erosjon	5
Suspensjonstransport ,	8
Bunntransport	15
Transport av kjemisk oppløst materiale	21)
Fjærlandselva i Sogn	23
Bøvra i Jotunheimen	38
Dirdalselva i Rogaland	63
Bøelva i Telemark	?7
Sandeelva i Vestfold	88
Lierelva i Buskerud	103
Mønsterelva i Østfold	114
Finstadbekken i Østfold	125
Diskusjon	
Suspensjonstransport. Transportfaser	147
Etablering og tolkning av slamføringskurver	151
Bunntransport	156
Variasjonen i vannets elektrolyttkonsentrasjon	159
Årlig sedimenttransport. Spesifikt massetap. Erosjons- intensitet	162
Symbolliste	169
Litteratur	170

#### INNLEDNING

Kvantitativ analyse av sedimenttilførsel og sedimenteksport fra forskjellige denudasjonssystemer er et prioritert emne innen såvel internasjonal geomorfologisk og hydrologisk som kvartærgeologisk forskning. Oppmerksomheten er overveiende rettet mot denudasjonsbalansen i ulike vassdragssystemer fordi rennende vann sett i regional sammenheng er en dominerende erosjonsagens, og dessuten det langt viktigste transportmedium. Massetapet fra avgrensete nedbørfelt slik det gjenspeiles i vassdragenes sedimenttransport, er derfor et nødvendig grunnlag for utledningen av denudasjonsprosessenes intensitet og fordeling. Tolkning av endringer i sedimenteksporten står også sentralt i rasjonell forvaltning av jord- og vannressurser (jfr. Sundborg 1963, 1964, Strahler & Strahler 1973) fordi denudasjonsbalansen er følsom for inngrep i vassdragene og for endringer i arealanvendelsen.

Her i landet er det utført så få undersøkelser i brefrie vassdrag at størrelsen av den resente erosjonen hittil har vært Foster & Heiberg (1971) målte eksporten av leire under ukjent. regnskyll i små delfelt på Romerike, og Nordseth (1973a) har forsøkt å utlede sand- og stenmaterialtransporten i Glomma ved Stai. Eksporten av suspendert materiale fra IHD-feltet på Filefjell er bestemt i en kort sommerperiode (Ziegler 1973, 50flq), og i IHDprogrammet inngår turbiditetsmålinger av partikkelkonsentrasjonen i en rekke større vassdrag (Holtan 1973). Braadlie (1930, 1932), Strøm (1939, 1944), Kjensmo (1966) og Øien (1971) rangordnet vannets spesifikke ledningsevne etter områdenes berggrunn. De kjemiske vannkvalitetsundersøkelsene gir imidlertid sjelden mulighet for et overslag over den kjemiske denudasjonen først og fremst fordi ione-tilførselen fra atmosfæren ikke er bestemt (jfr. Låg 1963, Snekvik et al. 1973). Dessuten har analysene ofte vært for sparsomme til å vise endringene i vannets elektrolyttinnhold med vannføring og årstid.

Sedimenttransportundersøkelsene ved Geografisk institutt har i den senere tid prioritert vassdrag som ikke er for sterkt kontrollert av bresmelting og breerosjon. Her er transporten systematisk undersøkt på annen måte (Klæboe 1951, Bergseth 1952, Roen 1953, Låg & Bergseth 1954, Wehn 1956, Karlén 1965, Liestøl 1967, Hatling 1967, Tornås 1968a, b, 1969, Østrem et al. 1970, Østrem 1971, Ziegler 1972, 1973).

Kjenskapet til sedimenttransporten har utviklet seg gjennom et samarbeid mellom studenter og veiledere fordi hovedfagsoppgavene her utgjør integrerte ledd i forskningen ved instituttet. Prosjektgruppen ble startet av J. Gjessing, og senere har også K. Nordseth deltatt i koordineringen. I 1973 inngikk arbeidet som en del av prosjekt D.40.30-3: "Dynamisk tilpasning mellom geomorfologiske og hydrologiske parametere i norske vassdrag" støttet av Norges almenvitenskapelige forskningsråd (NAVF). Sammendraget av hovedfagsoppgavene har skjedd innenfor rammen av dette prosjektet. Fretlands undersøkelse i Fjærlandselva ble forøvrig utført i samråd med fagsjef B. Andersen ved Forbygningsavdelingen ved Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen (NVE). Foruten Forbygningsavdelingen har også Hydrologisk avdeling under fagsjef J. Otnes ved flere anledninger bidratt med instrumenter, arkiv- og observasjonsdata, råd og veiledning av stor verdi for de enkelte undersøkelsene. Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen ved Forbygningsavdelingen har dessuten støttet denne rapporten ved å bekoste det vesentlige av trykningsutgiftene. De fleste av de kjemiske vannanalysene er utført ved Institutt for limnologi og marin biologi, og Norsk institutt for luftforskning (NILU) har stilt kjemiske nedbøranalyser til rådighet for dette sammendraget. I hver oppgave er det også ytt stor hjelp og verdifulle impulser fra andre institusjoner og privatpersoner, og vi håper nå at arbeidet har stått i forhold til forventningene.

Formålet med rapporten er å presentere en foreløpig status i sedimenttransportundersøkelsene. Dette skjer av to årsaker. For det første krever den videre framdrift at resultatene blir samordnet, og for det andre har man merket et økende behov for at resultatene blir gjort kjent. Behovet angår ikke minst den gjensidige utveksling av erfaringer og resultater mellom grupper som arbeider med beslektete problemer. Det må imidlertid innskytes at prosjektets problemstilling ikke har vært rettet mot sedimenttransporten alene. Målet har snarere vært å integrere alle de fluviale prosessene og formelementene med basis i en systemanalytisk betraktningsmåte.

De undersøkte vassdragene har en regional fordeling som vist i Fig.l. Observasjonsmaterialet er innsamlet i tidsrommet 1966-1972, vanligvis gjennom to sommersesonger. Det er utført målinger i tilsammen 28 delfelt, fordelt på vassdrag med 38% breareal til små felt i dyrket mark, og det er normalt lagt større

vekt på transporten av suspendert og bunntransportert materiale framfor kjemisk oppløste salter. Eksporten er beregnet med slamføringskurver da tid og bemanning har vært for knapp til å følge transporten systematisk i lengre perioder. Nordseths arbeid er ikke tatt med her da det er publisert andre steder (1973a, b). For tiden pågår det undersøkelser av sedimenttransporten i Lekumelva i Østfold, Nittelva og Leira i Akershus, Stiqvasselva og Raudåna i Agder, samt i Leirdøla i Sogn.

Fig.l. Regional fordeling av de undersøkte vassdragene.



Utdragene fra hver oppgave er presentert mest mulig enhetlig. Observasjonsmaterialet er derfor blitt behandlet fritt for å kunne gjennomføre samme statistiske behandling, regresjonsberegning av slamføringskurver, og oppdeling av tidsserier. I visse tilfeller har dette ført til at tidligere konklusjoner er fraveket, men i like stor grad at nye utsagn er gjort gjeldende. Illustrasjonsmaterialet er omarbeidet, og nyere litteratur og nedbørkjemiske data er innpasset i feltbeskrivelsen og prosesstolkningen. Det er ikke utført ytterligere datainnsamling siden oppgavene ble avsluttet. Bearbeidelsen og utdraget fra hver oppgave har skjedd i samråd med kandidatene.

I den første del av rapporten omtales metodikk og beregningsprosedyrer sammen med en kort innføring i de ulike transportformene. Hver av undersøkelsene vil ventelig ha regional interesse, og vassdragene er derfor behandlet hver for seg. Til slutt er resultatene samordnet i en tematisk diskusjon. Matematiske symboler med måleenheter er samlet i en symbolliste bakerst i rapporten.

# S E D I M E N T T I L G A N G T R A N S P O R T F O R M E R

## Sedimenttilgang. Fluvial erosjon.

Et sediment omfatter bergartsfragmenter som har sin opprinnelse i mekanisk og kjemisk forvitring og som senere kan ha blitt fraktet og avsatt av ulike agenser (Colby 1963, 3). Fragmentene varierer fra blokker, grus, sand, silt og leirkolloider til kjemisk oppløste ioner, og sedimentet får fraksjonsmessige, strukturelle og morfometriske særtrekk som er bestemt av transportmekanikken og sorteringsprosessene i erosjons- og akkumulasjonsfasen.

En denudasjonsmodell som bygger på at sedimenttilførselen til vassdragene bare består av resent forvitringsmateriale, står ikke i samsvar med mengden og fordelingen av løsmaterialet i flertallet av de norske vassdragene. Her er derimot sedimenttilførselen i stor grad bestemt av breerosjonen og avsmeltingsforløpet under den siste istid. Dette materialet er vanligvis fraktet og bearbeidet over så store avstander at en sedimentologisk tolkning av den resente fluviale bearbeidelsen er vanskelig å gjennomføre.

Den kvartære nedisning førte til at kystnære områder ble liggende under daværende havnivå lenge etterat isen smeltet. Hit ble det fineste materialet fraktet analogt med dagens elvemunninger, og løsmassene under den høyeste marine grense utgjør en av de viktigste sedimentkildene for den resente aktiviteten. Elvene opprettholdt sin erosjons- og transportevne pga den postglasiale landhevingen, og elvemunningene er systematisk flyttet mot lavere nivåer fulgt av nedskjæring, terrassering og ravinering.

Den nåværende tilgang av transportabelt materiale til vassdragene gjenspeiles i den regionale utbredelsen av ulike jordarter (Nilsson 1972, 43). Bare under breene foregår det en sedimentproduksjon som kan måle seg med effekten av refordelingen av de kvartære løsmassene.

I fluvial erosjon skjelnes det mellom løpserosjon og skråningsavspyling selvom det ikke eksisterer noe klart skille mellom dem. Overflateavrenning kan inntreffe når den effektive vanntilførsel overgår infiltrasjonskapasiteten og overflatemagasineringen. I Horton's avrenningsmodell (1945) forutsettes at overflateavrenningen skjer i et uniformt vannsjikt, og erosjon (sheet erosion) inntrer når vannets skjærspenning overgår markoverflatens motstandskraft (1945, 319). Lenger ned på skråningen fortsetter erosjonen via små riller (rill wash), raviner (gullying) og permanente bekkeløp. Sann "sheet erosion" forekommer imidlertid ytterst sjelden fordi avrenningen snarere konsentreres i små riller med en gang (Carson & Kirkby 1972, 190flg). Dessuten underkjenner modellen effekten av regndråpeerosjon (splash erosion) på bar mark (Hudson 1971, 61flg).

Hvilke egenskaper det er som bestemmer jordartens motstandskraft synes ikke helt å være klarlagt (Hudson 1971, 78), men erfaringsmessig fremmes erosjonen av lite permeðble jordarter som leire, silt eller f.eks. rustjordsjiktet i podsolprofil. Dette forsterkes når skråningen er steil og når den utsettes for intens nedbør eller smeltevannstilførsel over en viss terskelverdi (Anderson 1942, Wischmeier et al. 1958). Massetapet kan dessuten være mange ganger større fra blottlagt mark enn fra grasbeite eller skog dels fordi vegetasjonen binder overflaten, men først og fremst fordi avrenningsforholdene er vesentlig forskjellige (Musgrave 1947, Ursic & Dendy 1965, Popov 1970). Det hydrologiske regimet og infiltrasjonsprosessene bestemmer også variasjonen i avløpsvannets elektrolyttinnhold pga vannets ulike oppholdstid i markvann- og grunnvannsonen (Voronkov 1970, Carson & Kirkby 1972, 236flg).

Fremdeles er det sparsomt med kvantitative undersøkelser av avrennings- og erosjonsprosessenes forløp på naturlige skråninger. I særlig grad gjelder dette effekten av den "genererte avrenning" (Forsman 1963, 44) under snødekket når dette smelter (Bergqvist 1971, 23flg).

Det eroderte materialet fra skråningsavspylingen fraktes ut i bekkeløpene hvor det blandes med de sedimentene som er erodert fra bekkeleiet (løpserosjon). Det kan være vanskelig å skille ut andelen fra hver av disse sedimentkildene selvom volumet

av løpserosjonen kan anslås ved hjelp av løpets hydrauliske egenskaper. Rent vann kan bringe lite konsoliderte sedimenter i bevegelse ved den skjærspenningen som vannet utøver på bunnen og elvebreddene. Rent vann kan også forårsake kjemisk oppløsning (korrosjon) – særlig av kalkbergarter – og kan under visse forhold endog slite løs fragmenter fra bergflater (kavitasjon). Dette forsterkes med støtimpulsene fra de fragmentene som allerede er i transport (korrasjon). Korrasjonen er en av de viktigste prosessene i utformingen av løpsprofiler i kohesivt sediment (Arnborg 1957). I enkelte vassdrag vil det også foregå en betydelig sedimenttilførsel pga ulike former for massebevegelse. Dette kan elvene selv ha forårsaket ved undergraving (Sundborg & Norrman 1963, Foster & Heiberg 1971).

På samme måten som erosjonsprosessene kan sedimenttransporten også todeles; finmaterial- og bunnmaterialtransport. Finmaterialtransporten (wash load) omfatter sedimentpartikler som ikke - eller bare i ubetydelig grad - utgjør fraksjoner i løpets bunnmateriale (Colby 1963, 22). Noe av materialet skyldes erosjon i elvebredden, og denne andelen bør stå i relasjon til elvens vannføring og avrenningsregime (Sundborg 1956, 301). For mange vassdrag er sedimentkilden snarere skråningsavspyling og ravinering utenfor bekkeløpene - den interfluviale erosjon (Hjulström 1935, 411). Bunnmaterialtransporten (bed material load) er derimot begrenset til kornstørrelser som finnes i tilstrekkelige mengder på bunnen og som bringes i transport ved løpserosjon. Materialet fraktes videre enten suspendert i vannet eller beveges langs bunnen som bunntransport (bed load, contact load) (Chang et al. I praksis omfatter suspensjonstransporten både den totale 1965). finmaterialtransporten og en del av bunnmaterialtransporten. Endelig vil en vesentlig andel av sedimentproduksjonen normalt bli fraktet ut av vassdraget som kjemisk oppløst materiale.

# Suspensjonstransport

Suspensjonstransporten eller slamføringen omfatter sedimentpartikler som holdes svevende i vannet pga turbulente strøm-I elveløp med kraftig turbulens - stryk eller fosser - er mer. partiklene noenlunde jevnt fordelt i et vertikalt snitt i løpet, og av den grunn kan man få representative verdier av sedimentkonsentrasjonen med enkle "håndprøver". Nå er imidlertid konsentrasjonen sjelden konstant selv i korte tidsintervall, men undergår raske vekslinger som er avhengig av turbulensintensiteten og sorteringen av sedimentet (Hjulström 1935, 252, Matthes 1947, Østrem 1971, 196, Andersson & Lundén 1972, 16). I slike tilfeller gir én momentan "håndprøve" ingen korrekt verdi, og denne feilkilden er anslått til å svare for en usikkerhet fra 4 til 17 % i verdien av sedimentkonsentrasjonen (Hatling 1967, Fretland 1969, Sigurjonsson 1969, Ziegler 1972, 165). Flaskene må ikke fylles så nær bunnen at man risikerer å få med sand- og gruskorn fra bunntransporten. Av hensyn til de kjemiske analysene er det benyttet polyethylenflasker (Henriksen 1969).

I stilleflytende elver avtar strømhastigheten logaritmisk mot bunnen, og sedimentpartiklene kan løftes opp til et nivå i vannet hvor turbulensens vertikale hastighetskomponent og partiklenes vekt; dvs fallhastighet, utligner hverandre. Summen av oppadrettet bevegelse må dessuten utlignes med den nedadrettete forat kravet til kontinuitet skal bli oppfyllt, men partiklene kan holdes suspendert i lang tid fordi de oppadrettete strømningene kommer fra bunn-nære nivåer hvor partikkelkonsentrasjonen er stor.

Den teoretiske vertikalfordeling av suspendert sediment følger diffusjonsligningen:

$$\frac{c_x}{c_a} = \left(\frac{h-x}{x} \cdot \frac{a}{h-a}\right)^Z \tag{1}$$

hvor c er partikkelkonsentrasjonen i dybdene x og a, h strømdybden og a en referansedybde nær bunnen. Eksponenten z er en forkor-telse for  $v_c/k\sqrt{gRS}$  hvor  $v_c$  er partiklenes fallhastighet, k bunnens

relative ruhetshøyde og v strømhastigheten bestemt ved hydraulisk radius R og energilinjens gradient S (jfr. Einstein 1950, 14flg, Sundborg 1956 213flg, Sediment transportation mechanics 1963, Nilsson 1971, 18flg).

I visse tilfeller avviker en målt fordeling fra den teoretiske. Dette kan bero på at det ikke eksisterer noen likevektstilstand i profilet pga erosjon eller akkumulasjon (Hjulström 1935, 279, Sundborg 1956, 214). En slik likevektstilstand vil pr. definisjon aldri forekomme for finmaterialtransporten. Avvikene kan også skyldes sedimentets sortering og innhold av grove fraksjoner, samt vanskelighetene med å bestemme den korrekte ruhetshøyden (Nilsson 1971, 26).

Vertikalfordelingen innebærer at de minste leirpartiklene er tilnærmet jevnt fordelt i profilet, mens transporten av større partikler foregår i den lavere del av vannstrømmen. Konsentrasjonsøkningen mot bunnen inntrer først og fremst for suspenderte



Fig.2. Vertikalfordeling av suspenderte partikler I Visa ved Visa bru A) 18.juli 1969, Q = 17 m<sup>3</sup>/s, B) 29.juli 1969, Q = 27 m<sup>3</sup>/s.

partikler med diameter over 0,03 mm (Nilsson 1971, 20). En vertikal konsentrasjonsgradient kan iakttas selv i kraftig turbulent strøm (Fig.2) selvom fordelingen her utjevnes på høyere vannføringer (jfr. Andersson & Lundén 1972, 13).

Under rolige strømningsforhold er "håndprøver" utilstrekkelige i motsetning til dybdeintegrerende vannhentere. I disse undersøkelsene er det benyttet hentere som er konstruert ved Naturgeografiska Institutionen i Uppsala. De er nærmere beskrevet av Sundborg (1956, 233flq) og Nilsson (1969) (jfr. Fig.3). Opptaksprosedyren innebærer en integrasjon av konsentrasjonen i de forskjellige hastighetsnivåene ved at henteren føres med jevn hastighet gjennom profilet. Opptaket kan bare skje ned til 15-20 cm over bunnen, men den relative feil ved at sedimentkonsentrasjonen nær bunnen utelates, er som regel under 5% og avtar med avtagende kornstørrelse og økende strømhastighet og dybde (Nilsson 1971, 23). Munnstykkene på inn- og utløpsrørene må dessuten tilpasses strømhastigheten utenfor henteren forat partiklene ikke skal konsentreres i eller separeres fra innstrømmingen pga sin større treghet (Sundborg 1956, 235). Opptaket bør helst skje fra bru da måleprofilet er lett å identifisere og da én person kan betjene henteren med vinsj. Ved grunne profiler eller i smale bekkeløp uten bruer kan opptaket foregå fra elvebredden ved at flasken med innog utløpsrørene festes til en stang.

Dybdeintegrerende vannhentere har sin begrensning for strømhastigheter under 0,15-0,20 m/s (Nilsson 1969, 7). For



Fig.3. Prinsippskisse av en dybdeintegrerende vannhenter (etter Nilsson 1969).

lavere hastigheter må vannprøvene igjen hentes opp med momentane prøvetakere, f.eks. Nansen- eller Ruttner-hentere. Man kan også få en indirekte antydning om sedimentkonsentrasjonen f.eks. utenfor deltaer ved å måle siktedybden med Secci-skiver (Hutchinson 1957, 399flg) eller gjennomtrengeligheten av dagslys (Aarthun Turbiditet eller grumsethet benyttes også i rennende vann 1961). (Holtan 1973). Parameteren som måles ved fotometere ved spredning eller adsorpsjon av en lysstråle i vannprøven, gis i Zpenheter eller mg/l eventuelt % SiO2. Turbiditet er ikke entydig definert, og sammenligning mellom forskjellige undersøkelser kan være vanskelig å gjennomføre. Korrelasjonen med partikkelkonsentrasjonen er også vanskelig å etablere da turbiditetsverdiene avhenger av vannets farge, innhold av organisk materiale og vekslinger i partiklenes kornstørrelse (jfr. Nilsson 1971, 39flg), men med ensartet materiale og hyppig kalibrering er metoden et verdifullt supplement til ordinære analyser. Selvregistrerende fotometere er særlig anvendelige for måling av kulminasjonstidspunkt og raske vekslinger i f.eks. leirvassdrag (Sundborg & Norrman 1963, 60flg). Foreløpig er fotometere bare nyttet eksperimentelt.

Da en vesentlig del av bearbeidelsen av prøvene har foregått i felt, er vannprøvene filtrert gjennom filterpapir istedetfor membranfiltre. Papiret må ha en egnet filtreringshastighet som er tilpasset sedimentets kornstørrelse, og filtreringen skjer i trykkolbe hvor overtrykket ikke må være så stort at de fineste kornene presses gjennom papiret. Filterpapiret brennes i digelovn ved 650-700 <sup>O</sup>C. Temperaturen er bl.a. bestemt av oksyderingsnivået for karbonater. Oksyderingen starter allerede ved 550 <sup>O</sup>C (Sundborg 1956, 297), og vekttapet må derfor ses i sammenheng med de mineralene som prøven består av. Glødingen varer i to timer, og under den første timen dekkes diglene til forat partikler ikke skal forsvinne under oppflammingen. Til slutt avkjøles diglene i eksikator før vekten bestemmes til nærmeste 0,5 mg. Askevekten i papiret er bare 0,1 mg.

En lignende prosedyre er beskrevet av Sundborg (1956, 296flg), Østrem & Stanley (1969, 55flg) og Nilsson (1971, 41flg). Sundborg (1956, 297) anslo den relative feil pga bearbeidelses-

metodikken til nær 10%. Forholdene i de enkelte vassdragene er imidlertid så ulike at noen generell norm for den totale usikkerhet når også feilkildene ved målestedet og i prøveopptaket tas med, har tvilsom verdi.

Metoder for fraksjonering av slampartiklene er begrenset av de små konsentrasjonene i hver vannprøve i forhold til de mengdene som er nødvendige for vanlige sedimentasjonsanalyser. Hvis man vil ungå å ta mange samtidige prøver, må fraksjoneringen utføres med f.eks. mikroskop, Andresens pipette, Falling Drop analyse eller partikkeltellere (Tickell 1965, 14flg, Fleming & Poodle 1970). I visse tilfeller kan man ha stor hjelp av slamavsetninger langs løpene eller av flomsedimenter oppå elvesletten, men man må ha i syne at flomsedimentene snarere kan være avsatt som følge av nærliggende erosjon i elvebredden (Nordseth 1973b, 121).

Målestedene velges først og fremst etter problemstilling og tilgjengelig utstyr, men nær steder hvor det samtidig er mulig å måle vannføringen. Den laterale suspensjonsfordelingen er normalt jevnere enn den vertikale, men i rolige elveløp blandes to vannmasser så langsomt (Sundborg 1956, 222flg) at avstanden opp til sidevassdrag og større sedimentkilder må være stor nok til at vannmassen igjen er homogen. I brede løp bestemmes konsentrasjonsfordelingen først med flere vertikaler. Siden kan man konsentrere prøveopptaket til den vertikalen hvor konsentrasjonen ligger nærmest opp til middelverdien for hele tverrprofilet. Ulik lateral fordeling iakttas best under stigende flomvannstand, og Nilsson (1971, 18) antydet at i gode tverrprofiler ligger forholdet mellom suspensjonstransporten under flom beregnet med flere henholdsvis én referansevertikal innenfor intervallet 1  $\pm$  0,2.

Prøvehyppigheten må avgjøres for hvert vassdrag. I enkelte store elver kan det være tilstrekkelig med daglige prøver under flom og f.eks. månedlige under lavvannføringen om vinteren. I små leirvassdrag veksler derimot transporten så raskt at det er ønskelig med automatisk datainnsamling. I brevassdrag og ellers i snøsmeltingen følger avløpet og suspensjonskonsentrasjonen periodiske døgnfluktuasjoner. I stedet for å måle i vilkårlige tidspunkt, får man en mer korrekt verdi ved å ta prøvene når kon-

sentrasjonen nær svarer til middelverdien for døgnet. Tidspunktet bestemmes ved å utføre døgnserier. Under særlig kraftig vannstandsøkning kan ikke døgntransporten bestemmes på annen måte enn å følge opp med vannprøver f.eks. for hver time til en stund etterat vannføringen har kulminert.

Relasjonen mellom suspensjonstransport, G i kg/s, og vannføring, Q i m $^3$ /s, lar seg best tilnærme med funksjonsformen:

$$G_{z} = k Q^{J}$$
<sup>(2)</sup>

(Linsley et al. 1949, 331). Funksjonen kalles slamføringskurven og er framkommet ved at

$$G_{s} = 10^{3} c_{s} Q \qquad (3)$$

dvs  $c_s = 10^{-3} k Q^{j-1}$  (4)

der c<sub>s</sub> er suspensjonskonsentrasjonen i mg/l. Eksponenten j varierer vanligvis i intervallet 1-3. Med j  $\approx$  1,0 varierer konsentrasjonen enten uavhengig av vannføringen eller er konstant, og slamføringskurven blir lineær. j < 1,0 vil måtte innebære at konsentrasjonen avtar med stigende vannføring, noe som synes usannsynlig ihvertfall i uregulerte vassdrag.

Slamføringskurvene framstilles som rette linjer på dobbellogaritmisk papir, og regresjonsberegningen er utført med minste kvadraters metode på uttrykket:

$$lg G_{z} = j lg Q + lg k \qquad (5)$$

For hver kurve er oppgitt korrelasjonskoeffisienten r mellom 1g G<sub>s</sub> og 1g Q, samt standardfeilen s (i %) i estimatet av G<sub>s</sub>. Denne er uttrykt som standardavviket i residualavvikene e for hver verdi av 1g G<sub>s</sub> fra regresjonskurven.

$$s = \sqrt{\frac{\Sigma e^2}{N} - \overline{e}^2}$$
 (6)

Verdiene av konstantene k og j inngår i tolkningen av den spesifikke suspensjonstransporten fra hvert felt, og signifikansen er oppgitt som estimert standardfeil s(lgk) og s(j):

$$s(lgk) = \frac{s\sqrt{\Sigma(lgQ)^2}}{N \cdot \sigma_{lgQ}}$$
(7)

 $s(j) = \frac{s}{\sigma_{1,j}q \cdot \sqrt{N}}$ (8)

σ<sub>lgQ</sub> er standardavviket i lgQ. Endelig er kurvene framstilt innenfor et 95% konfidensintervall ved å trekke to linjer parallelt og på hver side av regresjonskurven i avstand s•t-verdien for 95% (tilnærmet 2s) (jfr. Doornkamp & King 1971, 55flg).

Selvom funksjonsformen i Lign.(2) er tilpasset empirisk (Campbell & Bauder 1940), er den bekreftet av hydrauliske beregninger av bunnmaterialtransporten (Sediment transportation mechanics 1971b). Korrelasjonen kan imidlertid forstyrres ved at finmaterialtransporten i visse tilfeller fraktes gjennom profilet uberoende av vannføringen (Colby 1963, 23). Dessuten kan finmaterialtilførselen og løpenes hydrauliske transportevne føre til faseforskyvninger mellom konsentrasjons- og avløpskulminasjonene (jfr. Hjulström 1935, 410flg, Sundborg 1956, 298flg, Arnborg 1959, 117flg, Nilsson 1971, 61flg).

I de tilfellene hvor slamføringskurver lar seg etablere med tilstrekkelig signifikans, kan de også benyttes til et estimat av totaltransporten i en gitt periode ved å beregne forventet transport i henhold til avløpshydrogrammet eller varighetskurven (Axelsson 1967, 95, Nilsson 1971, 65flg, 1972, 23lflg, Hjorth 1972, 3lflg). Døgn med observasjoner holdes utenfor. I enkelte vassdrag vil sikkerheten i beregningen allikevel bero på målingene på de høyeste vannføringene. Selvom de er kortvarige, svarer flomperiodene erfaringsmessig for en vesentlig andel av totaltransporten (Leopold et al. 1964, 73).

I den følgende presentasjonen er uttrykket relativ suspensjonstransport anvendt for transporten i forhold til vannføringen. Spesifikk transport er transporten dividert med feltarealet.

#### Bunntransport

Bunntransporten består av de groveste fraksjonene i bunnmaterialet – sand, grus og stener – som hopper, ruller eller glir langs bunnen. Tykkelsen av det bunnlaget som tar aktiv del i transporten ble av Einstein (1950, 4) anslått til nær 2 korndiametere. Overgangen mellom det groveste suspenderte materialet nær bunnen og bunntransportert materiale er vag, og Sundborg (1956, 219) antydet en praktisk øvre kornstørrelse på 0,15-0,20 mm for suspenderte partikler. Bevegelsen av bunnmaterialet kan være rykkvis eller kontinuerlig, og størrelsen av bunntransporten er avhengig av bunnsedimentets kornstørrelse, sortering, pakning og partikkelform, strømhastighet, turbulens, løpsgradient, samt elveleiets ruhet og geometriske form. Et bredt og grunt løp har større strømhastighet nær bunnen og dermed større transportevne enn et tilsvarende, men smalt og dypt løp.

Bunntransporten er vanskeligere å utlede enn suspensjonstransporten, og et kvantitativt anslag bygger vanligvis på formler utviklet ved laboratorieforsøk. Valg av beregningsprosedyre er bestemt av formlenes gyldighetsområde, dvs oftest begrenset av bunnmaterialets kornstørrelse og sortering. Bunnmaterialet i de undersøkte tverrprofilene er overveiende grovt og heterogent, og Schoklitsch', Meyer-Peter & Müller's og Kalinske's formler er derfor foretrukket.

I Schoklitsch' utledning (Shulits 1935) starter først transporten når skjærspenningen mot bunnen er større enn en gitt minsteverdi beregnet som kritisk vannføring q\_ pr. breddeenhet:

$$q_c = 1,94 \cdot 10^{-5} D_{50} s^{-4/3}$$
 (9)

Den tilsvarende spesifikke bunntransport g<sub>h</sub> er:

$$q_{b} = 7000 \ s^{3/2} \ D_{50}^{-1/2} \ (q - q_{c})$$
 (10)

Formelen skal være gyldig for ensartet sandmateriale, men kan også benyttes på usortert sand og grus når transporten beregnes for hver kornstørrelsesfraksjon av bunnmaterialet (Shulits 1935).

Meyer-Peter & Müller's formel (1948) er empirisk og bygger på et stort antall laboratorieforsøk med gradienter fra 0,04 til 2 % og kornstørrelser fra 0,4 til 30 mm i usortert materiale. For brede løp med ubetydelig sidefriksjon og for materiale med spesifikk vekt lik 2,7 g/cm<sup>3</sup>, vil formen være:

$$g_b^{2/3} = 600 \left(\frac{k_s}{k_r}\right)^{3/2} hs - 0,048 D_{50}$$
 (11)

k<sub>s</sub>/k<sub>r</sub> er forholdet mellom bunnens og partiklenes ruhetsverdi, og formelen innfører derfor den effektive i stedet for den totale skjærspenning. Også Meyer-Peter & Müller's formel forutsetter at bunntransporten ikke starter før skjærspenningen er større enn en terskelverdi lik:

$$(\gamma_{v}hS) = T_{c} = 0,047 \cdot 10^{-3} (\frac{k_{s}}{k_{r}})^{3/2} (\gamma_{s} - \gamma_{v})D_{50}$$
 (12)

Ruhetsverdiene er beregnet med Strickler's formel:

$$v = k_{s} R^{2/3} S^{1/2}$$
(13)

og partikkelruheten k er:

$$k_{r} = 8,2 D_{90}^{-1/6}$$
(14)

Da det turbulente strømningsbildet ble bedre kjent, måtte man fravike en fast terskelverdi for skjærspenningen. Utgangspunktet for Kalinske's teoretisk utledete formel (1947) var forsåvidt det samme som tidligere ved at vannet må utøve en minimumskraft. Men da kraften fluktuerer omkring en middelverdi pga temporære virveldannelser bak partiklene og fordi vannstrømmen generelt er turbulent, kan den aktuelle skjærspenningen bli opptil 3- eller 4-doblet i forhold til middelverdien. En slik kortvarig påvirkning kan være tilstrekkelig til å initiere transport da det kreves 1,5 gang større kraft for å sette i gang bevegelse enn til å holde partiklene i transport (Sundborg 1956, 181). Med runde sandpartikler i et ensartet materiale, fant Kalinske (1947, 617) at den kritiske skjærspenning, T<sub>c</sub> i g/m<sup>2</sup>, på bunnen er proporsjonal med korndiameteren ved å ta hensyn til partikkelform, pakningsgrad og friksjonsvinkel:

$$T_{c} = 192 D$$
 (15)

Den spesifikke bunntransport er videre avhengig av partiklenes volum og midlere hastighet, samt antall korn i bevegelse pr. bunnarealenhet:

$$g_{b} = 7,3 \cdot 10^{-3} p \sqrt{Tg/\gamma_{v}} D\gamma_{s} \cdot f(T_{c}/T)$$
(16)

Konstanten p er satt lik 0,35 pga pakningsgraden, og  $f(T_c/T)$  er en funksjon som er avhengig av turbulensintensiteten. Når  $T_c$  og T er kjent, er verdien gitt av Kalinske (1947, 618) eller den kan beregnes etter en formel som er gitt av Sundborg (1956, 166). Kalinske's formel er bl.a. anvendt i svenske undersøkelser (Sundborg 1956, Arnborg 1967, 1969, Axelsson 1967, Hjorth 1972).

Flere av bunntransportformlene er forsøkt verifisert i elveløp hvor bunntransporten er kjent. Dette har overveiende skjedd i sandløp (Colby & Hembree 1955, Hubbel & Matejka 1959, Colby 1963, Raudkivi 1967, 86flg, Muir 1970, Sediment transportation mechanics 1971a), og under disse forholdene bør Meyer-Peter & Müller's og Kalinske's formler foretrekkes sammen med Einstein's (1950) og den modifiserte Einstein's prosedyre (Colby & Hembree 1955, Hubbel & Matejka 1959, Colby & Hubbel 1961). De siste er mer komplekse, og valget av en enkel prosedyre kan forsvares framfor en kompleks utfra erkjennelsen av at bunntransporten ikke kan bli annet enn grovt anslått ved bruk av formelverket. At det er kontinuitet mellom suspensjonstransporten og bunntransporten bekreftes forøvrig av at funksjonsformen i Lign.(2) er tilpasset de fleste bunntransportformlene. For sandløp ligger eksponenten i intervallet 2-3 (Sediment transportation mechanics 1971a)

Direkte måling av bunntransporten er ytterst vanskelig å utføre i vanlige elveløp fordi oppfanging av bunnmateriale ennå ikke har vært mulig uten å forstyrre strømbildet (Hubbel 1963). Den beste metoden synes foreløpig å være oppmåling av sedimentasjonen bak dammer og konstruerte sperringer (Ekman 1970b) eller kartlegging av deltautbygging i naturlige sjøer (Arnborg 1959, Dahlskog et al. 1972). Hvorvidt bunntransport er til stede i elveleiet kan registreres ved å drive ned lenker eller peler med stoppskiver (Miller & Leopold 1961). Etter en gitt periode kan dermed både erosjon og akkumulasjon måles. Mobiliteten av sedimentet kan også utledes ved å måle forflytningen av merket bunnmateriale. Nedstrøms minskning av bunnmaterialets kornstørrelse og analyser av partiklenes form, rundethet og overflatebeskaffenhet kan indirekte bidra til en bedømmelse av bunntransportens størrelse.

Transportkompetansen, eller de største kornstørrelsene som vannet kan bevege, er empirisk og teoretisk relatert til strømhastigheten (Hjulström 1935, 298, Nevin 1946, Menard 1950, Sundborg 1956, 177, 1967, 337, Fahnestock 1961, Sediment transportation mechanics 1966). Strømhastigheten kan her betraktes som et substitutt for skjærspenningen, men i sandløp med labile bunnformer viste Brooks (1958) og Colby (1964) at hverken skjærspenningen eller "stream power" (produktet mellom skjærspenning og strømhastighet, Bagnold 1960) er direkte korrelert med sedimenttransporten. Denne diskontinuiteten forsvinner ved bruk av strømhastigheten. På samme måten antydet Wolman & Brush (1961) at bevegelsen av gradvis grovere partikler mer og mer styres av strømhastigheten i stedet for skjærspenningen. En korrelasjonsmatrise mellom flere foreslåtte stabilitetsfaktorer i løp med stenmateriale synes à indikere en lignende tendens (Nordseth 1973a, 105).

Den kritiske erosjonshastigheten er avhengig av sedimentets sortering og pakningsgrad. Friksjonsmateriale (> 0,06 mm) reagerer raskere på forandringer av strømhastighet og turbulens enn kohesjonsmateriale (< 0,02 mm) pga lavere sedimentasjonshastighet og høyere erosjonshastighet når det kohesive sedimentet er konsolidert. Sedimentasjon i løpet skjær særlig på lav vannføring. Finmateriale vil derfor fylle igjen hulrommene mellom de grovere

bunnpartiklene og medføre at disse stabiliseres og blir mindre utsatt for trekkraften fra vannet. Et slikt bunnsjikt utvikles ofte om vinteren.

En empirisk sammenstilling på den ene siden mellom løpets form og sedimenter, strømhastighet, løpsgradient og suspensjonskonsentrasjon, har på den andre siden gjort det mulig å uttrykke normer for forholdet mellom bunn- og suspensjonstransporten (Lane & Borland 1951, Schumm 1960, Sheppard 1965). Bunntransportandelen er større i vassdrag med liten suspensjonskonsentrasjon og liten kornstørrelsesforskjell mellom suspensjonsmaterialet og bunnmaterialet. Bunntransporten er dessuten større i brede og grunne løp og i vassdrag hvor avløpsamplityden er liten. Med dette utgangspunktet utgjør bunntransporten sjelden over 30% av suspensjonstransporten, men utledningen forutsetter alluviale strekninger som pr. definisjon for det første har tilstrekkelig med materiale og dernest kornstørrelser som tilfredsstiller forutsetningene for bunnmaterialtransport. Selv i de tilfellene hvor bunntransporten utgjør en liten andel av totaltransporten, kan den allikevel være avgjørende for løpets morfologi og hydrauliske egenskaper.

De fleste løpene i den følgende presentasjonen er utformet i stenmateriale, og av praktiske grunner har man renonsert på store prøver for sikteanalyse. Fraksjoneringen ble derfor foretatt med en frekvensanalyse av stenenes diameter (definert som mellomaksen) i stedet for stenenes vekt (Wolman 1954). Et objektivt utvalg oppnås ved å velge de stenene som ligger i gitte avstander langs linjer på tvers av løpet; f.eks. rett foran foten for hvert skritt langs linjen. 100 stener er nødvendig for å bringe usikkerheten i mediandiameteren under 12%. Metoden gir imidlertid større mediandiametere enn en tilsvarende sikteanalyse, og relevansen må ses på bakgrunn av om det er stenenes diameter, areal eller vekt som bestemmer transporten og bunnens ruhet. Metoden er forøvrig funnet anvendelig i andre fluviale undersøkelser (Hack 1957, Miller 1958, Brush 1961, Fahnestock 1963).

## Transport av kjemisk oppløst materiale

Tilførselen av kjemisk oppløst materiale til vassdragene skjer ved tilskudd fra atmosfæren og ved forvitring av bergqrunnen og løsmassene. Vannets elektroluttkonsentrasjon lar seg enklest tilnærme med vannets spesifikke ledningsevne. Denne er definert som den inverse verdi av motstanden gjennom en vannsøyle med lengde l cm og tverrsnittsareal l cm<sup>2</sup>, og oppgis i µmho/cm som er identisk med  $\Re \cdot 10^{-6}$  ( $\Re$  = kappa) eller µS/cm (S = Siemens). Målefeilen med en gradert Radiometer ledningsevnemåler CDM-2 er omlag 2%

For lave verdier  $\phi$ ker den spesifikke ledningsevne i umho/cm proporsjonalt med ionekonsentrasjonen i mg/l (Hem 1959, 40) med en faktor nær 0,7-0,8. Verdien er avhengig av temperaturen og endres omlag 2% pr. <sup>O</sup>C i et intervall nær 18 <sup>O</sup>C som er valgt som referansetemperatur.

Den kjemiske sammensetning domineres av et fåtall ioner, og i vann av bikarbonattypen (Rohde 1949) synes de viktigste ionene å inngå i en balanse i rekkefølgen:

 $HCO_{3}^{--} > Ca^{++} > SO_{4}^{--} > Na^{+} > Cl^{-} > Mg^{++} > K^{+}$ 

De enkelte ionene bidrar imidlertid forskjellig til vannets spesifikke ledningsevne, og kappa-verdiene må bare anses som grove tilnærmelser av elektrolyttkonsentrasjonen så lenge ionefordelingen ikke er bestemt.

Normalt gis ionemengdene i vektkonsentrasjoner, f.eks. mg/l som er identisk med ppm (parts per million). Iblant nyttes også milliekvivalenter/l (mval/l) som framkommer ved å dividere konsentrasjonen i mg/l med ionets ekvivalentvekt. Ekvivalentvekten er imidlertid avhengig av de reaksjonene som ionet inngår i, og derfor kan enheten mol/l (molaritet), eventuelt mmol/l, være et mer absolutt mål med utgansgpunkt i ionets molekylvekt (jfr. Eriksson 1972, 366).

Spesifikk ledningsevne er avhengig av vannets surhetsgrad (pH), og for surt vann (pH < 7) er korreksjonsfaktoren 0,0325·10<sup>7-pH</sup>. Korreksjonen betyr lite for de vanligste pH-intervall for elvevann. Lengre tids lagring på polyethylenflasker innvirker lite på ledningsevnen i motsetning til surhetsgraden og innhold av Varbonatforbindelser.

Den atmosfæriske tilførsel av ioner skjer både som våt og tørr avsetning, og ifølge Eriksson (1959) utgjør tørrstoffene normalt 2/3 og vil i særlig grad fanges opp av skogsvegetasjonen. Snekvik et al. (1973, 17) antyder derimot at en 2-4-dobling av ionemengden i 60 dager gammel snø i forhold til snønedbør skulle skyldes tørrstoffavsetning. Tilførselen fra nedbøren avtar med avstanden fra havet, og mens kystnære områder får særlig tilskudd av klorid, natrium og magnesium, domineres innlandsstasjonene av kalsium og sulfat (Eriksson 1952, 1955, Låg 1963). Sulfatene stammer hovedsaklig fra forbrenningsprosesser, og særlig kalsiumtilskuddet i innlandet kan ha terrestrisk opphav ved oppløsning av støvpartikler. Den overveiende del av nitrattilførselen blir fjernet av vegetasjonen med bikarbonat og organisk nitrat som restprodukt. Hverken mengdene av sulfat- eller kloridanionene blir vesentlig endret ved passasjen gjennom jorddekket når man ser bort fra den utvasking som skjer i sedimenter som primært ble avsatt i saltvann. Kationene derimot kan adsorberes ved ionebytte med de negativt ladete jordkolloidene, men så lenge jordkjemien ikke undergår en systematisk endring vil ionemengdene normalt være stabile. En slik stabilitet kan forstyrres ved forsuring av nedbør og av avløpet i vassdrag med dårlige bufferegenskaper (Dannevig 1968, Skre 1972).

På den annen side vil dekomponering av mineraler i jorddekket og berggrunnen gradvis frigi oppløst materiale til vassdragene, og den aktuelle kjemiske sammensetning i avløpsvannet varierer betraktelig, mest i samsvar med bergartenes petrokjemiske oppbygning (Hem 1959). Forvitring antar forskjellige former; direkte oppløsning, ionebytte, hydrolyse, oksydasjon og reduksjon. De viktigste faktorene er tilgangen på vann både som oppløsningsog transportmedium, temperatur, surhetsgrad og nærvær av organisk materiale.

Nedbør har en naturlig sur reaksjon fordi regnvannet løser CO<sub>2</sub> direkte fra luften. Avløpsvannet mottar også betydelige

tilskudd fra nedbrytningen av organisk materiale (målt med kaliumpermanganatforbruket (KMnO<sub>4</sub>/l)), og både surhetsgraden og oppløseligheten øker med innholdet av humussyrer. Dette tilskuddet ytrer seg i den brunlige fargen i f.eks. skogsvassdragene.

På samme måten som skråningsavrenningen, er endringene i vannets kjemiske egenskaper ved infiltrasjonsprosessen og pga avrenningsforholdene ennå for lite kjent (jfr. Troedsson 1955, Wiklander 1959, Voronkov 1970, Carson & Kirkby 1972, 236flg). Variasjonen er ihvertfall adskillig mer konservativ enn vekslingene i suspensjonskonsentrasjonen, og ionekonser:trasjonen vil normalt avta med økende vannføring (jfr. Leopold et al. 1964. 74flg). Dette er satt i sammenheng med at avløpet på lave vannføringer domineres av grunnvannstilsig med lenger oppholdstid i det sedimentologiske miljøet. Flomavrenningen har derimot bevart mye av nedbørens kjemiske karakteristika, men en entydig korrelasjon synes heller ikke her å eksistere som vist med komplekse faseforskyvninger mellom kulminasjonstidspunktene og med endringene gjennom året (jfr. Braadlie 1930, Hjulström 1935, 434, Hem 1959, 15, Voronkov 1970, Moltan 1971, Nilsson 1971, 71flg, 1972, 234flq).

Overslagene over den kjemiske denudasjonen bygger vanligvis på differansen mellom transporten ut av vassdraget og tilskuddet fra atmosfæren. Vanskeligheten ligger helt vesentlig i bestemmelsen av det siste leddet, dels ved tørrstofftilførselen og dels i at noe av tilskuddet fra nedbøren har terrestrisk opphav (Douglas 1964). Gorham (1961, 803) nevner endog et japansk eksempel hvor 60-90 % av elektrolyttinnholdet skyldtes kjemisk forvitring selvom 40% av f.eks. Ca ble tilført gjennom nedbøren. Vanskeligheten blir derfor ytterligere økt fordi dette tilskuddet kan komme fra andre felt. Feltenes egenproduksjon kan ikke utledes uten et inngående kjenskap til nedbørens kjemiske sammensetning.

I dette sammendraget er tilskuddet fra nedbøren beregnet ved å anta at elektrolyttkonsentrasjonen i mg/l er  $0,75 \cdot \Re_{18}$ (Nilsson 1972, 22). Verdien må anses som en minimumsverdi. Den samme antagelsen ligger også til grunn for beregningen av totaltransporten i vassdraget, og estimatene må inntil videre bare betraktes som grove tilnærmelser.

# FJÆRLANDSELVA I SOGN

Fjærlandselva munner ut i Fjærlandsfjorden i Sognefjorden med et tilsigsareal på 122 km<sup>2</sup>. Av dette utgjør sydøstlige utløpere av Jostedalsbreen 37%. Nedbørfeltet når i Supphellenipa opp i 1731 m o.h., og den største avstand fra fjorden og opp til



Fig.4. Fjærlandselvas nedbørfelt.

vannskillet er 15 km (Fig.4). Området gjennomskjæres av Bøyumsdalen og Supphelledalen. Begge er glasialt utformet og har nær samme tilsigs- og breareal (Fig.5). Supphelledalen er den trangeste og dypeste, og medianhøyden er nær 1100 m i begge. Bunnmaterialet i elveløpene er grovt, og begge elvene løper gjennom tilpasningsgjel før de møtes på deltaflaten ved Fjærland. Her har oversvømmelse, tilsanding og høy grunnvannstand skapt vansker for arealutnyttelsen, og en rekke forbygningsarbeider er utført. Tidevannsamplityden kan gå opp i 1,5 m.

Helland utførte spredte analyser av sedimenttransporten i begge vassdragene allerede i 1874. Denne framstillingen bygger på en undersøkelse av Fretland (1969) i 1966-1967. Undersøkelsen ble utført i samarbeid med Forbygningsavdelingen ved NVE ved fagsjef B. Andersen. Ved siden av å måle sedimenttransporten og deltautbyggingen, var hovedformålet å utlede grunnvannsbevegelsene i deltaflaten.



Fig.5. Fjærland med Bøyumsdalen til venstre og Supphelledalen til høyre. 28/8 1947. Copyright Fjellanger-Widerøe A/S.

#### Naturgeografisk oversikt

Berggrunnen tilhører det nordvest-norske gneisområdet og består av migmatitt og øyegneis gjennomsatt av pegmatittganger (Skjerlie 1957). Bergartene faller steilt mot SØ og Ø, og eksfoliasjonsflatene i dalsidene skyldes bergartenes benkningsstruktur.

Bunnmorenedekket er tynt. Marin grense er omlag 100 m, men restene etter den eldste postglasiale deltautbygging (Mundal 1953) ligger såpass skjermet at de nå sjelden utsettes for erosjon fra hovedelvene. Da vil raskjegler og grove bekkevifter være viktigere sedimentkilder, og i Supphelledalen når rasmateriale helt ned til elveløpet fra begge sider. Snøskred er hovedagens for dannelsen av disse avsetningene. Begge elvene har skåret seg gjennom rekker av eldre endemorener (Fægri 1933, Orheim 1970).

Bøyumsbreen har vært i stadig tilbakegang siden 1931, og det nåværende Bøyumsvatnet lå innenfor brefronten i 1932-1933. Foran begge breene er dalbunnen oppfyllt av sandurflater, og løpsgradienten øker først ved gjennomskjæringen av 1750-morenen. Nedenfor samløpet av elvene fra Store og Lille Supphellebreen er det avsatt store mengder grus og sten, og elveløpet ligger høyere enn de flomutsatte områdene omkring. Dessuten har Tverrdalselva (i Supphelledalen) lagt opp en stor vifte ved møtet med dalbunnen, og erosjonsaktiviteten er her såpass stor at løpet er forbygd. Forbygninger langs Fjærlandselva kan forøvrig spores helt tilbake til 1870.

Sjøarealet er lite (0,2%), men Bøyumsvatnets (0,13 km<sup>2</sup>) beliggenhet tilsier allikevel at avløpsamplityden dempes. Skoggrensen når opp til 800 m o.h., og skrinn skog sammen med oppdyrket mark på deltaflaten utgjør nær 24% av feltarealet.

Meteorologiske data er registrert på Bøyum siden 1922. Stasjonen ble flyttet til Skarestad i 1952. I undersøkelsesperioden ble det dessuten målt døgnnedbør ved Skeidestølen (140 m o.h.) og foran Store Supphellebreen (50 m o.h.). Den siste stasjonen ble opprettet i 1964 for en glasiologisk undersøkelse (Orheim 1970). I dette området stiger årlig nedbør vestover, men både sum og fordeling er bestemt av regional og lokal topografi (Knaben 1950). Nedbøren i perioden 27.juni-15.august 1966 ved Skarestad, Skeidestølen og Store Supphellebreen var henholdsvis 168, 173 og 133 mm, og verdiene viser bl.a. levirkningen i østsiden av Supphelledalen. Midlere årlig nedbør i perioden 1931-1960 ved Skarestad er 1732 mm med maksimum i oktober (223 mm) og minimum i mai (64 mm). Midlere årlig snødybde er 22 cm. Nedbøren i observasjonsårene 1966 og 1967 var 1616 og 2475 mm.

Temperaturfordelingen har kontinentale trekk med en amplityde i midlere månedstemperatur på 18,8  $^{\circ}$ C (januar -3,6 og juli 15,2  $^{\circ}$ C). Årlig middeltemperatur er 5,4  $^{\circ}$ C, og antall dager med daglig middeltemperatur over +6  $^{\circ}$ C (vegetasjonsperiodens lengde) er 170. Dagtemperaturen passerer 0  $^{\circ}$ C 21.mars og 29.november (Bruun 1967).

Avløpet er registrert på vannmerkene i Bøyumselva og Supphelleelva siden 1965. Nøyaktig halvparten av feltarealet (61 km<sup>2</sup>) dreneres av hvert av vassdragene med 36% breareal i Bøyumselva og 38% i Supphelleelva. Middelvannføringen i 1966 var henholdsvis 8,2 og 6,4 m<sup>3</sup>/s (135 og 105 1/s·km<sup>2</sup>). Avløpet synes å være styrt av lufttemperatur og skydekke, men aksentueres av nedbør særlig sent i ablasjonssesongen. Den lave beliggenheten til breene (Bøyumsbreen 400 m o.h., Store og Lille Supphellebreen 700 og 800 m o.h.) fører til snø- og bresmelting over et lengre tidsrom enn det som er vanlig for de høytliggende breene i f.eks. Jotunheimen. I sommerhalvåret foregår det merkbar bresmelting også om natten; og avløpsamplityden blir jevn. Breene har forøvrig flere trekk til felles med Tunsbergdalsbreen (Hatling 1967).

I nedbørfrie perioder kulminerer døgnfluktuasjonene i avløpet omkring kl.19 ved Kringe bru. Ut av Bøumsvatnet kulminerer avløpet  $l\frac{1}{2}$  time før. Forskjellen i Bøyumselva og Supphelleelva skyldes hovedsaklig dempningseffekten i Bøyumsvatnet, men også større løpsgradient og forskjell i avstand til nærmeste bre (6 km i Bøyumsdalen og 4,6 km i Supphelledalen). Supphelleelva reagerer med andre ord raskere på endringer i de meteorologiske forholdene. Dette bekreftes også av at avløpet har 1-2 <sup>O</sup>C lavere vanntemperatur enn avløpet i Bøyumselva og en minimal faseforskjell med lufttemperaturen.

### Suspensjonstransport

Måling av suspensjonstransporten foregikk i perioden 27. juni-lE.august 1966 med 3-4 prøver hvert døgn sammen med luft- og vanntemperatur, skydekke, nedbør og vannføring. I tidsrommet 24. oktober-3.november s.å. og 23.mai-l2.juli 1967 ble prøvene tatt mer sporadisk da sett bort fra døgnseriene. Målestedene i Bøyumselva var ved Skeidestølen (1A) og Skeide bru (1B), i Supphelleelva ved Grandafossen (1C) og i Fjærlandselva ved Kringe bru (1D) (Fig.6).





Fig.6A. Bøyumselva ved Skeide bru, Q = 25 m $^{3}$ /s Fig.6B. Supphelleelva ved Grandafossen, Q = 28 m $^{3}$ /s. I alle måleprofilene var vannstrømmen tilstrekkelig turbulent for "håndprøver". Vertikalfordelingen ved Kringe bru ble imidlertid etterprøvd med en dybdeintegrerende vannhenter. Ved Skeidestølen (1A) var det ikke mulig å etablere en sikker vannføringskurve, og sedimentkonsentrasjonene her blir bare sammenlignet med verdiene ved Skeide bru (1B) 4,1 km lenger ned.

	• –	•••	
	- L		110
LEUEUSKAUEL	- F		va
			 ~ ~

Målested	А	Bre	Sjø	RE *	Sm*		Obs.Q
	km <sup>2</sup>	%	%	m/4	< M	m <sup>3</sup> /s	<sup>3</sup> /s
lB.Bøyumselva	61	36	Ο,3	133	25	8,2	3,0-30,6
lC.Supphelleelva	61	38	0	141	90	6,4	0,5-48,5
lD.Fjærlandselva	122	37	0,2	125	_	14,6	3,3-79,2

\*: RE og Sm er relieffenergi henholdsvis middelgradient definert i symbollisten. Sm er her begrenset til avstanden til, brefronten.



Fig.7. Variasjonen i nedbør og lufttemperatur, vannføring og suspensjonskonsentrasjon i Bøyumselva (lA, lB) og i Supphelleelva (lC) 27.juni-15.august 1966.

Variasjonen i suspensjonstransporten er tolket på bakgrunn av Fig.7 og 8, samt døgnseriene i Fig.9. Døgnserien 20-21. juli 1966 viser en avløpssituasjon etter vedvarende oppholdsvær med høy lufttemperatur, stor innstråling og bresmelting. Serien 8-9. juli s.å. viser forholdene under oppholdsvær, men ett døgn Temperaturen var lav, og avløpsøkningen etter vedvarende regnvær. skyldtes bresmelting. Uoverensstemmelsen mellom fluktuasjonene i Bøyumselva og Supphelleelva er bestemt av mindre lokale regnbyger. Døgnserien 31. juli-l.august s.å. viser en lignende situasjon etter det kraftige regnværet 25-27.juli. Dagtemperaturen var høy, men temperaturen om natten var så lav at avløpet avtok. I løpet av døgnet falt det 1.3 mm nedbør, og det var nok til at fluktuasjonen fikk et annet forløp.

Sommeren 1967 var uvanlig fuktig, men nedbøren før døgnserien 6-7.juli var ikke tilstrekkelig til at avløpet var særlig stort. Avløpsøkningen skyldtes bresmelting. Tidsrommet før serien 10-11.juli var preget av skyet vær med tåke og regnbyger. Lufttemperaturen nådde 21 <sup>0</sup>C, og avløpet h**a**dde steget betraktelig pga den store nedbørmengden (18,3 mm ved Skarestad).



Fig.8. Avløpshydrogram i Bøyumselva og Supphelleelva l. september 1966-31.august 1967. Midlere døgnlig suspensjonskonsentrasjon i Fjærlandselva ved Kringe bru (1D).



Fig.9. Døgnfluktuasjoner i suspensjonskonsentrasjon, vannføring og lufttemperatur i Bøyumselva (1A, 1B) og i Supphelleelva (1C).

Forskjellen mellom avløpsregimet i Bøyumselva og Supphelleelva blir bare forsterket for suspensjonstransportens ved-Dessuten dempes variasjonene nedetter Bøyumselva. kommende. Selvom transporten stort sett varierer i takt med avløpet, forekommer det betydelige avvik fra en direkte korrelasjon. I perioder uten nedbør stiger både avløp og konsentrasjon nederst i vassdragene fra kl.09 til kl.18. Konsentrasjonen kulminerer omlag 2 timer før vannføringen, og den er normalt høyere på stigende enn på fallende vannstand. Uten limnigraf er det vanskelig å avgjøre om kulminasjonstidepunktet er forskjellig i de to vassdragene, men å dømme etter døgnserien 6-7.juli 1967 kulminerer både konsentrasjon og avløp noe tidligere i Supphelleelva enn i Bøyums-Døgnlig middelkonsentrasjon opptrer imidlertid mellom kl.10 elva. og kl.12 i Bøyumselva og kl.12 og kl.15 i Supphelleelva.

Avløpet i tidsrommet umiddelbart før en måleserie er av avgjørende betydning for sedimentkonsentrasjonen. Etter en flomtopp har vassdraget ofte liten transport, og den vanlige fluktuasjonen er dempet ned. Sedimentproduksjonen holder ikke tritt med avløpsvekslingene. Større flommer kan frakte vekk alt tilgjengelig materiale for lang tid framover, og vassdraget blir ikke sterkt slamførende før vannføringen overskrider det forutgående flomavløpet. I lange perioder kan man endog observere avtagende transport uavhengig av vannføringen.

Dette fraviker allikevel ikke at relasjonene mellom suspensjonstransporten og vannføringen er signifikante (Fig.lO). Observasjonsmaterialet gjør det dessuten mulig å dele måleperioden i fire ut fra betraktninger av Fig.7.

Ι:	27.juni–17.juli	Tidlig ablasjon med nedbør
II:	18.juli–23.juli	Nedbørfri ablasjon med høy
		temperatur
III:	24.juli-29.juli	Stor nedbør
IV:	30.juli-15.august	Sen ablasjon med nedbør

Regresjonskonstantene i slamføringskurvene for Bøyumselva har større standardfeil (Tab.2) pga den konservative variasjonen.



Fig.lD. Slamføringskurver for Bøyumselva (1B), Supphelleelva (1C) og Fjærlandselva (1D) 27.juni-3.november 1966.

	Periode	Formel		N	r	S	s(lgk)	s(j)
18.	I	G_=0.000091	Q <sup>2,95</sup>	83	0,784	28	0,106	0,26
	ΙI	0,00012	Q <sup>2,75</sup>	26	0,810	28	0,107	0,39
	III	0,012	Q <sup>1,21</sup>	16	0,757	30	0,114	0,26
	IV			66	0,436			
	Total	0,00038	Q <sup>2,34</sup>	191	0,725	46	0,166	0,16
10.	I	G <sub>s</sub> =0,000043 0,000012	Q <sup>3,30</sup>	83	0,895	47	0,215	0,18
	ΙI		Q <sup>3,66</sup>	25	D <b>,</b> 916	32	0,415	0,32
	III	0,000017	Q <sup>3,46</sup>	19	0,934	71	0,425	0,30
	IV	0,00043	Q <sup>2,28</sup>	65	0,894	42	0,168	0,14
	Total	0,00088	q <sup>2,96</sup>	192	0,945	59	0,130	0,11
lD.	I	G_=0,000023	Q <sup>3,00</sup>	80	0,899	25	0,098	0,16
	ΙI	0,000018	Q <sup>2,94</sup>	23	0,873	26	0,099	0,34
	III	0,00035	Q <sup>2,18</sup>	12	0,817	71	0,234	0,45
	IV	0,00053	Q <sup>1,91</sup>	64	0,794	29	0,109	0,18
	Total	0,00079	Q <sup>2,56</sup>	179	0,820	47	0,167	0,13

Tab.2. Relasjonen mellom vannføring og suspensjonstransport i Fjærlandselva 26.juni-15.august 1966.

Beregningene bekrefter at den relative suspensjonstransporten ikke bare er større, men også øker raskere med avløpet i Supphelleelva enn i Bøyumselva. Årsaken må ligge i avløpsregimet, kortere avstand til breutløp, bedre materialtilgang langs elveløpet og muligens også under breen (jfr. Ziegler 1972). Sjømagasinet i Bøyumselva kan ikke alene svare for forskjellen mellom de to vassdragene da det skjer en tydelig dempning av konsentrasjonsvekslingene langs den 4,1 km lange strekningen mellom Bøyumsvatnet og Skeide bru. Perioden med tidlig ablasjon, 27. juni-17. juli, hadde den største relative transport, og sedimenttilgangen var da også mest følsom for endringene i avløpet (stor j). I Supphelleelva ble dette til en viss grad opprettholdt gjennom de to neste periodene, og først utover i august avtok transporten og tilførselen av materiale. I Bøyumselva inntrådte den konservative variasjonen med vannføringen allerede under nedbørperioden 24-29. juli, og for resten av sesongen var det ikke mulig å etablere noen slamføringskurve i det hele tatt. Kraftig nedbør har tilsynelatende ikke samme effekt. En kan ikke se annen forklaring på forskjellene i de to vassdragene enn at variasjonene i Supphelleelva må innebære at det tilføres sedimenter langs elveløpet og ikke bare fra breene. Elvebreddene langs Supphelleelva er preget av erosjon og liten stabilitet. I Bøyumselva derimot er breddene ofte grasdekket og tilsynelatende stabile, og det var ingen signifikant forskjell i transporten ved Skeidestølen og Skeide bru.

Døgntransporten er beregnet ved planimetrering. 3-4 målinger i døgnet ga 6-9 % større usikkerhet sammenlignet med døgnseriene. Med målefeilen tatt i betraktning ligger usikkerheten nær 20%. Total suspensjonstransport i perioden 27.juni-15.august 1966 er:

1B.	Bøyumselva/Skeide bru	1	300	+	220	tonn
1C.	Supphelleelva/Grandafossen	3	300	±	530	tonn
lD.	Fjærlandselva/Kringe bru	3	850	±	730	tonn

I Supphelleelva svarte flommene 1-4. og 24.-27.juli for 57% av sedimentmengdene, og hele 1120 tonn eller 34% passerte målestedet 26.juli. I Bøyumselva utgjorde transporten under flommen i slutten av juli bare 12% hvor 26.juli sto for 6%. I tidsrommet fra 24.oktober til 3.november var transporten i hver av elvene av samme størrelsesorden og da 1% av de døgnlige sommerverdiene. I mai kan transporten være av kumulativ betydning (noe under 8 og 12 tonn på en vannføring lik 23 og 28 m<sup>3</sup>/s 23. og 24.mai 1967 ved 1D), men de lave verdiene i forhold til vannføringen skyldtes at avløpet da var bestemt av snøsmelting i de lavere delene av feltet. Verdiene er dessuten dårlig tilpasset slamføringskurvene.

Spredte målinger i Tverrdalselva (i Bøyumsdalen) i månedskiftet juni/juli 1967 viste at sedimenttilførselen herfra maksimalt beløp seg til 4% av transporten i Bøyumselva. Elva drenerer en platåbre uten nevneverdig bevegelse, og verdien harmonerer med tilsvarende målinger i Tunsbergdalen (Hatling 1967).

Suspensjonstransporten i 1966, som var nær et normalt nedbørår, er beregnet ved bruk av slamføringskurvene og døgnlig avlest vannstand. Prosedyren ble etterprøvd på transporten i måleperioden og ga 1630 henholdsvis 3840 tonn for Bøyumselva og Supp-
helleelva. Dette tilsvarer 26 og 17 % høyere verdier enn når beregningen bygger på planimetrering av døgnseriene. Noe av det systematiske avviket er forventet da vannstanden, som ble avlest kl.12-13, er høyere enn døgnets middelverdi. Beregningsperioden ble begrenset fra slutten av april til begynnelsen av oktober.

Tab.3.	Total, susp	ens ionstran	sport i	Fiærl	andselva	i	1966
		00.00010			a	_	

Målested			tonn/år					t∕år∙km <sup>2</sup>	
18. 1C.	Bøyumselva/Skeide bru Supphelleelva/Grandafossen	3 9	100 500	± ±	3	950 400	1	51 55	141* 410*

: antatt som breerosjon.

Den spesifikke sedimenteksport i Supphelleelva bare beregnet som breerosjon, kan harmonere med andre breer (Ziegler 1973, 73) selvom vurderingen blir vanskelig med de store sedimentmengdene som her ligger tilgjengelig langs elveløpet (jfr. Céwe & Norrbin 1965, Schytt 1968 og målingene foran Vesledalsbreen (Ekman 1970b)). Til sammenligning var den spesifikke eksport ut av Tunsbergdalsbreen i 1965 290 tonn/km<sup>2</sup> (Hatling 1967). Den tilsvarende verdi for Bøyumselva er nær meningsløs så lenge sedimentasjonen i Bøyumsvatnet er ukjent. Sjøen ble detaljkartlagt forat sedimentasjonen kunne bli undersøkt ved en senere anledning.

Beregningen av transporten i 1966 har ikke tatt hensyn til storflommen 7-8.september. Nedbøren ved Bøyumsvatnet var 100 mm i løpet av døgnet 6-7.september. Tilsvarende verdi ved Skarestad var 62,5 mm. Vannføringene ble stipulert til 80 og 50 m<sup>3</sup>/s i Bøyumselva og 100 m<sup>3</sup>/s i Supphelleelva. Slamføringskurvene ville ha gitt 5 000 og 30 000 tonn sedimenter i hver av elvene. Verdiene ligger langt utenfor kurvenes gyldighetsområde, og det er umulig å angi hvor godt dette estimatet er da helt andre avløps- og hydrauliske forhold da vil dominere vassdraget enn de forholdene som kurvene er gyldige for. Hvis meningen er å utlede transportbudsjettet for hvert enkelt år, må i så fall målingene konsentreres til slike – ikke forventete – situasjoner. (En lignende ekstremflom 24-25.juni 1970 er diskutert av Ziegler (1972) for sørnorske breer (jfr. også Schytt 1968)).

# Bunntransport og deltautbygging

Bunntransporten ble ikke forsøkt beregnet, men aktiviteten var tilstede å dømme etter endringene av grus- og stenbanker som hadde foregått langs de nedre strekningene. Nyoppmåling av profiler fra 1953 og 1960 viste netto degradasjon ved Skarestad, Skeide bru og Kringe bru, mens nærliggende profiler hadde aggradasjon. Bunnmaterialet var godt rundet. Nedstrøms minskning i kornstørrelse var mest markert for de groveste fraksjonene, særlig i Bøyumselva hvor bunnmaterialets mediandiameter er 140-70 mm (Fig.11). I Supphelleelva og Fjærlandselva med en medianstørrelse lik 80-90 og 50-60 mm er reduksjonen mindre. Nær munningen i Fjærlandsfjorden har kornstørrelsen avtatt til 30-45 mm.

Den historiske utbygging av deltaflaten kan gjengis med funnet av et gammelt båtstø i en bakevje helt oppe ved Skarestad. Det har ikke vært mulig å datere dette funnet, men vannstanden må i tilfelle ha vært 5-5,5 m høyere. Etter topografien å dømme er det fristende å anta at utløpet den gang allikevel lå der hvor samløpet av de to elvene er i dag, og at utbyggingen derfor har



Fig.11. Minskning i bunnmaterialets kornstørrelse i Bøyumselva/Fjærlandselva (A) og Supphelleelva (B).



Fig.12. De vestligste delene av Fjærlandselvas delta. Støleholmen avmerket.

hatt samme utgangspunkt gjennom lang tid. Gardsnavnet Våtevik kan også tyde på at det her en gang var en vik av fjorden. For 120 år siden var det en naturlig og god havn for "Sogne-jekter" ved Støleholmen (Fig.12). Siden må deltaflaten øyensynlig ha rykket fram omlag 300 m ved munningen og noe mindre i de vestligste delene. Langs vestre dalside ser det ut som "inter-levee basins" (Axelsson 1967, 31) har utgjort en del av sletten.

Deltafronten ble kartlagt i 1962 av Forbygningsavdelingen ved NVE, og en ny opplodding i 1966 viste en netto sedimentasjon på 15 000 m<sup>3</sup>. Med en antatt spesifikk vekt på 2,1-1,6 t/m<sup>3</sup> pak-ningsgraden tatt i betraktning, tilsvarer dette volumet en

deltaavlagring på 6 300 eller 4 800 tonn/år

Verdien ligger sannsynligvis nærmere 6 300 tonn/år fordi materialet ytterst på deltafronten er sand og grus. Gradienten av foresetskråningen varierte fra 29 til 33<sup>0</sup>, og den avtok først på 40 m dyp der opploddingen ble avsluttet. Det fine suspenderte sedimentet ble enten ført utover i fjorden eller avsatt lateralt og vest for munningsområdet. Her er det vanskelig å definere topset-, foreset- og bottomset-skråningene, noe som bare bekrefter at utbyggingen foran munningen skjer ved avsetning av grovt bunntransportert materiale (jfr. Axelsson 1967, 18)

Vannets elektrolyttinnhold er ikke systematisk undersøkt, men prøver fra Bøyumselva og Supphelleelva 17. og 23.juni 1967 på en vannføring lik 8 og 13 m<sup>3</sup>/s viste en spesifikk ledningsevne i intervallet 15-20 µmho/cm.

#### Litteratur for feltbeskrivelsen

- Bruun, I. 1967. Standard normals 1931-60 of the air temperature in Norway. N.met.inst., Oslo, 270s.
- Fretland, L. 1969. Fjærlandselvas hydrologi og morfologi. Geogr. inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg., 192s.
- Fægri, K. 1933. Über die Längenvariationen einiger Gletscher des Jostedalsbre und die dadurch bedingten Pflanzensukzessionen. Bergen Mus.Årb.1933:7, 255s.
- Helland, A. 1874. Om Gehalten af Slam i Bræelve. Geol.För.Förh. 2, 204-214.
- Knaben, G. 1950. Botanical investigations in the middle districts of Western Norway. Univ.Bergen Arb.nat.vit.rekke 1950:8, 117s.
- Mundal, E. 1953. Kvartære akkumulasjonar og strandlinjer ved Fjærlandsfjorden og nokre andre lokalitetar i Sogn. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg.
- Orheim, O. 1970. Glaciological investigations of Store Suphellebre, West-Norway. N.Polarinst.Skr.151, 46s.
- Skjerlie, F.J. 1957. Geological investigations between Fjærlandsfjord and Sogndalsdalen, Sogn, Western Norway. Univ. Bergen Årb.nat.vit.rekke 1957:10, 67s.

Kartgrunnlag: M711 1:50 000 1317-I: Fjærland, 1318-II: Brigsdalsbreen.

### BØVRA I JOTUNHEIMEN

Bøvra drenerer de nordvestlige delene av Jotunheimen og løper sammen med Ottavassdraget i Ottavatn (362 m o.h.) ved Lom med et tilsigsareal på 895 km<sup>2</sup>. Feltet når i Galdhøpiggen opp i 2469 m o.h., og den største avstand fra Ottavatn og opp til vannskillet er 43 km (Fig.13). Relieffenergien er sjeldent stor for et vassdrag øst for hovedvannskillet (Fig.14). Foruten av Bøverdalen gjennomskjæres nedbørfeltet av Visdalen og Leirdalen. Medianhøyden i Visdalen er nær 1700 m, i Leirdalen 1600 m, og i Bøverdalen før samløpet med Leira, Visa og ved Lom nær 1300, 1400 og 1500 m. 9,5% av feltet er dekket av breer. Fordi både Bøvra og flere av sidevassdragene er sterkt materialførende og har lett for å svulme opp, er det flere steder utført forbygningsarbeider. Elveløpene har grovt bunnmateriale. Vassdraget er ikke regulert.

Klæboe (1951) målte sedimenttransporten i Hellstuguåi i Visdalen i 1939-1944, og transportvariasjonene ved utløpet av Storbreen i Leirdalen er undersøkt av Roen (1953) og Liestøl (1967, 56flg). Enkelte målinger er også gitt av Bergseth (1952) og Låg & Bergseth (1954). Denne framstillingen bygger på undersøkelser av Karlsen (1971) og Stene (1972) i 1969-1970.

## Naturgeografisk oversikt

Berggrunnen er bestemt av beliggenheten i ytterkanten av en synklinal hvor de gabbroide og krystallinske Jotundekkene er skjøvet over fyllittiske, sparagmittiske og prekambriske forlandssedimenter. Disse bergartene står fram i NØ. Lagene faller mot SØ, og teksturen i landskapet er bestemt av den kaledonske folderetning SV-NØ og en tverr-retning SØ-NV (Landmark 1948, Dietrichson, 1950, Strand 1963, 1965).

Landformene er preget av kontrasten mellom gamle (paleiske) og yngre formelementer, og åpne fjellpartier med grunne bassenger omkranser de høye og alpine fjellpartiene i Jotunheimen og Hestbrepiggane (Ahlmann 1922, Gjessing 1967). Dalene er dypt nedskåret med glasialt aksentuerte dalsider hvor ras og stensprang



# Fig.13. Bøvras nedbørfelt.

39



Fig.14. Nedre del av Bøvra med deltaet ut i Ottavatn. Q = 119 m<sup>3</sup>/s. 27/6 1949. Copyright Fjellanger-Widerøe A/S.

kan forekomme. De fleste sidedalene henger og møter hoveddalen i tilpasningsgjel. Utgravingen av hoveddalføret var ledet av løsere berggrunn og en svakhetssone i kanten av skyvedekket. Lengdeprofilet er oppdelt i flate bekkener, som regel anlagt i strøkretningen, og skilt av gjel eller "klyper" der dalene går på tvers av denne. Bunnen i bekkenene ved Flåklypa, Medalen, Galdesand, Liasand og ved Nettosetrene er alle fyllt opp av løsmasse i motsetning til bekkenene ved Høydalsvatn, Dalsvatn, Bøvertunvatn og Bøvertjern.

De viktigste sedimentkildene består først og fremst av glasigene avsetninger i breområdene. Videre er det vanligvis tynne bunnmorenedekket i dalsidene ofte ravinert og kan tilføre elvene mye materiale under kraftige regnskyll. Enkelte steder står eskere og vifteterrasser i åpne ras ned mot elvel¢pene, og resent fluvialt materiale finnes hovedsaklig i grus- og stenvifter, særlig ved samløp med breelver. En stor del er også temporært lagret i ustabile anastomosestrekninger i dalbekkenene.

Skoggrensen når opp i omlag 900 m o.h., men det er bare de nedre dalsidene som er skogdekket hvis de da ikke er for steile eller avspylte.

Sjøarealet (nær 13 km<sup>2</sup> eller 1,5%) er konsentrert til Øvre Bøverdalen. Sjøene i Leira og Visa ligger så nær vannskillet at deres reguleringsevne er liten.

I Bøvras nedbørfelt er det registrert 58 breenheter, vesentlig dal- og botnbreer (Østrem & Ziegler 1972), med et samlet areal på 85 km<sup>2</sup>. Av dette drenerer 33 km<sup>2</sup> til Visa og 29 km<sup>2</sup> til Leira. Breene ligger i 1400-2300 m høyde, og glasiasjonsgrensen stiger fra omlag 1850 m i sydvest til 2100 m i øst.

Meteorologiske data ble registrert ved Elveseter fram til 1970. Daglig nedbør måles også ved Lom og Bøverdal, og observasjonene fra Fanaråken gjengir forholdene for de vestligste fjellområdene (Liestøl 1967). Klimaet er sterkt topografisk betinget. Mens det i de lavere dalførene er utpreget kontinentalt, er de vestligste fjellområdene influert av maritime luftmasser. Middelnedbøren i perioden 1931-1960 er 418 mm ved Bøverdal og 1221 mm ved Fanaråken. Stasjonene har maksimum i august/september (47 og 134 mm) og minimum i april/mai (18 og 58 mm). Midlere snødybde er 10 og 76 cm. Nedbøren i observasjonsårene 1969 og 1970 ved Bøverdal var 381 henholdvis 333 mm med 129 og 136 mm som snø.

Amplityden i månedlig middeltemperatur ved Elveseter er 23,5  $^{\circ}$ C (juli 17,7 og januar -5,8  $^{\circ}$ C), og tilsvarende ved Fanaråken 15,0  $^{\circ}$ C (juli 2,6 og februar -12,4  $^{\circ}$ C). Årlig middeltemperatur er henholdsvis 5,4 og -5,6  $^{\circ}$ C. Vegetasjonsperioden varer 127 dager ved Elveseter og O dager ved Fanaråken. Daglig middeltemperatur ligger over O  $^{\circ}$ C i tidsrommet 16.april-23.oktober henholdsvis 12.juni-5.september, og antall dager med vekslinger omkring O  $^{\circ}$ C er ved Fanaråken 76 og ved Vågåmo 91 (Bruun 1967).

Avløpsvekslingene er registrert ved Marstein bru (817 km<sup>2</sup>) i perioden 1933-1959. Målestedet ble erstattet av Akselen vann-

41

merke i 1961. Vannmerker er også opprettet ved Visa bru, Øvre Visa, Sula, Elveseter, Bøvertjern, Brustuen bru, Høydalsvatn og Runningen (jfr. Fig.13). En limnigraf var dessuten i drift i Hellstuguåi i 1939-1946. Det spesifikke avløpet varierer fra 10 til 50  $1/s \cdot km^2$ . Den årlige avløpsfordelingen er framstilt i Fig.15. Sammen med et tynt snødekke i dalførene fører den lave nedbørsummen tidlig på våren til at elvene da sjelden har høye vannføringer. Først utover i juni kommer snøsmeltingen i høyfjellet vassdraget til gode, mens bresmeltingen dominerer avløpet i juli og august. De største flommene skyldes ofte en kombinasjon av nedbør og høy temperatur sent i ablasjonssesongen. Den høyest registrerte vannføring ved Marstein bru er 412 m $^3/s$  1.september 1938. Dette var en flom som også herjet mesteparten av Øvre Lågen (Klæboe & Schou 1939). Middelflom er 224 m $^3/s$ .

Årlig middelvannføring er 27 m<sup>3</sup>/s (33 l/s·km<sup>2</sup>) og medianvannføring 7,5 m<sup>3</sup>/s. Medianvannføringen i sommermånedene er derimot 32 m<sup>3</sup>/s fordi den almindelige lavvannføring (0,7 m<sup>3</sup>/s) opptrer i vintermånedene (0,5-5 m<sup>3</sup>/s). Middelvannføringen ved Brustuen bru (250 km<sup>2</sup>), Leira ved Elveseter (155 km<sup>2</sup>) og Visa ved Visa bru (251 km<sup>2</sup>) er 8.9, 5.6 og 6.2 m<sup>3</sup>/s, og medianvannføringene 2,0, 1.7 og 1.2 m<sup>3</sup>/s (Hydrologiske undersøkelser i Norge 1958).

Sammenhengen mellom avløpet og de meteorologiske forholdene avhenger av om breene er maritime eller kontinentale. Ablasjonen for maritime breer er styrt av vindstyrke og nedbør, mens temperaturen er viktigst for de kontinentale breene (Østrem 1968). Sommeravløpet i Bøvra var nær korrelert med lufttempera-



Fig.15. Midlere spesifikt månedsavløp i Bøvra ved Akselen 1962-1969. turen både i 1968 og 1969, men med nedbøren døgnet i forvegen i 1967. Dét året hadde imidlertid en spesielt kald og fuktig sommer. I nedbørfrie sommerperioder oppstår det regelmessige døgnfluktuasjoner i avløpet. Kulminasjonstidspunkt og faseforskyvning langs vassdraget avhenger imidlertid av sjømagasinet og løpenes hydrauliske egenskaper. Mens avløpet ut av breene kulminerer i tidsrommet kl.14-16 og har sitt minimum kl.06-07 (Klæboe 1953, 150), kulminerer avløpet i Leira ved Elveseter nær kl.19 og i Visa ved Visa bru kl.20-21.

#### Suspensjonstransport

Målingene av suspensjonstransporten foregikk fra Brustuen bru (2A), Leira bru (2B), Galde bru (2C), Hoft bru (2D), Visa bru (2E) og ved Fossberget (2F). Dessuten er det utført to døgnserier fra Flå bru (2G) (jfr. Fig.13).

Målested	A	Bre	Sj¢	RE Sm	Ū	Obs.Q
	km <sup>2</sup>	%	%	m/km	mʒ∕s	m <sup>3</sup> /s
2A.Bøvra/Brustuen bru	250	8,4	4,0	60 32	8,9	0,2 - 85
2B.Leira/Leira bru	153	18,8	0,3	81 37	5,6	0,2 - 43
2C.Bøvra/Galde bru	495	10,5	2,1	72	18	1,0 -120
2D.Bøvra/Hoft bru	516	10,1	2,0	63	19	4,0 -154
2E.Visa/Visa bru	251	13,0	0,9	76 32	6,2	0,01- 77
2F.Bøvra/Fossberget	<b>895</b>	9,5	1,5	48 15	27	4,0 -154

Tab.4. Feltegenskaper i Bøvra

Observasjonene stammer fra periodene juni-september 1969 og april-september 1970, sammen med enkelte prøver fra vårflommen i juni 1971. Dataene innholder 21 døgnserier, samt en kartlegging av suspensjonskonsentrasjonen langs Øvre Bøvra, Leira og Visa for å påvise de viktigste sedimentkildene. Bortsett fra målingene ved Fossberget (2F) sommeren 1970, er ikke observasjonsmaterialet henført til systematiske tidsserier. Ved de faste målestedene med untak av Fossberget foregikk prøveopptaket med dybdeintegrerende vannhenter.

I flomsedimentene langs Leira avtok kornstørrelsen fra 0,15 mm nedenfor Illåi til 0,09 mm ved Liasand. Langs Visa besto avsetningene av fraksjoner rundt 0,10 mm, i Bøvra ved Galdesand 0,13 mm og på deltaet ved Lom 0,07 mm. Dette kan ses i sammenheng med utsagnet til Olsen (1972) hvor breslampartikler med diameter over 0,07 mm skulle skyldes løpserosjon og ikke glasial plukking.

Slamføringskurvene (Fig.16, 17 og 18) karakteriserer 3 transportregimer. Suspensjonskonsentrasjonen i Bøvra ved Brustuen bru er jevnt over liten, og den høyest målte verdien er



Fig.16. Slamføringskurve for Bøvra ved Brustuen bru 1969–1970. Lukket symbol: stigende vannstand.



Fig.17. Slamføringskurver for Leira ved Leira bru (2B) og Visa ved Visa bru (2E) 1969-1970.



28 mg/l (3.juni 1971). Slamføringskurven (Fig.16) bekrefter både en lav relativ sedimenttransport og en konservativ variasjon med vannføringen. Årsakene må uten tvil være sjøenes regulerings- og oppfangingsevne (jfr. Østrem 1972), da vassdraget har omlag samme relative breareal som de andre.

Derimot var den høyest målte konsentrasjonen i Leira 1380 mg/l (30.juni 1970), og i Visa hele 3650 mg/l (29.juli 1969). Slamføringskurvene (Fig.17) viser et helt annet regime med stor relativ transport, og et vassdrag hvor sedimenttilgangen er følsom for endringer i vannføringen.

I Bøvra ved Galde bru, Hoft bru og Fossberget er den høyest målte sedimentkonsentrasjon 1415 (10.juli 1970), 1891 (12. august 1969) henholdsvis 485 mg/l (25.juni 1970). Slamføringskurvene (Fig.18) er ikke vesentlig forskjellige, men den relative sedimenttransporten er mindre enn i Leira og Visa pga blandingen med slamfritt avløp fra Øvre Bøvra. Dette forklarer standardfeilen i estimatet av transporten ved Galde og Hoft bru. Avløpet i Øvre Bøvra og Leira endres stort sett i takt, men andelen fra hvert vassdrag veksler. Noe lignende skjer også i Bøvra ved Brustuen bru (2A). Her kan sedimenttilførselen fra breelva Runninga tidvis dominere transporten ved målestedet, mens vannføringstilskuddet er ubetydelig.

Slamføringskurvene får bedre signifikans når årsvariasjonen deles i 3 perioder (Tab.5).

Tab.5. Relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring i Bøvra i 1969-1970

	Periode	Formel		N	r	S	s(lgk)	s(j)
2A:	Tot> 3 m <sup>3</sup> /s	G <sub>s</sub> =0,0013	Q <sup>1,46</sup>	36	0,877	65	0,189	0,13
	Total	0,0064	Q <sup>0,94</sup>	39	0,693	102	0,115	0,08
28:	Tot> 3 m <sup>3</sup> /s	G <sub>s</sub> =0,0043	Q <sup>2,29</sup>	45	0,902	85	0,199	0,16
	1/5 <b>-</b> 1/7 2/7 <b>-</b> Total	0,0042 0,0029 0,014	2,25 Q2,51 Q1,86 Q	27 18 48	0,931 0,888 0,957	63 105 93	0,213 0,355 0,097	0,17 0,31 0,08
2C:	Tot>lO m <sup>3</sup> /s	G <sub>s</sub> =0,000079	Q <sup>2</sup> ,77	87	0,836	171	0,310	0,20
	1/5-1/7 2/7-1/8 2/8- Total	0,000016 0,0000011 0,0039 0,0013	Q <sup>3</sup> ,06 Q4,03 Q2,01 Q2,02 Q	51 20 16 99	0,948 0,956 0,784 0,876	83 79 74 186	0,236 0,458 0,577 0,138	0,14 0,27 0,40 0,09
2D:	Tot>lO m <sup>3</sup> /s	G <sub>s</sub> =0,000069	Q <sup>2,91</sup>	71	0,822	175	0,385	0,24
	1/5-1/7 2/7-1/8 2/8- Total	0,00014 0,000016 0,000018 0,00014	Q <sup>2</sup> ,57 Q3,13 Q3,42 Q2,73 Q <sup>2</sup> ,73	39 34 20 76	0,960 0,950 0,822 0,896	101 79 178 173	0,185 0,288 0,833 0,242	0,12 0,18 0,53 0,16
2E :	Tot> 3 m <sup>3</sup> /s	G <sub>s</sub> =0,00042	Q <sup>3,04</sup>	72	0,947	116	0,155	0,12
	1/5-1/7 2/7-1/8 Total	0,00042 0,000081 0,0095	2,85 Q3,76 Q1,96 Q	32 37 76	0,984 0,960 0,933	58 71 220	0,144 0,228 0,110	0,09 0,18 0,09
2F:	Tot>lO m <sup>3</sup> /s	G <sub>s</sub> =0,00012	Q <sup>2,58</sup>	75	0,852	131	0,315	0,18
	1/5-1/7 2/7-1/8 2/8- Total	0,00018 0,0000001 0,00077 0,00022	Q <sup>2</sup> ,38 9Q4,15 9Q2,30 Q2,43 Q	33 16 26 79	0,901 0,969 0,939 0, <b>9</b> 05	129 39 27 130	0,358 0,441 0,286 0,216	0,20 0,26 0,16 0,13

Beregningen av slamføringskurvene er utført for vannføringer over en viss minsteverdi fordi observasjonsmaterialet mangler data for de lave vannføringene mellom ekstremt lavvann tidlig på våren og de laveste sommervannføringene. På ekstremt lav vannstand vil erosjonsprosessene mer enn ellers være preget av tilfeldighet, og målefeilen er dessuten mest merkbar for lave konsentrasjoner. Ved de fleste målestedene faller den relative transporten da også utenfor regresjonskurvene og normalt med positivt avvik.

Slamføringskurvene ved Galde bru og Fossberget (Fig.18) viser at suspensjonstransporten under snøsmeltingen, som begynner i mars og varer til ut i juli, er relativt lav. Verdiene av j



Fig.19. Døgnfluktuasjoner i avløp og suspensjonskonsentrasjon i Bøvra

47

er derimot ikke nevneverdig forskjellige fra de som er beregnet Dette må innebære at sedimenttilførselen er tilfor hele året. svarende følsom for endringer i avløpet sannsynligvis pga de store flatene som smeltevannet brer seg utover. De største sedimentmengdene fraktes ut av Bøvra tidlig i ablasjonssesongen sent i juni dels fordi den subglasiale dreneringen da eroderer i det vinterproduserte løsmaterialet (Liestøl 1967, Østrem et al. 1970), men også fordi avløpsvolumet er størst. Utover i juli øker den relative transporten, og j-verdien i slamføringskurvene er maksimal. Dette beror på at de lave vannføringene fremdeles består av snøsmeltevann. Snømengdene er imidlertid begrenset, og de større vannføringene domineres av slamholdig brevann. Slamføringskurvene for denne perioden er derfor bygget opp omkring data fra forskjellige avrenningsforhold og sedimentkilder. Ifølge Liestøl (1967) starter ablasjonssesongen på Storbreen omkring l.juni, men de høye døgnmiddeltemperaturene inntrer i juli og august. Først da vil smeltevannet fra breene dominere avløpet, og den relative suspensjonstransporten er på sitt høyeste. Verdien av j er den samme eller noe lavere enn under snøsmeltingen.

Eksempler på døgnfluktuasjoner er gitt i Fig.19. Døgnserien 2-3.juni 1970 viser en avløpssituasjon under snøsmeltingen. Været var overskyet, det hadde ikke falt nedbør, dagtemperaturen ved målestedene lå omkring 10-12 <sup>O</sup>C, og vannføringen var 2/3 av den midlere sommervannføring. Suspensjonstransporten var minimal. Døgnserien 19-20.juni s.å. viser derimot en situasjon hvor vannføringen var nær det dobbelte av middelverdien. Under bresmelteperioden 4-5.august var avløpet væc Brustuen og Galde nær normalt, mens avløpet i Leira var ca 250% høyere enn normalt.



Fig.20. Døgnfluktuasjoner i suspensjonskonsentrasjon gjennom Galdesand (2C og 2D) og Medalen (2D+2E og 2G).

Sedimentkonsentrasjonen kulminerer før avløpet. Det eneste untaket var i Bøvra ved Brustuen bru 4-5.august da konsentrasjonen kulminerte først flere timer etter. Med 3 timer mellom hver måling er det vanskelig å utlede transporttiden mellom målestedene, og så langt ned i vassdraget vil dessuten faseforskyvningene avhenge av tilsiget i de enkelte sideelvene.

Målestedene ble valgt også ut fra muligheten av å måle transporten gjennom de alluviale bekkenene Galdesand og Medalen (Fig.20). Avløpsfluktuasjonene ble tilsynelatende ikke influert, mens suspensjonskonsentrasjonen ble både dempet og forsinket. Bare ved lave vannføringer var det mulig å påvise netto erosjon i bekkenene. På høye vannføringer ver det derimot ingen signifikant forskjell i de sedimentmengdene som tilføres og som fraktes ut av systemene.

Under lengre flomperioder (Fig.21) kan suspensjonstransporten kulminere flere dager før avløpet, og transporten er størst under den første av flere flomtopper. Dette er særlig karakteristisk for snøsmelteflommene utover i første halvdel av juni, men trer ikke så klart fram for flommene lenger utover sommeren.



Fig.21. Vannføring, suspensjonstransport og spesifikk ledningsevne i Bøvra ved Fossberget sommeren 1970.

Total suspensjonstransport er beregnet ved at transporten ved midlere døgnvannføring er estimert fra slamføringskurven og summert i henhold til varighetskurven. Under lavvann om vinteren og tidligst på våren er sedimentkonsentrasjonen antatt å være svært lav og konstant. Prosedyren ble etterprøvd på måleserien ved Fossberget 28.april-27.august 1970 hvor den summerte transporten tilsvarte 60 000 tonn mot en beregnet mengde lik 68 000 tonn.

Tab.6. Total suspensj	onstransport	i Bøvra	i 1970
Målested	tonn/år	tonr	n/km <sup>2</sup> •år
2A.Bøvra/Brustuen bru 2B.Leira/Leira bru 2C.Bøvra/Galde bru 197 196 2F.Bøvra/Fossberget	1 000 47 000 0 47 000 9 94 000 75 000	4,0 307 95 190 84	48* 1630* 905* 1810* 880*

: beregnet som breerosjon.

I 1970 var årsavløpet nær normalt, og flomvannføringen var bare 67% av middelverdien (gjentagelsesintervall 1,3 år). Årsavløpet i 1969 var 12% over middelavløpet, men høyeste flomvannføring var 1,2 ganger større enn middelflommen (gjentagelsesintervall 4.6 år). Dessuten opptrådte den nest høyeste flomtoppen på høyde med gjennomsnittlig flomavløp. 50% av årlig sedimentmengde ble fraktet ut av vassdraget ved Galde bru (2C) i døgnet med flomtoppen i 1969 og 20% under den nest laveste. I motsetning var transporten under flomdøgnet i 1970 bare 20%, og de 3 døgnene med vannføringer mellom 85 og 90 m<sup>3</sup>/s svarte for 1/6 av årets totaltransport. I Leira ble 1/3 av sedimentene fraktet gjennom profilet ved Leira bru under flomtoppen. Dette illustrerer hvilken rolle flomfrekvensen spiller i estimatet av årenes totaltransport. Εn grov betraktning av avløpet i 1969 og 1970 tilsier at avløpsvekslingene disse årene ligger et godt stykke på hver side av et normalt forløp.

Klæboe (1951) beregnet suspensjonstransporten i Hellstuguåi til 43 000 og 37 000 tonn i tidsrommet 15.juni-15.september 1941 og 1942. Han antydet dessuten at med tilsvarende erosjon for resten av brearealet skulle den årlige transporten ut i Ottavatn minst være 700 000 tonn/år. Verdien er altfor stor da Hellstugubreen på langt nær er representativ for resten av breene. Allikevel er det realistisk å anta at det ble fraktet ut større sedimentmengder i begynnelsen av 1940-årene fordi bresmeltingen også var større da (jfr. Liestøl 1969). Dette alene kan ikke tilfredsstille det nevnte estimatet. Middelavløpet i årene 1942-1949 var 10% høyere ved Akselen enn for perioden 1962-1969. (Nedbøren var 6% høyere). Breene i Jotunheimen hadde forøvrig negativ massebalanse i 1970 (Tvede 1971). Hvorvidt det er rimelig å anta at totaltransporten i vesentlig grad stammer fra breerosjonen er vanskelig å avgjøre uten et svært omfattende stasjonsnett. Til sammenligning var transporten ut av Østre Memurubreen i 1969 og 1970 henholdsvis 720 og 1000 t/km<sup>2</sup>.år (Ziegler 1973, 73).

Sedimentkonsentrasjonen i Øvre Bøvra, Leira og Visa er gjengitt i Fig.22 og 23. Målestedene i Øvre Bøvra ble valgt der hvor man best kunne utlede sjøenes oppfangingsevne. Gjennom Bøvertunvatn (0,68 km<sup>2</sup>) avtok transporten med nær 35% og gjennom Bøvertjern (0,23 km<sup>2</sup>) med ca 20%. Verdiene er lavere enn for andre bresjøer (Ekman 1970), men sjøene er grunne og gjennomstrømmingen mer effektiv enn i f.eks. Nigardsvatn hvor ca 50% av tilførselen fra breen blir sedimentert.

¢kt avstand til breene vil medføre sortering og utjevning av transporten, og muligheten for at større mengder kan fraktes gjennom sjøene øker.



Fig.22. Endring i suspensjonstransporten ved passasjen gjennum Bøvertunvatn og Bøvertjern i Øvre Bøvra.



Fig.23. Fordelingen av suspensjonskonsentrasjonen i Leira 24/6 og 9/8 1970 og 4/6 1971, og i Visa 13/6 og 2/9 1970. NB: Ulik målestokk på konsentrasjonssøylene.

Breelvenes innflytelse på sedimenttilgangen er iøynefallende (Fig.23), og Illåi og Hellstuguåi synes å svare for en vesentlig del av tilførselen i Leira og Visa. Breelver med sedimentasjonsbasseng (Øvre del av Leira, og Tverrbytna, Urdadøla, Skauta og Smiugjela i Visa) viste derimot like lave konsentrasjoner som de brefrie elvene Lauva og Gokkra.

#### Bunntransport

Bunntransporten ble forsøkt beregnet med Schoklitsch' og Meyer-Peter & Müller's formler, og summert i henhold til varighetskurven for 1970.

28.Leira/Leira	bru	(Schoklitsch) (Meyer <b>-</b> Peter)	80 145	000 00C	tonn/år tonn/år
2C.Bøvra/Galde	bru	(Schoklitsch)	50	000	tonn/år



Fig.24A. Bøvra gjennom Medalen. Q = 126 m<sup>3</sup>/s 30.juni 1970. Samløpet Visa/Bøvra helt til venstre.



Fig.24B. Leira gjennom Liasand. 3.juni 1971.



fig.25A. Bøvra gjennom Medalen sett nedstrøms.



Fig.25B. Bøvra gjennom Galdesand juli 1970 sett nedstrøms En akkumulasjon mellom Leira bru og Galde bru på 30 000 tonn/år er urimelig og må tilskrives de usikkerhetene som er forbundet med disse beregningsprosedyrene. Hvis verdiene derimot har en viss rimelighet, skulle i så fall bunntransporten tilsvare hele 100-300 % av suspensjonstransporten. Schoklitsch' formel ble etterprøvd ved å måle forflytningen av 15 utvalg av merket bunnmateriale på tvers av løpene i Galdesand. De stendiametere som man derfor vet har beveget seg, ble også satt i transport ifølge formelen. Formelen kan tilsynelatende gjengi en korrekt størrelsesorden ihvertfall for transportkompetansen.

De samme formlene samt Kalinske's prosedyre ble også forsøkt i tverrprofiler gjennom Medalen på flomvannføringer, men de ga så urealistisk små verdier og innbyrdes avvik at vurderingen blir meningsløs. Kornstørrelsene var omlag de samme (50-60 mm) som i Leira og ved Galde bru.

Visa løper i bevegelig bunnmateriale først og fremst etter samløpet med Hellstuguåi, men den får også betydelige tilskudd fra Tverråi og elva fra Svellnosbreen. På Visas vifte kjente



Fig.26. Forflytning av merket bunnmateriale ved Vesle-¢ygarden i Medalen 8-10/7 1970.



Fig.27. Minskning av bunnmaterialets mediandiameter gjennom Dalasand (A), Galdesand (B) og Medalen (C).

folk til at blokker med en diameter opptil 1-2 m var flyttet nedover under de største flommene, vesentlig pga undergraving.

De anastomoserende strekningene i dalbekkenene (Fig.24 og 25) har tydelige bunntransportformer, og transporten bekreftes ved hyppige løpsforandringer. Etter flommen 12.september 1969 (Q = 260 m<sup>3</sup>/s ved Akselen) var f.eks. større stenbanker i Medalen fjernet og nye blitt avsatt. På den første banken nedenfor Hoft bru ble stener med diameter opptil 200 mm fraktet vekk av flom-vannet, og til tross for irregulariteten kan omhyllingskurven i Fig.26 antyde en viss systematikk som det kan være av interesse å forfølge.

Minskningen i bunnmaterialets mediankornstørrelse gjennom de alluviale bekkenene Dalasand, Galdesand og Medalen (Fig.27) kan best tilnærmes med:

Dalasand	D <sub>50</sub>	=	119	L , J ,	( r	=	-0,991)
Galdesand	D <sub>50</sub>	=	83	L <sup>-0,56</sup>	( r	=	-0,818)
Medalen	D <sub>50</sub>	=	50	L <sup>-0,45</sup>	( r	=	-0,979)

Minskningen over Visas vifte var derimot ubetydelig. Sorteringen av bunnmaterialet endret seg ikke signifikant.

Rundethetsanalysen i Fig.28 kan bekrefte at avrundingen av bunnmaterialet er mest iøynefallende like etterat sedimentet blir tilført vassdraget. Hvorvidt bunnmaterialet blir ytterligere slitt ned gjennom gjelet mellom bekkenene (fra 20 til 25 km i Liasand) var det ikke mulig å observere. Årsaken ligger enten i at sedimentet knuses eller at kantet forvitringsmateriale tilføres. Sannsynligvis kan begge deler skje.



Fig.28. Frekvensfordeling av rundethetsklasser for bunnmaterialet gjennom A) Liasand, B) Galdesand. 1: kantet, 2: kantavrundet, 3: avrundet, 4: godt avrundet (Reichelt 1961)

#### Deltautbyggingen i Ottavatn

Sedimenttransporten i Bøvra har nær fyllt igjen Ottavatnbekkenet, og på lavvann er strekningen fra Lom og 11,5 km nedover til deltafronten en mer eller mindre blottlagt deltaplattform (Fig.29). Ved Lom har deltaet karakter av en grus- og stenvifte med en gradient på 0,2%, og den tette vegetasjonen ved siden av hovedløpet fanger opp suspensjonsmateriale i fraksjonen 0,2-0,07 mm. Etter samløpet med Otta endrer deltaet helt karakter, og middelgradienten er bare 0,013%. Hovedløpet pendler fra side til side, og på lav vannstand følger vannet et anastomoserende løpssystem.

Sedimenttransporten utover deltaet er undersøkt i 8 måleprofiler. Transporten i Otta er bare 5-15 % av transporten i Bøvra, og Otta må derfor ha liten betydning for deltautbyggingen. Suspensjonskonsentrasjonen avtar raskt utenfor munningen (Fig.30). De lave verdiene ved profil 2 må skyldes at her er bassenget på sitt bredeste. Konsentrasjonene øker igjen nedenfor antagelig pga



Fig.29. Bøvras delta i Ottavatn. 13/8 1965. Q = 24 m<sup>3</sup>/s. Copyright Fjellanger-Widerøe A/S utveksling med bunnsedimentet. De øverste 2-3 stasjonene har imidlertid inhomogene vannmasser pga samløpet med Otta.

Like ovenfor deltafronten var sedimentkonsentrasjonen nær 25% av konsentrasjonen ved Fossberget. Hvis vannføringen i Otta da antas å være av samme størrelsesorden som i Bøvra, må dette bety at halvparten av suspensjonstransporten ved Lom når ut til deltafronten. Utover i Vågåvatn hadde konsentrasjonen avtatt til 5%.

Bunntransporten nederst i Bøvra når neppe langt ut i Ottavatn. Øverst på deltaet ble det påvist aktiv transport i grus- og stenfraksjonen, men etter 1 km var disse fraksjonene forsvunnet. De groveste suspensjonspartiklene kan imidlertid bli bunnfelt og fraktet videre i banker, dyner og ripples. Mediankornstørrelsen avtar markert fra 97 til 3,7 mm noenlunde konformt med en potensialfunksjon. På den distale delen er det liten endring, og løpene forandrer karakter fra å være brede og grunne til å bli smale og dype. Som antydet for sedimentkonsen-





Fig.30. Reduksjon av suspensjonskonsentrasjonen gjennom deltaområdet i Ottavatn.



Fig.31. Minskning i bunnmaterialets medianstørrelse i deltaområdet i Ottavatn. B) Korrigert for bassengets bredde. trasjonen synes de hydrauliske forholdene å være bestemt av bassengets bredde (Fig.31) samtidig som en knekk i lengdeprofilet ble iakttatt på det samme stedet der bunnsedimentet manglet fraksjonen 2-4 mm (jfr. Sundborg 1956, 188flg). Sorteringen av materialet var best for fraksjonen 0,15-0,20 mm; tilnærmet den minste kornstørrelse som kan transporteres som bunntransport (Sundborg 1956, 219, Axelsson 1967, 24).

Utenfor deltafronten fortsetter løpene i subakvatiske løpsformer med leveer. Den største målte tetthetsforskjell mellom tilførselsvannet i Ottavatn og vannet i Vågåvatn var 0,0005 og skulle tilfredsstille kravet til dannelse av tetthetsstrømmer (Axelsson 1967, 20). På stor vannføring ble det iakttatt "plunge points" hele 2 km nedenfor deltafronten hvor det slamholdige elvevannet dukker under de lettere vannmassene i Vågåvatn (jfr. Holtan 1972 hvor et motsatt synspunkt er gjort gjeldende). Gradienten på deltafronten er maksimalt 4<sup>0</sup>, noe som styrker utsagnet om at fronten er formet av suspensjonsmateriale (Axelsson 1967, 24flg). Bunntransporten opphører 1,5 km oppstrøms.

#### Transport av kjemisk oppløst materiale

Vannets spesifikke ledningsevne ble målt ved alle målestedene, og variasjonsbredden i  $\mathscr{H}_{13}$  i Bøvra ved Brustuen bru er 15-40 (N=20), i Leira ved Leira bru 6-32 (N=25), i Bøvra ved Galde bru 10-33 (N=55), i Visa ved Visa bru 9-58 (N=17) og i Bøvra ved Fossberget 12-59 µmho/cm (N=42).

Felles for alle vassdragene er høy elektrolyttkonsentrasjon på våren og tidlig på sommeren. Avløpet domineres av grunnvannstilsig, og ledningsevnen avtar etter hvert med økende vannføring ettersom snøsmrltingen tar til (Fig.32). Fra siste halvdel av juni er derimot elektrolyttkonsentrasjonen konstant lav (Fig.21) fordi bresmeltingen nå utgjør mesteparten av avløpet. Overgangen fra en høy og variabel til en lav og konstant spesifikk ledningsevne kan være et supplerende hjelpemiddel til å utlede tidspunktet for når ablasjonen starter og for volumet av bresmeltingen. Utover høsten avtar igjen elektrolyttkonsentrasjonen. Fig.32. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring i Bøvra ved Galde bru (2C) og ved Fossberget (2F). Åpne symboler: etter l.juli.



Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring før l.juli er:

2C.Bøvra/Galde bru	H18 =	= 57	Q <sup>-U,26</sup>	(r	Ξ	-0,981)
2 <b>F.Bøvra/Fossberget</b>	H <sub>18</sub> =	- 83	q <sup>-0,28</sup>	( r	=	-0,928)

Den kjemiske sammensetning viser en dominans av bikarbonater (Tab.7) og med lite kalsium i forhold til sulfat (jfr. Skulberg 1957, 40).

Tab.7. Ionefordelingen i mg/l i Bøvra

Målested	Dato	₽ <sup>18</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na. <sup>+</sup>	к+	so <sub>4</sub>	C1 <b>-</b>	HC 0.3
2B.Leira/Leira bru 2C.Bøvra/Galde bru 2D.Bøvra/Hoft bru 2E.Visa/Visa bru 2F.Bøvra/Fossberget	6/9-69 6/9-69 2/9-69 12/9-69 1/10-70	14 17 19 14	1,7 2,5 2,0 1,6 3,1	D,5 D,9 D,2 D,4 1,6	0,5 0,6 0,4 0,6 0,5	0,6 0,6 0,4 0,6 0,7	1,9 2,7 2,3 2,3 3,1	0,2 0,2 0,4 0,3 0,2	5,5 6,7 5,5 5,0 8,5

Transporten av kjemisk oppløst materiale er beregnet ved at året er delt i tre perioder: vinter, vår og sommer/høst, og konsentrasjonen er multiplisert med vannføringen og summert i henhold til varighetskurvene (Tab.8)

Målested	tonn/år	tonn/km <sup>2</sup> •år	H18
2A.Bøvra/Brustuen bru 2B.Leira/Leira bru 2C.Bøvra/Galde bru 2F.Bøvra/Fossberget	4 500 1 500 6 200 7 800	18,0 10 12,5 8,7	24 11 17 14

Tab.8. Transport av kjemisk oppløst materiale i Bøvra 1970.

I månedsanalyser av nedbørens kjemiske sammensetning ved Fanaråken var den midlere spesifikke ledningsevne i tidsrommet 1967-1969 7 µmho/cm når de målte verdiene ble korrigert for surhe sgraden. Ionefordelingen viser en klar maritim innflytelse med overvekt på klorid og natrium. Overført på nedbørsummen i Bøverdal skulle denne verdien tilsvare en ionetilførsel tilnærmet lik 2 t/km<sup>2</sup>.år. Tilførselen er ventelig høyere utifra erkjennelsen av at nedbøren er langt større i høyfjellet enn nede i dalene. Et grovt anslag burde heller tilsi en nedbørtilførsel nær f.eks. 5 t/km<sup>2</sup>.år.

Transporten av kjemisk oppløst materiale er i alle tilfeller underordnet suspensjonstransporten. Untaket er i Øvre Bøvra hvor suspensjonstransporten fanges opp i sjøene, men hvor berggrunnen dertil består av lettforvitrete kalkbergarter. En kartlegging av den spesifikke ledningsevne i en rekke sideelver viste at de vassdragene som drenerte fyllittiske og sparagmittiske bergarter hadde 2-3 ganger høyere ledningsevne enn vassdrag som løper gjennom de gabbroide Øvre Jotundekke-områdene.

#### Litteratur for feltbeskrivelsen

Ahlmann, H.W. 1922. Glaciers in Jotunheimen and their physiography. Geogr.Ann.4, 1-57.

Bergseth, H. 1952. En undersøkelse av breelver i Jotunheimen. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg., 93s.

Bruun, I. 1967. Standard normals 1931-60 of the air temperature in Norway. N.met.inst., Oslo, 270s.

Dietrichson, B. 1950. Det kaledonske knuteområdet i Gudbrandsdalen. N.geol.Tidsskr.28, 65-143.

- Gjessing, J. 1967. Norway's paleic surface. N.geogr.Tidsskr. 21, 69-130.
- Holtan, H. 1972. Eksempler på temperatur og strømningsforhold i innsjøer. Nord.hyd.konf.Sandefjord I, 171-184, II, 129-130.

Hydrologiske undersøkelser i Norge, 1958. Hyd.avd.NVE, Oslo, 236s.

- Karlsen, D.G. 1971. Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Visa og de nedre deler av Bøvra. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl. H-oppg., 126s.
- Klæboe, H. 1951. Transport of solid matters in glacier currents. Ass.Int.Hyd.Sci., Ass.Gen.Brussel 3, 124-127.
- Klæboe, H. 1953. The Hellstugu river. N.geogr.Tidsskr.14, 140-151.
- Klæbbe, H. & Schou, G. 1939. Storflommen august-september 1938. N.geogr.Tidsskr.7, 206-227.
- Landmark, K. 1948. Geologiske undersøkelser Luster-Bøverdalen. Univ.Bergen Årb.nat.vit.rekke 1948:1, 57s.
- Liestøl, O. 1967. Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. N.Polarinst.Skr.141, 63s.
- Liestøl, O. 1969. Brefluktuasjoner. s.14-17 i G.Østrem & T. Ziegler, Atlas over breer i Sør-Norge, Hyd.avd.NVE, Medd.20.
- Låg, J. & Bergseth, H. 1954. Studies on acidoid-basoid relationships of freshly formed material, suspended in Norwegian glacial rivers. V.Int.Congr.Soil Sci., Brussel Trans. 4, 53-57.
- Roen, S. 1953. Slamføring i breelver og slaminnhold, sedimentasjon og termikk i Nigardsvatn. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg., 106s.
- Skulberg, D. 1967. Beskrivelser og undersøkelser av vannforekomster. Del 2. Gudbrandsdalslågen. N.inst.vannforskn., Oslo, 94s.
- Stene, R.N. 1972. Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Leira og øvre del av Bøvra. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubi.H-oµµg. 143s.
- Strand, T. 1963. Otta-dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen. N.geol.Unders.228, 280-287.
- Strand, T. 1965. Geology and structure of the Prestberget area. N.geol.Unders.228
- Tvede, A. 1971. Glasiologiske undersøkelser i Norge 1970. Hyd.avd.NVE Rap.2/71, 111s.
- Østrem, G. 1968. Korrelasjonsberegninger et middel til avløpsprognosering. s.104-116 i G.Østrem & R.Pytte, Glasiologiske undersøkelser i Norge 1967. Hyd.avd.NVE Rap.4/68.
- Østrem, G. & Ziegler, T. 1969. Atlas over breer i Sør-Norge. Hyd.avd.NVE Medd.20, 207s.

Kartgrunnlag: Gradteig 1:100 000. D29 Skjåk, D30 Sygnefjell, E29 Lom, E30 Gjende.

# DIRDALSELVA I ROGALAND

Dirdalselva munner ut i Høgsfjorden med et dreneringsareal på 160 km<sup>2</sup> (Fig.33). Feltets høyeste punkt er er Hunnefjell (1131 m o.h.). Dalføret er så markert nedskåret i et høyfjellsplatå, 300-1000 m o.h., at 80% av feltet ligger høyere enn 500 m. Medianhøyden er 740 m. Elva er nær 40 km lang og løper gjennom Hunnedalen til Byrkjedal hvor den brått dreier nordover til Dirdal (Fig.34). Feltets strukturbetingete avlange form har ført til at det ikke finnes stoedaler av betydning. Umrådet er karakterisert av et uforholdsmessig stort areal med bart fjell. Bortsett fra de øverste strekningene, er elveleiet utformet i stenmateriale. Løpet er flere steder blitt forbygd. Vassdraget har ikke breer. Denne framstillingen bygger på en undersøkelse av Pallesen

(1970) i 1963-1969. Et utdrag er tidligere gitt av Abrahamsen, Pallesen & Solbakken (1972).



Fig.33. Dirdalselvas nedbørfelt.



Fig.34. Dirdalselva med Dirdal. Copyright Fjellanger-Widerøe A/S.

# Naturgeografisk oversikt

Berggrunnen hører til Rogaland-Telemark provinsen i det sørnorske grunnfjellsområdet. Bergartene som består av granitt og granodioritt, har utpregete benkningsstrukturer og sprekkesystemer. Strøkretningen er overveiende NV-SØ (Feyling-Hanssen 1945).

Landformene er preget av overgangen mellom de sørnorske heiområdene og et vestnorsk fjordlandskap, samt av en ekstremt godt utviklet sprekketopografi. Høyfjellsplatået som gjennom feltet senker seg 200 m mot syd eller sydvest, kan betraktes som et ekshumert prekambrisk peneplan oppbrutt av parallelle daler. Brebevegelsen fulgte Hunnedalen ut gjennom Gloppedalen, og falt derfor sammen med sprekkeretningen. Dette forsterket relieffet (Ahlmann 1919) og både dalens tverrprofil og lengdeprofil har glasialt preg. På høyfjellsplatået har breerosjonen ikke hatt annen effekt enn å fordype gamle forsenkninger (Gjessing 1967). Giljajuvet og dreneringen mot Dirdal kan være av postglasial alder etterat Gloppedalsura eller forløpere for denne sperret Gloppedalen. I så fall må løsmassene i Byrkjedalsbassenget ha blitt fraktet ned i Dirdalen. Marin grense er ca 40 m o.h.

Det arealet som er dekket av løsmasse er lite sett i forhold til arealet med bart fjell, og på høyfjellsplatået finnes sporadiske rester av bunnmorene bare i forsenkninger. Dalsidene er steile, og sammenhengende talusskråning kan følges over flere kilometer. Oppsprekkingen har ført til dannelsen av rasskar og grove bekkevifter som demmer opp elva i loner. Bare der hvor dalen vider seg ut er det bevart morenerester, og randavsetningen ved Østabø er antatt å ha bli avsatt samtidig med Raet. Hverken morene eller talus gir nevneverdig sedimenttilførsel til den resente fluviale aktiviteten. Derimot er talusskräningen langs Siljajuvet sannsynligvis feltets mest aktive erosjonsområde (Fig.35). Hyppige snøskred innover i Hunnedalen bidrar i sedimenttilførselen først og fremst ved opprenskning av allerede frigjort løsmateriale. Under sjeldent kraftige regnskyll har det forekommet ravinering i morenedekket i Byrkjedal. Sedimenttransporten i Dirdalselva kan da spores langt ut i Høgsfjorden. Bergskred er sjeldne, men massene i Gloppedalsura og i skredet ved Motland kan vanskelig utlignes av andre prosesser.

Skoggrensen øker østover mot 700 m i Hunnedalen (Aas 1964). Selv under dette nivået dekker skogen små arealer pga de steile dalsidene og de nakne bergflatene.

Det store antallet med sjøer i vassdraget utgjør i areal hele 6% av feltet. Størst er Hunnevatn på ca l km<sup>2</sup>. De små flatene og sjøenes beliggenhet oppå høyfjellsplatået tilsier allikevel at avløpet ikke blir nevneverdig dempet.

Beliggenheten av Dirdalselva skulle tilsi et maritimt klima, men dataene fra nærliggende klimastasjoner viser at kontinentaliteten øker raskt østover fra Dirdal til Øvre Sirdal. Midlere årlig nedbør i perioden 1931-1960 ved Maudal er 2606 mm og ved Øvre Sirdal 1206 mm med maksimum i november og oktober (329 og 151 mm) og minimum i juni og april (116 og 51 mm). Midlere årlig snødybde er 31 cm ved Øvre Sirdal og 0 cm ved Høgsfjord. Nedbøren

65

i observasjonsåret 1969 ved Maudal og Øvre Sirdal var 2319 mm henholdsvis 1302 mm med 371 og 313 mm som snø.

Amplityden i månedlig middeltemperatur er 15,3 °C ved Flørli med maksimum i juli (16,2 °C) og minimum i januar (0,9 °C). Vegetasjonsperiodens lengde er 200 dager, og daglig middeltemperatur er gjennom hele året høyere enn 0 °C (Bruun 1967). Antall dager med temperatursvingninger omkring 0 °C er 67 med maksimum i januar til mars. Rapp (1960) antydet at det måtte minst en nedbørintensitet på 50 mm/døgn til for å initiere jordskred og mudflow-lignende massebevegelse. Slike intensiteter ble målt i hele 5 døgn bare høsten 1968 uten at de utløste økt massetilførsel. Nedbørintensiteter over f.eks. 75 mm/døgn opptrådte 8 ganger i perioden 1959-1968, og ravinering i morenematerialet i Byrkjedal må etter pressemeldinger å dømme ha forekommet minst 3 ganger siden 1940.

Avløpet er registrert på Byrkjedal vannmerke siden 1968. I undersøkelsesperioden 1968-1969 ble det i tillegg konstruert vannføringskurver ved 7 andre målesteder (Fig.33). Medianvannføringen i 1969 var 4,5 m<sup>3</sup>/s ved Dirdal. Snømengdene øverst i feltet gir smelteflom i april-juni, men samtidig er de lavere områdene snøbare og gir lite tilskudd til avløpet. Selv i januar kan nedbøren komme som regn, og det har skjedd at avløpet har kulminert rundt årsskiftet. Avløpet i Dirdalselva er i større grad enn de andre Rogalandsvassdragene underkastet store og hyppige vekslinger (Fig.37). Dette må først og fremst bero på feltformen, løpsgradienten og liten feltkapasitet.

# Suspensjonstransport

Måling av suspensjonskonsentrasjonen ble utført ved Dirdal (3H) (Fig.36) i tidsrommet mai 1968 til november 1969. Turbulensen i profilet var tilstrekkelig for "håndprøver".

Tab.9. Feltegenskaper	i Diro	dalselv	Ja			
Målested	А	Sjø	RE	Sm	Q <sub>50</sub>	Obs.Q
	km <sup>2</sup>	%	m/1	< m	m <sup>3</sup> /s	m <sup>3</sup> /s
3H.Dirdalselva/Dirdal	160	6,0	35	19	4,5	0,3 - 70





Fig.35. Dirdalselva ved Giljajuvet. Merk talusmaterialet oppå forbygningen fra 1964.



Fig.36A. Dirdalselva nedenfor Giljajuvet.



Fig.36B. Dirdalselva ved Dirdal (3H). Resultatene er gjengitt i Fig.37. Selv under flom ble det ikke målt høyere sedimentkonsentrasjoner enn 8 mg/l, og 2-3 mg/l var det vanlige. Konsentrasjonene var derfor ikke bare lave, men sedimenttilgangen er så begrenset at slamføringskurven blir tilnærmet lineær (Fig.38, Tab.10).

lat	J.IU.	Relasjo føring	i Dirdal	om suspen selva ved	sjonst Dirda	ransport 1 i 1968-	og vann- 1969.
	Fc	ormel	N	r	S	s(lgk <b>)</b>	s(j)
Gs	= 0,	0017 Q <sup>0,9</sup>	95 <sub>66</sub>	0,780	89	0,048	0,06

Total suspensjonstransport ble beregnet ved bruk av varighetskurven for døgnlig avlest vannstand ved Byrkjedal vannmerke. Korrelasjonen mellom vannstanden ved Byrkjedal og Dirdal måtte imidlertid utføres separat for to perioder fordi vannføringene her under snøsmeltingen om våren var tilnærmet identiske pga lite tilskudd fra de lavere områdene. Total suspensjonstransport for 1968/1969 er:

3H.Dirdalselva/Dirdal 800 tonn/år eller 5 ± 2,5 t/km<sup>2</sup>·år



Fig.37. Vannføring, suspensjonskonsentrasjon og spesifikk ledningsevne i Dirdalselva ved Dirdal (3H) 1968-1969.



#### Bunntransport

Med de normene som er empirisk utledet for forholdet mellom bunntransport og suspensjonstransport (jfr. s.19), skulle bunntransporten i Dirdalselva være ubetydelig. Etter befaringer langs vassdraget virker dette høyst urimelig. I Dirdalselva er det neppe noen funksjonell sammenheng mellom det grovkornete bunnmaterialet og de små mengdene med suspendert sediment, og bunnmaterialet mangler de fraksjonene som tilfredsstiller en kontinuerlig utveksling mellom suspensjonstransporten og bunntransporten. Bunntransporten kan derfor ikke anslås bare utifra betraktninger av suspensjonskonsentrasjonen.

Elveløpet har regulære tverrprofiler, materialet er jevnt fordelt og typiske bunntransportformer er ikke godt utviklet. Mediankornstørrelsen varierer fra 26 mm ved Hunnevatn (3C) til 120 mm i Giljajuvet. Sorteringen er relativt god (So=0,34-0,69) (Selmer-Olsen 1954), og den er best der det tilsynelatende er aktiv bunntransport. Forholdene skulle ligge godt til rette for en undersøkelse av transportkompetansen ved å måle forflytningen
av merket bunnmateriale. Antall stener i hvert utvalg var 100, og forflytningen ble registrert for perioden mellom sommerene 1968 og 1969 (Tab.11).

TODULL HOLE	o barnina ob	I TOT DO 1090	<u> </u>	11 ddit d	<u>, e t t c</u>	
Målested	Gjenfunne	t Mid.	Runde	ethet	DĘ	50
	100	lengde	TR	ST	ŢR	ST
		m			mm	mm
3C.Hunnevatn 3E.Mjåland 3F.Byrkjedal 3H.Dirdal	98 98 86 23	0,7 1,0 7,0 101	3,2 3,8 4,4 4,7	3,0 3,6 3,5 4,2	37 75 91 85	26 78 80 68

Tab.ll. Målt bunnmaterialbevegelse i Dirdalselva

Rundetheten som er bestemt med Guggenmoos' 5 klasser (Köster & Leser 1967, 79), øker med økende tallverdi og er beregnet som om det var jevn overgang mellom klassene. En del av forskjellen mellom transportert (TR) og stasjonært (ST) materiale, kan bero på at det var det mest finkornete materialet som ikke ble funnet igjen. Det dårlige statistiske grunnlaget ved Dirdal skyldes at stenene snarere ble begravd under transporten enn fraktet ut i fjorden.

Den videre arbeidshypotese er at hvis hele dekksjiktet i bunnmaterialet er fraktet like langt som den midlere transportlengde for stenene, kan bunntransporten anslås hvis dekksjiktets tykkelse er kjent. Einstein (1950, 4) antydet en tykkelse på to korndiametere, mens ifølge Mortensen & Hövermann (1957) kan man spore en imbrikasjonsstruktur ned til 20 cm dybde. Dette samsvarer forøvrig med observasjonene i Fjærlandselva (Fretland 1969) og pålagring over merket bunnmateriale ved Dirdal. I måleprofilet ved Hunnevatn er dekksjiktet anslagsvis 10 cm dypt, men det kan betviles om det her er korrekt å anvende uttrykket. Videre forutsettes at materialet har en spesifikk vekt lik 2,6 g/cm<sup>3</sup>, at volumet reduseres med 0,65 pga pakningsgraden, og at dekksjiktet beveges som én masse.

Målested	Transport	Bunn	Dekk <b>-</b>	Volum	Transport
	lengde	bredde	sjikt tykkelse		
	m/ár	m	m	m <sup>3</sup> /år	tonn/år
3C.Hunnevatn 3E.Mjåland 3F.Byrkjedal 3H.Dirdal	0,7 1,0 7,0 101	15 38 45 48	0,1 0,2 0,2 0,2	0,68 4,9 41 630	1,8 13 109 1700

Tab.12. Beregnet dekksjiktbevegelse i Dirdalselva

Innvendingene mot en modell av denne typen er at dekksjiktet transporteres som én masse. Med lineært avtagende bevegelse nedover i bunnmaterialet som forutsatt i du Boys' bunntransportutledning (Raudkivi 1967, 39) halveres transporten. Til en viss grad kan dette oppveies av den midlere transportlengde hvor det også er tatt med stener som ble overlagret av annet bunnmateriale. Antagelsen av at bunntransporten skal foregå i et 20 cm tykt dekksjikt kan dessuten være noe overdrevet.

Beregningene er sammenlignet med relasjonene mellom strømhastighet og løpets transportkompetanse (Hjulström 1935, 293, Nevin 1946, Sundborg 1956, 177, 1967, 337, Fahnestock 1961). For grovt bunnmateriale faller Hjulström's og Nevin's kurver nær sammen, og kritisk strømhastighet (v<sub>c</sub>) og vannføring (Q<sub>c</sub>) er gitt i Tab.13.

Målested	D <sub>50</sub> mn	Q <sub>bf</sub> m <sup>2</sup> /s	Qc m <sup>3</sup> /s	Vc m∕s	D_c m.m	Andel i transport %
3A.Flæene 3B.Løkjehei 3C.Hunnevatn 3D.Tverrå 3E.Mjåland 3F.Byrkjedal 3G.Gilja 3H.Dirdal	39 20 69 78 80 80 80 88	2,2 3,8 8,0 26 55 65 90 110	>>Qbf >>Qbf >>Qbf >>Qbf >>Qbf 55bf 60 40 50	1,5 1,4 1,3 1,8 1,9 2,0 1,9 1,7	15 6 12 78 85 27 15	10 3 1 50 53 99 98

Tab.13. Transportkompetansen for bunntransport i Dirdalselva.

\*: beregnet ved Q<sub>bf</sub> ("bankfull" varinføring)

Elvens transportkompetanse øker nedstrøms. Beregningene tilsier at det sjelden forekommer bunntransport lengst oppe i vassdraget. Bunnmaterialet må i så fall ha blitt avsatt under andre hydrauliske forhold. Når det allikevel er påvist bevegelse ved Hunnevatn (3C) beror det på isflak som under vårløsningen skjøv materialet opp foran seg, noe også avsetningene bar tydelig preg av. Økningen i transportkompetansen inntrer først og fremst i de 4 nederste tverrprofilene, og dette harmonerer med verdiene i Tab.12. Ved Byrkjedal ble "bankfull" vannføring (Q<sub>bf</sub>) oppnådd 3 ganger, mens vannføringen ved Dirdal overskred Q<sub>bf</sub> med opptil det dobbelte med en varighet lik 2% av observasjonsperioden. Her kunne så godt som al' tunnmateriale ha blitt beveget.

Endringene i bunnmaterialets mediankornstørrelse, rundethet og sfærisitet (Krumbein 1941) nødetter elven er framstilt i Fig.39. Hvis man antar at den opprinnelige sfærisitet i forvitringsmaterialet er den samme overalt i feltet, er endringen et mål på den fluviale bearbeidelsen. Forskjellene langs vassdraget er imidlertid små. Nå vil forløpet av de tre parameterene til en viss grad være forventet da begge formfaktorene varierer proporsjonalt med hverandre og omvendt proporsjonalt med kornstørrelsen.

Med hensyn til bunntransporten er vassdraget delt i to enheter. Byrkjedalslona er sperret av en permeabel talus, og bunntransporten ut av bekkenet er ubetydelig og består av grov



Fig.39. Nedstrøms endring i bunnsedimentets mediandiameter (D), rundethet (Ru) og sfærisitet (Sf) i Dirdalselva.

72

sand. Strekningen fra Giljajuvet til Dirdal representerer derfor et eget transportsystem ræret av talusmateriale fra juvet (Fig.35). Mediankornstørrelsen avtar redstrøms i henhold til ligningen:

 $D = 124 L^{-0,29}$  (r = -0,953)

Framrykningen av deltafronten ved Dirdal er langsom. Dette er forsåvidt rimelig ettersom fjorden er ca 150 m dyp noen få hundre meter utenfor munningen. Sedimentet på deltaplattformen er grovt. Foreset-skråningen kan gå opp i 40°, men med størst hyppighet omkring 30-35°. Gradienten er i samsvar med det grove sedimentet og den relativt store bunntransporten. Utenfor Dirdalstranda sydvest for munningen er deltaskråningen jevn og med en gradient på 20-30°. Sannsynligvis er skråningen her blitt modifisert av strømmer og bølger i den tiden som har gått siden dette partiet ble tilført bunntransportert materiale.

### Transport av kjemisk oppløst materiale

Vannets elektrolyttkonsentrasjon ble målt ved Dirdal, og den spesifikke legningsevne varierte i intervallet 9-33 µmho/cm nod untak av flommen i september/oktober 1969 da det ble målt verdier opp til 50 µmho/cm. Elektrolyttkonsentrasjonen oppviser ingen sesongvariasjoner (Fig.37) med untak av den nevnte flommen. Derimot avtar ledningsevnen med økende vannføring (Fig.40) i henhold til ligningen:

 $\Re_{18} = 27 \ Q^{-0,21}$  (r = -0,695)

Ionesammensetningen viser en utpreget maritim innflytelse med dominans av natrium og klorid. Vannet er fritt for bikarbonater da ionebalansen er fullstendig ved at vannet er surt (Tab.14)



Fig.40. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring i Dirdalselva 1968-1969. Åpne symboler: flom september/ oktober 1969.

• + +	nn +	+	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	<u> </u>						
	Di	rdalse	elva.				,			
Tab.14	. Io	neford	delingen	i	mg/l	рå	lav	vanntør	ıng	l

Ca	Mgʻ	Na	K	504	CI	HCU <sub>3</sub>	Sum	рН
1,0	0,4	1,9	0,3	2,9	3,4	٥	9,8	5,0

Totaltransporten ut av vassdraget, som er beregnet i henhold til Fig.40 og varighetskurven, var i 1968/1969:

3 800 tonn/år eller 19 tonn/km<sup>2</sup>•år

Elektrolyttkonsentrasjonen øker nedstrøms (Fig.41), men da mindre markert i regnvær enn i lavvannsperioder. Økningen kan skyldes en tilsvarende økning i løsmassemektighet, vegetasjon, bebyggelse og jordbruksareal, men sannsynligvis like så vel pga økt tilskudd fra nedbøren jo mer man nærmer seg fjorden.

Elektrolyttinnholdet i nedbøren varierer i sammenheng med vindretningen. Under syklonnedbør fra sydvest vekslet ledningsevnen i intervallet 19-27 µmho/cm, mens én nedbørprøve fra nord viste 2 µmho/cm. Til sammenligning viste analyser av snø som er akkumulert under et bredt spektrum av vindretninger, en Fig.41. Nedstrøms økning i spesifikk ledningsevne i Dirdalselva



spesifikk ledningsevne i intervallet 9-16 µmho/em . Nå vil det i gammel snø ventelig ha foregått en senkning av ledningsevnen pga utfrysing (Nilsson 1971, 72flg)

Sur nedbør er et særtrekk ved sydvest-Norge (Skre 1972, 40), og pH må ha vært lavere enn 4,0 under flommen september/ oktober 1969. Nedbøranalyser ved Stend utenfor Bergen og ved Lista (Hydrological data 1972) bekrefter at ionetilskuddet til vassdragene fra nedbøren er av en slik betydning særlig med hensyn til dominansen av havsalter, at den terrestriske tilførsel ved kjemisk forvitring i Dirdalselva må være liten. Man skal imidlertid ha i syne at den maritime innflytelsen avtar fra kysten og særlig raskt allerede i kystsonen. Dette innebærer at en midlere ledningsevne i nedbøren vil være lavere her, minimum 40 km fra kysten ved Jæren, enn f.eks. ved de nevnte kyststasjonene. Litteratur for feltbeskrivelsen

- Abrahamsen, J. & Pallesen, P.F. & Solbakken, T. 1972. Fylkeskompendium for Rogaland. Om naturvitenskapelige interesser knyttet til uregulerte "ubetydelig" regulerte vassdrag. I-II. Kontaktutv.vassdr.reg., Univ.Oslo, 372s.
- Bruun, I. 1967. Standard normals 1931-60 of the air temperature in Norway. N.met.inst., Oslo, 270s.
- Feyling-Hanssen, R.W. 1945. Innledende studier og bemerkninger vedrørende tektomorfologi og glasialmorfologi, samt isavsmeltingens avleiringer i området mellom Lysefjord og Høgsfjord-Frafjord i Ryfylke. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg.
- Gjessing, J. 1967. Norway's paleic surface. N.geogr.Tidsskr. 27, 69-132.
- Pallesen, P.F. 1970. Fluvialgeomorfologiske studier i Dirdalselv, Rogaland. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg. 121s.
- Aas, B. 1964. Bjørke- og barskogsgrenser i Norge. Geogr.inst. Univ.Oslo, upubl.H-oppg. 104s.

Kartgrunnlag: Gradteig 1:100 000 C38 Hunnedalen.

# ·BØELVA I TELEMARK

Bøelva har sitt utspring i traktene syd for Gausta (1883 m o.h.), og tilsigsarealet og løpslengden ned til Norsjø (15 m o.h.), hvor elva møter resten av Skiensvassdraget, er henholdsvis 1008 km<sup>2</sup> og 100 km. Magasinet i Seljordvatn (18 km<sup>2</sup>, 116 m o.h.) demper avløpsamplityden og fanger opp all transport av fast materiale. Nedbørfeltet nedenfor Seljordvatn kan derfor betraktes som en egen enhet, og det er dette området som undersøkelsen refererer til (Fig.42)

Tilsigsarealet på 340 km<sup>2</sup> nedenfor Seljordvatn er asymmetrisk hvor det nordlige høyfjellsområdet dreneres av Gjuvsåa og Hørteelva. Feltets høyeste punkt ligger i Lifjell, 1173 m o.h.



Fig.42. Bøelvas nedbørfelt nedenfor Seljordvatn. I: Marine og II: grovere glasifluviale avsetninger.

Medianhøyden er nær 400 m. Avstanden mellom sjøene er 20 km, mens selve elveløpet er 32 km langt. Dalbunnen er glasialt utformet med bergterskler og gjenfyllte bassenger hvor Bøelva har et rolig løp med elveslette. Terrenget er ravinert der finkornet kohesjonsmateriale dominerer, og de eroderte løsmassene er avsatt ut i Norsjø i et delta. Elveløpet har overveiende grovt bunnmateriale, men løpet endrer karakter etter de løsmassene som elvebredden består av. Vassdraget er regulert.

Denne framstillingen bygger på en undersøkelse av Dahle (1970) i 1968-1969.

### Naturgeografisk oversikt

Berggrunnen består av prekambrisk granitt, gneisgranitt og kvartsitt, og det er de motstandsdyktige kvartsitt-formasjonene som danner de høyeste fjellpartiene. Forkastninger gjennomsetter store deler av feltet, og to hovedretninger, NV-SØ og NØ-SV, er frampreparert i dreneringsnettet og hoveddalens retninger (Holtedahl 1960).

Landformene kan tolkes som en paleisk overflate som omkranser restfjellene i Lifjell og de glasialt overfordypete bassengene i f.eks. Norsjø (Gjessing 1967). Relieffet gjenspeiles forøvrig ofte i bergartsforskjellene.

Dalbunnen ligger under marin grense, ca 150 m o.h., og løsmassene kan deles i marine kohesive sedimenter overveiende i siltfraksjonen, og grove glasifluviale moer (Fig.42). Under en sen fase i avsmeltingen ble disse sedimentene avsatt i en fjordarm som strakte seg nesten opp til Seljordvatn (Liestøl 1949). En systematisk nedstrøms sortering langs dalføret blir brutt av de grove glasifluviale løsmassene som i sin tid ble fraktet ned langs Gjuvsåa og Hørteelva og avsatt oppå de marine sedimentene. De proksimale grusmassene har siden fått ligge relativt uforstyrret, mens de finkornete distalavsetningene er ravinert og utsatt for sideerosjon og utrasing.

Sjøene nedenfor Seljordvatn utgjør under 2% av feltet, og deres perifere beliggenhet tilsier at de har liten innvirkning på avløpsvekslingene. I Lifjell når løvskog og barskog opp i 800 henholdsvis 900 m o.h. Ovenfor dette er et 100 m bredt belte av bjørkeskog, og bare små områder er kjerr- og lyngdekket høyfjell. Mesteparten av de lavere delene av Bødalen er oppdyrket.

Meteorologiske data er registrert på Gvarv, Seljord, Flatdal og Lifjell. Klimaet er utpreget kontinentalt. Midlere årlig nedbør i perioden 1931-1960 er 735 mm ved Gvarv og 1024 mm ved Lifjell med maksimum i august (99 og 124 mm) og minimum i mars (22 og 40 mm). Midlere årlig snødybde er 6 og 17 cm. Nedbøren ved Gvarv i observasjonsårene 1968 og 1969 var 863 og 670 mm.

Gvarv har normalt landets høyeste maksimaltemperatur, og amplityden for midlere månedstemperatur er 23,3  $^{O}$ C (juli 16,8 og januar -6,5  $^{O}$ C) med middelverdi 5,2  $^{O}$ C. Vegetasjonsperiodens varighet er 173 dager, og daglig middeltemperatur ligger over 0  $^{O}$ C i perioden 25.mars-17.november (Bruun 1967).

Avløpet er registrert ved utløpet av Seljordvatn siden 1384 og ved Hagadrag siden 1944. Vannmerkene ligger så nær hverandre at de kan betraktes som identiske. I undersøkelsesperioden ble det konstruert vannføringskurver for 7 målesteder langs elva (Fig.42). Reguleringen av Skottfoss i 1891 ved utløpet av Norsjø har hatt liten innvirkning på vannstandsvekslingene i sjøen. Seljordvatn har vært regulert ved tapping siden 1945, og i begynnelsen av 1960-årene ble Heiåi (36 km<sup>2</sup>) overført til Heddøla. Sundsbarmvatn (tilsigsareal 58 km<sup>2</sup>) ble oppdemt i 1968, og etter den siste reguleringen økte både vinteravløpet og sommerens lavvannføring. I 1925-1929 ble det dessuten utført senkningsarbe der i Bøelva nedenfor Harpestad.





Fig.44. Måleprofiler i Bøelva. Øverst Bøelva ved Moen (4B) 1/6 1969 Q = 65 m²/s. Nederst Bøelva ved Gvarv bru (4H) 7/7 1969 Q = 20 m³/s.

Middelvannføringen som er 20,4 m<sup>3</sup>/s ved Hagadrag, øker nedstrøms til Gvarv til 23,6 m<sup>3</sup>/s. Dette tilsvarer en spesifikk avrenning på 23 l/s·km<sup>2</sup>. Medianvannføringen er 12,8 m<sup>3</sup>/s, og den almindelige lavvannføring 2,4 m<sup>3</sup>/s. Høyest registrerte vannføring er 338 m<sup>3</sup>/s 29.juni 1927. Middelflom i perioden 1945-1967 ved Hagadrag er 140 m<sup>3</sup>/s. 6 av disse var høstflommer. Avløpsfordelingen framgår av Fig.43 (Hydrologiske undersøkelser i Norge 1958).

## Suspensjonstransport

Suspensjonskonsentrasjonen ble målt ved Hagadrag (4A), Moen (4B), Tjørntveit (4C), Vreim (4D), Oterholt (4E), Folkestad (4F), Håtveit (4G) og Gvarv bru (4H). Observasjonene stammer fra sommerene i 1968 og 1969, og både "håndprøver" og dybdeintegrerende vannhenter ble benyttet.

Tab.15. Feltegenskaper i Bøelva mellom Seljordvatn og Norsjø.

Målested	A	A★	Sm*	[	Obs.Q
	km <sup>2</sup>	km <sup>2</sup>	m/km	m <sup>3</sup> ∕s	m <sup>3</sup> /s
4A.Hagadrag	668	0	0	20,4	-
4E.Oterholt	833	165	1,8	21,9	11- 96
4H.Gvarv bru	1018	340	3,3	23,6	21-108

": nedenfor Seljordvatn.

Sedimentkonsentrasjonen øker nedstrøms (Fig.45). Dette er mest markert nedenfor Oterholt, og det kan neppe ligge annen årsak til grunn enn at mengden av finkornet materiale og hyppig-



Fig.45. Nedstrøms økning av suspensjonskonsentrasjonen i Bøelva.



Fig.46. Slamføringskurver for Bøelva ovenfor Oterholt (4A-E) og ved Gvarv bru (4H) for sommerene 1968 og 1969.

heten av sideerosjon og utrasing også øker. Konsentrasjonsøkningen forsterkes ved høye vannføringer.

Mellom Hagadrag (4A) og Oterholt (4E) er det få tilløp og liten økning både i vannføring og suspensjonstransport. Sedimentkonsentrasjonene er svært lave (maksimalt 4,4 mg/l på en vannføring lik 100 m<sup>3</sup>/s). Målingene er derfor slått sammen i én slamføringskurve som forventes å representere forholdene i øvre del av vassdraget (Fig.46). Ved Gvarv bru er derimot den største målte konsentrasjonen 15 mg/l på en vannføring lik 108 m<sup>3</sup>/s.

1431101	Bøelva	for s	ommei	ene 19	68/19	69.			<i>+</i>	_
Målested		F	ormel	-	N	r	S	s(lgk <b>)</b>	s(j <b>)</b>	_
4E.Oterho	olt	G_=0,0	0089	q <sup>1,25</sup>	46	0,935	92	0,112	0,07	
4H.Gvarv	bru	=0,0	0042	q <sup>1,70</sup>	18	0,983	19	0,128	0,07	

Tab.16. Relasionen mellom suspensionstransport op vannførige i

Totaltransporten ved Gvarv bru er beregnet med slamføringskurvene og en varighetskurve som ble justert i forhold til vannstandsavlesningene ved Hagadrag. Transporten for sommerene 1968 og 1969 ble beregnet til 5 300 tonn. I en kort periode når snøsmeltingen inntrer i lavlandet, vil imidlertid den relative suspensjonstransporten være større enn utover sommeren. Perioden faller før den egentlige vårflommen i vassdraget, og vannføringene Sedimentkonsentrasjonene var nær 17 mg/l på en vanner lave. føring lik 20 m<sup>3</sup>/s, noe som svarer til en døgntransport på ca 30 Snøsmeltingen i Bødalen varer nær 3 uker, og derfor bør tonn. ytterligere 500 tonn summeres til transporten. Dette influerer ikke nevneverdig på transporten lenger opp i vassdraget.

Arlig suspensjonstransport i Bø-Tab.17. elva 1968/1969.

Målested	tonn/år	tonn/km²•år*
4E.Bøelva/Oterholt 4H.Bøelva/Gvarv bru	1 600 6 000	9,7 17
*		

: beregnet for arealet ndf Seljordvatn.

Verdiene i Tab.17 innebærer at nær 3/4 av tilførselen av suspendert materiale ut i Norsjø stammer fra de nederste delene Nå vil verdiene for den spesifikke transporten av vassdraget. være misvisende fordi det ventelig er de marine siltavsetningene som overveiende tilfører sedimenter. Det vil imidlertid være vanskelig å anslå det effektive arealet pga oppblandingen med de grove løsmassene.

### Bunntransport

Bunntransporten ble beregnet i tverrprofilet nedenfor Gvarv bru med Schoklitsch' og Meyer-Peter & Müller's formler, og summert i henhold til varighetskurven for 1968/1969.

3H.Bøelva/Gvarv	(Schoklitsch)	3	000	tonn/år
	(Meyer-Peter)	1	700	tonn/år

Ifølge Schoklitsch' formel er den kritiske vannføring 94 m<sup>3</sup>/s og med Meyer-Peter & Müller's formel 54 m<sup>3</sup>/s. Disse vannføringene har en varighet av henholdsvis 3,7 og 11 % av årets dager. Forskjellen i beregnet bunntransport med de to formlene skyldes at med Schoklitsch' formel øker transporten raskere med vannføringen.

Beregningene ble foretatt med de samme kornstørrelsene som ble avsatt på deltaplattformen ut i Norsjø ( $D_{50} = 0,5$  mm). Når man benyttet det stedegne materialet i profilet ( $D_{50} = 4$  mm) ga ingen av formlene transport i det hele tatt. Allikevel ble det iakttatt resente grusavsetninger med en kornstørrelse over 15 mm utover på deltaet. Formlene ble også etterprøvd ved Moen (4B) hvor mediankornstørrelsen er 26 mm. Heller ikke her ga de transport, men ikke desto mindre ble stener med en diameter opp til 40 mm fraktet av gårde. Hvordan beregningene derfor skal vurderes, må ses i sammenheng med overslaget over deltautbyggingen i Norsjø.

#### Deltautbyggingen i Norsjø

Under middelvannstand er vanndybden utover deltaplattformen ca 0,5 m, og hovedløpet grunner opp fra 1,5 til 1,0 m ute ved deltafronten. Bunnmaterialet er fin til grov sand (0,3-1,0 mm), men 1-18 % av materialet er finere enn 0,18 mm; den antatte grenseverdi for suspensjonsmateriale (Sundborg 1956, 219, Axelsson 1967, 24). Deltaet har klart definerte topset-, foreset- og bottomsetskråninger, og foreset-gradienten er 30-31 <sup>0</sup>.

Den subaerile delen av deltaet er trukket ut i Øytangen (Fig.47) med gamle flomoverløp inne ved land. Hovedløpet har i

84



Fig.47. Bøelvas delta i Norsjø. Skravert: aktiv elveslette med flomløp. Fordeling av suspensjonskonsentrasjon i mg/l 27.mai 1969.

lang tid holdt seg på samme sted, men ifølge kjentfolk grunnes det langsomt opp. Fronten ble kartlagt i detalj i 1955, og en ny oppmåling i 1969 viste at den stedvis var bygget 50 til 100 m utover. Omlag det samme sedimentvolumet er blitt avsatt på hver side, mens fronten rett ut for hovedløpet ligger på samme sted.

Deltautbyggingen ble beregnet til 33 000 m<sup>3</sup>, og med en antatt pakningsgrad for sand lik 0,65 og en spesifikk vekt lik 2,6 g/cm<sup>3</sup>, vil dette tilsi 57 000 tonn eller en midlere akkumulasjon på 4 000 tonn/år.

En kartlegging av suspensjonskonsentrasjonens fordeling utover deltaet er framstilt i Fig.47. Vannføringen ved Gvarv bru var 77 m<sup>3</sup>/s, og suspensjonskonsentrasjonen 8,5 mg/l. Måleserien skulle tyde på at svært lite av suspensjonsmaterialet ble avsatt før det passerte deltafronten. Dette kan sannsynligvis endres på små vannføringer. Både bunnmaterialet og deltaets morfologi tilsier at mesteparten av utbyggingen har foregått med bunntransportert materiale, men totalmengden må reduseres med anslagsvis 25% pga de sedimentmengdene som er finere enn 0,18 mm.

Overslaget over bunntransporten ut i Norsjø blir derfor:

3 000 tonn/år

Dette tilsvarer halvparten av suspensjonstransporten. Overslaget harmonerer bra med formelberegningene uten at en kan avgjøre om dette beror på tilfeldighet eller ikke.

## Transporten av kjemisk oppløst materiale

Samtidige målinger nedetter Bøelva viste at elektrolyttkonsentrasjonen økte svakt nedstrøms og varierte omvendt proporsjonalt med vannføringen. Vannets spesifikke ledningsevne er imidlertid lav og konservativ selv gjennom området med marine løsmasser. Variasjonsbredden ved Hagadrag (4A) var 14-17 og ved Gvarv bru (4H) 16-20 µmho/cm. De lave kappa-verdiene gjenspeiles forøvrig i hele Skiensvassdraget (Gjessing 1967, 38).

Elektrolyttkonsentrasjonen var noe høyere under den tidlige smelteperioden i de lavereliggende jordbruksområdene. Denne perioden er såpass kort og avløpet så lite i forhold til året som helhet, at forskjellen neppe innvirker på estimatet av totaltransporten. Analyser av ionefordelingen er gitt av Gjessing (1967) og Lindbak & Trømborg (1972) begge på lav vannstand.

teriale i Bøe	lva 1968/	1969.
Målested	tonn/år	tonn/km <sup>2</sup> •år
4A.Bøelva/Hagadrag 4H.Bøelva/Gvarv bru	7 500 10 000	11 10

Tab.18. Transport av kjemisk oppløst ma-

Overslaget er utført med forutsetning av en midlere kappa-Verdiene i Tab.18 tilsier en tilførsel fra feltet nedenfor verdi. Seljordvatn på 2 500 tonn/år eller 7,4 tonn/km<sup>2</sup>·år. Dette innebærer at den spesifikke tilførsel er lavere her enn fra feltet ovenfor Hagadrag. Hvorfor innflytelsen fra de marine avsetningene i Bødalen ikke er større, kan skyldes at de primært ble avsatt i brakt vann. Permeabiliteten i de siltige løsmassene kan dessuten ha forårsaket at utvaskingen av eventuelle havsalter allerede har bragt innholdet ned på et lavmål. Økningen av spesifikk ledningsevne langs Bøelva må allikevel bero på de marine løsmassene da

elektrolyttkonsentrasjonen i tilsiget ned fra Lifjell er av samme størrelsesorden som ledningsevnen ved Hagadrag. Man skal heller ikke se bort fra effekten av forurensning (Lindbak & Trømborg 1972).

Spredte nedbørprøver viste en spesifikk ledningsevne nær 8 µmho/cm, og dette skulle grovt tilsvare et ionetilskudd på ca 5 tonn/km<sup>2</sup>•år når verdien midles mellom nedbøren ved Lifjell og Gvarv. Nedbøren alene vil derfor svare for omlag halvparten av totaltransporten, men det må innskytes at sikkerheten i nedbørprøvene her ikke er så god som i de andre vassdragene.

### Litteratur for feltbeskrivelsen

- Bruun, I. 1967. Standard normals 1931-60 of the air temperature in Norway. N.met.inst., Oslo, 270s.
- Dahle, D.J. 1970. Materialtransport, deltaavsetning, og den hydrauliske geometriens avhengighet av løsmassene langs Bøelva, Telemark. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg. 88s.
- Gjessing, E. 1968. Beskrivelser og undersøkelser av vannforekomster. Del 2. Skiensvassdraget. N.inst.vannforskn., Oslo, 54s.
- Gjessing, J. 1967. Norway's paleic surface. N.geogr.Tidsskr. 21, 69-132.

Holtedahl, O. 1960. Geology of Norway. N.geol.Unders.208, 540s. Hydrologiske undersøkelser i Norge. 1958. Hyd.avd.NVE, Oslo, 236s. Liestøl, O. 1949. Noen isavsmeltingsfenomener i Nedre Telemark.

N.geogr.Tidsskr.12, 171-177.

Lindbak, P. & Trømborg, D. 1972. En undersøkelse i Telemarksvassdraget. Desember 1971. Telemark distr.h.sk.Bø, 16s.

Kartgrunnlag: Gradteig 1:100 000 E36 Lifjell.

## SANDEELVA I VESTFOLD

Sandeelvas nedbørfelt på 191 km<sup>2</sup> munner ut i Sandebukta i Oslofjorden. Den nordlige delen av feltet har felles vannskille med nedre del av Drammenselva. Feltet er asymmetrisk i forhold til Sandedalen (Fig.48), og dreneres av Verkenselva, Bremsa, Gryta og Vesleelva fra vest og av Leirelva fra øst. Den største avstanden fra Sandebukta og opp til vannskillet er 20 km, og feltet når i Leitjernsfjellet opp i 584 m o.h. Medianhøyden er 370m. Over 2/3 av feltet består av skogsområder. Bortsett fra de nederste strekningene av Sandeelva og Leirelva har elveløpene grovt bunnmateriale. Hovedelva har nådd ned på fjellterskler som i flere tilfeller er anvendt til mindre kraftverk og møllebruk.

Vannkvaliteten i hele vassdraget og spesielt i Åsvatn er undersøkt av NIVA (Holtan 1967). Denne framstillingen bygger på en undersøkelse av Faugli (1973) i 1970–1972.



Fig.48. Sandeelvas nedbørfelt. I: marine, II: glasifluviale avsetninger.

### Naturgeografisk oversikt

Vassdraget ligger i sin helhet innenfor Oslo-feltet. I vest består berggrunnen av Sande-calderaens dyperuptiver omgitt av basalt, rombeporfyr, yngre ekeritt og Drammensgranitt (Oftedahl 1953). Drammensgranitten dominerer feltet øst for Sandedalen. I nord- og sydenden av feltet og nede i hoveddalen finnes metamorfe silurbergarter (Bugge 1937). Beliggenheten av dyperuptivene bestemmer bergartenes strøk- og strukturretninger og dermed anlegget av dreneringsnettet og de generelle trekk ved landformene. Strøm (1935) tolket Sandedalen som utløpet av et tidligere Drammensvassdrag før dette brøt gjennom mot Drammensfjorden.

Under avsmeltingen i den siste istid ble ifølge Samuelsen (1937) breen i Drammensdalen sperret av en brestrøm i Lierdalen og presset ut gjennom Sandedalen. To randavsetninger av grovt glasifluvialt materiale er avsatt ved Bø-Duni og ved Sande (Fig.48) (Hansen 1951, Holmsen 1951). "Sandemorenen" er antatt samtidig med Ås-Ski trinnet. Marin grense er 210-215 m o.h. med et oppfyllingsnivå nær 170 m. I syd er den marine leiren ensartet og stiv (Hunseid 1911). Innholdet av grovere fraksjoner er først merkbart i nord hvor terrenget er mer ravinert og kupert. Løsmassene i skogstraktene er overveiende bunnmorene.

Vegetasjonen er en ren lavlandsflora, og forskjellene i topp- og undervegetasjon er berggrunnsbestemt. 61% av feltet er produktiv barskog, mens jordbruksarealet utgjør nær 12%. Sjøarealet er under 1%.

I vurderingen av klimaet er stasjonene Hakavik, Rove, Hurum, Asker og Tryvasshøgda benyttet. Midlere nedbør for perioden 1931-1960 ved Asker og Tryvasshøgda er 926 henholdsvis 1002 mm ned maksimum i august (119 og 128 mm) og minimum i mars (34 og 35 mm). Midlere årlig snødybde er 18 og 29 cm. Amplityden i midlere månedstemperatur er 22,1 °C (juli 16,9 og januar -5,2 °C) ved Asker og 19,9 °C ved Tryvasshøgda (juli 14,3 og januar -5,6 °C). Vegetasjonsperioden varer 171 og 149 dager, og daglig middeltemperatur ligger over 0 °C i periodene 27.mars-20.november og 4.april-9.november. Antall dager ved Tryvasshøgda med vekslinger omkring 0 °C er 86 (Bruun 1967). Fig.49. Midlere spesifikt månedsavløp i Sandeelva ved Grøtte 1968-1971.



I undersøkelsesårene 1970 og 1971 var nedbøren ved Asker 1009 og 747 mm og ved Tryvasshøgda 1244 og 979 mm med 166 og 343 henholdsvis 350 og 555 mm som snø.

Bremsa er oppdemt ved Bremsetjern, og magasinet benyttes til drikkevann for Drammen. Ved Bjørnerud er Bremsa videre demt to steder til et kraftverk med ukeregulering. Verket er ikke i drift i sommerferien. Ved Kleverhagen bru ledes noe av avløpet i Gryta vekk som drikkevann, og et lite kraftverk er anlagt i Vesleelva ved Bondi. Dammen i Sandeelva ved Foss mølle har automatisk tapping av overløp og fløtningsvann. Majordammen, Sagdammen og dammen ved Øyvatn er ikke lenger i bruk. Inngrepene fører til at avløpet i sidevassdragene ikke er i fase, og mindre kulminasjoner etter regnvær dempes og forsinkes. Under større flommer har dammene liten betydning.

I Verkenselva ved Svingen (21  $\text{km}^2$ ) og i Sandeelva ved Gutudammen (98  $\text{km}^2$ ) og Grøtte (140  $\text{km}^2$ ) er vannstanden avlest siden 1968. I observasjonsperioden ble det dessuten konstruert vannføringskurver for 6 andre målesteder (Fig.48). Forventet middelavløp ved Grøtte i perioden 1961-1970 er beregnet ved korrelasjon med nedbøren ved Hurum, Hakavik, Rove og Tryvasshøgda til å være nær 3,0 m<sup>3</sup>/s (21 1/s·km<sup>2</sup>). I 1970 og 1971 var middelavløpet samme sted 2,9 og 1,6 m<sup>3</sup>/s.

Snøsmeltingen i lavlandet er normalt avsluttet når smeltingen i skogsområdene starter, og vårflomperioden kan derfor strekke seg fra slutten av mars til begynnelsen av mai. Avløpet under vårflommene i 1970 og 1971 var lavere enn i både 1968 og 1969. I 1970 startet først smeltingen omkring 7.april, og avløpet kulminerte 25.april og 6.mai. Den største vannføringen dét året opptrådte 7.august etter et kraftig regnvær. I 1971 startet smelte-



Fig.50.

50. Målesteder i Sandeelva. Øverst Verkenselva ved Svensedammen 10.mai 1971 Q = 0,25 m<sup>3</sup>/s. Nederst samløpet av Gryta (fra høyre) og Sandeelva nedenfor Kjelsås 13.april 1972. Q = 14.4 m<sup>3</sup>/s i Sandeelva og 2,3 m<sup>3</sup>/s i Gryta. Gryta kan følges som en slamfri kile nedetter Sandeelva.

91

flommen omkring 31.mars. Den kulminerte 13.april og 2.mai, og det var tidligere ikke blitt målt lavere årlig flomavløp. Årsavløpet var bare 64% av middelverdien, og normalt månedsavløp ble først registrert i november og desember pga snøsmelting og regnvær.

#### Suspensjonstransport

Suspensjonskonsentrasjonen ble målt ved 10 profiler i vassdraget (Fig.48 og 50). Observasjonsperioden strakte seg fra juni 1970 til desember 1971, og omfattet også enkelte prøver under vårflommen i 1972. Opptaket skjedde med dybdeintegrerende vannhenter bortsett fra ved SC, D, E og G hvor dybden i profilet bare tillot "håndprøver".

Tab.19. Feltegenskaper i Sandeelva

Målested	A	Sj¢	RE	Sm	∏	Obs.Q
	km <sup>2</sup>	%	m/	km	m3∕s	m <sup>3</sup> /s
5A.Verkenselva/Svensedammen 5B.Verkenselva/Holmen 5C.Bremsa ovf.Majordammen 5D.Bremsa ndf.Majordammen 5E.Bremsa/Sagbrua 5F.Bremsa/Holmen 5G.Gryta/Gryte 5H.Leirelva/Lærum 5I.Sandeelva/Kjelsås 5J.Sandeelva/Grøtte 5K.Sandeelva/Sande	11,0 27,0 20,3 22,0 26,0 35,0 20,8 16,8 77,5 140 142	2,3 1,3 0,7 1,3 1,1 0,9 0,8 0,5 0,8 0,9 0,8	41 38 81 59 63 52 52 37 37 32	38 32 30 29 25 19 42 12	0,10 0,26 0,45 0,53 0,38 1,1 1,6 1,6	0,02-1,3 0,04-2,3 0,01-2,2 0,15-1,9 0,15-5,2 0,09-8,5 0,04-2,6 0,01-6,9 0,02-21

Slamføringskurvene (Fig.51-53, Tab.20) gjengir 3 transportregimer. De vassdragene som overveiende drenerer skogsområder med bunnmorene (5A-G) (Fig.51) har liten relativ suspensjonstransport. Sedimenttilgangen er så begrenset at konsentrasjonen varierer nesten uavhengig av vannføringen, og slamføringskurvene blir nær lineære. Den vanlige variasjonsbredden for sedimentkonsentrasjonen er 1-15 mg/l, og en sjelden gang kan den gå opp i 30-50 mg/l. 8.april 1972 ble det målt hele 169 mg/l (Q = 1,35 m<sup>3</sup>/s) i Gryta (5G). Leirelva (5H) (Fig.52) har motsatte karakteristika som

forventet i et vassdrag hvor en vesentlig del av feltet ligger i

92



Fig.51. Slamføringskurver for Verkenselva ved Svensedammen (5A) og Holmen (5B), Gryta ved Gryte (5G) og Bremsa ovf. og ndf. Majordammen (5C-B), Sagbrua (5E) og Holmen (5F). \*: snøsmelteflom.

marin leire. Suspensjonskonsentrasjonen varierte i intervallet 1-394 mg/l. Kurvetilpasningen er dårligere her enn i skogsvassdragene.

Sandeelva (5I-K) (Fig.53) får mesteparten av avløpet fra skogstraktene, mens det er de lavereliggende leirområdene som står for sedimentproduksjonen. Regresjonskonstantene blir derfor lavere enn i Leirelva. Variasjonsintervallet for sedimentkonsentrasjonen var 2-377 mg/l ved Kjelsås og 5-1089 mg/l ved Sande bru. Konsentrasjonen øker nedstrøms i vassdraget, og dette oppveies ikke av sedimentasjonen i dammene ved Bjørnerud og Foss mølle (Fig.54). Fig.52. Slamføringskurve for Leirelva ved Lærum bru (5H). \*: snøsmelteflom.





Fig.53. Slamføringskurver for Sandeelva ved Kjelsås (5I) og Sande bru (5K). \*: snøsmelteflom.

Fig.54. Nedstrøms endring av suspensjonskonsentrasjonen i Sandeelva.



Tab.20. Relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring i Sandeelva i 1970/1971.

	Formel	N	r	S	s(lgk)	s(j)
5A G <sub>s</sub> = 5B 5C 5D 5E 5F 5G 5H 5I 5K	0,005:3 Q0,96 0,0090 Q0,94 0,0031 Q1,16 0,0031 Q1,16 0,0039 Q1,15 0,0051 Q1,38 0,0068 Q1,72 0,095 Q1,57 0,011 Q1,59 0,017 Q	32 33 16 11 32 31 35 38 44 42	0,858 0,904 0,770 0,825 0,920 0,899 0,945 0,909 0,930	99 140 88 97 101 97 162 178 204 155	0,102 0,104 0,116 0,147 0,064 0,059 0,079 0,079 0,092 0,073 0,070	0,10 0,12 0,11 0,29 0,14 0,09 0,11 0,10 0,11 0,10

Total suspensjonstransport er beregnet i henhold til varighetskurvene.

Tab.21. Total suspensjonstransport i Sandeelva i 1971

Målested	tonn/år	Egenpro∙ duksjon tonn∕år	- tonn/km <sup>2</sup> •år
5A.Verkenselva/Svensedammen	18	20	1,8
5B.Verkenselva/Holmen	80	80	3,0
5E.Bremsa/Sagbrua	50	100	3,8
5F.Bremsa/Holmen	140	200	5,7
5G.Gryta/Gryte	100	100	4,8
5I.Sandeelva/Kjelsås	1 100	1 200	16
5K.Sandeelva/Sande	1 600	2 500	18

Et grovt overslag over transporten i Vesleelva ga 200 tonn, mens et tilsvarende overslag for Leirelva vil bli altfor usikkert pga ufullstendig kjenskap til vannføringsvekslingene. Under snøsmeltingen i Sandedalen kunne Leirelva alene svare for 60-90 % av transporten ved Sande bru. Vanligvis ligger andelen rundt 5-20 %. Egenproduksjonen i Tab.21 er framkommet ved at det er sett bort fra sedimentasjonstapet nedetter vassdraget. Oppfangingsevnen i f.eks. dammene ved Bjørnerud og Foss mølle er målt lik 50 og 44 %.

Kilden til sedimenteksporten må søkes i selve Sandedalen da de fire største sideelvene med 66% av tilsigsarealet bare bidro med 21% av sedimentmengdene (Fig.55). Erosjonsområdene langs Sandeelva er jevnt fordelt og karakteriseres av sidegraving, ravinering og forskjellige former for mindre utrasinger. Økt erosjon pga beiteslitasje er påvist. De glasifluviale avsetningene vil ikke bidra med nevneverdig andel. Da spiller de større rolle i skogsområdene hvor sedimentproduksjonen fra før er liten.

Omlag 65% av sedimentene ble fraktet gjennom Sandeelva ved Gutudammen og i Gryta ved Gryte i vårflomperioden mot henholdsvis 45 og 50 % for avløpet. Det må innskytes at totaltransporten i Tab.21 er lavere i 1971 enn den ville ha vært i et år med normalt avløp og flomvannføring.



Fig.55. Årlig suspensjonstransport i 100 tonn i Sandeelva. Åpne søyler: sedimentasjon i sjøer og dammer. Bunntransporten ble beregnet i Bremsa ved Sagbrua, Gryta ved Gryte og i Sandeelva ved Holmen bru og Sande bru. Bunnmaterialets mediankornstørrelse er henholdsvis 60, 53, 46 og 2,5 mm.

Tab.22. Beregnet bunntransport i Sandeelva i 1971						
Målest	ted	Formel	Varighet dager/år	tor	nn/år	
5E.	Bramsa/Sagbru	a Schoklitsch Meyer-Peter	146 165	3 3	600 700	
5G.	Gryta/Gryte	Schoklitsch Meyer-Peter	148 128	3 2	200 400	
58+5F	.Sandeelva/Hol	men Schoklitsch Meyer-Peter	0 19		0 5	
5K.	Sandeelva/San	de Kalinske			5	

Meyer-Peter & Müller's og Schoklisch' formler ga ikke transport for kornstørrelser som var større enn 22 og 51 mm i Bremsa og tilsvarende 47 mm i Gryta. I Gryta var den kritiske vannføringen 0,6 og 0,06 m<sup>3</sup>/s. Hvis formlene gir korrekt størrelsesorden av bunntransporten vil dette innebære at transporten skulle øke med 4.potens av vannføringen. Hvilken verdi disse beregningene har er vanskelig å forutsi, men det bør innvendes at den estimerte transportvarighet er uvanlig stor. Det kan derfor betviles om sedimentproduksjonen holder tritt med den trans-portkapasiteten som formlene forutsetter.

Årsaken til at disse tverrprofilene ble valgt var at bunntransporten her ér stor, og man har fryktet at elvene skal bygge seg opp og ta nye løp, Både i Bremsa ved Majordammen og nedenfor gjelet ved Bråten, og i Gryta ved Kleverhagen blir det år om annet derfor utført opprenskningsarbeider, men løpene bygges raskt opp igjen. Flere av de andre sideelvene i Sandevassdraget har den samme tendensen.

Transportkompetansen ble forsøkt bekreftet ved måling av bevegelsen av merket bunnmateriale ved innløpet til Majordammen og ved Sagbrua, i Grodalsbekken ved utløpet av Bremsa, og langs den nederste strekningen i Gryta. I alle profilene ble det påvist bevegelse, men det var ikke mulig å vise noen signifikant korrelasjon mellom transportlengde og stendiameter sannsynligvis pga den transporten som foregikk under isløsningen.

Bunnmaterialet domineres av kantrundete stener, noe som er særlig karakteristisk for skogsvassdragene. Minskningen i mediankornstørrelse i Bremsa fra Majordammen til Holmen bru og gjennom den nederste strekningen av Gryta er 70 til 54 henholdsvis 76 til 41 mm. Hverken sortering eller rundethet endres signifikant. Minskningen pr. avstandsenhet var adskillig mindre her enn på de undersøkte strekningene i Bøvra og Dirdalselva. I Gryta var bunnmaterialets kornstørrelse noenlunde ensartet fra det ene bekkenet til det neste, mens mediankornstørrelsen derimot avtok med omlag 10-20 % gjennom hvert bekken.

#### Transport av kjemisk oppløst materiale

Elektrolyttkonsentrasjonen ble målt ved samtlige målesteder, og med untak av snøsmelteperioden og de aller største regnflommene utover sommeren og høsten varierte den spesifikke ledningsevnen omvendt proporsjonalt med vannføringen (Fig.56). Dette fant ikke sted i Sandeelva ved Sande bru (5K) fordi her trenger saltvann fra Oslofjorden inn i vassdraget på lave vannføringer.

Maiested .	<del>#</del> 18		Formel	r	N
5A.Verkenselva/Svensedammen 5B.Verkenselva/Holmen 5C.Bremsa ovf.Majordammen 5E.Bremsa/Sagbrua 5F.Bremsa/Holmen 5G.Gryta/Gryte 5H.Leirelva/Lærum 5I.Sandeelva/Kjelsås 5K.Sandeelva/Sande	171± 164± .69± 54± 66± 35± 209± 109± 1680±	26 36 14 11 12 8 103 22 1400	<pre></pre>	-0,66 -0,77 -0,20 -0,55 -0,78 -0,82 -0,77 -0,45	30 27 14 27 28 31 30 22 14

Tab.23. Relasjonen mellom  $\vartheta_{18}^{}$  og vannføring i Sandeelva

: ikke beregnet med data fra smelteflommen.



Fig.56. Relasjonen mellom ∦<sub>18</sub> og vannføring i Verkenselva/Holmen (5B), Bremsa/Holmen (5F), Gryta/ Gryte (5G), Leirelva/Lærum (5H), Sandeelva/Kjelsås (5I). Åpne symboler: smelteflom.



Fig.57. Nedstrøms endring i spesifikk ledningsevne og ionefordeling i Sandeelva 1/11 1972

Flere av vassdragene og da i særlig grad Leirelva og Verkenselva nedenfor Konnerud er belæstet med avløpsvann fra jordbruk og bebyggelse. Det bor omlag 6 000 mennesker i nedbørfeltet. Den industrielle virksomheten er liten, men utslippet fra Sande & Skoger Halmluterlag antas alene å svare for 3 300 personekvivalenter (Holtan 1967). Tilsiget fra jordbruksområdene virker særlig inn på innholdet av natrium, klorid og sulfat. Ionefordelingen er gjengitt i Tab.24 og nedstrøms endring i ledningsevne og kjemisk sammensetning i Fig.57.

Målested	Dato	Ca <sup>++</sup>	К <sup>+</sup>	Mgt	Na <sup>+</sup>	s0 <sub>4</sub>	C1 <b>-</b>	нсо3	<i>∦</i> 18
V.elva/St.dam.	2	38,4	0,4	1,4	1,5	8,2	1,8	93,8	185
5A.V.elva/Sv.dam.	4	39,2	1,1	1,6	2,6	16,4	5,4	81,6	214
5B.V.elva/Holmen	4	36,0	0,9	1,9	3,2	14,1	4,9	75,0	194
5E.Bremsa/Sagbrua	a 4	12,4	0,2	0,5	1,4	6,4	1,8	25,6	6 <b>9</b>
5F.Bremsa/Holmen	1	10,7	0,3	0,9	2,0	9,4	0,6	28,7	68
	4	12,1	0,4	1,0	1,7	7,2	2,0	25,6	73
Gryta/Kl.hager	л З	6,0	0,4	1,1	1,9	6,1	2,6	11,0	47
	4	5,2	0,2	1,0	1,8	6,3	2,1	11,0	42
5G.Gryta/Gryte	3	3,0	0,4	0,7	1,6	9,2	0,9	3,8	32
S.elva/Bj.rud	4	18,2	0,4	1,4	2,1	9,0	2,9	42,0	108
5I.S.elva/Kjelsås	s 3	25,9	2,6	2,6	5,0	12,6	8 <b>,</b> C	65,2	164
	4	16,0	0,5	2,7	2,3	9,5	3,1	40,2	107
5K.S.elva/Sande	4	17,6	1,0	1,9	5,4	8,6	8,2	38,3	125
1: 24/8 1970, 2:	26/5	1971,	3: 2	8/11	1971,	4: 11	/1 19	72.	

Tab.24. Ionefordelingen i mg/l i Sandeelva

Både kalkbergartene i Verkenselva og Bremsa og marin leire i Sandedalen bidrar til høyt elektrolyttinnhold. Disse vassdragene har også gode bufferegenskaper pga høyt kalsiuminnhold, og pH varierer i intervallet 7,2-8,0. Gryta drenerer derimot sure dyperuptiver fattigere på kalsium og magnesium (Bugge 1937). Berggrunnens egeninnflytelse på elektrolyttkonsentrasjonen går fram av de målingene som ble utført i en rekke mindre vassdrag der påvirkningen fra jordbruk eller bebyggelse er liten (Fig.58, Tab.25).

Tab.25.	Variasjonen av ningsevne i del elva rangert et	spesifikk led- felt i Sande- ter berggrunn.
Ве	ergart	<i>ж</i> 18
Silurber Downtonsk Permiske Permiske	garter, etg.8-9 < sandsten porfyrer dyperuptiver	120 - 470 45 - 57 27 - 53 16 - 47

Resultatene harmonerer med Øiens målinger (1971) i østre del av Oslo-marka.



Fig.58. Regional fordeling av spesifikk ledningsevne i Sandevassdraget. 1: silurisk kalksten og skifer, 2: downtonsk sandsten, 3: yngre ekeritt, 4: rombeporfyr, 5: Sandecalderaens dyperuptiver, 6: Drammensgranitt, 7: marin leire.

Transporten av kjemisk oppløst materiale er beregnet ved at vårflomperioden skilles ut, og for hver periode antas at  $\mathscr{X}_{18}$  er konstant. Den konservative variasjonen skulle medføre at usikkerheten ikke er nevneverdig større enn ved summering med varighetskurve.

1 1971.		
Målested	tonn/år tonn/km <sup>2</sup> •år	¥18
<pre>5A.Verkenselva/Svensedammen 5B.Verkenselva/Holmen 5E.Bremsa/Sagbrua 5F.Bremsa/Holmen 5G.Gryta/Gryte Sandeelva/Bjørnerud 5I.Sandeelva/Kjelsås</pre>	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	114 105 35 46 23 52 74

Tab.26.	Transport	av kjemisk	oppløst	materiale	i	Sandeelva
	• 1077					

Den sekundære tilførsel i Verkenselva ved Holmen og i Sandeelva ved Kjelsås ble grovt anslått til 70 tonn/år.

Månedlige analyser av den kjemiske sammensetning i nedbøren ved Ås i årene 1970 og 1971 ga en midlere spesifikk ledningsevne på 19 µmho/cm når de målte verdiene ble korrigert i forhold til surhetsgraden. Overført på nedbøren ved Asker for de samme årene svarer dette til en tilførsel av 14 og 11 tonn/km<sup>2</sup>.år. Verdiene bør ventelig være noe høyere pga større nedbør i de høyereliggende skogsområdene.

## Litteratur for feltbeskrivelsen

Bruun, I. 1967. Standard normals 1931-60 of the air temperature in Norway. N.met.inst., Oslo, 270s.

Bugge, A. 1937. Flesberg og Eiker. N.geol.Unders.143, 118s.

- Faugli, P.E. 1973. Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Sandevassdraget, N.Vestfold. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl. H-oppg., 167s.
- Hansen, H.Y. 1951. Noen kværtærgeologiske undersøkelser i Sande, nord for Holmestrand. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg.
- Holmsen, G. 1951. Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. N.geol.Unders.176, 62s.
- Holtan, H. 1967. Beskrivelser og undersøkelser av vannforekomster. Rap.I Del 4. Andre vassdrag og innsjøer. N.inst.vannforskn., Oslo, 207s.
- Hunseid, J. 1911. Jordbunden i nordre Jarlsberg. Jordb.unders. 4, 55s.
- Oftedahl, C. 1953. Studies of the igneous rock complex of the Oslo region. XIII. The Cauldrons. N.Vid.Akad.Oslo I, Mat-nat.Kl.3.
- Samuelsen, A. 1937. Eikerbladets og Flesbergbladets kvartærgeologi. s.63-109 i A.Bugge, Flesberg og Eiker, N.geol. Unders.143.
- Strøm, K. 1935. Geomorfologiske bemerkninger om Eikeren og dens omgivelser. N.geogr.Tidsskr.5

Kartgrunnlag: M711 1:50 000 1814-III Drammen.

### LIERELVA I BUSKERUD

Lierelva munner ut i Drammensfjorden med et tilsigsareal på 307 km<sup>2</sup>. Vassdraget har felles vannskille med Tyrifjorden og nedre del av Drammenselva og største avstand fra fjorden og opp til vannskillet er 27 km. Det høyeste punkt er Lauvkollen, 702 m o.h. Medianhøyden er 370m. Feltet er asymmetrisk i forhold til Lierdalen (Fig.59) som mottar dreneringen i Solbergelva, Glitra og Sogna fra vest og i Asdøla fra øst. Lierdalen er oppfyllt av marin leire, men elveløpene har grovt bunnmateriale. 2/3 av feltet består av skogsområder, og 1/3 av vassdraget er regulert. Lierelva har mange trekk felles med Sandeelva.



Fig.59. Lierelvas nedbørfelt. I: marin leire, II: glasifluviale randavsetninger.

Vannkvaliteten i hele vassdraget og spesielt i Garsjøen og Glitrevann er undersøkt av NIVA (Søgård 1963, Holtan 1967). Fra B. Alsaker-Nøstdahls undersøkelse av jordbunnsforholdene i Finnemarka er det stilt til rådighet data om elektrolyttkonsentrasjonen fra en rekke delfelt. Undersøkelsen er ikke avsluttet. Landformene langs Lierelva er deskriptivt behandlet av Hjertaas (1948). Denne framstillingen bygger på en undersøkelse av Solbakken (1971) i 1969-1970.

### Naturgeografisk oversikt

Nedbørfeltet ligger i sin helhet innenfor Oslo-feltet hvor ordoviciske og siluriske bergarter er bevart i den sentrale Liersynklinalen. Nord og syd for denne står Drammensgranitt. Områdene i vest består av Glitre-calderaens kvartsporfyrer omgitt av syenitt og rombeporfyr (Bugge 1937). Strukturretningene er tydelig frampreparert i det sentripetale dreneringsnettet omkring Glitrevann. De andre sjøene ligger i bruddsoner mellom forskjellig berggrunn. Kolleformene i Drammensgranitten står i skarp kontrast til det vekslende landskapet på de ordovicisk-siluriske bergartene. Kiær (1926) tolket Lierdalen som et tidligere utløp av Tyrifjorden.

Under avsmeltingen i den siste istid drenerte breen i Tyrifjordbassenget ut gjennom Lierdalen og avsatt fire glasifluviale randavsetninger ved Brastad, Tranby-Egge, Meren-Sørsdal og Sylling (Fig.59). Marin grense er ca 200 m, og mellom og delvis oppå randavsetningene ble det akkumulert marin leire opp til ca 180 m. I nord preges dalfyllingen av en bred ravinert toppflate. Denne forsvinner gradvis sydover fordi både bredden av ravinene og selve elvedalen øker. Løsmassene i skogsområdene består overveiende av stedegen bunnmorene. Noe glasifluvialt materiale finnes i konfluensområdene ved Asdøltjern og Glitrevann (Samuelsen 1937, Haugen 1938, Lothrington 1948).

Nede i Lierdalen og på kalkområdene består vegetasjonen av varmekjær løvskog. Rombeporfyrområdene har granskog med mose, mens Drammensgranitten gir dårlig forvitringsjord og dermed skrinn

104

undervegetasjon. Over 600 m o.h. er morenedekket som regel så tynt at det nesten ikke finnes skog. 63% av feltet er produktiv skog, og 17% er oppdyrket. Sjøarealet utgjør 3,6% og myrarealet ca 2%.

Klimaet kan beskrives med de samme meteorologiske data som for Sandeelva (jfr. s.89).

I Lierelva er avløpet målt ved Lierbyen og i Glitra ved Etløpet av Glitrevann (3,6 km<sup>2</sup>, felt 46 km<sup>2</sup>) siden 1968. I undersøkelsesperioden ble det dessuten konstruert vannføringskurver ved utløpet av Gåsebekken og i Lierelva ved Opsal bru. Glitra er demt for kraftproduksjon både ved Glitrevann og Sjåstad. Begge verkene drives med ukeregulering og er ute av drift i sommerferien. Feltet ovenfor Garsjøen, som i naturlig tilstand drenerer til Glitra, er oppdemt og overført til Sogna som drikkevann. Dessuten har Asker et drikkevannsmagasin i Store Sandungen i Asdøla. Forbruket her er nær konstant gjennom hele året.

Avløpsvekslingene i 1970 er framstilt i Fig.60. Vårflommen var delt i to faser, og kulminasjonstidspunktene for døgnfluktuasjonene ved Lierbyen varierte ettersom snøsmeltingen for-



Fig.60. Avløpshydrogram for Lierelva ved Lierbyen i 1970.

105
plantet seg fra Lierdalen og opp i de høyereliggende skogsområdene. I oktober falt mye av nedbøren som snø. Den gikk over igjen til regn utover i november, og man fikk en ny smelteperiode og den største målte vannføring dét året: 82 m<sup>3</sup>/s (308 l/s·km<sup>2</sup>). Normalt er årsavløpet nær 5,3 m<sup>3</sup>/s eller 20 l/s·km<sup>2</sup>. Medianvannføringen i 1970 var 2,5 m<sup>3</sup>/s.

# Suspensjonstransport

Suspensjonstransporten ble målt ved 11 målesteder, men de fleste ble konsentrert til utløpet av Gåsebekken (6H) og Lierelva ved Opsal bru (6N) (Fig.61). Ved Opsal bru ble det benyttet en dybdeintegrerende vannhenter, mens forholdene ellers tillot "håndprøver". Målingene er utført i tidsrommet januar-desember 1970.

Tab.27. Feltegenskaper i Lierelva

Målested	A	Sj¢	RE Sm		Obs.Q
	km <sup>2</sup>	%	m/km	m3∕s	m <sup>3</sup> /s
6H.Gåsebekken	5,0	0,0	20 27	4,5	0,03- 0,95
6N.Lierelva/Opsal bru	223	5,4	83 16		0,5 -71



Fig.61. Gåsebekken ved utløpet. 5.mai 1970. Suspensjonskonsentrasjon ca 1000 mg/l.



Fig.62. Slamføringskurver for Gåsebekken (6H) og Lierelva/Opsal bru (6N). Symbolene er forklart i teksten.

Slamføringskurvene er gitt i Fig.62. Spredningen i dataene karakteriserer et vassdrag med et komplekst transportregime. Observasjonsmaterialet er derfor delt opp i periodene I) snøsmelting i Lierdalen, II) snøsmelting i skogsområdene, IIIa) stigende vannstand under regnværsflommer om sommeren, og IIIb) den almindelige sommer- og høstsituasjon. Antall målinger i periodene I og II er imidlertid for få til at egne slamføringskurver kan beregnes (Tab.28).

			·····					
Målested	Periode	e Formel		N	Г	S	s(lgk)	s(j <b>)</b>
6H.Gåsebekken	IIIb Tot	G <sub>s</sub> =0,78 2,2	Q <sup>2,22</sup> Q <sup>2,52</sup>	22 32	D,868 D,872	210 301	0,275 0,220	0,28 0,25
6N.Lierelva	IIIa IIIb Tot	G <sub>s</sub> =0,023 0,0031 0,0050	Q1,97 Q1,97 Q2,08 Q	10 43 79	0,969 0,954 0,882	51 84 251	0,146 0,081 0,132	0,18 0,09 0,13

Tab.28. Relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring i Lierelva i 1970

Sedimenttilgangen er størst i den første fasen av smelteflommen (periode I), og suspensjonskonsentrasjonen i leirbekkene var på sitt høyeste umiddelbart etter 20.april. Utpå ettermiddagen 23. og 24.april var konsentrasjonen i Gåsebekken (6H) og i Finsrudhølbekken (60) hele 6-7000 mg/l. Verdien i Lierelva ved Opsal bru nådde samtidig opp i 2400 mg/l, og 24.april hadde Lierelva den høyeste døgntransporten denne våren, 3 000 tonn. Suspensjonskonsentrasjonen kulminerte omlag kl.l6 og da 2 timer før avløpet.

Under snøsmeltingen i skogsområdene (periode II) var transporten relativt sett lavere. Smeltingen i Lierdalen var ennå ikke avsluttet, men flompotensialet var lite. Suspensjonskonsentrasjonene kulminerte allikevel kl.l6 selvom vannføringen i Lierelva da var minimal. Flomtoppen fra skogsområdene passerte Opsal bru først ved midnatt.

Under regnværene i monedskiftet juni/juli nådde suspensjonskonsentrasjonen i Lierelva ved Opsal bru opp i 580 mg/l, mens konsentrasjonen i Gåsebekken var 2 300 mg/l. Grunnen til at transporten i de små leirbekkene ikke førte til større transportøkning i Lierelva må ligge i at regnbygene var svært lokale, og at sedimenttilførselen ble utjevnet pga de ulike transportavstandene. Derimot ga det intense regnværet 18.august en sedimentkonsentrasjon på 7 300 mg/l i Gåsebekken og l 100 mg/l i Lierelva. Høye konsentrasjoner ble også målt i november, men da var igjen situasjonen analog med snøsmeltingen om våren.

Suspensjonskonsentrasjonen øker nedstrøms i Lierelva, og økningen i spesifikk sedimenttilgang er derfor større enn økningen i spesifikk avrenning. Den vesentlige denudasjonen må



Fig.63. Fordeling av midlere skråningsgradient i Lierdalen. A) ovenfor randavsetningen ved Meren-Sørsdal, B) mellom randavsetningene ved Meren-Sørsdal og Tranby-Egge, C) nedenfor randavsetningen ved Tranby-Egge.

øyensynlig foregå i leirbakkene hvor skråningene preges av leirskred, jordsig, ravinering og sideerosjon. Geomorfogenesen i Lierdalen har imidlertid også blitt påvirket av randavsetningenes beliggenhet. Frekvensfordelingen av skråningsgradienten (Fig.63) tilsier at dalfyllingen må deles i tre enheter. Etter alt å dømme har hver av randavsetningene virket som en temporær erosjonsbasis.

Den store standardfeilen i estimatet av suspensjonstransporten har ført til at man har renonsert på en beregning av årlig transport.

### Bunntransport

Lierelvas elveleie er dekket av stenmateriale, og stenbanker er avsatt i innersvinger og i rolige partier forøvrig. Under flomvannføringer kan noe av dette materialet skiftes ut, men den bevegelsen som ble påvist i merket bunnmateriale tilsier at det bare er de fineste fraksjonene som settes i transport. Ifølge kjentfolk er bankene stort sett stasjonære. Bunntransporten i sidevassdragene ble ikke undersøkt.

# Transport av kjemisk oppløst materiale

Elektrolyttkonsentrasjonen ble målt ved 13 målesteder, og Fig.64 og Tab.29 viser at det for enkelte av disse hersker et inverse forhold mellom den spesifikke ledningsevne og vannføring.

Målested	$\mathcal{H}_{18}$	Formel	r	N
6A.Solbergelva ovf.Tronstad 6C.Veslebekken/Tronstad 6D.Gåsebekken/Høgås 6E.Gåsebekken/Enger 6F.Tvetendalen 6H.Gåsebekken 6J.Asdøla/riksvegen 6L.Sjåstodbekken 6M.Glitra/Vestsidevegen 6N.Lierelva/Opsal 60.Finsrudhølbekken 6P.Lierelva/Grøtte 6Q.Lierelva/Gilhus	21± 5 188± 69 119± 18 168± 58 659±463 318±118 72± 31 254± 53 47± 10 66± 27 336±111 70± 19 105± 22	$\Re_{18} = 116  Q^{-0,21}$ $76  Q^{-0,17}$ $34  Q^{-0,57}$ $187  Q^{-0,22}$ $48  Q^{-0,21}$ $88  Q^{-0,13}$	0,423 -0,683 -0,592 -0,806 -0,825 -0,641 -0,697 -0,421 0,376 0,487 0,355 0,595 -0,675	14 15 11 13 15 16 12 14 24 13 13 12

Tab.29. Relasjonen mellom  $\mathscr{H}_{18}$  og vannføring i Lierelva

Ledningsevnen har sin største variasjonsbredde i leirbekkene, mens den i vassdrag som drenerer områder med et tynt løsmassedekke, stort sett er stabil. Avløpet i Gåsebekken, Tvetendalen og i Lierelva forøvrig er sterkt belastet med avløpsvann fra jordbruk, søppelfyllinger og bebyggelse. Det bor omlag 5 000 mennesker i feltet, og industriell virksomhet som tresliperi, malingfabrikk, halmluteri, vaskeri og sykehus bidrar til at vassdragenes naturlige tilstand kan være vesentlig forrykket. Fig.64. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring i Veslebekken (6C), Gåsebekken (6H), og i Asdøla/riksvegen (6J).



Tab.30. Ionefordelingen i mg/l i Liervassdraget

		1				<u> </u>			
Målested	Dato	Ca <sup>++</sup>	Mg+	Na <sup>+</sup>	К+	so <sub>4</sub>	cı-	нсо3	£18
6A.Solbergelva	12/5 -70	1,1	0,6	0,9	0,5	5,2	0,4	2,4	23
	24/9 -70	0,7	0,5	0,4	0,1	2,4	0,2	1,2	12
	19/11-70	1,5	0,7	1,1	0,2	7,4	0,5	1,8	26
6 <b>J.Asdøla</b>	12/5 -70	2,6	0,6	0,7	0,2	4,5	0,3	8,5	24
	24/9 -70	5,2	0,9	0,8	0,1	2,0	0,3	14,0	40
	20/11-70	4,0	0,9	1,2	0,3	10,4	0,8	4,3	42

I begge vassdragene er sulfat-innholdet stort, mens den videre forskjell er berggrunnsbestemt. Asdøla drenerer rombeporfyr, og Solbergelva Drammensgranitt. Ytterligere måling av spesifikk ledningsevne bekrefter at sedimentproduksjonen er større i rombeporfyr-områder dels fordi denne bergarten har større kalkinnhold (Bugge 1937), men også fordi rombeporfyren lettere sprekker opp, og kontaktflatene som vannet kan angripe, blir større. Berggrunnsinnflytelsen i variasjonen av elektrolyttkonsentrasjonen er tydelig ved betraktning av Fig.65 hvor alle tilgjengelige målinger er avmerket.



Fig.65. Regional fordeling av spesifikk ledningsevne i Lierelva. 1) Ordoviciske og siluriske kalkbergarter, 2) rombeporfyr, 3) Glitre-calderaens dyperuptiver, 4) Drammensgranitt og 5) marin leire.

appldot motorials i lignalus

Tau.ji. Transport av kjemisk	υμμτώει	materiale	T LIELEIVA TALO
Målested	A km <sup>2</sup>	tonn/år	tonn/km <sup>2</sup> •år
6A.Solbergelva ovf.Tronstad 6C.Veslebekken/Tronstad 6H.Gåsebekken 6J.Asdøla/riksvegen 6N.Lierelva/Opsal 6Q.Lierelva/Gilhus	57 5,5 5,0 17 223 307	600 500 750 600 7 000 15 300	$ \begin{array}{rrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrr$

777

Totaltransporten er beregnet ved å anta en konstant spesifikk ledningsevne. Ifølge de kjemiske analysene av nedbøren ved Ås i 1970-1971 (jfr.s.102) skulle tilførselen fra nedbøren i 1970 her svare for ca 14 tonn/km<sup>2</sup>.år.

### Litteratur for feltbeskrivelsen

Bugge, A. 1937. Flesberg og Eiker. N.geol.Unders.143, 118s.

Haugen, K.E. 1938. Isavsmeltningen i Lier og Drammensdalen. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg., 83s.

- Hjertaas, M. 1948. Lierelvens meanderserier. Leirras langs elven. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-cppg., 56s.
- Holtan, H. 1967. Beskrivelser og undersøkelser av vannforekomster. Rap.I Del 4. Andre vassdrag og innsjøer. N.inst.vannforskn., Oslo, 207s.
- Kiær, J. 1926. Tyrifjorden. N.geogr.Tidsskr.l, 31-99.
- Lothrington, A. 1948. Lierdalen, en kvartærgeologisk oversikt. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg., 67s.

Samuelsen, A. 1937. Eikerbladets og Flesbergbladets kvartærgeologi. s.63-109 i A.Bugge, Flesberg og Eiker, N.geol. Unders.143.

Solbakken, T. 1971. En kvalitativ og kvantitativ beskrivelse av elvene og landskapet i Lierelvas nedslagsfelt i Buskerud, med spesiell vekt på fluviale prosesser i utformingen av leirlandskapet. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg., 83s.

Søgård, R.B. 1963. Glitrevann. En limnologisk undersøkelse. Limnol.inst.Univ.Oslo (NIVA Rap., 77s.)

Kartgrunnlag: M711 1:50 000 1814-IV Lier.

# MØNSTERELVA I ØSTFOLD

Mønsterelva munner ut i sydenden av Øyeren (101 m o.h.) med et tilsigsareal på 33 km<sup>2</sup> som helt vesentlig består av ravinert marin leire. Feltet når i Lauhøgda opp i 268 m o.h. (Fig.66), mens medianhøyden er 150 m. Største avstand fra Øyeren og opp til vannskillet er 9 km, og området dreneres av to vassdrag, Vestelva og Østelva. Østelva har stedvis nådd ned på fast fjell, mens Vestelva i sin helhet løper i løsmasse. Vassdraget har nær fyllt igjen Mønsteret fram til Øyerens utløp ved Mørkfoss. Nær halvparten av feltet er oppdyrket.

Denne framstillingen bygger på en undersøkelse av Moen (1974) i 1969-1971.

#### Naturgeografisk oversikt

Berggrunnen består av prekambriske gneisser og gabbrointrusiver. Den dominerende strøkretningen er NV-SØ, og vassdraget ligger i fortsettelsen av Øyeren-senkningen (Holtedahl 1953, Gjems 1965) som trer fram som en bruddlinje nordvest i feltet. Her løper sidebekkene i Vestelva over fjellterskler.

Under avsmeltingen i den siste istid ble store mengder grovt glasifluvialt materiale avsatt oppå marin leire til en høyde av 212 m i Mona i sydenden av feltet. Mindre randavsetninger ses også ved Øyestad og ved utløpet i Mønsteret (Rekstad 1921, Holtedahl 1924, Bjørlykke 1933). Oppfyllingen av marin leire, som stort sett overlagrer de siste randavsetningene, foregikk opp til en jevn slette som her ligger på ca 140 m o.h., men som stiger på begge sider av Øyeren-senkningen til et nivå av ca 180 m. Avsetningene består av skiveleire med inneslutninger av sand, og de blir grovere fra de dypeste Arca-leirene til den siltige Portlandia-leiren.

4% av feltet ligger over marin grense, mens Monas proksimalside utgjør 3%. De dypere leirmassene dekker 86%. Av disse har 62% skråningsgradienter under 4<sup>0</sup>, og intervallet 4-12<sup>0</sup> er vesentlig planerte jordbruksområder. 32% av skråningene i leir-



Fig.66. Mønsterelvas nedbørfelt. I) Leirutrasinger, II) Glasi-fluviale randavsetninger, III) Blottlagt fjell.

Fig.67. Fordeling av midlere skråningsgradient i Mønsterelva.



terrenget har en gradient over  $12^{\circ}$  med størst hyppighet omkring 24-26  $^{\circ}$  (Fig.67).

Barskog dominerer, og undervegetasjonen er frodig og tett med mose, urter og bregner. 47% av feltet er nyttet til jordbruk, og av skråningene over 12<sup>0</sup> er 34% beite med permanent grasdekke. Det finnes ingen sjøer og bare små områder med myr.

Årlig nedbør for de meteorologiske stasjonene ved Ås, Eidsberg, Igsi, Båstad, Enebakk og Trøgstad er 777 ± 14 mm. Med klimastasjonen på Ås som utgangspunkt er midlere årlig nedbør i perioden 1931-1960 785 mm med maksimum i august (96 mm) og minimum i mars (27 mm). Midlere årlig snødybde er 7 cm. Nedbøren i observasjonsårene 1969-1971 er 637, 770 og 556 mm med 138, 84 og 96 mm som snø. Det kan oppstå lokalklimatiske forskjeller i ravineterrenget særlig under regnbyger om sommeren.

Amplityden i midlere månedstemperatur er 22,0  $^{\circ}$ C (juli 16,8 og januar -5,2  $^{\circ}$ C) med middelverdi lik 5,5  $^{\circ}$ C. Vegetasjonsperioden varer 173 dager, og daglig middeltemperatur passerer 0  $^{\circ}$ C 25.mars og l.november. Antall dager med veksling omkring 0  $^{\circ}$ C er 95.

Avløpsvekslingene i 1970 og 1971 ble målt med limnigraf ved Skalkebrua. I tillegg ble det utført vannføringsmålinger i 10 andre profiler. Vannstandsobservasjonene måtte foretas langt oppe i vassdraget fordi Øyeren på middelflom og vanlig høst- og sommervannstand trenger 3,0 henholdsvis 2,2 km opp i elva. På lavvann i Øyeren er Mønsteret derimot blottlagt til 1,2 km utenfor munningen av vassdraget. Isforholdene begrenset avlesningene til periodene 3.mai-27.oktober og 22.november-9.desember. Det kontinuerlige årshydrogrammet ved 7A (Fig.7D) ble konstruert ved hjelp av vannstands- og flomrørsavlesninger samt ved korrelasjon med limnigrammet ved Skalkebrua. Avløpet i 1970 tilsa en middelvannføring i Vestelva ved 7A på 0,35 m<sup>3</sup>/s og i Østelva ved 7B 0,12 m<sup>3</sup>/s i perioden april-desember. Om vinteren er avløpet ubetydelig. Vestelva har mindre markerte flomtopper enn Østelva, og det spesifikke flomavløpet øker nedstrøms. Under snøsmeltingen kulminerte døgnfluktuasjonene ved Mønsteret kl.17-18



Fig.68A. Vestelva ved 7A,  $Q = 0,12 \text{ m}^3/\text{s}$ .



Fig.68B. Østelva ved 7B, Q=0,17 m $^{3}$ /s.

Måling av suspensjonskonsentrasjonen ble foretatt i Vestelva ved 7A og i Østelva ved 7B (Fig.68) med en dybdeintegrerende vannhenter. Flomavsetninger oppå elvesletten har en mediankornstørrelse rundt 0,008 mm og ute i Mønseret 0,009-0,024 mm.

	genaka	PCI -			
Målested	A	Sj¢	RE	n	Obs.Q
	km <sup>2</sup>	%	m/km	m <sup>3</sup> /s	m <sup>3</sup> /s
7A.Vestelva	20,5	0	14	0,35	0,009-5,1
7B.Østelva	6,7		30	0,12	0,001-1,7

Tab.32. Feltegenskaper i Mønsterelva

Slamføringskurvene er gjengitt i Fig.69 hvor observasjonsmaterialet er delt opp i periodene I) Tidlig snøsmelting før smelteflommen kulminerte, II) sen snøsmelting etterat flommen kulminerte, men før det første større regnværet, og III) sommer- og høstsituasjonen.

Tab.33. Relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring i Mønsterelva i 1970

Målested	Forma	el	N	r	S	s(lgk)	s(j <b>)</b>
7A./I II III (+) III (-,k) II+III	G = 0,053 0,41 0,64 0,33 0,43	2,47 Q2,20 Q2,20 Q1,75 Q1,91 Q	9 30 22 33 85	0,978 3,957 0,933 0,983 0,965	37 69 141 80 109	0,063 0,049 0,083 0,057 0,040	0,17 0,12 0,18 0,06 0,06
7B./I III I[+III	G <sub>s</sub> =0,27 2,3 2,4	Q <sup>2</sup> ,34 Q2,24 Q2,11 Q	6 10 29	0,943 0,960 0,922	71 117 116	0,097 0,133 0,116	0,34 0,21 0,16

(+: økende vannstand, -,k: fallende og konstant vannstand)

Den største suspensjonskonsentrasjonen opptrådte 18.mai 1970 og nådde i Vestelva 6 740 mg/l og i Østelva hele 8 920 mg/l. Sedimenttilgangen er størst i Østelva, og er her tilsynelatende også mer følsom for endringene i avrenningen. Årsaken må ligge i at skråningene er jevnt over steilere enn i Vestelva og hyppigheten av utglidninger og effekten av jordsig øker (Fig.66-67).



Fig.69. Slamføringskurver for Mønsterelva i Vestelva (7A) og Østelva (7B). Symbolene er gitt i teksten.

Perioden før vårflommen kulminerte hadde den laveste relative suspensjonstransporten i begge vassdragene, men sedimenttilgangen er likeså følsom for endringene i avrenningen som utover sommeren. Etterat smelteflommen kulminerte økte den relative transporten gradvis mot sommerens transportregime. Sent på høsten er observasjonsmaterialet sparsomt, men avvikene fra slamføringskurvene tyder på at sedimenttilgangen kan ha avtatt noe. Felles for begge vassdragene er at det ikke er under smelteflommen de største relative sedimentmengdene fraktes ut av feltet, men snarere under det første større regnværet etterat vårflommen kulminerte. Da har sedimentproduksjonen pga jordsig i leirbakkene og tele- og isløsning langs elvebreddene kulminert, og begge disse prosessene er forsinket i forhold til avløpet fra snøsmeltingen. Døgnfluktuasjonene viser at sedimentkonsentrasjonen kulminerer før avløpet og at konsentrasjonen er større på stigende enn på fallende vannstand.

Transportvariasjonene i 1970 er vist i Fig.70. Transporten i døgn uten observasjoner er beregnet ved bruk av slamføringskurvene og rekonstruksjon av transportforløpet for de enkelte flommene. Bruk av døgnlig avlest vannstand vil her med det raskt vekslende avløpsregimet føre til altfor stor usikkerhet i estimatet av døgntransporten.

Tab.34. Total suspensjonstransport i Mønsterelva i 1970 Målested topp/år topp/km<sup>2</sup>.år

Målested	tonn/år	tonn/km <sup>2</sup> •år
7A.Vestelva	7 400	360
7B.Østelva	3 000	450



Fig.70. Vannføringsregime og suspensjonstransport i Mønsterelva ved 7A i 1970.



Fig.71. Mønsterelvas utløp i Mønsteret i Øyeren på relativt høy vannstand, 4,10 m, på Mørkfoss vannmerke.

Regnværsperiodene i oktober og november 1970 svarer for nær 75 % av den årlige suspensjonstransporten i begge vassdragene. Andelen kan imidlertid være noe for høy da regresjonskurvene domineres av sommermålingene med større relativ transport. Hvor mye verdiene skal reduseres er vanskelig å avgjøre, men målinger ute i Mønsteret (Fig.71) antyder at det her ble sedimentert ca 7 700 tonn i perioden utenom vårflommen da Øyeren var lav og området tørrlagt. Beregning av totaltransporten ut av vassdraget utenom vårflomperioden gir anslagsvis 11 000 tonn. Akkumulasjonsmålingene har ikke tatt hensyn til at det foregår en vesentlig sedimentasjon også på elvesletta og utenfor det betraktete området. Overslaget over årlig suspensjonstransport i Mønsterelva synes derfor å være rimelig.

### Bunntransport

I Østelva og i Vestelva ovenfor randavsetningen ved Øyestad har bunnmaterialet en mediandiameter stort sett under 1 mm. Med de empiriske normene for forholdet mellom bunntransport og suspensjonstransport (jfr. s.19) skulle løpsmaterialet og løpsformen her tilsi at bunntransporten er nær 10-15 % av suspensjonstransporten. Utsagnet ble forsøkt bekreftet ved 78 ved beregning med Schoklitsch', Meyer-Peter & Müller's og Kalinske's transportformler. Mediandiameteren er 0,35 mm og gradienten 0,11%.

ab.JJ. Dereynet	Dufficians	hore T	Ky/S I	Warerva,	/ 10.
Vannføring (m <sup>3</sup> /s)	0,19	0,36	0,56	0,69	1,3
Schoklitsch Meyer <b>-</b> Peter Kalinske	0,035 0,022 0,004	0,11 0,035 0,030	0,18 0,071 0,096	0,23 0,088 0,15	0,44 0,16 0,35
10% av G <sub>s</sub>	0,008	0,028	0,070	0,11	0,44

Tab.35. Beregnet bunntransport i kg/s i Østelva/78.

Både Meyer-Peter & Müller's og Kalinske's formler gir en bunntransport som i prosent svarer til det nevnte utsagnet. Etter observasjoner i vassdraget å dømme er imidlertid beregningene bare gyldige for en mulig transportkapasitet og ikke for den aktuelle sedimentmengden fordi transporten av bunnmateriale og tilførselen fra sidebekkene overveiende skjer i en tidlig fase i flomperiodene. Senere vil det ikke lenger finnes tilstrekkelige mengder med tilgjengelig materiale. Bunntransportandelen må derfor anslås til å være under 10% av suspensjonstransporten.

Nedenfor randavsetningen ved Øyestad der glasifluvialt materiale står i åpent ras, har Vestelva grovt bunnmateriale. Mediandiameteren avtar fra 73 til 0,8 mm ved utløpet i Mønsteret 3,6 km nedstrøms (Fig.72). Bare på de første 1,7 km er minskningen 67% og følger ligningen:

 $D_{50} = 29 L^{-0,40}$  (r = -0,999)

Forholdene tillot ikke en beregning av bunntransporten, men tilførselen av grovt materiale ovenfor Øyestad ble forsøkt oppfanget i et nett med 3/4" åpning. Resultatet var negativt selvom forsøket foregikk under flommene 16.september og 7.oktober. Tilførselen kan i beste fall ha foregått i sandfraksjonen, og forsøket viser at det bare er randavsetningen som er kilden for bunnmaterialtransporten nedenfor.

Mobiliteten av dette materialet ble utledet med nedgravde lenker, peler med stoppskiver og merket bunnmateriale. Bunntrans-



porten var aktiv, spesielt i tilsynelatende ustabile løp med sten- og grusbanker. Opptil 100 mm store stener ble fraktet av gårde, og transporten var særlig aktiv under flommene 7,oktober og 20.november da vannet sto 65 og 70 cm over elvesletta. Det foregår også en betydelig bunntransport i isløsningsperioden, og dette er sannsynligvis årsaken til at det ikke var mulig å etablere noen relasjon mellom transportlengden og de kornstørrelsene som ble beveget.

# Transport av kjemisk oppløst materiale

Vannets elektrolyttkonsentrasjon ble målt ved begge målestedene. Når man ser bort fra de relativt lave og stabile verdiene under snøsmeltingen varierer ledningsevnen ved 7A inverse med vannføringen (Fig.73) ifølge ligningen:

$$\mathcal{H}_{18} = 185 \ Q^{-0,08} \qquad (r = -0,56)$$

Spredningen av verdiene er størst i de delene av vassdraget der en del av tilsiget stammer fra gjødslete jordbruksområder. I de ugjødslete skogsområdene er ledningsevnen derimot svært konstant; 54 ± 8 μmho/cm (N=29).



Fig.73. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring i Vestelva (7A) 1970. Åpent symbol: snøsmelting.

Tab.36. Ionefordelingen i mg/l i Mønsterelva 22.novem-

DEL 15	• • •							
Målested	Ca <sup>++</sup>	Mg+	Na <sup>+</sup>	K+	s0 <sub>4</sub>	с1-	HC 0 3	
7A.Vestelva Skogskråning	10,8 4,9	4,4 3,3	4,6 5,0	2,8 5,1	33,4 26,6	3,9 2,4	13,4 3,0	

Når den spesifikke ledningsevnen fra skogsområdene legges til grunn og antas å representere det naturlige tilsiget fra feltet ovenfor 7A+ 7B, er totaltransporten av kjemisk oppløst materiale fra det samme arealet i 1970:

450 tonn/år eller 17 ± 3 tonn/km<sup>2</sup>•år

Ifølge de kjemiske analysene av nedbøren ved Ås i 1970 (jfr. s.102) vil anslagsvis hele 11 tonn/km<sup>2</sup>.år oppløst materiale skyldes nedbøren alene.

#### Litteratur for feltbeskrivelsen

Bjørlykke, K.O. Jordarter og jordsmonn i Østfold fylke. 1933. Norg.Vid.Akad.Oslo, Mat-nat.vit.Kl.3 Gjems, O. 1965. Berggrunnen og jorden. s.17-62 i Heggen og Frøland. Fellesbind for Askim, Eidsberg og Trøgstad, Askim. Holtedahl, O. 1924. Studier over israndterrassene. Vid.Selsk. Skr.I, Mat-nat.Kl.14 Holtedahl, O. 1953. Norges geologi. II. N.geol.Unders.164, 587-1118 1974. Mønsterelva i Østfold. Skrånings- og elveløps-Moen. P. prosessenes relative betydning for utformingen av et leirlandskap. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppq. 1921. Rekstad, J. Eidsberg. N.geol.Unders.88, 76s. Kartgrunnlag: M711 1:50 000 1914-II Askim.

FINSTADBEKKEN I ØSTFOLD

Finstadbekken er et sidevassdrag på 4,8 km<sup>2</sup> til Hobølelva i Tomter i Østfold. Største avstand fra utløpet og opp til vannskillet er 2,7 km. Feltets høyeste punkt er 210 m o.h., og utløpet ligger på 50 m. Medianhøyden er ca 150 m. En vesentlig del av området er oppdyrket (Fig.74).

Denne framstillingen bygger på en undersøkelse av Roaas (1973) i 1971-1972.

### Naturgeografisk oversikt

Berggrunnen er prekambrisk gneis. Hele 90% av feltet ligger under marin grense, og løsmassene består av sand, sandholdig leire og leire (Rekstad 1921). Mesteparten av feltet er småkupert, og topografien er for en stor del berggrunnsbestemt. Overflaten faller brått av ned mot Hobølelva, og her er terrenget noe mer ravinert.

Markslagsgrensene i delfeltene skiller mellom I) dyrkingsjord, II) beite, III-V) høy, middels og lav bonitet for skog (Fig. 74). Under V hører områder med bart fjell. Skogen består av barskog og blandingsskog.

Klimaforholdene gjengis med de samme dataene som for Mønsterelva (jfr. s.ll6). Nedbøren i 1971 og 1972 var 71 henholdsvis 82 % av middelverdien. I observasjonsperioden ble døgnnedbøren registrert ved Finstad gård ved delfelt 8A (Fig.74).

Avløpet ble målt i 11 måleprofiler (Fig.74-75), og vannføringskurver ble konstruert ved 8F, H, I og J dels ved karfylling eller ved hjelp av flottørmålinger. Om vinteren er Finstadbekken normalt tørrlagt. Snøsmeltingen varer 2-3 uker fra slutten av mars. Den største observerte spesifikke avrenning er 416 l/s·km<sup>2</sup> fra delfelt 8A 4.april 1971. Utover sommeren er nedbøren vanligvis ikke så stor som om høsten, og med den høyere evapotranspirasjonen blir avløpet lite. Løpene kan tidvis gå tørre. Utover høsten reagerer igjen vassdraget raskere på nedbøren.

125



Fig.74. Finstadbekkens nedbørfelt.



Fig.75A. Nederste parti av Finstadbekken mot Hobølelva. Daldraget til høyre fører ned til delfeltene 8B og C. 22.april 197



Fig.75B. Kupert dyrket mark. Bekkeløpet ligger mellom målestedene 8H og 8I. 22.april 1972.



Fig.75C. Nederste del av delfelt 8J. 22.april 1973.



Fig.75D. Overflateavrenning under snøsmelting fra delfelt 8A 5.april 1971



Fig.75E. Målestedet ved delfelt 8A 4.april 1972 Q = 0,75 1/s, c<sub>s</sub>=1030 mg/1



Fig.75F. Delfelt 8B sett nedstrøms. Målestedet for delfelt 8C er ca 15 m nedenfor skogkanten. 29.oktober 1972.

Under snøsmeltingen kulminerte avløpet nær kl.15 i de åpne delfeltene 8A og C. I det skogdekkete området 8D inntraff kulminasjonen omlag  $\frac{1}{2}$  time senere, og ved 8H 2 timer senere. Når temperaturen om natten sank under 0 <sup>O</sup>C, opphørte avløpet ved 8A og C. Dette var ikke bestandig tilfellet i skogstraktene sannsynligvis pga en annen strålingsbalanse (Dunne & Black 1971).

Det kan skjelnes mellom fem ulike avrenningsformer: 1) overflateavrenning, 2) sigevann ("throughflow"), 3) grunnvannstilsig, 4) "piping" og 5) grøfting og drensrør. Hvilken avløpstype som til enhver tid beskriver forholdene best, er vanskelig å vurdere ut fra visuelle inntrykk alene. Som en forsøksvis tilnærmelse er de ulike avrenningsformene forsøkt utledet ved hjelp av vannets spesifikke ledningsevne.

Ifølge Kirkby (1971, 112) er "throughflow" den delen av infiltrert nedbør som renner av i det øvre permeable jorddekket. Her kan avløpskapasiteten langs skråningen være større enn den vertikale infiltrasjonskapasiteten gjennom f.eks. B-horisonten i jordprofilet. "Throughflow" kan komme til syne i overflaten nedenfor en knekk i skråningen eller en brått avtagende skråningsgradient. "Piping", eller konsentrert avløp under overflaten pga oppsprekking, røtter, dyrespor etc, er kjent i områder med høyt silt-leire innhold og stor relieffenergi (Jones 1971). I Finstadbekken var denne avløpstypen godt utviklet i de skogsområdene som hadde høy bonitet og overflategradient.

### Sedimenttransport

Sedimentkonsentrasjonen ble målt med "håndprøver" fra alle Il delfeltene. Målestedene ved 8A, C, D, E, H og I er frie fall, og konsentrasjonene omfatter derfor alt fast materiale og ikke bare suspendert materiale. Den eneste visuelle forskjellen i kornfraksjon mellom total- og suspensjonstransportert materiale er at leirpartiklene untaksvis var kittet sammen i agglomerater av noen få mm diameter.

Undersøkelsen var rettet mot en detaljert analyse av variasjonene i sedimenttransporten under ulike flomfaser og fra

129

mindre delfelt med vekslende areal, transportavstand, relieff, vegetasjon og markbeskaffenhet. Målingene ble konsentrert til smelteflommene og de første regnflommene i 1971 og 1972.

Målested	A km <sup>2</sup>	RE m/km	Obs.Q l/s	Markbeskaffenhet
8A 8B 8C 8D 8E 8F 8G 8H 8I 8J 8K	0,012 0,011 0,012 0,053 0,235 0,235 1,96 1,46 1,83 4,76	68 101 101 47 87 45 61 39 45 44 33	0,03- 5,0 0,05- 3,0 0,05- 3,6 0,2 - 12,0 0,13- 12,0 1,2 - 41 0,45- 16 1,0 - 455 0,5 - 298 1,0 - 265 19 -1610	Åker uten løp Beite uten løp Beite med løp Skog, bonitet V Skog, bonitet III-IV Blanding Blanding Blanding Blanding Blanding

Tab.37. Feltegenskaper i Finstadbekken

Delfelt 8A består utelukkende av dyrket mark. Våren 1971 hadde jordet et sparsomt vegetasjonsdekke fordi det var sådd høsthvete der året før. Våren 1972 var jordet pløyd opp. Målingene ble utført i et naturlig grasbevokst overløp med fritt fall



Fig.76. Døgnfluktuasjoner i avløp, sedimentkonsentrasjon og spesifikk ledningsevne fra delfelt 8A i Finstadbekken under snøsmeltingen i 1972.



Fig.77. Døgnforløpet av suspensjonstransporten og spesifikk ledningsavne fra delfelt 8A under snøsmeltingen i 1972.



Fig.78. Slamføringskurve for delfelt 8A 4-9,april 1971 og 27.mars-10.april 1972. Lukket symbol: stigende vannstand. Innlagt kurve stigende vannstand 1972. i kanten av jordet (Fig.75). Fe⊥tet har ingen parmanente bekkeløp, og skråningsgradienten er 7-10 <sup>0</sup>.

I 1972 varte avrenningen fra 27.mars til 13.april. Fiq.76 viser systematiske døqnfluktuasjoner i både avløp og sedimentkonsentrasjon, og konsentrasjonen kulminerte nær 2 timer før avløpet. Den er dessuten høyere på stigende enn på fallende vannstand (Fig. 77), og hvert av forløpene følger tilnærmet hver sin potensialkurve. I enkelte døgn er fluktuasjonene nesten identiske (30. og 31.mars, 4. og 7.april). Store deler av jordet var da snøfrie i motsetning til 28.mars og 3.april. (Det falt snø natten til 3.april). 10.april var feltet så godt som snøbart, men telen sto ennå i bakken. Regresjonskurvene for døgn med mye snø i feltet er steilere enn for døgn med lite snø, men den relative transporten var liten. Med tele og snø i feltet vil avrenningen enkelte steder foregå på islag som hindrer eller reduserer sedimenttilgangen. Andre steder renner vannet av gjennom snødekket. Smeltevannet filtreres, og snøen blir her ofte "skitten". Samtidio dempes avrenningen. Mye av det frigjorte materialet blir derfor først fraktet ut i vassdraget når snødekket har smeltet. Den største målte sedimentkonsentrasjonen var 1 200 mg/l 4.april.

I 1971 varte avrenningen fra 3. til 10.april. 5.april smeltet snøen fra 70 til 10 % overdekning, og sedimentkonsentrasjonen kulminerte nær samtidig med avløpet. Dette døgnet bidro alene med 340 kg materiale, mens hele smelteflommen i 1972 ga 55 kg. Største målte sedimentkonsentrasjon var 15 600 mg/l 6.april. Selvom observasjonsmaterialet er sparsomt kan verdiene tyde på at pløyingen av jordet i 1972 forårsaket at overflatemagasineringen økte og og avløpshastigheten og erosjonsevnen avtok (jfr. Foster & Heiberg 1971).

Slamføringskurvene er gjengitt i Fig.78 og Tab.38.

Tab.38. Relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring i delfelt 8A i Finstadbekken

Periode	Formel	N	r	S	s(lgk)	s(j)
1971	G <sub>s</sub> =1300 Q <sup>1</sup> ,97	16	0,956	128	0,467	0,15
1972 (+)	5500 Q <sup>2</sup> ,24	42	0,865	187	0,727	0,20
1972 (tot)	84 Q <sup>1</sup> ,75	75	0,780	258	0,598	0,16

(+: stigende vannstand)



Fig.79. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring i delfelt 8A 27.mars-10.april 1972.

Vannets spesifikke ledningsevne er relativt høy: 113 ± 25 µmho/cm, og varierer omvendt proporsjonal( med avløpet (Fig.79) i henhold til ligningen:

$$\mathcal{K}_{18} = 21 \ Q^{-0,19} \qquad (r = -0,78)$$

Jordet er gjødslet. Ifølge Fig.79 når ledningsevnen sin minimale verdi ca l time etterat avløpet kulminerte, og under de tidligste smelteflommene var elektrolyttkonsentrasjonen lavere når avløpet om kvelden vendte tilbake til den samme basisvannføring som om morgenen. Det må øyensynlig ha skjedd en reell utvasking av oppløst materiale, sannsynligvis av det samme materialet som under vinterens løp er anriket i og under snøen. Når avløpet kulminerte var tilsiget dominert av overflateavrenning av elektrolyttfattig smeltevann. I åpen åker med tele i bakken bør forutsetningene for overflateavrenning være gode. Avrenningen møter liten overflatemotstand, og infiltrasjonen hindres ved at det aller øverste jordlaget raskt blir mettet med vann og porerommene tettet igjen med materiale.

Øverste del av delfeltene 3B og C har ligget brakk i flere år, og markoverflaten har tett grasvegetasjon. Målestedet 8B er valgt i et daldrag 30 m ovenfor 8C og 10 m ovenfor dannelsen av

134

Fig.80. Døgnforløpet i avløp, suspensjonskonsentrasjon og spesifikk ledningsevne i delfelt 8B og C våren 1972.



Fig.81. Døgnforløpet av suspensjonstransport og spesifikk ledningsevne i delfelt 8B og C våren 1972.

et bekkeløp (Fig.75). Fig.80 og 81 viser de samme karakteristika i transportfluktuasjonene som fra delfelt 8A, men sedimentkonsentrasjonen er betraktelig lavere. Største målte konsentrasjon var 88 mg/l 4.april. Totaltransporten gjennom profilet ved 8B under snøsmeltingen i 1972 var 5,7 kg eller bare 10% av mengden fra delfelt 8A. Forskjellen ligger i grasvegetasjonen som ikke bare binder jorddekket, men også senker dreneringshastigheten og holder feltkapasiteten bedre ved like.



Fig.82. Slamføringskurve for delfelt 8B 31.mars-25.mai 1972. Lukket symbol: stigende vannstand.

Fig.83. Slamføringskurve for delfelt 8C 5.april-18.mai 1971, 31.mars-25.mai 1972.



Sedimenttilgangen mellom målestedene må ene og alene skyldes løpserosjon. Observasjonsmaterialet fra delfelt 8C deles i to perioder. Periode I (5-7.april 1971, 31.mars-4.april 1972) er den første fasen av snøsmeltingen, og periode II (8-11.april 1971, 7-20.april 1972) er en sen fase. Sedimenttilgangen er størst under avsluttende snøsmelting, og det er naturlig å sette det i forbindelse med teleløsning langs bekkeløpet. Største målte konsentrasjon er 1 690 mg/l 17.mai 1970 og under snøsmeltingen 950 mg/l 7.april.

Tab.39. Relasjonen mellom sedimenttransport og vannføring fra delfelt 8B og C.

Periode	Formel	N	Г	s	s(lgk)	s(j)
8B.31/3-14/4-72	G = 0,18 Q <sup>1,40</sup>	42	0,776	129	0,550	0,18
8C.I	s 4400 Q <sup>2,69</sup>	39	0,967	83	0,344	0,11
8C.II	4,9 Q <sup>1,72</sup>	39	0,928	70	0,370	0,11

Fig.84. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring i delfelt 8B og C våren 1971 og 1972. \*: 25.mai 1972.



Sedimenttransporten under sommerregnvær (25.mai 1972) var merkbart større enn under snøsmeltingen. Dette kan skyldes at telen som står i løpet under hele smelteflommen, da har forsvunnet. Overflateavrenningen kommer fram i bunnen av skråningene. Dette vannet er slamholdig, og "throughflow" kan øyensynlig skje så raskt at en reell utvasking er mulig, sannsynligvis pga oppsprekking av leirjorda etter langvarig tørke. Regndråpeerosjon bør være minimal med det tette grasdekket, men nedbøren kan vaske ut en del frigjort materiale fra markoverflaten i begynnelsen av regnværet. Selv etterat regnværet hadde kulminert lå sedimentkonsentrasjonen over de verdiene som ble funnet for snøsmeltingen.

40 kg materiale bre fraktet gjennom profilet ved 8C i løpet av snøsmeltingen i 1972. Av dette skyldtes 86% løpserosjon. Denne andelen var den samme under regnværet 25.mai.

Den spesifikke ledningsevne var betydelig lavere enn i delfelt 8A, 58 ± 11 µmho/cm, men varierer også her omvendt proporsjonalt med avløpet (Fig.84). Døgnfluktuasjonene er systematiske (Fig.83) på samme måten som i delfelt 8A.

 $\Re_{18} = 17 \ q^{-0,17}$  (r = -0,69)

Delfelt 8D har i sin helhet lav og middels bonitet for skog, dvs med bart fjell og tynt løsmassedekke. Under snøsmeltingen i 1971 var sedimentkonsentrasjonen konstant og svært lav: 0,8 ± 0,5 mg/l (N=18) i avløpsintervallet 0,2-10 l/s. Området gir fra seg ubetydelige sedimentmengder. Vannets spesifikke ledningsevne var også lav:  $39 \pm 6 \ \mu mho/cm$ . Transporten av kjemisk oppløst materiale vil allikevel dominere over suspensjonstransporten. Delfelt 8E er også et skogsområde, men her er både boniteten og relieffenergien høyere. Sedimentkonsentrasjonen ligger vanligvis under 10 mg/l og øker bare svakt med vannføringen (Fig.85). Standardfeilen i estimatet av transporten er derimot svært liten.

Tab.40. Relasjonen mellom sedimenttransport og vann-

røring fra	I DETLETI		under	sen smei	teriom 1972
Formel	N	r	S	s(lgk)	s(j)
$G_{s} = 0,036 \ Q^{1,38}$	23 (	983	3 21	0,148	0,06

Sedimentkonsentrasjonen er sammenlignbar med de fra delfelt 8B med bare 1/4 så stort areal. Vannets spesifikke ledningsevne er noe høyere enn i delfelt 8D 76 ± 10 µmho/cm. I motsetning til alle tidligere relasjoner øker ledningsevnen her svakt med avløpet (Fig.86) ifølge ligningen:

$$\mathcal{H}_{18} = 150 \ Q^{+0,11} \quad (r = +0,86)$$



Fig.85. Slamføringskurve for delfelt 8E 14.april-19.juni 1972. \*: etter 30/4



Fig.86. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring i delfelt 8E 14.april-19.juni 1972.

En mulig årsak til den positive korrelasjonen kan være den raske nedbrytningen som foregår i det øvre jorddekket i skogsområder med god bonitet. Under flomsituasjoner ligger markvannstanden og grunnvannstanden høyt i jordrrofilet, og avrenningen fører til en mer effektiv utvasking av det kjemisk oppløste materialet

Øverste del av delfelt 8F består av skog med vekslende bonitet, mens nederste del er oppdyrket. Døgnfluktuasjonene (Fig. 87) viser de samme karakteristika som nevnt før. Observasjonsmaterialet kan deles i tre årsperioder (Fig.88, Tab.41).

Tab.41. Relasjonene mellom sedimenttransport og vannføring i delfelt 8F.

Periode	Formel	N	r	S	s(lgk)	s(j)
14-27/4 1972	G <sub>s</sub> = 0,069 q <sup>1</sup> ,44	25	0,985	20	0,104	0,05
29/4-21/6 1972	10 q <sup>2</sup> ,17	31	0,971	70	0,200	0,10



Fig.87. Døgnforløp for suspensjonstransport og spesifikk ledningsevne i delfelt 8F



Fig.88. Slamføringskurve for delfelt 8F 6.april-30.juni 1972

138

Både 5. og 10.april var det overflateavrenning på de dyrkete jordene, men tilsiget herfra ble blandet med avløpet fra skogsområdene. Andelen fra dyrket mark avtok imidlertid utover dagen. I perioden 14-27.april tilsier observasjonene i delfelt 8A at det ikke foregikk overflateavrenning, og sedimentkonsentrasjonene har endog lavere verdi enn under fallende vannstand om sommeren. Regresjonskurvene nærmer seg hverandre på små vannføringer. Dette skjer samtidig med at telen forsvinner.

Observasjonsmaterialet for perioden 29.april-21.juni 1972 representerer fallende vannstand utover sommeren. Overflateavrenning er nå lite sannsynlig, og sedimenttilgangen må bare foregå ved løpserosjon. Under regnværet 30.juni var bakken på forhånd oppbløtt, og konsentrasjonene var ca 10 ganger større enn på fallende vannstand. Største målte sedimentkonsentrasjon var 424 mg/1 30.april.

Vannets spisifikke ledningsevne er høy, 123 ± 22 µmho/cm, hvor bidraget fra dyrket mark kan være avgjørende. Årsaken til at ledningsevnen både er positivt og negativt korrelert med vannføringen (Fig.89) ligger sannsynligvis i vekslingen mellom tilsig fra jordbruks- og skogsområdene (jfr. 8A og E).

> $#_{18} = 67 \ q^{-0,12}$  (r = -0,70) snøsmelting 241 A<sup>+0,12</sup> (r = +0,83) sommer



Fig.89. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring i delfelt 8F 6.april-30.juni 1972. Lukket symbol: etter 29.april.



Fig.90. Slamføringskurve for delfelt 8G 15.april-30.juni 1971, 20-27.april 1972





Delfelt 8G består av skog med ulik bonitet, men i tillegg til dyrket mark har feltet også beite i den nederste delen. Relieffet er forøvrig større. Resultatene (Fig.90, Tab.42) stammer fra en sen fase av snøsmeltingen uten overflateavrenning, og årcaken til at transporten jevnt over er høyere her enn i delfelt 8F må ligge i løpserosjon og økt relieff. Største målte sedimentkonsentrasjon var 646 mg/l 17.mai 1971. Spesifikk ledningsevne er 83 ± 24 µmho/cm og varierer proporsjonalt med avløpet (Fig.91) ifølge ligningen:

$$d_{18} = 165 \ q^{+0,13} \qquad (r = +0,77)$$

Tab.42.	Relasjo	nen mel	lom s	edimenttr	ans-
	port og	vannfø	ring	i delfelt	8G
	under s	en snøs	melti	ng i 1972	
Formel	N	r	S	s(lgk <b>)</b>	s(j)
1,6 Q <sup>1,7</sup>	27	0,874	132	O <b>,</b> 532	0,21

I delfelt 8H er alle former for bonitet representert, og andelen av oppdyrket mark deles mellom et nedre og et øvre område. Observasjonsmaterialet viser de samme døgnfluktuasjonene som fra de andre delfeltene (Fig.92 og 93). Slamføringskurvene i Fig.94 omfatter verdier fra flere årsperioder (Tab.43).

Tab.43. Relasjonen mellom sedimenttransport og vannføring i delfelt 8H 1971 og 1972.

Periode		Form	el	N	r	S	s(lgk)	s(j)
15/4-28/12 29/3-6/4 29/3-6/4 10/4-27/4 10/4-27/4 28/4-8/7 28/4-8/7	1971 (-,k) 1972 (+) 1972 (tot) 1972 (+) 1972 (tot) 1972 (+) 1972 (-,k)	G =0,011 0,22 0,18 0,21 0,12 2,7 0,16	1,29 1,76 1,70 2,20 1,99 0,2,68 0,91 0,91	53 36 49 18 33 24 59	0,949 0,938 0,952 0,944 0,950 0,973 0,968	76 62 55 47 43 55 67	0, <u>1</u> 06 0,126 0,093 0,176 0,117 0,152 0,078	0,06 0,11 0,08 0,18 0,11 0,13 0,07
Total 15/4-28/12 19/3- 8/7	1971 1972	G <sub>s</sub> =0,13	Q <sup>1,79</sup>	239	0 <b>,92</b> 6	129	0 <b>,</b> 064	0,05



Fig.92. Døgnfluktuasjoner i avløp, suspensjonskonsentrasjon og spesifikk ledningsevne våren 1972 fra delfelt 8H.


Fig.93. Døgnforløp av suspensjonstransport og spesifikk ledningsevne våren 1972 fra delfelt 8H.



Avrenningen startet 27.mars etterat det falt 11,5 mm nedbør. Fram til 10.april var det overflateavrenning på de dyrkete jordene. Både 3. og 4.april kulminerte konsentrasjonen to ganger. Å dømme etter observasjonene i delfelt 8A syldes den første kulminasjonen overflateavrenningen på de dyrkete områdene nederst i feltet. Den andre kulminasjonen kan skyldes tilsiget fra de øvre jordbruksområdene, men likesåvel effekten av løpserosjon.

Perioden 19.mars-27.april kan betraktes som én flom. Tiden fram til 6.april står for den stigende fasen, og sedimenttilgangen fra dyrket mark er stor. Under denne perioden er den relative transport større enn i den fallende fasen av smelteflommen da all sedimenttilgang må skyldes løpserosjon. En betraktning av stigende og fallende vannstand skulle tilsi at 75% av sedimenttransporten under tidlig snøsmelting kommer fra oppløyd åker.

Alle regnflommene utover sommeren følger samme regresjonskurve. Når sommerverdiene fra 1971 og 1972 betraktes samlet synes imidlertid forløpet å være diskontinuerlig. I så fall kunne det ha blitt beregnet to regresjonskurver på hver side av et knekkpunkt på samme måten som vist av Bergqvist (1971). Denne muligheten må foreløpig stå åpen fordi de to punktmengdene representerer hvert sitt år.

Dataene fra delfelt 8H gir grunnlag for å summere den årlige sedimenttransporten (Fig.95) i 1971/1972 til:

15 tonn/år eller 7,7 tonn/km<sup>2</sup>·år

Av dette fraktes 5,2 tonn ut av vassdraget under snøsmeltingen og 7,8 tonn under regnskyll om sommeren.

Vannets spesifikke ledningsevne er 107 ± 37 µmho/cm. Verdiene varierer svært usystematisk i forhold til avløpet (Fig. 96) avhengig av når tilsigene fra de ulike delfeltene enten når eller dominerer i måleprofilet. Totaltransporten er beregnet lik:

45 tonn/år eller 23 ± 8 tonn/km<sup>2</sup>·år

De kjemiske analysene av nedbøren ved Ås i 1971–1972 viser en midlere spesifikk ledningsevne på 23 µmho/cm når de målte verdiene korrigeres for surhetsgraden. Dette skulle tilsvare en tilførsel av kjemisk oppløst materiale gjennom nedbøren på anslagsvis 10-11 tonn/km<sup>2</sup>·år.



Fig.95. Variasjonen i avløp, suspensjonstransport og spesifikk ledningsevne april 1971 – juli 1972 i delfelt 8H.



Fig.96. Relasjonen mellom spesifikk ledningsøvne og vannføring 1971 og 1972 i delfelt 8H.

Fig.97. Slamføringskurve for delfelt 8I 22.april-25.desember 1971, 20.april-19.juni 1972. Delfelt 8J 15.april-14.november 1971, 20-27.april 1972.



Resultatene fra delfelt 8I og J (Fig.97, Tab.44) beskriver forholdene etter sommernedbør da en stor andel av avløpet er grunnvannstilsig. Sammenlignet med den tilsvarende perioden for delfelt 8H er sedimenttilgangen her betraktelig lavere og mer begrenset. Største målte suspensjonskonsentrasjon fra delfelt 8I er 214 mg/l 17.mai 1971 og fra delfelt 8J 186 mg/l 18.mai 1971.

Tab.44.	Relasjonen mellom	sedimenttransport	og vannfør	ing
	i delfelt 8I og J	på fallende sommer	vannstand	1972

	Formel	N	r	S	s(lgk) s(j)	
8I 8J	$G_{s} = 0,027 \ Q^{1},44 \ 0,019 \ Q^{1},24$	22 24	0,931 0,946	106 70	0,260 0,12 0,142 0,09	

Den spesifikke ledningsevne for de to delfeltene er 73 ± 47 µmho/cm for 8I og 120 ± 30 µmho/cm for 8J.

Delfelt 8K er identisk med Finstadbekkens toltale nedbørfelt. Målingene ble begrenset til snøsmeltingen i 1971, og forløpene av sedimentkonsentrasjonen viser de samme karakteristika som for de andre større feltene. Største målte konsentrasjon er 714 mg/l 17.mai 1971, og det mest bemerkelsesverdige ved slamføringskurven (Fig.98) er at observasjonsmaterialet på de ulike flomsituasjonene viser mindre spredning her enn i de andre feltene. Vannets spesifikke ledningsevne er 91 ± 17 µmho/cm



Tab.45. Relasjonen mellom sedimenttransport og vannføring i delfelt 8K 1971

Periode	Formel	N	r	S	s(lgk)	s(j)
3- 7/4 G <sub>s</sub> =	0.27 Q2,78	18	D,889	100	0,093	0,30
8-17/4	0,84 Q2,93	15	D,947	85	0,156	0,26
Totalt	0,28 Q <sup>2</sup> ,21	45	D,958	131	0,095	0,07

## Litteratur for feltbeskrivelsen

- Rekstad, J. 1921. Eidsberg. De geologiske forhold innen rektangelkartet Eidsbergs område. N.geol.Unders.88, 76s.
- Roaas, J. 1973. Sedimenttransportens kortvarige og sesongmessige variasjoner i ulike delfelt. Geogr.inst.Univ. Oslo, upubl.H-oppg., 77s.

#### DISKUSJON

# Suspensjonstransport. Transportfaser.

Vekslingene i transporten av suspendert materiale står i nær sammenheng med vassdragenes avrenningsregime selvom dette ikke er ensbetydende med at suspensjonskonsentrasjonen er entydig korrelert med vannføringen. De største sedimentmengdene fraktes ut av vassdragene i flomperiodene, men både sedimenttilgangen og avrenningsforholdene kan være såpass årstidsbestemt at den relative suspensjonstransporten på en og samme vannføring er høyst ulik fra en periode til en annen. Under døgnfluktuasjoner og kortvarige flomsituasjoner kulminerer konsentrasjonen før avløpet i så godt som alle vassdragene, og den er høyere på stigende enn på fallende vannstand. Denne faseforskjellen skyldes ikke bare at forholdet mellom skråningsavspyling (interfluvial erosjon) og løpserosjon ikke er konstant, men også i hvilken grad sedimentene i og langs løpet er tilgjengelig for transport, avstanden til sedimentkildene, løsmassefordelingen i vassdraget eller dreneringssystemets hydrauliske egenskaper. Hver av disse faktorene må tillegges ulik vekt i de valqte delfeltene.

I enkelte større vassdrag har sedimentkonsentrasjonen allerede kulminert før den egentlige snøsmelteflommen om våren pga isløsning og isgang (Arnborg 1957, 135flg, Hjorth 1972, 41flg). Dette ble påvist bl.a. i Glomma ved Stai (Nordseth 1973a, 95), og her kunne transporten da være 3-4 ganger større enn på den samme vannføring i vårflommen. Erosjonen i elveleiet foregår under andre hydrauliske forhold og på andre steder i tverrprofilet enn når løpet er isfritt (Melin 1954). Dessuten skjer det ofte en sedimentanrikning oppå isen nedenfor råker og sidebekker, og noe av materialet i elveleiet rives med når bunnisen og strandisen løsner.

I vassdrag hvor materialtilgangen skyldes erosjon i elveleiet, er suspensjonskonsentrasjonen selv uten kraftig isløsning større på stigende vannstand i begynnelsen av smelteflommen enn senere. På stigende vannstand øker erosjonsevnen fordi vannet blir mer turbulent (Matthes 1947), og løpsmaterialet blir lettere satt i bevegelse. Dette er i tråd med utsagnet til Liestøl (1967, 59) at konsentrasjonen kulminerer samtidig med maksimal vannføringsøkning (dQ/dt).

Vannet utfører derfor et omlagringsarbeid i elveløpet, og det samme gjentar seg under enhver flombølge fordi det akkumuleres nye sedimenter på fallende vannstand. Effekten forsterkes i den første stigende fasen av smelteflommen da vannet griper fatt i det finkornete bunnlaget som er sedimentert på lav vannføring om vinteren (Nilsson 1971, 63) og i materiale som er bragt til veie langs elvebredden ved teleløsning (Sundborg 1956, 301).

Av den samme grunn beskriver relasjonen mellom avløp og sedimentkonsentrasjon tidssløyfer som i de enkelte vassdragene har vekslende varighet før de vender tilbake til utgangspunktet (jfr. Sundborg 1956, 298, Axelsson 1967, 93, Hjorth 1972, 79, Østrem 1972). Fig.99A gjengir tre flomsituasjoner ved utløpet av Bøvra hvor hver sløyfe forskyves mot lavere relativ transport ettersom sedimenttilgangen avtar. Avløpet i Bøvra var på dette tidspunkt bestemt av snøsmelting og ikke av bresmelting.

Sedimentkonsentrasjonen kan også kulminere tidlig i smelteflommen i de vassdragene der det meste av materialproduksjonen skjer ved interfluvial erosjon – den samlete erosjonseffekt av snøsmelting, nedbør, teleløsning, sig og andre skråningsprosesser utenfor elveløpene (jfr. Hjulström 1935, 411, Arnborg 1959, 123). I f.eks. Lierelva (Fig.62N) starter snøsmeltingen først på de lavereliggende leirslettene, og den relative sedimenttilførselen fra leirbekkene og leirskråningene er stor. Når vårflommen i vassdraget som helhet kulminerer, er det tilsiget fra skogsområdene som dominerer avløpet, men sedimenttilførselen har avtatt fordi flompotensialet på leirslettene nå er lite.

Transportvariasjonene i Lierelva står i skarp kontrast til forholdene i Mønsterelva (Fig.69). Her er det lav relativ suspensjonstransport på tidlig snøsmelting, til og med sammenlignet med transporten utover sommeren, og suspensjonstransporten kulminerer først under det første større regnværet etterat smelteflommen er avsluttet. Bortsett fra ulikt feltareal og andel av marin leire, består forskjellen mellom de to vassdragene i at i



Fig.99. Tidsforløpet av suspensjonskonsentrasjonen med vannføringen. A) Bøvra ved Fossberget (2F) 28.2pril-ll.juni 1970. B) Delfelt 8A i Finstadbekken 27.marsl0.april 1972.

Lierelva er enkelte av skråningene ned til elveløpet preget av åpne leirskred og utglidninger som allerede tidlig i snøsmeltingen tilfører materiale til vassdraget. Løpserosjonen er ikke så dominerende. Derimot foregår sedimenttilførselen til Mønsterelva først og fremst ved løpserosjon pga tele- og isløsning i elveleiet. Denne løpserosjonen oppnår sin største effekt først etterat smelteflommen har kulminert (jfr. Arnborg et al. 1967, 137), men dét innebærer også at sedimentene ikke blir fraktet vekk før avløpet igjen stiger.

Å dømme etter sedimenteksporten fra delfeltene 8A, B og C i Finstadbekken (Fig.78, 82, 83) vil ikke snøsmelting alene forårsake stor sedimenttilgang. En stor del av avrenningen foregår på islag og frosset mark eller endog i snødekket, og den effektive tilgangen til vassdraget blir ytterligere dempet fordi smeltevannet filtreres gjennom snøen. Først når store arealer blir snøfrie, øker sedimentkonsentrasjonen. Transportsløyfen i Fig.998 er omvendt rettet i forhold til de i Bøvra. Lenger ned i vassdraget og i områder med beite eller skog der skråningsavspylingen ikke er fullt så effektiv, dominerer løpserosjonen. På samme måten som i Mønsterelva går telen i elvebredden etterat mesteparten av snøen har smeltet og avløpet forlengst kulminert.

De meteorologiske forholdene under snøsmeltingen varierer fra år til år, og både avrennings- og erosjonsprosessene må ofres mer oppmerksomhet før de kan sies å være tilstrekkelig utledet.

I vassdrag hvor en del av tilsiget kommer fra breer, fraktes mesteparten av sedimentene ut tidlig i ablasjonssesongen da avløpsvolumet er størst og da dreneringen under breen eroderer i det vinterproduserte materialet (Liestøl 1967, Østrem 1972). Den relative suspensjonstransporten kan imidlertid øke utover sommeren og høsten sannsynligvis fordi de subglasiale dreneringen da blir mer effektiv (Liestøl 1967, 60, Østrem et al. 1967, Ekmann 1970b, 38). I Bøvra med nær 10 % breareal er den relative transporten sent på sommeren til og med større enn transporten under vårflommen til tross for de store flatene som snøsmeltevannet brer seg utover. Transportvariasjonene i Fjærlandselva (Fig.7) viser at denne effekten kan overskygges når større flommer et stykke ut i ablasjonssesongen frakter vekk mesteparten av det tilgjengelige materialet.

Hvorvidt en faseforskjell mellom sedimentkonsentrasjon og vannføring, som har oppstått langt oppe i vassdraget, opprettholdes, øker eller avtar nedstrøms, avhenger av elveløpenes transportevne. I løp med strømhastighet under bølgehastigheten Jah (subkritisk strøm) forplantes en flombølge raskere enn vannmassene. Sedimentpartiklene oppnår sjelden vannets hastighet, og transporthastigheten av f.eks. grove korn er bare 20-40 % av strømhastigheten (Heidel 1956). Maksimal suspensjonskonsentrasjon burde derfor inntre etterat avløpet har kulminert. Denne effekten trer særlig markert fram i vassdrag med stort sjøareal fordi en vannføringsøkning raskt forplantes gjennom en snø, mens suspensjonspartiklene krever lenger passeringstid (Heidel 1956, Axelsson 1967, 93). En forsinkelse av konsentrasjonskulminasjonen i forhold til avløpet ble observert i bare ett tilfelle; i Bøvra ved Brustuen bru (2A) 4-5.august 1970 (Fig.19). Øvre Bøvra har da også et

sjøareal på 4% av feltarealet, og tre store sjøer ligger langt nede i vassdraget. Langt på veg er den samme effekten iakttatt gjennom de alluviale bekkenene Galdesand og Medalen i Bøvra (Fig.20).

Rolige partier, loner, bekkener og sjøer finnes tross alt i de fleste større vassdrag, og her blir såvel faseforskjeller som eventuelle uregelmessigheter dempet og de største suspensjons-Med den forutsetning at mesteparten av partiklene sortert fra. sedimentproduksjonen foregår øverst i vassdraget eller fra et begrenset antall sedimentkilder, øker tilpasningen til en slamføringskurve jo mer man fjerner seg fra kilden. Dette samsvarer med utsagnet til Østrem (1972) at det sjelden er mulig å etablere signifikante slamføringskurver for breelver nær brefronten. Både dempningen av transportvekslingene nedetter Bøyumselva (jfr. s.30) og kurvetilpasningen i Supphelleelva, Leira og Visa (Fig.10 og 17) tyder på at muligheten er bedre lenger ned i vassdragene. I stedet får man vansker med å utlede breerosjonsandelen i transportbudsjettet.

#### Etablering og tolkning av slamføringskurver.

Relasjonen mellom suspensjonstransport og vannføring er beregnet ved minste kvadraters metode, og den beste tilnærmelse ble oppnådd med en funksjon av formen:

$$c_{s} = k \cdot 10^{-3} \cdot Q^{j-1}$$
(4)
eller  $G_{s} = k \cdot Q^{j}$ 
(2)

c<sub>s</sub> er suspensjonskonsentrasjonen i mg/l, G<sub>s</sub> suspensjonstransporten i kg/s og Q vannføringen i m<sup>3</sup>/s. Lign.(4) forutsetter at det er tilstrekkelig tilgang på transportabelt materiale. Når tilgangen er liten og begrenset, som i Dirdalselva og skogsvassdragene i Sandeelva (Fig.38 og 51), blir slamføringskurvene (Lign.(2)) nær lineære (j≈l). Funksjonsformen i Lign.(2), som opprinnelig ble tilpasset empirisk, er den samme som hydrauliske beregninger av bunnmaterialtransporten fører fram til (Sediment transportation mechanics 1971a). Dette skulle innebære at Lign.(2) best beskriver de transportregimene der sedimenttilførselen overveiende skjer ved løpserosjonen. Utsagnet er i tråd med den gode kurvetilpasningen både i Finstadbekken når beregningen bare omfatter fallende vannstand og grunnvannstilsig (Fig.88 og 97), og i Bøelva ved Gvarv hvor flombølgene oppsto langt oppe i vassdraget (Fig.46H).

Lign.(2) er også den beste tilnærmelse når sedimenttilførselen domineres av interfluvial erosjon selvom spredningen nå kan være betraktelig større. I særlig grad preger dette de vassdragene der forholdet mellom skråningsavspyling og løpserosjon ikke er konstant (jfr. Sandeelva, Lierelva og delfelt 8H i Finstadbekken). I stedet for å representere et homogent utvalg, gjengir dataene da snarere forskjellige transportregimer på ulike avrenningsforhold. Til en viss grad kan dette motvirkes ved at regresjonsberegningen utføres for separate årsperioder, men dermed blir også slamføringskurvene tidsbegrenset (jfr. Tab.46).

En god tilpasning til en slamføringskurve må nødvendigvis forutsette en kontinuitet i sedimenttilførselen ved at summen av de prosessene som til enhver tid tilfører materiale og som frakter det videre nedstrøms, står i det samme avhengighetsforhold til avløpet. At dette ikke er en almen regel ses ved fordelingen av residualavvikene. På ekstremt lavvann har suspensjonstransporten vanligvis positivt avvik fra kurvene og er derfor høyere enn forventet. Nå vil sedimenttilførselen under slike forhold mer enn ellers være preget av tilfeldig opp-plukking, og enkelte av slamføringskurvene er derfor bare beregnet for vannføringer over en viss minsteverdi (Fig.17 og 18).

I flere av vassdragene er suspensjonstransporten større enn forventet også på toppflom. Verdiene har positivt avvik, og slamføringskurvene krummer tilsynelatende mer enn det som Lign.(2) forutsetter. Hverken korrelasjonskoeffisienten eller standardfeilen er tilfredsstillende mål på kurvetilpasningen så lenge de ikke tar hensyn til hvordan avvikene er fordelt. Bergqvist

(1972, 105) tok konsekvensen av dette ved å beregne to regresjonskurver omkring et tilsynelatende knekkpunkt på en subjektivt valgt flomvannføring. En tilsvarende endring av sedimenttilførselen er også gjengitt av Linsley et al. (1949, 331), men her var suspensjonstransporten under flom lavere enn forventet fra slamføringskurven.

Hvis hensikten med slamføringskurvene er at de skal anvendes til et overslag over årlig transport, er avvikene på høye vannføringer avgjørende for usikkerheten pga den store transportandelen i flomperiodene.

Nå gjengir regresjonskonstantene i slamføringskurvene også det spesifikke massetapet på ulik avløpsfrekvens og hvor følsom sedimenttilførselen er for endringer i avrenningen. Nilsson (1972, 232) påpekte at høye j-verdier er karakteristisk for vassdrag med grovt suspensjonsmateriale, og tilsvarende lave k-verdier at det er kort avstand opp til sedimentkilden eller der materialet siste gang lå i ro. Dette utsagnet følger av en hydraulisk betraktning av løpserosjonen i grovt friksjonsmateriale (Linsley et al. 1949, 332), og svarer til hvordan sedimentopptaket foregår i f.eks. Glomma ovenfor Stai (Nordseth 1973a, 94). Sorteringsprosessene, som her er avgjørende for transporten på høye vannføringer, fører til at verdien av j avtar nedetter vassdraget. Utsagnet kan ikke alene legges til grunn for transportregimet i brevassdragene Fjærlandselva og Bøvra (jfr. Tab.46) hvor de steile slamføringskurvene består av et inhomogent utvalg av transportverdier og gjenspeiler en gradvis endring i avrenningsforholdene fra grunnvannstilsig til snø- og bresmelting. Det eneste untaket må være når beregningen bare omfatter snøsmelteperioden (jfr. Fig.18, Tab.5 i Bøvra).

Lave j-verdier innebærer at sedimenttilførselen er lite følsom for endringer i avløpet, men med en høy k-verdi kan transporten allikevel være stor. Ifølge Nilsson (1972, 232) beror dette på at suspensjonsmaterialet stammer fra interfluvial erosjon med lang transportavstand ned til målestedet. Ingen av de undersøkte vassdragene gir typeeksempler på et slikt transportregime, men i enkelte av leirvassdragene reagerer ikke lenger sedimentopptaket

sjonsinte	ervall	l (var) v	ed per	iodevis opp	delin		
Vassdrag	S	var(s)	Г	var(r)	j	var(j)	lgk
lB.Bøyumselva lC.Supphelleelva lD.Fjærlandselva	46 59 47	28- 30 32- 71 25- 71	0,73 0,95 0,82	0,44-0,81 0,90-0,93 0,79-0,90	2,3 3,0 2,6	1,2-3,0 2,3-3,7 1,9-3,0	-3,4 -4,1 -4,1
2A.Bøvra/Brustuen 2B.Leira 2C.Bøvra/Galde 2D.Bøvra/Hoft 2E.Visa 2F.Bøvra/F.berget	65 85 171 175 116 131	-102 63-105 74-186 79-178 58-220 27-130	0,88 0,90 0,84 0,82 0,95 0,85	-0,69 0,89-0,96 0,88-0,96 0,82-0,96 0,93-0,98 0,90-0,97	1,5 2,3 2,8 2,9 3,0 2,6	-0,9 1,9-2,5 2,0-4,0 2,6-3,4 2,0-3,8 2,3-4,2	-2,9 -2,4 -4,1 -4,2 -3,4 -3,9
3H.Dirdalselva	89		0,78		1,0		<b>-</b> 2,8
4E∙Bøelva∕O∙holt 4H•Bøelva∕Gvarv	92 19		D,94 D,98		1,3 1,7		-3,1 -3,4
5A.Verkenselva 5B.Verkenselva 5C.Bremsa 5D.Bremsa 5E.Bremsa 5F.Bremsa 5G.Gryta 5H.Leirelva 5I.Sandeelva 5K.Sandeelva	99 140 88 97 101 97 162 178 204 155		0,86 0,90 0,77 0,83 0,92 0,90 0,96 0,91 0,93		1,0 1,2 0,9 1,2 1,1 1,2 1,4 1,7 1,6 1,6		-2,3 -2,0 -2,5 -2,5 -2,4 -2,3 -2,2 -1,0 -2,0 -1,8
6H.Gåsebekken 6N.Lierelva	301 251	210 <b>-</b> 51 <b>-</b> 84	D,87 D,88	0,87- 0,95-0,97	2,5 2,1	2,2- 2,0-2,2	+D,3 -2,3
7A.Mønsterelva 7B.Mønsterelva	209 116	37 <b>-</b> 141 71 <b>-</b> 117	0,97 0,92	0,93-0,98 0,94-0,96	1,9 2,1	1,8-2,5 2,2-2,3	-0,4 +0,4
8A.Finstadbekken <sup>1</sup> 8A.Finstadbekken <sup>2</sup> 8B.Finstadbekken 8C.Finstadbekken	128 258 129	187 <b>-</b> 70 <b>-</b> 83	0,96 0,78 0,78	0,87- 0,93-0.97	2,0 1,8 1,4	2,2 1.7-2.7	+3,1 +1,9 -0,7
8E.Finstadbekken	21	20 70	0,98		1,4		<b>-</b> 1,4
or Finstadbekken 8G.Finstadbekken 8H.Finstadbekken 8I.Finstadbekken	132 129 106	20 <b>-</b> 70 43 <b>-</b> 67	0,87 0,93 0,93	0,94 <b>-</b> 0,99	1,8 1,8 1,4	1,4-2,2 1,3-2,7	+0,2 -0,9 -1,6
8K.Finstadbekken	101	85 <b>-</b> 100	0,95	0,89-0,95	1,2 2,2	2,8-2,9	-1,7 -0,6

Tab.46. Standardfeil s i prosent, korrelasjonskoeffisient r og regresjonskonstantene i slamføringskurven G<sub>s</sub> = kQj. Variasjonsintervall (var) ved periodevis oppdeling.

1: 1971, 2: 1972.

-

.

så raskt på endringer i strømhastigheten. Her kan suspensjonskonsentrasjonen være relativt stor selv på lave vannføringer fordi kohesivt materiale, særlig i ukonsolidert tilstand, er lett å bringe i bevegelse. Dessuten sorteres svært lite av materialet fra under transporten pga partiklenes lave fallhastighet og den store forskjellen mellom erosjons- og sedimentasjonshastighet (jfr. Sundborg 1967, 337). Selvom j-verdien er lavere enn i brevassdragene, innebærer den høye k-verdien at det spesifikke massetapet kan være vel så stort.

At verdien av j mer er bestemt av interfluvial sedimenttilførsel enn av løpenes hydrauliske egenskaper, er forfektet bl.a. av Leopold & Maddock (1953, 21) og Bogárdi (1961). Bogárdi (1961. 3339) korrelerte endog j med midlere avløp, avløpsamplityde og nedbørfeltets bredde. Derimot anvendte Leopold & Maddock (1953, 19flq) og Leopold et al. (1964, 220flg) j-verdien også i regimeteori og utledningen av elveløpenes hydrauliske geometri. Her var i et gitt tverrorofil best korrelert med den relative økning av strømhastigheten i forhold til dybden med økt vannføring. Hvis denne korrelasjonen forutsetter en gjensidig tilpasning mellom løpsform og prosessene i interfluvial erosjon og løpserosjon, som Leopold & Maddock (1953) antydet, må løpenes hydrauliske transportevne stå i forhold til og endog endres i avhengighet av sedimentproduksjonen og transportregimet i nedbørfeltet forøvrig.

Nå viser resultatene fra de undersøkte vassdragene at slamføringskurvene kan være svært tidsbegrenset. Bortsett fra muligheten av å skjelne mellom forskjellige denudasjonssystemer når alle dataene betraktes samlet, gjengir slamføringskurvene for separate årsperioder også endringene i erosjonstilbøylighet, sedimentopptak og transportkompetanse med endrete avrenningsforhold. Kombinert med avrenningsstudier kan kurvene her gi verdifull informasjon i kvantitativ prosessanalyse.

### Bunntransport.

Bunntransporten er den av transportformene som vanskeligst lar seg utlede innenfor en rimelig stor usikkerhetsmargin, og selv i sandløp hvor betingelsene for en hydraulisk beregningsprosedyre ligger best til rette, kan den langt fra anslås med samme grad av sikkerhet som suspensjonstransporten (jfr. Sundborg 1956, 304). Løp i grovt grus- og stenmateriale er sjelden kvantitativt undersøkt, og erosjons- og transportmekanikken er her desto mindre kjent.

Ifølge de empiriske normene for forholdet mellom bunntransport og suspensjonstransport, slik de er utformet bl.a. av Lane & Borland (1951), Schumm (1960) og Sheppard (1965) (jfr. s.19), utgjør bunntransporten sjelden over 30%. Utledningen støtter seg til en funksjonell sammenheng mellom bunnmaterialet og det sedimentet som kan fraktes i suspensjon. Når bunnmaterialet derimot mangler de kornstørrelsesfraksjonene som tilfredsstiller en fri og kontinuerlig utveksling mellom de to transportformene, kan heller ikke bunntransporten anslås utifra løpsmaterialet og suspensjonskonsentrasjonen alene. På sitt vis kan disse normene derfor bidra til at bunntransporten blir underkjent.

Mens denne empiriske utledningen er relativt godt tilpasset forholdene i Mønsterelva hvor bunntransporten er under 10% av suspensjonstransporten, viser overslagene over deltautbyggingen i både Fjærlandselva og Bøelva en andel på omlag 50%. Formelberegningene i såvel Bøvra, Dirdalselva som Sandeelva tyder på at andelen også her kan være atskillig større enn forventet, usikkerheten tatt i betraktning. Stor relativ bunntransport er forøvrig påvist i en rekke islandske vassdrag (Tómassen & Pálsson 1968), på Indalsälvens delta (Arnborg 1967, 59), i grunne bekkener i Kalix og Torneå (Hjorth 1972, 90) og ved utløpet av Nigardsbreen (Ekman 1972, 90) (jfr. også Strele 1950, 31flg, Louis 1968, 92flg). Videre tilsier ørfaringene fra forbygningsarbeider at bunntransporten kan utgjøre et vesentlig ledd i transportbudsjettet i mange norske vassdrag (jfr. damoppfylling i Ula ved Sel (Klæboe 1958, 218). Her i landet ligger forholdene godt til rette for å under-

bygge dette utsagnet i det store antall elvemunninger i fjorder, sjøer og kunstige magasiner.

Erfaringene med formelberegning av bunntransporten viser til flere årsaker for den manglende kontroll på gyldigheten i overslaget. For det første kan overslaget ikke bli bekreftet på annen måte enn ved akkumulasjonsmålinger i sedimentasjonsbasseng fordi oppfanging av bunntransportert materiale i selve elveløpet ikke har vært mulig uten å forstyrre strømforholdene for mye (Hubbel 1963). En praktisk og almengyldig beregningsprosedyre er dessuten vanskelig å utlede pga det store antall parametere og betingelser som må inngå. De fleste bunntransportformler er heller ikke etterprøvd på grovt bunnmateriale.

De enkle metodene i å påvise sedimentets bevegelighet ved å måle forflytningen av merket bunnmateriale eller akkumulasjon og erosjon med lenker eller peler, har gitt en rimelig antydning av elveløpets transportkompetanse, men et tilsvarende overslag over bunntransportvolumet basert på stenenes transportlengde forutsetter at man kjenner tykkelsen av det bunnlaget som tar aktiv del i transporten (jfr. målingene i Dirdalselva s.69-72). Nå kan også formlene gi noenlunde korrekt transportkompetanse, men den tilsvarende transportkapasiteten behøver ikke nødvendigvis å bli utnyttet fordi det ikke er tilstrekkelig tilgang på transportabelt materiale.

Overslag som bygger på forflytningen av merket bunnmateriale, må foreløpig bare betraktes som supplement til formelberegningene. Einstein (1950) utledet bunntransporten ved hjelp av sannsynlighetsberegninger pga turbulens- og skjærspenningsfluktuasjonene og den rykkvise bevegelsen av bunnsedimentet. Å benytte en tilsvarende modell i forflytningen av stenmateriale vil måtte kreve et uforholdsmessig større utvalg enn hva tilfellet har vært her (jfr. Fig.26). Uten å øke utvalget vil man heller ikke oppnå samme grad av sikkerhet som for det finere sandmaterialet som Einstein beregnet for.

Nedstrøms minskning av bunnmaterialets kornstørrelse (D<sub>50</sub>) med lengden L langs transportstrekninger i Bøvra, Dirdalsclva og Mønsterelva ble bedre beskrevet av en potensialfunksjon

enn av en eksponensiell selvom det i de valgte intervallene ikke er stor forskjell mellom dem (jfr: Nordseth 1973a, 91).

Dalasand i Bøvra	$D_{50} = 119 L^{-0}, 37$	r = -0,99
Galdesand i Bøvra	$= 83 L^{-0,56}$	r = <b>-</b> 0,82
Medalen i Bøvra	= 50 L <sup>-0,45</sup>	r = -0,98
Ndf. Giljajuvet i Dirdalselva	= 124 L <sup>-0</sup> ,29	r = -0,95
Mønsterelva ndf. Øyestad	= 29 L <sup>-0,40</sup>	r = -0,99

Uansett funksjonsform må relasjonen tolkes som resultatet av både abrasjon og selektiv transport (jfr. Hjulström 1935, 326, Plumley 1943, Sundborg 1956, 187flg, Hack 1957, Miller 1958, Brush 1961) fordi kornstørrelsen avtar raskere nedstrøms enn hva abrasjon alene (Kuenen 1955) og en eksponensiell reduksjon analog med Sternberg's lov (Leliavsky 1966, 5flg) tilsier. Nå er fraksjoneringen av bunnmaterialet foretatt på lave vannføringer uten transport, og relasjonene gjengir snarere nedstrøms endring av sedimentasjonshastigheten for et bredt utvalg av vannføringer enn transportkompetansen for én bestemt vannføringsfrekvens (Nordseth 1973a. Derfor avtar også kornstørrelsen her raskere nedstrøms enn 93). om fraksjoneringen var blitt foretatt f.eks. på en flomvannføring. Utsagnet er teoretisk bekreftet av Meland & Norrman (1969) som påviste at fluvial transport selv er selektiv. I et heterogent materiale avsettes først de groveste fraksjonene og de vil følgelig konsentreres i bunnen av dekksjiktet når vannføringen avtar. Dette kan ventelig også forklare den tilsynelatende diskontinuiteten i kornstørrelsesreduksjon i Bøvra (s.56) og i Gryta i Sandeelva (s.98) fra enden av et bekken til begynnelsen av det neste.

En slik empirisk betraktning av transportavstand og bunnmaterialets kornstørrelse kan utvides til også å omfatte korrelasjoner med f.eks. løpsgradient, strømhastighet eller tverrprofilets form (Leopold & Maddock 1953, Hack 1957, Brush 1961, Wilcock 1971). På den måten kan hydrauliske betraktninger kombineres med empiriske i utledningen av hvordan de hydrauliske egenskapene i elveløpene tillempes avløpsregimet, transporten av bunnmateriale og suspendert materiale, kornstørrelsen av det tilførte og det stasjonære materialet, eller inngrep i vassdraget.

## Variasjonen i vannets elektrolyttkonsentrasjon.

Vannets elektrolyttkonsentrasjon er målt ved hjelp av spesifikk ledningsevne,  $\mathcal{H}_{18}$ . I forhold til suspensjonskonsentrasjonen er ledningsevnen relativt stabil, og i de fleste vassdragene er  $\mathcal{H}_{18}$  negativt korrelert med vannføringen (jfr. Tab.47) i henhold til ligningen:

$$\mathcal{H}_{18} = a \ Q^{b} \tag{17}$$

Den negative korrelasjonen er vanligvis satt i sammenheng med at elektrolyttholdig markvann og grunnvann dreneres ut i vassdraget på lav vannstand, mens derimot flomavløpet har bevart mye av nedbørens kjemiske sammensetning. Variasjonen i spesifikk ledningsevne kan derfor anvendes både i prognoser over grunnvannsandelen i det totale tilsiget (Holtan 1971) og som supplerende hjelpemiddel i utledningen av ulike avrenningsformer, hydrogramseparasjon og tørrværskurver (jfr. Voronkov 1970) (Fig.100). I



Fig.100. Tidsforløpet av spesifikk ledningsevne og tørrværsavløp i Brusebekken på Filefjell 5.august-29.september 1972 (målt av cand.mag. Erik Ruud)

vassdrag med lite permeabelt jorddekke og hvor en stor del av vannet ventelig skulle renne av på overflaten, burde ledningsevnen avta raskere med vannføringen enn i felt med stor infiltrasjonskapasitet og liten dreneringshastighet. Ifølge Tab.47 er imidlertid variasjonen i eksponenten b i Lign.(17) så liten, at hypotesen vanskelig kan bekreftes.

Et mulig untak representerer delfeltene i Lierelva og Finstadbekken. I Lierelva har ledningsevnen sin største variasjonsbredde i leirbekkene, men er relativt stabil i de vassdragene som drenerer områder med tynt løsmassedekke. I tre av delfeltene i Finstadbekken ble det endog påvist en positiv korrelasjon mellom elektrolyttkonsentrasjonen og avløpet (Fig.86, 89 og 91). Dette er knyttet til den raske nedbrytningen i det øverste jordlaget i skog med god bonitet (s.138).

Med en brå endring i infiltrasjonen, noe som ofte inntreffer under snøsmelting og intens nedbør, oppnår ledningsevnen enkelte ganger unormalt høye verdier (jfr. Fig.56 og 95) (jfr. Nilsson 1972, 239). I delfelt hvor "throughflow" (jfr. s.129) er en av avrenningsformene, kan en rask vannmetning i det øverste jordlaget presse ut "gammelt" markvann (Kirkby 1971) og føre til at elektrolyttkonsentrasjonen kulminerer før avløpet. Nå påviste imidlertid Troedsson (1955) at markvannet raskt oppnår likevekt med det sedimentologiske miljøet, men samtidig med innledende snøsmelting kan de saltene som i vinterens løp er anriket i og under snøen bli vasket ut (Nilsson 1971, 72flq). Dette gjelder også tørrstoff fra atmosfæren som er akkumulert i snøen, vegetasjonsdekket eller i trekronene. Nedbøren er vanligvis surere om vinteren, og de tilførte ionene kommer vassdraget først til gode under snøsmeltingen (Skre 1972, 42). Det gjenstår her øyensynlig flere problemer av både hydrologisk, pedologisk og sedimentologisk interesse.

I delfeltene i Finstadbekken nådde ledningsevnen sin minsteverdi først etterat avløpet hadde kulminert, og den beskrev derfor tidssløyfer på samme måten som suspensjonskonsentrasjonen, men motsatt rettet. I små felt hvor transporttiden i bekkeløpene ikke spiller noen rolle, kan faseforskyvningen beor på at den

-	-	-
T	b	1

	the second s		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Vassdrag	Formel	Г	Periode
2C.Bøvra/Galde 2D.Bøvra/Fossberget 3H.Dirdalselva/Dirdal 5A.Verkenselva/Svensedammen	$ \begin{aligned} & \text{H}_{18} = 57  \text{Q}^{-0,26} \\ & \text{B}_{3}  \text{Q}^{-0,28} \\ & \text{B}_{3}  \text{Q}^{-0,21} \\ & \text{B}_{3}  \text{Q}^{-0,21} \\ & \text{B}_{3}  \text{Q}^{-0,07} \\ & \text{B}_{3}  \text{Q}^{-0,07} \\ & \text{B}_{3}  \text{Q}^{-0,15} \end{aligned} $	-0,98 -0,93 -0,70 -0,66	Før l.juli Før l.juli
5B.Verkenselva/Holmen 5E.Bremsa/Sagbrua 5F.Bremsa/Holmen 5G.Gryta/Gryte 5H.Leirelva/Lærum 6C.Veslebekken/Tronstad 6F.Gåsebekken/Epger	$= 122 \ Q = 0,11$ = 49 Q = 0,22 = 47 Q = 0,22 = 25 Q = 0,22 = 133 Q = 0,19 = 133 Q = 0,21 = 116 Q = 0,17	-U,77 -O,55 -O,78 -O,82 -O,77 -O,68 -O,81	Sommer/høst Sommer/høst Sommer/høst
6H.Gåsebekken 6J.Asdøla/riksvegen 6Q.Lierelva/Gilhus 7A.Mønsterelva 8A.Finstadbekken 8B.Finstadbekken	$= 187   Q - 0, 22 \\ = 187   Q - 0, 21 \\ = 48   Q - 0, 13 \\ = 88   Q - 0, 13 \\ = 185   Q - 0, 08 \\ = 185   Q - 0, 19 \\ = 21   Q - 0, 17 \\ = 17   Q - 0, 19 \\ = 10   Q - 0, 10 \ Q - 0, 10 \\ = 10   Q - 0, $	-0,64 -0,70 -0,68 -0,56 -0,78 -0,69	Sommer/høst
8C.Finstadbekken 8E.Finstadbekken 8F.Finstadbekken 8F.Finstadbekken 8G.Finstadbekken	$= 14 \ Q^{+0}, 11$ = 150 \ Q^{+0}, 12 = 67 \ Q^{+0}, 12 = 241 \ Q^{+0}, 12 = 165 \ Q^{+0}, 13	-0,80 +0,86 -0,70 +0,83 +0,77	Snøsmelting Sommer

Tab.47. Relasjonen mellom spesifikk ledningsevne og vannføring.

stigende fasen i en flomsituasjon domineres av overflateavrenning (Voronkov 1970). Ionene fraktes avgårde med vannets hastighet, og faseforskyvningen opprettholdes nedetter vassdraget hvis vannet fraktes langsommere nedstrøms enn forplantningen av en flombølge (jfr. Douglas 1964, 460).

Før ablasjonssesongen varierer vannets elektrolyttkonsentrasjon i brevassdrag som i andre vassdrag, men så snart bresmeltingen dominerer avløpet antar ledningsevnen en lav og stabil verdi relativt uberoende av vannføringen (jfr. Fig.21 og 32).

# Årlig sedimenttransport. Spesifikt massetap. Erosjonsintensitet.

Det er ytterst vanskelig å etablere et entydig sammenligningsgrunnlag for årlig sedimenttransport og spesifikt massetap i de enkelte vassdragene som vist med Tab.48. Dreneringssystemet er sammensatt av erosjons-, transport- og sedimentasjonsstrekninger, og andelen av erosjonsstrekninger avtar med økende feltstørrelse. Delfeltenes areal og plasseringen av målesteder kan derfor være avgjørende for den målte sedimenteksporten. I beste fall gjengir det spesifikke massetapet i Tab.48 snarere en regional erosjonstilbøylighet enn massetapet fra ett ensartet denudasjonssystem, og transportregimene i de enkelte vassdragene tilsier at vekslende andeler av sedimenttransporten i forskjellige tidsrom stammer fra ulike deler av feltet - eller til og med begrensete sedimentkilder. Dette er særlig karakteristisk for vassdrag med et visst breareal eller der hoveddalføret er fyllt opp av f.eks. marin leire, og uten et omfattende nett av målesteder er det vanskelig å føre det totale massetapet tilbake til det reelle sedimentproduserende arealet. Verdiene av spesifikt massetap i tonn/km<sup>2</sup>.år må bare anses som et forenklet sammenligningsgrunnlag uten at det samtidig forutsettes at tapet er jevnt fordelt. I Tab.48 er heller ikke bunntransporten tatt med.

En vesentlig andel av det spesifikke massetapet i brevassdragene Fjærlandselva og Bøvra må tilskrives breerosjonen alene. Nå er heller ikke den subglasiale erosjonen jevnt fordelt, og de sedimentmengdene som hvert år fraktes ut av brefronten, kan være produsert og lagret under breen gjennom lang tid. Uten samtidig å måle transporten både i breutløpet og lenger nedstrøms kan man vanskelig få kjenskap til når ikke-breerodert materiale tilføres vassdraget. Elektrolyttkonsentrasjonen er imidlertid høyere og mer variabel, og vannet blir lett brunfarget fra tilgangen på oksydert materiale.

Både i Bøelva, Sandeelva og Lierelva foregår mesteparten av sedimenttilførselen fra leirbakkene. I Sandeelva bidro hoveddalføret alene, som har 1/3 av tilsigsarealet, med nær 80% av årlig sedimenttransport. Selv innen løsmasseområdene viste målingene i Finstadbekken at den spesifikke sedïmenttilførselen var høyst variabel først og fremst avhengig av markslag, men også av lengden av bekkeløp og av relieffet. Nest etter åpen åker, øker løsmassetapet med løpserosjonen, og i et ravinert leirterreng som i Mønsterelva er det sedimentproduserende arealet derfor begrenset til bekkeleiet og de steile skråningene.

Årlig sedimenttransport er ikke konstant, og forskjellene fra år til år betinges ikke bare av forskjellene i årsavløp, men i like stor grad av forskjellen i varighet og frekvens av de høyeste vannføringene (jfr. Leopold et al. 1964, 73). I Bøvra ved Galde bru svarte f.eks. døgnet med flomtoppen i 1969 og 1970 alene for 50 og 20 % av årlig transport. Forskjellen mellom de to årene beror overveiende på flomvannføringens frekvens, og transportandelen under toppflom vil ventelig være større i de vassdragene der slamføringskurven er steil (stor j) enn der den er slak. Verdiene i Tab.48 bør derfor helst være midlet transport gjennom flere år, og det er ønskelig at slike målesteder kan bli opprettet. Med j = 1 varierer derimot suspensjonstransporten som avløpet, og totaltransporten er desto enklere å anslå.

Heller ikke den kjemiske forvitring er jevnt fordelt, men avhenger av berggrunnens petrokjemiske sammensetning og av løsmassenes karakter. Estimatet av feltenes egenproduksjon i Tab.48 må bare betraktes som en tilnærmet maksimalverdi så lenge tørrstoffavsetningen fra atmosfæren ikke er trukket fra. Kontinental nedbør tilfører også terrestrisk materiale (jfr. Douglas 1964, 458), og transportbudsjettet kan ikke utledes uten et inngående kjenskap til nedbørens sammensetning. Noe av det kjemisk forvitrete materialet fraktes også ut av vassdraget i suspendert form (Hjulström 1935, 428, Kukal 1971, 32). I tillegg kommer en ofte udefinerbar tilførsel fra menneskelig virksomhet.

Det spesifikke massetapet (Tab.48) varierer innenfor den samme variasjonsbredden som i svenske vassdrag (Hjulström 1935, Sundborg 1956, Arnborg 1959, 1967, 1969, Sundborg & Norrman 1963, Céwe & Norrbin 1965, Axelsson 1967, Schytt 1968, Bergqvist 1971, Hjorth 1972, Nilsson 1972). Som ventet er sedimenteksporten størst i brevassdragene Fjærlandselva og Bøvra pga dalbreenes erosjonsevne

Årlig sedimenttransport i de undersøkte vassdragene Tab.48.

۱.	Susnens	ionstran	snort.	tonn/	år.
	00000000	. Jon 0 01 0 1	00010,	001117	

- Spesifikk suspensjonstransport, tonn/km<sup>2</sup>·år.
   Transport av kjemisk oppløst materiale, tonn/år.

4. Spesifikk transport av kjemisk oppløst materiale,

- Spesifikk transport av kjemisk opprøst materiale, tonn/km<sup>2</sup>·år.
   Spesifikk tilførsel fra nedbøren, tonn/km<sup>2</sup>·år.
   Tap av kjemisk oppløst materiale, tonn/km<sup>2</sup>·år.
   Vannføringsmidlet suspensjonskonsentrasjon, mg/l.
   Vannføringsmidlet elektrolyttkonsentrasjon, mg/l.

Vassdrag	År	]	L	2	,	3	.4	5	6	7	8
lB.Bøyumselva lC.Supphelleelva	<b>19</b> 66 <b>19</b> 66	3 9	100 500	51 155						12 47	
2A.Bøvra/Brustuen 2B.Leira 2C.Bøvra/Galje	1970 1970 1970 1970	1 47 47 94		4 307 95 190	4 1 6	500 500 200	18 10 13	5 5 5	13 5 8	4 265 94	18 8 13
2F•Bøvra/Fossberget	1970	75	000	84	7	800	9	5	4	100	10
3H.Dirdalselva	1969		800	5	3	000	19			2	13
4A.Bøelva/Hagadrag 4E.Bøelva/Oterholt	1969 1969	1	0 600	0 10	7	500	11	5	6	0 3	11
4H.Bøelva/Gvarv	1969	6	000	17	10	000	10	5	5	8	13
5A.Verkenselva/S.dam 5B.Verkenselva/Holmen 5E.Bremsa/Sagbrua 5F.Bremsa/Holmen 5G.Gryta/Gryte 5I.Sandeelva/Kjelsås	1971 1971 1971 1971 1971 1971	1	20 80 100 200 100 200	2 3 4 5 16	2	375 860 500 760 270 600	34 32 19 22 13 34	11 11 11 11 11 11	23 21 8 11 2 23	6 10 7 12 8 34	85 79 26 34 17 55
6A.Solbergelva/Tronstad 6C.Veslebekken/Tronstad 6H.Gåsebekken 6J.Asdøla 6N.Lierelva/Opsal 6Q.Lierlva/Gilhus	1970 1970 1970 1970 1970 1970				7 15	600 500 750 600 000	11 90 150 35 31 50	14 14 14 14 14 14	76 136 21 17 36		16 141 238 54 49 79
7A.Mønsterelva/Vestelva 7B.Mønsterelva/Østelva	1970 1970	7 3	400 000	360 450		450	17	11	6	890 1100	41
8H.Finstadbekken	1971		15	8		45	23	11	12	27	80

(jfr. Ziegler 1973). Massetapet er derimot minst i Dirdalselva og i de sidevassdragene i Sandeelva som drenerer skogsområder på bunnmorene, men verdiene skiller seg ikke nevneverdig ut fra de som Nilsson (1972) fant for 16 større svenske elver. Her oversteg suspensjonstransporten for ett enkelt år 10 tonn/km<sup>2</sup>.år i bare tre av vassdragene med maksimum i Öreälv (2 880 km<sup>2</sup>) på 27 tonn/km<sup>2</sup>.år.

I så måte representerer Mønsterelva (7A og 7B) et klart untak, og den spesifikke sedimenteksporten fra det ravinerte leirterrenget kan sammenlignes med breerosjonen under Vesledalsbreen (100-250 tonn/km<sup>2</sup>·år) og Engabreen (320-560 tonn/km<sup>2</sup>·år) (Ziegler 1973, 73). Til sammenligning beregnet Hjulström (1935, 441) den spesifikke suspensjonstransporten i Fyrisån til 4,5 tonn/km<sup>2</sup>·år (52 tonn/km<sup>2</sup>·år som kjemisk oppløst materiale), og Bergqvist (1972, 111) ved Nåsten og Marsta 9 og 3 tonn/km<sup>2</sup>·år (kjemisk oppløst materiale 18 og 43 tonn/km<sup>2</sup>·år). Forskjellen mellom de to siste vassdragene ligger ikke så mye i vegetasjonsdekket som i at undergrunnen ved Nåsten er mer siltig. Dette gir seg særlig utslag i elektrolyttkonsentrasjonen. Transportregimene og feltenes karakter harmonerer forøvrig mer med Finstadbekken enn Mønsterelva.

Den kjemiske forvitringen er størst i delfelt med kalkrike bergarter (Verkenselva, Bøvra ovenfor Brustuen bru) og minst i områder med sure grunnfjellsbergarter og permiske dyperuptiver (Gryta, Solbergelva) (jfr. Kjensmo 1966, Lahermo 1970, Jensen 1972). Fordelingen av elektrolyttkonsentrasjonen i Sandeelvas og Lierelvas nedbørfelt (Fig.58 og 65) viser at forvitringstilbøyligheten først og fremst er bestemt av bergartstypen, men den kan også være stor i marin leire. Det siste avhenger av at siltinnholdet er lavt og at løsmassene primært ikke ble avsatt i mer eller mindre brakt vann (jfr. Bøelva og Mønsterelva). Nå er flere av leirvassdragene belastet med avløpsvann fra jordbruk, industri og beyggelse (Sandeelva, Gåsebekken, Lierelva), og den naturlige tilstand er vesentlig forstyrret.

Braadlie (1930, 1932) beregnet eksporten av kjemisk oppløst materiale i Trøndelagsvassdragene og i Rauma til å variere mellom 24 tonn/km<sup>2</sup>·år (Gaula, Nidelva) til 70 tonn/km<sup>2</sup>·år (Namsen). Analogt med Eriksson (1929) som fant en variasjonsbredde på 10-40 tonn/km<sup>2</sup>·år i en rekke svenske vassdrag, tok han ikke hensyn til tilførselen fra nedbøren. I Narvik-Skjomen området målte Dahl (1967) forvitringen omkring kvartsårer i granitt til en midlere denudasjonshastighet på 1 mm/1000 år. Dette skulle tilsvare et massetap på omlag 26 tonn/km<sup>2</sup>·år eller det samme som Rapp (1960) utledet i Kärkevagge i Nord-Sverige. Mens spredt og fuktig mosevegetasjon hadde fremmet forvitringen, ga bare et tynt jorddekke en motsatt effekt. I Nilssons undersøkelse (1972) lå feltenes egenproduksjon av kjemisk oppløst materiale normalt under 7-8 tonn/km<sup>2</sup>·år. I to vassdrag; Rönneå og Lidan, var massetapet for ett enkelt år så stort som 44 og 45 tonn/km<sup>2</sup>·år.

Den totale sedimenteksport i Tab.48 vil på lant nær bekrefte Corbel's (1959) antydning om en denudasjonshastighet i et "semi-humid periglasialt klima" på 600 mm/1000 år eller 1 600 tonn/km<sup>2</sup>.år. Av dette skulle eksporten av kjemisk oppløst materiale svare for 1/3. Han underbygget sin påstand med verdier fra Glåmåga og Bøvra (jfr. s.50-51). Heller ikke denudasjonshastigheten i områder med "klima med kald vinter" (29 mm/1000 år eller 750 tonn/km<sup>2</sup>.år, derav 80% ved kjemisk forvitring) synes overførbar på norske vassdrag.

Eksporten av kjemisk oppløst materiale har ikke den samme variasjon som suspensjonstransporten, og den kjemiske forvitringen spiller derfor størst rolle i områder der tilgangen på suspensjonsmateriale er minst. Dette er først og fremst tilfellet i skogsvassdragene selvom den kjemiske forvitringen her forløper noe raskere pga stor infiltrasjonskapasitet, lav dreneringshastighet og økt tilskudd av humussyre, CO<sub>2</sub> og ombyttbare H<sup>+</sup>-ioner.

I en tidligere diskusjon er det vist til at erosjonstilbøyligheten i hvert vassdrag også kan bli sammenlignet ved bruk av slamføringskurvene, men da under forutsetning av at spesifikk erosjonsintensitet i g/km<sup>2</sup>·s beregnes for vannføringer med samme frekvens. Nå er det hydrologiske datagrunnlaget for flere av vassdragene for sparsomt til konstruksjon av representative varighetskurver, og i Tab.49 er derfor intensiteten beregnet for midlere spesifikk avrenning og for midlere spesifikk flomavrenning. I de tilfellene der flomavrenningen er anslått bygger dette på

Tab.50. Spesifikk erosjonsintensitet beregnet fra slamføringskurver.

Spesifikk erosjonsintensitet ved midlere avrenning, g/km<sup>2</sup>·s.

2. Spesifikk erosjonsintensitet ved beregnet og estimert (\*) flomavrenning, g/km<sup>2</sup>·s.
 3. Største målte erosjonsintensitet, g/km<sup>2</sup>·s.

Vassdrag	A km <sup>2</sup>	ql	qf ∕s∙km	Obs.q 2	1	2	3
1B.Bøyumselva	61	120	900*	49 <b>-</b> 502	0,7	73	18
1C.Supphelleelva	61	120	900*	16 <b>-</b> 795	0,5	200	460
1D.Fjærlandselva	122	120	900*	27 <b>-</b> 649	0,6	110	110
2A.Bøvra/Brustuen	250	36	376	12-341	D,1	4,0	8,8
2B.Leira	153	37	514	20-280	1,5	930	240
2C.Bøvra/Galde	495	36	460*	20-242	D,5	540	230
2E.Visa	251	25	335	12-308	D,4	1200	680
2F.Bøvra/Fossberget	895	32	250	11-172	D,8	160	83
3H.Dirdalselva	160	100	880	2-438	0,1	1,2	3,4
4E.Bøelva∕Oterholt	(165)	23	210	13 <b>-</b> 115	0,2	3,4	2,7
4H.Bøelva∕Gvarv	(340)	23	210	20 <b>-</b> 106	0,3	11	4,7
5A.Verkenselva/S.dam 5B.Verkenselva/Holmer 5C.Bremsa o.Majordam 5E.Bremsa/Sagbrua 5F.Bremsa/Holmen 5G.Gryta 5H.Leirelva 5I.Sandeelva/Kjelsås 5K.Sandeelva/Sande	11 27 20 26 35 21 17 78 78	<b>2</b> 1 21 21 21 21 21 21 21 21	300* 300* 300* 300* 300* 300* 300* 300*	2-113 2- 85 1-108 6-200 3-243 2-125 1-411 1-296 1-282	0,1 0,2 0,1 0,1 0,1 0,1 0,9 0,3 0,7	1,5 4,0 0,8 1,5 2,2 4,1 53 20 47	1,2 2,9 0,4 2,2 12 16 360 101 290
6H.Gåsebekken	5	20	300*	6 <b>-</b> 190	1,3	1200	900
6N.Lierelva/Opsal	223	20	300*	2 <b>-</b> 318	0,5	140	330
7A.Mønsterelva/Vest	21	20	300*	1 <b>-</b> 249	3,1	480	1200
7B.Mønsterelva/Øst	7	20	300*	1 <b>-</b> 254	4,1	1100	1800
8A.Finstadbekken 1972 8B.Finstadbekken 8C.Finstadbekken 8D.Finstadbekken 8F.Finstadbekken 8G.Finstadbekken 8H.Finstadbekken 8J.Finstadbekken 8K.Finstadbekken	0,012 0,011 0,012 0,100 0,053 0,235 0,235 0,285 1,96 1,46 1,83 4,76	20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20	300* 300* 300* 300* 300* 300* 300* 300*	3-417 5-273 4-300 2-120 3-226 5-174 2- 56 1-223 0-204 1-145 4-338	<pre>6,5 2,7 0,1 0,0 0,0 0,2 0,4 0,2 0,1 0,2 0,1 0,2 0,3</pre>	1700 370 5,5 26-98 0,1 2,2 6-135 69 26 6,0 5,0 129	4030 75 8,5 490 0,2 4,5 64 23 32 8,2 27 190

erfaring kombinert med resultatene fra en multippel regresjonsanalyse mellom avløpsamplityde, klima og fysiske nedbørfeltkarakteristika (Nordseth 1973c) hvor forholdet mellom midlere flomavrenning og midlere avrenning avhenger bl.a. av felt- og sjøareal, relieffenergi og hovedløpets gradient. Analysen er ikke gyldig for små felt, og her er forholdstallet anslått utifra retningslinjer fra Harildstad (1969).

Uansett hvor grove tilnærmelser som ligger bak verdiene i Tab.49, gir variasjonsbredden av spesifikk erosjonsintensitet den samme innbyrdes forskjell mellom vassdragene som Tab.48. Intensiteten er størst i bre- og leirvassdragene, og minst i Dirdalselva og de typiske skogsvassdragene i Sandeelva. Verdiene for delfeltene i Finstadbekken gjengir et bredt spektrum av felt med ulike egenskaper, og intensiteten avtar fra områder med åpen åker, løpserosjon og beite til skog med avtagende bonitet.

Spesifikk erosjonsintensitet og spesifikt løsmassetap er Spesifikt massetap kan best sideikke direkte sammenlignbare. stilles med det totale arbeid som vassdraget utfører, og er derfor et resultat av prosessenes intensitet og deres frekvens og varighet. Både erosjonsintensitet og det totale arbeid er viktige ledd i en geomorfogenetisk tolkning av denudasjonssystemene fordi det er av avgjørende betydning å vite ved hvilken frekvens hver prosess utfører det kumulativt største arbeidet. Ifølge Wolman & Miller (1960) er det prosesser med relativt moderat frekvens som har størst effekt gjennom en lang tidsperiode, men effekten av sjeldne hendelser er større i små felt enn i store. Forat vassdraget under slike forhold ikke skal forandre karakter eller fravike en eller annen form for likevektstilstand, må systemet ha en viss selvrequleringsevne (jfr. Chorley & Kennedy 1971, 201flq). Hvordan en slik balanse opprettholdes er ikke klarlagt, men må øyensynlig kreve en bredere problemstilling enn bare transportregimet og sedimenteksporten selvom disse utgjør de viktigste elementene.

# SYMBOLLISTE

٥	Feltereel km <sup>2</sup>
A	
а	Referansedyode, m (jfr. Lign.i)
ci	Konsentrasjon av kjemisk oppløst materiale, mg/l.
cs	Konsentrasjon av suspendert materiale, mg/1.
D	Partikkeldiameter, mm.
е	Residualavvik (jfr. Lign.6)
Ĝь	Bunntransport, kg/s.
Gi	Transport av kjemisk oppløst materiale, kg/s.
Gs	Suspensjonstransport, kg/s.
9	Tyngdens akselerasjon (= 9,8 m/s <sup>2</sup> ).
9 <sub>b</sub>	Spesifikk bunntransport, kg/s•m.
h	Strømdybde, m.
j	Eksponent i slamføringskurven G <sub>s</sub> = k Q <sup>J</sup>
k	Bunnens relative ruhetshøyde (jfr. Lign.1)
k	Konstant i slamføringskurven G <sub>s</sub> = k Q <sup>j</sup>
L	Løpslengde, km
N	Antall observasjoner
Q	Vannføring, m <sup>3</sup> /s.
q	Spesifikk vannføring m <sup>3</sup> /s·m (jfr. Lign.9-10)
q	Spesifikk avrenning, l/s·km <sup>2</sup>
R	Hydraulisk radius, m. I brede løp tilnærmet lik h.
RE	Relieffenergi: største høydeforskjell dividert med felt- lengden, m/km
r	Korrelasjonskoeffisient
S	Energilinjens gradient, m/m.
Sm	Hovedelvas gradient langs den midterste 60 % av lengden, m/km.
S	Standardfeil
Т	Skjærspenning, g/m <sup>2</sup>
V	Strømhastighet, m/s
VS	Partiklenes fallhastighet, m/s.
YSAV	Sedimentets resp. vannets spesifikke vekt, g/cm <sup>3</sup> .
σ	Standardavvik
	Målestasjon for sedimenttransport
T	Vannmerke/limnigraf
7	Meteorologisk stasjon

LITTERATUR

Anderson, H.W. 1949. Flood frequencies and sedimentation from forest watersbeds. Am.ocoobys.Up.Traps.30, 567-586.
Andersson, J. & Lundén, B. 1972. En metodundersökning vid Ni- gardsbreen. s.9-20 i T.Ziegler, Slamtransportunder- søkelser i norske breelver 1970. Hyd.avd.NVE Rap.1/72.
Arnborg, L. 1957. Erosion forms and processes on the bottom of the river Angermanälven. Geogr.Ann.39, 32-47.
Arnborg, L. 1959. Nedre Ångermanälven. II. Naturgeogr.inst. Univ.Uppsala Avh.2, 180s.
Arnborg, L. 1967. Indalsälvens delta. Fluvial-morfologisk ut- veckling med särskild hänsyn till 1900-talets vatten- kraftutbyggnad. s.29-72 i Teknik och Natur. Studier tillägnade Gunnar Beskow. Akademiförl., Göteborg.
Arnborg, L. 1969. Torne och Kalix älvar. Data rörande sedi- menttransporten 1960-1961. IHD Sweden Rep.2, 27s.
Arnborg, L. & Walker, H.J. & Peippo, J. 1967. Suspended load in the Colville River, Alaska, 1962. Geogr.Ann.49, 131-144.
Axelsson, V. 1967. The Laitaure delta. A study of deltaic
morphology and processes. Geogr.Ann.49, 1-127. Bagnold, R.H. 1960. Sediment discharge and stream power. U.S. geol.Surv.Circ.421. 23s.
Bergqvist, E. 1971. Nåsten och Marsta – två dräneringsområden vid Uppsala. Del 4. Vattenföring och materialtransport vid Stabby och Sundbro. Uppsala Univ.Naturgeogr.inst. Ran.8. 123s.
Bergseth, H. 1952. En undersøkelse av breelver i Jotunheimen.
Bogárdi, J. 1961. Some aspects of the application of the theory of sediment transportation to engineering problems. J.Geophys.Res.16. 3337-3346.
Brooks, N.H. 1958. Mechanics of streams with movable beds of fine sand. Am.Soc.civ.Enors.Trans.123. 526-594.
Brush, L.M. 1961. Drainage basins, channels, and flow characte- ristics of selected streams in central Pennsylvania. U.S.geol.Surv.Prof.Pp.282, 141-175.
Braadlie, O. 1930. Om elvevannets sammensetning i Trøndelag. Kgl.N.Vid.Selsk.Skr.1930:II:5, 52s.
Braadlie, O. 1932. Sammensetningen av elvevannet i Rauma. Kgl. N.Vid.Selsk.Forh.5:38, 147-150.
Campbell, F.B. & Bauder, F.B. 1940. A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. Am.geophys.Un. Trans.21, 603-607.
Carson, M.A. & Kirkby, M.J. 1972. Hillslope form and process. Univ.Press. Cambridge. 475s.
Céwe, T. & Norrbin, J. 1965. Vattenföring, slamtransport och sedimentation. Ymer 85. 85-111.
Chorley, R.J. & Kennedy, B.A. 1971. Physical geography. A
Chang, F.M. & Simons, D.B. & Richardson, E.V. 1965. Total bed- material discharge in alluvial channels. U.S.geol.Surv. Wat.Suppl.Pp.1498-I, 23s.

1964. Discharge of sand and mean-velocity relation-Colby, B.R. ships in sand-bed streams. U.S.geol.Surv.Prof.Pp.462-A.

Colby, B.R. & Hembree, C.H. 1955. Computations of total sediment discharge, Niobrara River near Cody, Nebraska. U.S.geol. Surv.Wat.Suppl.Pp.1357, 187s.

Colby, B.R. & Hubbel, D.W. 1961. Simplified methods for computing total sediment discharge with the modified Einstein procedure. U.S.geol.Surv.Wat.Suppl.Pp.1593, 17s.

1959. Vitesse de l'erosion. Z.f.Geom.3, 1-28. Corbel, J.

Post-glacial micro-weathering of bedrock surfaces 1967. Dahl, R. in the Narvik district of Norway. Geogr.Ann.49, 155-166. 1970. Materialtransport, deltaavsetning, og den Dahle, D.J.

hydrauliske geometriens avhengighet av løsmassene langs B⊅elva, Telemark. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg. 88s. Dahlskog, S. & Damberg, A. & Hårdén, P.O. & Liljelund, L.E. 1972.

The Kvikkjokk delta. Univ.Uppsala Naturgeogr.inst. Rapp.13, 78s.

Dannevig, B. 1968. Surt vann og dødelighet på ørret. Zool.Revy 30, 53-60.

Doornkamp, J.C. & King, C.A.M. 1971. Numerical analysis in geomorphology. Arnold, London, 372s.

Douglas, I. 1964. Intensity and periodicity in denudation processes with special reference to the removal of material

in solution by rivers. Zeitschr.f.Geom.8, 453-473. Dunne, T. & Black, R.D. 1971. Runoff processes during snowmelt. Wat.Res.Res.7, 1160-1172.

1950. The bed-load function for sediment transpor-Einstein, H.A. tation in open channel flows. U.S.Dep.Agr.Tech.Bull.1026, 70s.

Ekman, S.R. 1969. Nigardsvatnet som sedimentationsbassäng. s.123-132 i R.Pytte (red), Glasiologiske undersøkelser i Norge 1968, Hyd.avd.NVE Rap.5/69.

Ekman, S.R. 1970. Slamundersökning och utvärdering, metodik. s.8-17 i G.Østrem, T.Ziegler og S.R.Ekman, Slamtransportundersøkelser i norske bre-elver 1969. Hyd.avd.NVE Rap.6/70.

1970. Materialtransport i valda glaciärälvar med Ekman, S.R. naturlig sedimentationsbassäng. s.l3-40 i G.Østrem, T.Ziegler og S.R.Ekman. Sedimenttransportundersøkelser i norske bre-elver 1969, Hyd.avd.NVE Rap.6/70.

Composition of atmospheric precipitation. Eriksson, E. 1952. II. Sulfur, Chloride, iodine compunds. Tellus 4,280-303.

1955. Air born salts and the chemical composition Eriksson, E. of river waters. Tellus 7, 243-250.

1959. Tillförseln av näringsämnen i luft till mark Eriksson, E. och vegetation. Växtnärings-Nytt 15:5,1-6.

Eriksson, E. 1972. Hydrokemi. s.366-376 i G.Lindh & M.Falkenmark, Hydrologi, Stud.Litteratur, Lund.

Eriksson, J.V. 1929. Den kemiska denudationen i Sverige. Sv.Met. Hyd.Anst.Medd.5:9, 96s.

Fahnestock, R.K. 1961. Competence of a glacial stream. U.S.geol. Surv.Prof.Pap.424-B, 211-213.

Fahnestock, R.K. 1963. Morphology and hydrology of a glacial stream - White River, Mount Rainier, Washington. U.S. qeol.Surv.Prof.Pap.422-A, 67s. Faugli, P.E. 1973. Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Sandevassdraget, N.Vestfold. Geogr.inst.Univ.Oslo, Upubl.H-oppg. 167 s. Fleming, G. & Poodle, T. 1970. Particle size of river sediments. J.Hyd.Div., Proc.Am.Soc.civ.Engrs.96, 431-439. Forsman, A. 1963. Snösmältning och avrinning. Studier utförda på forsöksfält i Norrlands skogsområde med särskild hänsyn till väderlekens inverkan. Sv.Met.Hyd.Anst. Notiser Prelim.Rap., Ser.Hydrologi 2, 149s. R.H. & Heiberg, S. 1971. Erosion studies in a marine clay deposit at Romerike, Norway. Norg.geotekn.inst. Foster, Publ.88, 9s. 1969. Fjærlandselvas hydrologi og morfologi. Fretland, L. Geogr.inst.Univ.Oslo. Upubl.H-appg. 192s. Gorham, E. 1961. Factors influencing supply of major ions to inland waters, with special reference to the atmosphere. Geol.Soc.Am.Bull.72, 795-840. • 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Hack, J.T. Virginia and Maryland. U.S.geol.Surv.Prof.Pap.294, 44-94. Harildstad, E. 1969. Avrenningsundersøkelser i små felt. Norg.Landbr.h.sk.Meld.48:16, 102s. Hatling, J. 1967. Geomorfologi og slamtransport i Leirdølas nedslagsfelt. Geogr.inst.Univ.Oslo. Upubl.H-oppg. 106s. Heidel, S.G. 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. Am.geophys.Un.Trans.37, 56-66. Henriksen, A. 1969. Preservation of water samples for phosphorus and nitrogen determination. Vatten 25, 247-254. Hjorth, S. 1972. Torne och Kalix Älvar. Del 2. Materialtransport 1967-69. Naturgeogr.inst.Univ.Uppsala Rap.17, 113s. Hjulström, F. 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Geol.inst. Univ.Uppsala Bull.25, 221-527. 1971. Sediment transport measurements in a Hollingshead, A.B. J.Hyd.Div., Proc.Am.Soc.civ.Engrs.97, 1817-1834. gravel river. 1971. Fysisk-kjemiske undersøkelser i Leirelva, Holtan, H. Romerike. Grundförbettring 24, 26-30. Holtan, H. 1973. Dekadestasjoner, suspendert materialtransport. Rap.Prosj.1841 i Den norske Kom.IHD Prosj.Rap.1966-1972, Oslo. Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol.Soc.Am.Bull.56, 275-370. 1963. Apparatus and techniques for measuring bed Hubbel, D.W. load. U.S.geol.Surv.Wat.Suppl.Pap.1748. Hubbel, D.W. & Matejka, D.Q. 1959. Investigations of sediment transportation, Middle Loup River at Dunning, Nebraska. U.S.geol.Surv.Wat.Suppl.Pap.1476, 123s. Hudson, N. 1971. Soil conservation. Cornell Univ.Press, New York, 320s. Hutchinson, G.E. 1957. A treatise on limnology. I. Wiley & Sons, New York, 1015s. Hydrological Data - Norden. IHD-stations. Basic data 1965-1969. 1971. Nasj.Komm.IHD, Ås. 139s.

Jensen, I.S. 1972. Kjemisk forvitring i prekambriske-, kambrosiluriske- og permiske bergarter i Numedalen. Inst. limnol. og marin biologi, Univ.Oslo, Upubl.H-oppg. 177s. 1971. Soil piping and stream channel initiation. Jones, A. Wat.Res.Res.7, 602-610. Kalinske, A.A. 1947. Movement of sediment as bed load in rivers. Am.geophys.Un. Trans.28, 615-620. Karlén, V. 1965. En preliminär undersökning av slamtransport vid Storsteinsfjell och Alfoten. s.58-60 i R.Pytte & G.Østrem, Glasio-hydrologiske undersøkelser i Norge 1964. Hyd.avd.NVE Medd.14. Karlsen, O.G. 1971. Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Visa og de nedre deler av Bøvra. Geogr.inst.Univ.Oslo. Upubl. H-oppg. 126s. M.J. 1971. Infiltration, throughflow, and overland flow. Kirkby, s.85-97 i R.J.Chorley (ed.), Introduction to physical hydrology, Methuen, London. Kjensmo, J. 1966. Electrolytes in Norwegian lakes. Schweitz.Z. Hydrol.28, 29-42. Klæboe, H. 1951. Transport of solid matters in glacier currents. Ass.Int.Hyd.Sci. Ass.Gen. Brussel 3, 124-127. Klæboe, H. 1958. Grunntrekk av hydrologien særlig Norges hydrologi. N.geogr.Tidsskr.16, 100-248. Krumbein, W.C. 1941. Measurements and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. J.Sed.Petr.11, 48-56. Kuenen, P.H. 1955. Experimental abrasion of pebbles. 2. Rolling Kuchen, Fint 1988. Experimental defaulter of persists. It wolf by current. J.Geol.64. Kukal, Z. 1971. Geology of recent sediments. Akad.Publ.House. Szech.Acad.Sci., Praha, 490s. Köster, E. & Lester, H. 1967. Geomorphologie. Bodenkundliche Methoden. Morphometrie und Granulometrie. Westermann, Braunschweig, 131s. 1970. Om grund- och ytvattnens kemiska geologi i Lahermo, P.W. finska Lappland. Nord.Hyd.Konf.Stockholm 27-29.aug.1970. 2, 197-208. Lane, E.W. & Borland, W.M. 1951. Estimating bed load. Am. geophys.Un.Trans.32, 121-123. Leliavsky, S. 1966. An introduction to fluvial hydraulics. Dover, New York, 257s. Leopold, L.B. & Maddock, T. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S.geol.Surv.Prof.Pap.252, 56s. Leopold, L.B. & Wolman, M.G. & Miller, J.P. 1964. Fluvial processes in geomorphology. Freeman, San Fransisco, 522s. 0. 1967. Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. Liestøl, Norsk Polarinst.Skr.141, 63s. Linsley, R.K. & Kohler, M.A. & Paulhus, J.L.H. 1949. Applied hydrology. McGraw-Hill, New York, 689s. 1968. Allgemeine Geomorphologie. Gruyter, Berlin, 3.utg., 522s. Louis, H. 1963. Tilføring av plantenæringsstoffer med nedbøren i Norge. Forskn.Fors. i landbr.14, 553-563. Låg, J. Låg, J. & Bergseth, H. 1955. Studies on acidoid-basoid relations ships of freshly formed material suspended in Norwegian glacial rivers. V.Int.Congr.Soil Science Trans.4, 53-57.

J.Sed.Petr.20, 148-160. velocity. Meyer-Peter, E. & Müller, R. 1948. Formulas for bed-load transport. Int.Ass.Hydr.Struct.Res., Stockholm App.2, 39-64. Miller, J.P. 1958. High mountain streams: Effects of geology on channel characteristics and bed material. St.Bur.Mines Mineral Res. New Mexico Inst.Mining Tech., Socorro, 53s. Miller, J.P. & Leopold, L.M. 1961. Simple measurements of morphological changes in river channels and hill slopes. s.421-427 i Changes of climate, UNESCO-WMO Symp., Roma. 1974. Mønsterelva i Østfold. Skrånings- og elveløps-Moen, P. prosessenes relative betydning for utformingen av et leirlandskap. Geogr.inst.Univ.Oslo. Upubl.H-oppq. Morisawa, M. 1968. Streams, their dynamics and morphology. McGraw-Hill, New York, 175s. Mortensen, H. & Hövermann, J. 1957. Filmaufnahmen der Schotterbewegung im Wildbach. Petermanns Geogr.Mitt.Erg.Hft. 262, 43-54. 1970. Bed load discharge of the river Tyne, England. Muir, T.C. Int.Ass.Sci.Hyd.Bull.15. 1957. The quantitative evaluation of factors in Musgrave, G.W. water erosion, a first approximation. J.Soil Water Cons.2, 133-138. 1946. Competency of moving water to transport debris. Nevin, C. Geol.Soc.Am.Bull.57, 651-674. Nilsson, B. 1969. Development of a depth-integrating water sampler. Naturgeogr.inst.Univ.Uppsala Rapp.2, 18s. Nilsson, B. 1971. Sedimenttransport i svenska vattendrag. Ett IHD-projekt. Del l. Metodik. Naturgeogr.inst.Univ. Uppsala Rapp.4, 83s. Nilsson, B. 1972. Sedimenttransport i svenska vattendrag. Ett IHD-projekt. Del 2. Avrinningsområden, stationer och resultat 1967-1969. Naturgeogr.inst.Univ.Uppsala Rapp.16, 250s. Nordseth, K. 1973a. Fluvial processes and adjustments on a braided river. The Islands of Koppangsøyene on the river Glomma. N.geogr.Tidsskr.27, 77-108. 1973b. Floodplain construction on a braided river. Nordseth, K. The Islands of Koppangsøyene on the river Glomma. Norsk geogr.Tidsskr.27, 109-126. 1973c. Morfometrisk kontroll av avrenningsregimet i Nordseth, K. norske vassdrag, s.163-172. Myrhydrologi. Hydrologiske modeller. 5.Nord.IHD feltsymp., Trondheim. Analyse av kornstørrelsen og mineralsammenset-Olsen. H.C. 1972. ningen i slam fra noen norske breelver, 1970. s.83-102 i T.Ziegler, Slamtransportundersøkelser i norske bre-elver 1970, Hyd.avd.NVE Rap.1/72.

1947. Macroturbulence in natural stream flow.

individual size fractions in heterogenuous bedload.

1950. Sediment movement in relation to current

Am.geophys.Un.Trans.28, 255-265.

Geogr.Ann.51, 127-144.

Meland, N. & Norrman, J.O. 1969. Transport velocities of

Matthes, G.

Menard, H.W.

Olsen, H.C. 1973. Analyse av kornstørrelses- og mineralsammensetning i suspendert materiale fra noen norske bre-elver. s.55-70 i T.Ziegler, Materialtransportundersøkelser i norske bre-elver 1971, Hyd.avd.NVE Rap.4/73.

Pallesen,	P.F. 1970. Fluvialgeomorfologiske studier i Dirdalselv,
R Plumley, W	ogaland. Geogr.inst.Univ.Uslo, upubl.H-oppg., 121s. J.J. 1948. Black Hills terrace gravels. A study in
Popov, A.N	ediment transport. J.Geol.58, 554-558. 1. 1970. Runoff from small catchments in the central
Rapp, A. a	1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge nd surroundings, Northern Scandinavia. Geogr.Ann.42,
6	5-200.
Raudkivi,	A.J. 1967. Loose boundary hydraulics. Pergamon, ondon, 331s.
Reichelt, a	G. 1961. Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse Is Feldmetode. Petermanns Geogr.Mitt.105, 15-24.
Roaas, J. v	1973. Sedimenttransportens kortvarige og sesongmessige ariasjoner i ulike delfelt. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.
Roen, S.	-oppg., 177s. 1953. Slamføring i breelver og slaminnhold, sedimentasjon og termikk i Nigardsvatn. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.
Rohde, W.	1999., 1008. 1949. The ionic composition of lake waters. Verh.Int.
Schumm, S.	A. 1960. The shape of alluvial channels in relation to ediment type. U.S. geol.Surv.Prof.Pap. 352-B. 17-30.
Schytt, V.	1968. Tarfalajåkkas vattenföring och slamtransport
Sediment t	.966-1967. Naturgeogr.inst.Univ.Stockholm Forskn.rap.3, 25s ransportation mechanics. Suspension of sediment. 1963. ask Comm.Prep.Sed.Manual. J.Hvd.DivProc.Am.Soc.civ.
Ē	ngrs 89, 45-76.
Sediment t	ransportation mechanics. Initiation of motion. 1966. ask.Comm.Prep.Sed.Manual, J.Hyd.Div.,Proc.Am.Soc.civ.
E Sediment t	ngrs,97, 280-291.
1	971a. Task Comm.Prep.Sed.Manual, J.Hyd.Dic.,Proc.Am.
Sediment t	ransportation mechanics. Fundamentals of sediment
t	ransportation. 1971b. Task Comm.Prep.Sed.Manual, J.Hyd.
Selmer-Ols	sen, R. 1954. Om norske jordarters variasjon i korn-
Shennard.	pradering og plastisitet. Norg.geol.Unders.186, 102s.
m m	nining total sediment quantities. U.S.Dep.Agr.Misc.
Shulits, S	3. 1935. The Schoklitsch bed-load formula. Engineering
Sigurjonss	con, J. 1969. Bægisá, Nord-Island – Hydrologi og mor-
Skre, O.	1972. Sur nedbør. Årsaker og verknader. Norg.nat.vern-
Snekvik, F	orb. Usio, 5Us. . & Selmer-Olsen. A.R. & Niøs. A. & Bæruo. R. 1973.
I I	investigations on precipitation from various locations
i Solbakken.	n Norway 1965-71. Norg.Landbr.h.sk.Meld.52:13, 19s. T. 1971. En kvalitativ on kvantitativ beskrivelse av
e	elvene og landskapet i Lierelvas nedslagsfelt i Buskerud,
m 1	ned spesiell vekt på fluviale prosesser i utformingen av .eirlandskapet. Geogt.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg. 143s.

Stene, R.N. 1972. Fluvialgeomorfologiske undersøkelser i Leira og øvre del av Bøvra. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg. 143s.

Strele, G. 1950. Grundriss der Wildbach- und Lawinenverbauung. Springer, Wien (2.utg.), 340s.

Strøm, K.M. 1939. Conductivity and reaction in Norwegian lake waters. Int.Rev.Hydrobiol.38, 250-258.

Strøm, K.M. 1944. High mountain limnology. Some observations on stagnant and running waters of the Rondane area. Avh. N.Vid.Akad.I 1944:8, 24s.

Sundborg, Å. 1956. The river Klarälven. A study of fluvial processes. Geogr.Ann.38, 125-316.

Sundborg, Å. 1963, Naturgeografi – En vetenskap under nyorientering. Uppsala Univ.Naturgeogr.inst.Medd.174, 58s.

Sundborg, Å. 1964. The importance of the sediment problem in the technical and economic development of river basins. Kungl.vetensk.samh.Uppsala Årsb.8, 33-53.

Sundborg, Å. 1967. Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology. I. General views and graphic methods. Geogr. Ann.49, 333-343.

Sundborg, Å. & Norrman, J.O. 1963. Göta Älv. Hydrologi och morfologi med särskild hänsyn til erosionsprosesserna. Sv.geol.Unders.Ca 43, 88s.

Tickell, F.G. 1965. The techniques of sedimentary mineralogy. Elsevier, Amsterdam, 220s.

Tómassen, H. & Pálsson, S. 1968. Skýrsla um aurburdarrannsoknir 1965–1966, Reykjavik.

Tornås, S. 1968. Slamtransport i noen utvalgte bre-elver. s.67-96 i G.Østrem og R.Pytte, Glasiologiske undersøkelser i Norge 1967, Hyd.avd.NVE Rap.4/68.

Tornås, S. 1968. Slamproblemer og sedimentasjonsstudier i en bresjø. Vannet i Norden 1968:1, 25-30.

Tornås, S. 1969. Slamtransport i noen utvalgte bre-elver. s.97-123 i R.Pytte, Glasiologiske undersøkelser i Norge 1968, Hyd.avd.NVE Rap.5/69.

Troedsson, T. 1955. Vattnet i skogsmarken. Kungl.Skogshögsk. Skr.20, 215s.

Ursic, S.J. & Dendy, F.E. 1965. Sediment yields from small water sheds under various land uses and forest covers. U.S.Dep.Agr.Misc.Publ.970, 47-52.

Voronkov, P.P. 1970. Hydrochemical and hydrological criteria of local runoff. Soviet Hydr.Select.Pap.1970:2, 107-121.

Wehn, D. 1956. Vannførings- og slamundersøkelser i Nigardsbreens vassdrag. Geogr.inst.Univ.Oslo, upubl.H-oppg. 94s.

Wilcock, D.N. 1971. Investigation into the relations between bedload transport and channel shape. Geol.Soc.Am.Bull. 82, 2159-2175.

Wiklander, L. 1959. Dräneringsvattnets innehåll av näringsämnen. Grundförbettring 12, 193-210.

Wischmeier, W.H. & Smith, D.D. & Uhland, R.E. 1958. Evaluation of factors in the soil-loss equation. Agr.Engng.39.aug., 458s.

Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse river-bed material. Am.geophys.Un.Trans.35, 951-956.

- Wolman, M.G. & Miller, J.P. 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. J.Geol.68, 54-74.
- Wolman, M.G. & Brush, L.M. 1961. Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse noncohesive sands. U.S.geol.Surv.Prof.Pap.282, 180-210.
- Ziegler, T. 1972. Slamtransportundersøkelser i norske bre-elver 1970. Hyd.avd.NVE Rap.1/72, 133s.
- Ziegler, T. 1973. Materialtransportundersøkelser i norske breelver 1971. Hyd.avd.NVE Rap.4/73, 91s.
- Øien, A. 1971. Undersøkelser av vannprøver fra bekker, vassdrag og innsjøer i områder med forskjellig geologisk opphavsmateriale. Norg.landbr.h.sk.Meld.50:19, 19s.
- Østrem, G. 1971. Materialtransport i vassdrag. s.184-196 i J.Otnes og E.Ræstad, Hydrologi i praksis, Ing.forl.Oslo.
- Østrem, G. 1972. Om sambandet mellom vannføring og slamtransport. s.72-82 i T.Ziegler, Slamtransportundersøkelser i norske bre-elver 1970, Hyd.avd.NVE Rap.1/72.
- Østrem, G. & Stanley, A. 1969. Glacier mass-balance measurements. A manual for field and office work. Brekontoret NVE, Oslo, 118s.
- Østrem, G. & Ziegler, T. & Ekman, S.R. 1970. Slamtransportundersøkelser i norske bre-elver 1969. Hyd.avd.NVE Rap.6/70, 68s.
- Aarthun, K.E. 1961. The natural history of the Hardangerfjord. 2. Submarine daylight in a glacier-fed Norwegian fjord. Sarsia 1, 7-20.