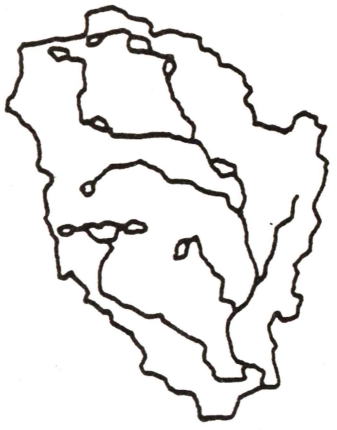
KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER
UNIVERSITETET I OSLO
POSTBOKS 1066
BLINDERN
OSLO 3



Just Gjessing

FLUVIALGEOMORFOLOGISK BEFARING I ETNAS OG DOKKAS NEDBØRFELT

Inger Karin Engen

FLUVIALGEOMORFOLOGISK INVENTERING I DE NEDRE DELENE AV ETNA OG DOKKA

Prosjektleder: Just Gjessing

OSLO 1980

RAPPORT 80/02

FORORD

I forbindelse med Oppland fylkes elektrisitetsverks planer om utbygging av Etna - Dokka-vassdragene har Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer ved Universitetet i Oslo fått i oppdrag å undersøke de fluvialgeomorfologiske forholdene i vassdragene.

Den første delen av rapporten er en oversikt over de fluvialgeomorfologiske forholdene i Etnas og Dokkas nedbørfelt etter en firedagers befaring i 1978. Beskrivelsen støtter seg til de topografiske kartene i 1:50 000 (serie M 711).

Den andre delen av rapporten er resultat av inventering og måleserier som ble foretatt sommeren 1978 med supplerende målinger våren 1979, i de nedre delene av Etna og Dokka der elveløpene går i flyttbart materiale og er formet av elvene selv. Dette er de delene av systemene der prosessene er mest aktive i dag. Det er også de delene av elvesystemene der likevekten lettest kan forstyrres, og som derfor er mest sårbare.

Måleseriene over materialtransport ble foretatt av observatør.

Kontorfullmektig Tove Nordseth takkes spesielt for det redaksjonelle arbeidet, cand.real. Kari Halvorsen for arbeidet med kart og profiler.

Blindern, april 1980

J. Gjessing

INNHOLD

Side

FORORD

SAMMENDRAG OG VURDERING 1

DEL I. J. GJESSING:
FLUVIALGEOMORFOLOGISK BEFARING I ETNAS OG
DOKKAS NEDBØRFELT

LANDFORMENE 4
- Berggrunnsforhold 4
- Berggrunnens betydning for landformene 9
  - Områder med forskjellig strukturrelieff 11

VASSDRAGENE 15
- Vidde- og fjellområdene 15
  - Bekkeløp 16
  - Elvesletter 17
  - Elvevifter 18
  - Deltaer 19
- Dalene 20
  - De unge dalene, elveformer og elvenes aktivitet. 20

ETNA 24
- Storetjern - Etnstølen 24
- Etnstølen - Etnsenn 24
- Etndalen nedenfor Etnsenn 25
- Dalselvi 27
- Fra åmotet Etna - Dalselvi 27
- Bekkenet ved Flatøydegarden og Langdalen med Åfeta. 28
- Strekningen Flatøydegarden - Bruflat 28
- Bruflat - Høljerast 29
- Fra Lundejordet til Høljerast 30
- Strekningen Høljerast til dalutvidelsen ved åmotet med Leppa 31
- Leppdalen 31

Dalstrekningen fra Leppa til Dokka 32
Etnas elveslette fra Leppa til Dokka 33
Strekningen fra Dokka til Randsfjorden 34

DOKKA 36
Dokkavassdraget ovenfor Dokkfløyvatn 36
Revåa 37
Strekningen fra Dokkfløyvatnet til Veslefossen ... 39
Veslefossen 39
Dalstrekningen Veslefossen - Høgfossen 40
Høgfossen 41
Strekningen fra Høgfossen til samløp med Synna ... 42
Synna 43
Livasselva 47
Gjerda 48
Dokka nedenfor Grønnvoll bro 50
Kjøljua 53
Dokkas vifte 55

LITTERATUR 57

DEL II. I.K. ENGEN:
FLUVIALGEOMORFOLOGISK INVENTERING I DE NEDRE
DELENE AV ETNA OG DOKKA

VASSDRAGET ETNA/DOKKA 58

LØSMASSER 60

ELVESLETTA 62

DELTAET 65

HYDROLOGI 77

MATERIALTRANSPORT 86
Suspensjonstransport 86
Bunntransport 96

LITTERATUR 101

SAMMENDRAG OG VURDERING

Rapporten gir en enkel oversikt over de fluvialgeomorfologiske forholdene i Etna- og Dokkavassdragenes nedbørfelt.

Til innledning er det tatt med noen ord om berggrunnsgeomorfologien. Deretter følger en oversikt over nedbørfeltene og de viktigste elveløpene. Det er lagt særlig vekt på de dypere dalene med deres elveløp, og på de fluviale formene ut til deltaet i Randsfjorden.

De mest interessante og mest sårbare delene av vassdragene - fluvialgeomorfologisk sett - ligger i dalene. Det dreier seg om former som elvene har skapt i tiden etter siste istid, terrasser, elvevifter, elvesletter og Etnas delta i Randsfjorden. Videre dreier det seg om elveløp i materiale som elven kan transportere, slik at løpenes former er resultat av elvens egen aktivitet. Her er samspillet mellom hydrologisk regime (vannføringsforhold) og sedimentregime (løsmateriale, mengder og kornstørrelser) avgjørende. Sedimentkildene, som for det meste er løsmateriale (morene og glasifluvialt materiale) i de ovenforliggende delene av dalene, er vesentlige for aktiviteten i de nedre delene av systemene. Produksjonen ved forvitring av løsmateriale som elven kan transportere går meget langsomt.

For å få et begrep om sedimentføringen i Etnas og Dokkas nedre deler ble det gjennomført et enkelt måleprogram sommeren 1978, med supplerende målinger våren 1979. Dette gikk ut på å ta vannprøver ved forskjellige vannføringer på tre steder; ovenfor og nedenfor samløpet av Etna og Dokka. Slamføringen over et noe lengre tidsrom ble så beregnet. Det ble også foretatt enkle beregninger og målinger av bunntransport ved en stasjon i Etna. Ut fra disse målingene og beregningene

ser det ut til at Etna bidrar med det meste av sedimenttransporten ut i Randsfjorden. Bare ved særlig stor vannføring vil transporten i Dokka bli betydelig.

Det ble også gjort undersøkelser over elveløpenes former og materialfordelingen.

Formene som de nå er, er utviklet ved samspill mellom vannføring og sedimenter. Det er oppstått et system (som består av former, hydrologisk regime, sedimenter) som antakelig er i noenlunde likevekt. Endringer i systemene som følge av vannføringsendringer er ikke til å unngå. Problemet er hva som vil skje med formene hvis det gripes inn i systemet ved at vannføringen (flommer, lavvann osv.) blir regulert og dermed også sedimentføringen (mengde, kornstørrelse osv.) blir endret.

Ved vurdering av likevektsforholdene i elvene og mulige resultater av inngrep skal en særlig være oppmerksom på forholdene ved Dokkas innløp i Etna og strekningen herfra til deltafronten i Randsfjorden. Endring i materialføring eller i elvens transportevne som følge av regulering av vannføringen vil kunne føre til endringer i løpet, dvs. til senkning eller heving av bunnen, utvidelse eller innsnevring av tverrsnittet, endringer i materialets kornstørrelse eller endringer i detaljformene i løpet. Forandring i denne delen av Etnas løp vil kunne føre til virkninger tilbake på forholdene oppstrøms.

Dokkas og Synnas dypt nedskårne, brattsidete daler er gode eksempler på erosjonssystemer i berggrunnen. En del løsmateriale transporteres langs elvestrekningene i disse dalene, og, som nevnt, er det ennå en del løsmateriale som er kilder til løsmaterialføringen i de nedre delene av vassdraget. Ellers foregår utviklingen her så langsomt at

regulering av vannføringen antakelig ikke vil vise merkbare endringer i erosjonssystemet i berggrunnen i overskuelig tid. Her er det derfor formene i seg selv som er av særlig stor interesse.

De fluviale systemene i de nedre delene av de to vassdragene er av betydelig verdi. Det gjelder prosessene og det gjelder formene, de dypt nedskårete elvedalene, løsmaterialkildene og løsmaterialformene som strekker seg ut til deltaet i Randsfjorden. Dette er nå det eneste uregulerte vassdraget i disse delene av landet der slike former er vel utviklet. Hvis det gis konsesjon må det påses at inngrepene forstyrrer så lite som mulig. Selv om prosessene blir endret, må formene bevares mest mulig intakt. Dette gjelder generelt, men det gjelder spesielt i forbindelse med inntaksdammen i Dokka ved samløpet med Kjøljua, og det gjelder utløpet fra anleggene i Randsfjorden.

De hydrologiske og geomorfologiske forholdene er grunnleggende faktorer i landskapssystemene. Det er meget om å gjøre at anleggene utformes slik at de forstyrrer naturen minst mulig. Under planleggingsarbeidet for eventuell regulering og utbygging må det derfor kreves at det søkes bistand også når det gjelder disse fagfeltene.

Denne rapporten må bare betraktes som en oversikt over geomorfologi, særlig fluvialgeomorfologi, i Etna- og Dokkavassdragene. For nærmere vurderinger henvises til den helhetsvurdering som vil bli utarbeidet av Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer.

Blindern, april 1980

J. Gjessing

D E L I

J. GJESSING:

FLUVIALGEOMORFOLOGISK BEFARING I ETNAS OG DOKKAS NEDBØRFELT

LANDFORMENE

Som i andre deler av Norge kan landformene i Etna/Dokka-vassdragenes nedbørfelt deles i to grupper, fig. 1 (vedlegg):

1. *Viddeområdene eller de områdene som tilhører Den paleiske overflaten.* Her er vidder, høyder og senkninger av ulik form, og forholdsvis vide daler. Senkninger og høyder danner gjerne et mønster som er bestemt av berggrunnens strukturer, høydeforskjellene er bestemt av bergartenes relative motstandsdyktighet. Utviklingen av hovedformene i dette landformkomplekset har antakelig foregått i klima som var ulikt nåtidens klima i disse områdene.
2. *De unge, dypt nedskårne dalene* som strekker seg innover i det høyere landet fra Randsfjordens N-ende. Dalens utvikling er bestemt av berggrunnens egenskaper og av de prosessene som har virket; forvitring, rennende vann, isbre.

Landformene er i så høy grad avhengige av berggrunnens strukturer at det innledningsvis er nødvendig å gi en kort omtale av berggrunnsforholdene i feltet. Denne omtalen er vesentlig basert på Strand (1938 og 1954).

Berggrunnsforhold

Det meste av Etna/Dokka-vassdragenes nedbørfelt ligger i den kaledonske skyvedekkesonen, bare den vest - øst-løpende delen av Etnas dalføre, SE- og E-over fra Bruflat, er nedskåret i grunnfjellet (se fig. 2).

Den gamle grunnfjellsoverflaten (det subkambriske peneplanet) eller grenseflaten mellom grunnfjell og overliggende kambriske

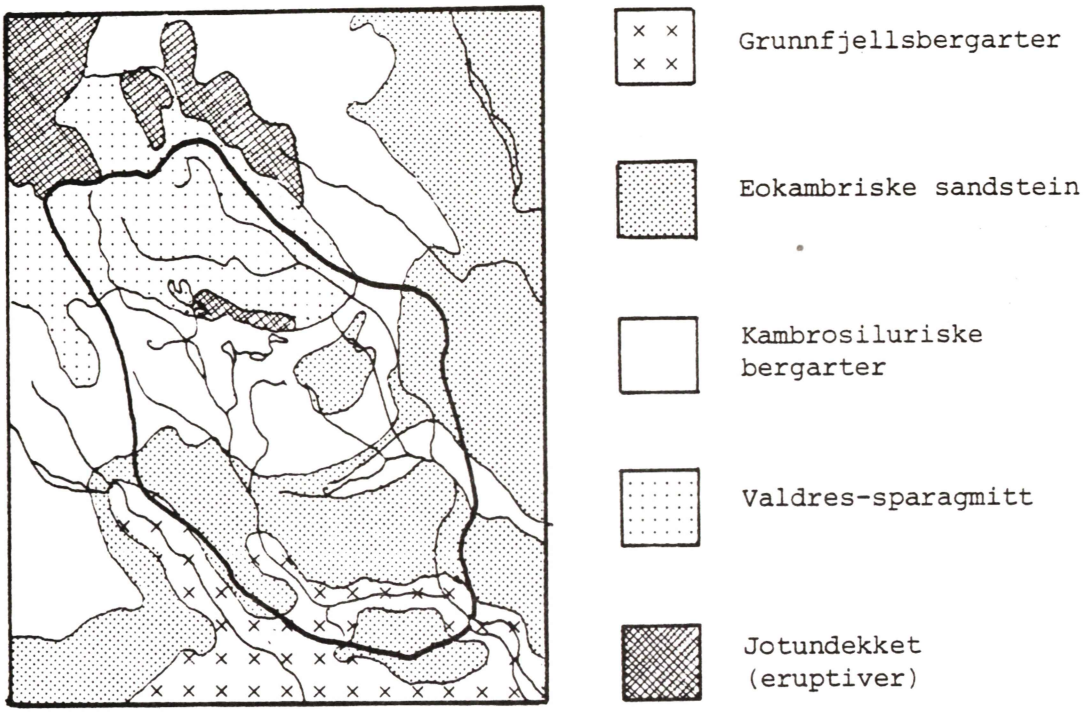


Fig. 2. Geologisk kart over nedbørfeltet med tilgrensende strøk. Noe modifisert etter Holtedahl (1960).

skifre (autoktone, som ble avsatt på grunnfjellsoverflaten) bøyer ned mot NW, N og NNE. S for Etndalen ligger grunnfjellet 700 m og mer o.h., mens den i dalen N for Bruflat ligger 400 m o.h. Ved Randsfjordens N-ende faller grunnfjellsoverflaten ca. 40 m pr. km mot NNE.

Over grunnfjellet ligger det en meget tynn sone med autokton kambrisk basalskifer, med mektighet fra 0 til noen ti-metre.

Resten av feltet, N-over fra Bruflat og N for den W-E-løpende delen av Etndalen, er preget av skyvedekkene. På den kambriske basalskiferen hviler det et undre skyvedekke av mektighet fra 50 til 300-400 m. Dette består av kvartssandstein av eokambrisk alder, med overliggende kambriske og ordoviciske skifre. Over de kambriske og ordoviciske skifrene som tilhører det undre skyvedekket, ligger det rester av et øvre skyvedekke av eokambrisk kvartssandstein.

Under fremskyvningen ble også lagene innen skyvedekkene tektonisk påvirket. Det foregikk visse foldebevegelser. Foldenes størrelse og form avhang av bergartenes kompetanse. De minst kompetente kambriske og ordoviciske skiferbergartene er ofte småfoldet og det er foregått glidninger langs skjærplan. Særlig gjelder dette den ordoviciske fyllitten som finnes i de N-lige delene av området der kambro-ordovicium er blottet. De massive, tykkbenkete sandsteinene som tilhører kvartssandsteinen var langt mindre foldbare.

Foldingsaksens retning, der folding forekommer, er mest i fjellkjedens hovedretning NE-SW til E-W, men det forekommer også en viss folding i retninger omtrent tvers på disse.

Under skyvebevegelsene ble det også dannet skyveplan av lavere orden innenfor de enkelte skyvedekkene. Det ble dannet flak av berget som ble stuket sammen og lagt over hverandre med skjellstruktur, imbrikasjon, eller som takstein på et tak.

Skyveflatene faller mer og mindre steilt mot N. I deler av området er lagene reist opp i loddrett stilling.

Disse forholdene har ført til at lagrekken er repetert mange ganger. I enkelte områder, særlig nærmest N for Etnas W-E-løpende del, kutter landoverflaten lagene slik at det er en stadig skifting mellom kambro-ordovicisk skifer og kvartssandstein. Her er det lange smale åsrygger med W-E retning. Pga. den N-lige fallretningen er det tendens til at skråningene som vender mot S er de bratteste.

Også innen den øvre kvartssandsteinen er det skjellstruktur med N-lig fallretning.

I den N-lige delen av feltet kommer andre bergarter inn som ligger over de kambro-ordoviciske skifrene og fyllitten.

Fjellhøydene ESE-over fra Fullsenn til Røssjø-kollane består av gabbro som er skjøvet over de kambro-ordoviciske skifrene. Gabbroen har form av en plate som faller slakt mot N eller NE. Den er tykkest i E-enden og kiler ut mot W.

Etter at gabbroen kom på plass ved skyving antas det at det har foregått erosjon slik at den nåværende gabbroen bare er en rest etter et større skyvedekke. Gabbroflaket er til dels blitt skjøvet over sine egne nedtæringsprodukter.

Over det nevnte gabbroflaket og ellers over de kambro-ordoviciske bergartene ligger Valdressparagmitten som strekker seg innover til Etna/Dokka-feltenes N-ligste deler. Valdressparagmitten består i det vesentlige av feltspat-førende sandsteiner som er nedtæringsprodukt mest av granittiske, men også av gabbroide bergarter. Dessuten forekommer kvarts- og gabbro-konglomerat.

Etter at Valdressparagmitten ble avsatt ble den deformert og foldet sammen med andre av områdets bergarter som følge av skyvning i den kaledonske fjellkjeden.

Lengst N i feltet, ved vannskillet til Vinstravassdraget, ligger en rekke høye fjell som består av konglomerater som tilhører Valdressparagmitten. N for disse kommer Jotunheimens gabbroide skyvedekker.

Berggrunnen i feltet gjennomsettes av sprekkesoner og forkastninger. En særlig markert forkastning kan følges fra Langdalen til Flatøydegarden og videre til Bruflat med fortsettelse S-over langs Bergselvis dal. Ellers kan man av drenerings- og dalmønstrene se at sprekker skjærer på tvers av eller skrått over strøket i berggrunnen. SSW er en retning som går igjen i dette mønsteret.

Berggrunnskartet viser at den S-re delen av skyvedekkeområdet domineres av kvartsitt med mindre W-E-utstrakte felt med kambro-ordovicisk skifer.

Omkring Ullsjøen (Vest-Torpa) og langs Gjerda - Livasselvas nedre del er det større sammenhengende skiferfelt. Mot N og NW følger et område der kambro-ordoviciske skifre og fyllitt dominerer, men der det er smale striper av kvartsitt.

I Synnfjell-Skjervungfjellet er det et stort kvartsittmassiv.

I feltets N-lige deler er det Valdressparagmitt, bortsett fra gabbroen i Røssjøkollane og bortover mot Fullsenn.

Berggrunnens betydning for landformene

Landformene er, som nevnt, sterkt preget av strukturene i berggrunnen.

I *viddeområdene* ser vi meget klart at *mønsteret* i landformene er preget av strukturene i bergbygningen. Det gjelder vesentlig vekslingene mellom berg av ulik motstandsdyktighet, lagstilling og sprekkesoner.

De relative høydene i et terreng er til en viss grad avhengige av den arealmessige fordelingen av områder med ulik berggrunn og av ulikhetene i motstandsdyktighet. Større massiv med motstandsdyktig berg står gjerne høyere opp, som for eksempel kvartssandsteinen i Synnfjell. Små partier med motstandsdyktig berg danner lavere åser. Der berggrunnen er mer homogen innen et større område, som f.eks. i skiferområdet omkring Ullsjøen, er overflaten ganske jevn.

I viddeområdene kan vi dele opp overflaten i høyder og senkninger. Mange av senkningene er omgitt av høyder på alle kanter. De større dreneringslinjene kommer inn gjennom og går ut gjennom pass mellom høydene på vei fra den ene senkningen til den andre. Toppen på høydene er noe forskjellige, avrundete eller skarpe. Høydene er omgitt av skråninger som er bratte øverst, men som gjerne går over i en slakere pedimentliknende fotskråning som strekker seg inn mot midten av senkningene. I senkningene er det ofte myr eller en innsjø som må være gravet ut ved iserosjon. Regn- og snesmeltevann beveger seg ned skråningene mot midten av senkningene (fig. 3).

Hovedformene i dette formsystemet stammer antakelig fra tiden før istidene. Skråningsprofilene er preget av det prosessystem som virket til å gi skråningene deres form.

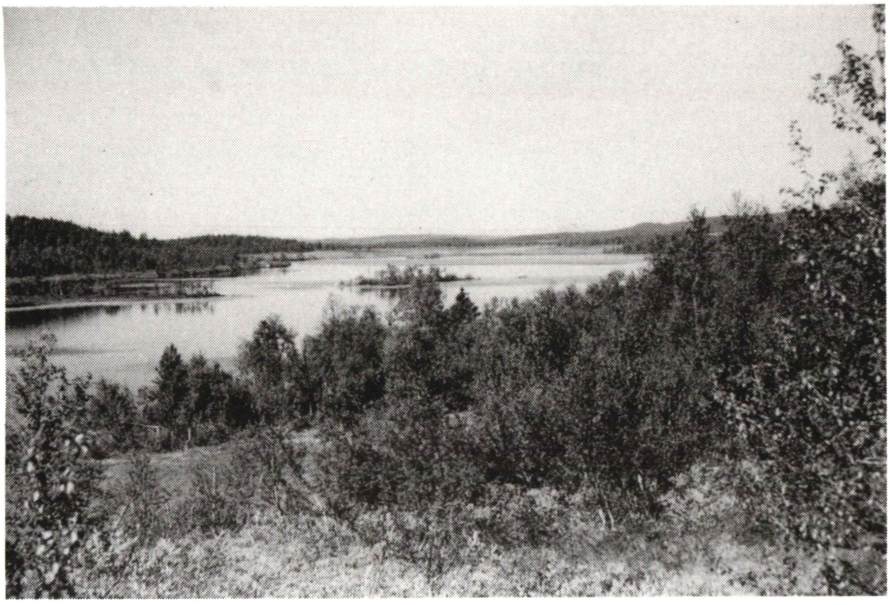


Fig. 3. Skogkledt vidde med senkninger og lave høyder. Landformmønsteret avspeiler berggrunnens strukturer. Ved Sæbu-Røssjøen.

Fig. 4. Utsikt mot E over Dokkas dal N for Ullsjøen.

Områder med forskjellig strukturrelieff

1. Der den motstandsdyktige kvartsitten i skyvedekkene ligger over den lite motstandsdyktige kambriske basalskiferen, blir kvartsitten undergravd slik at den står i bratt skrent. Dette ser vi ved N-enden av Randsfjorden, i Odnesberga og i Vikerkampen - Rostberget. Det samme sees mer og mindre utpreget oppe i lia W-over på begge sidene av Etnas W-E-løpende dal og NW-over til N for Bruflat.

2. Skyvedekkesonen med overveiende kvartssandstein finner vi E for Dokkas nedre del, videre mellom denne og Etndalen ved Bruflat, og N-over.

a. Dette området er sterkt preget av de E-W-orienterte strukturene i berggrunnen som skyldes folding og imbrikasjon. Det er stadig veksling mellom soner av kvartssandstein og soner med skifer.

På samme måte som landformmønsteret, er dreneringsmønsteret også preget av strøket i berggrunnen, men deler av dreneringssystemene følger andre retninger som til dels er bestemt av sprekkeretninger.

Bratte skrenter, som for det meste vender mot S, finnes på små og store åser innen skyvedekkesonen der imbrikasjonsstrukturen har ført til at kvartssandstein med N-lig fall ligger over kambro-ordoviciske skifre. Nylsfjellet mellom Dokkas og Synnas nedre løp hører til denne sonen med fortsettelse i det store sparagmittområdet E-enfor der vi finner Dokkavassdragets E-re vannskille, se pkt. 3.

b. I området rundt Ullsjøen (612 m o.h.) og ved Gjerda-Livasselva er det sammenhengende skiferområder (fig. 4) med en mellomliggende sone av kvartssandstein (med Ohovde 932 og Turrtind 941 m o.h.). I skifersonene, særlig rundt Ullsjøen og S-over til Kjøljua, er det ganske jevne overflateformer.

3. Vannskillet for feltet i E går over en rekke høyder, bl.a. Skjellbreidfjellet (1072 m o.h.). Her er det motstandsdyktige eokambriske bergarter, kalkstein og konglomerat, med strøk i N-S-retning, og fall mot W.

4. Ved vannskilleområdet W for Etna, S for Steinsetfjorden (698 m o.h.) er det overveiende sparagmittbergarter i litt større massiver der vi bl.a. finner Smørlifjellet 1160 m o.h., og Brunkordknatten 1165 m o.h.

5. Den neste sonen strekker seg fra vannskillet i W ved og N for Steinsetfjorden E-over både S og N for Synnfjellet til sparagmittgrensen E for Synnfjell. Hele denne sonen er preget av kambrisk skifer og, i NW, delvis fyllitt (ordovicisk), men her er også innslag av kvartssandstein. Strukturretningen innen området svinger fra NW-SE i de NW-re delene, over til NE-SW i de E-lige delene av området. Dette viser seg klart i landformmønsteret.

Ovenfor Etnsenn følger Etna den NW-SE-gående strukturretningen. Da det her for en stor del er en mer homogen berggrunn av skifer som forvitrer noenlunde lett, er overflaten tildels mer jevn enn lenger S. Imidlertid forekommer det også her områder med åser og senkninger som danner et mønster som er bestemt av strukturen. Smale ribber og noe større områder med kvartssandstein står opp i terrenget. Spesielt må nevnes:

Synnfjell, som når 1414 m o.h., består av et større massiv med kvartssandstein som hever seg over den omgivende skiferen. Strøket er NE-SW og fallet mot NW. Dette preger overflateformene på hele Synnfjellsmassivet.

Mot SW fra Synnfjell strekker det seg soner av kvartssandstein. Disse har vært motstandsdyktige, slik at det her er et høydeområde, bl.a. med Jomfruslettefjell (1154 m o.h.).

6. Den N-ligste delen av feltet er dominert av Valdressparagmitt. Mens strukturretningene i Synnfjell og S-over mest er SW-NE og mer EW, bøyer de NW for Synnfjell over til NW-SE både i den kambro-ordoviciske skiferen og i Valdressparagmitten.

a. Gabbroen som danner høyderekkene fra Reinhamran til Røssjøkollane og Snuen, fig. 5, står, særlig i E, med høy front mot S over den underliggende skiferen. Ved overgangen til Valdressparagmitten ved N-siden av disse høydene er skråningene mindre bratte.

b. Den delen av feltet der det er Valdressparagmitt har en rekke vide senkninger med slake sider og flat bunn, gjerne med myr og innsjøer. Mellom senkningene ligger det høydeområder. Noen av disse er så store at de kan ha et differensiert relieff. Høydene er gjerne omgitt av skråninger som er bratte øverst, men som slaker ut ved overgangen til senkningene. Dette er trekk som går igjen i Norges paleiske overflate. Noen høydepartier har strukturelt bestemte skråninger som er mer høye og bratte.

De vide senkningene sees ved Etnas kildeområder, ved Fjelldokkvann og ved Fullsenn. Senkningene er omgitt av høyder på alle kanter. De to elvene Etna og Fjelldokka forlater senkningen gjennom hvert sitt smale pass som går ut mellom to fjellhøyder.

I den NE-re og E-re delen av området er det mer langstrakte senkninger.

c. Innen Valdressparagmitten finnes konglomerat og annet særlig motstandsdyktig berg som danner fjell som står markert opp over omgivelsene. I SE er det Ormtjørnskampen 1128 m o.h. og Dokkampen som har bratte skrenter mot E. Ved vannskillet mot Espedalen er det Ongsjøfjellet 1361 m o.h. og i N Langsua 1554 og 1520 m o.h., Marsteinhøgda, Klanten og Skaget i NW med kvartskonglomerat 1686 m o.h. Pga. fallretningen på lagene har disse fjellhøydene bratte skråninger mot S og E, mens skråningen mot N er mindre bratt.

Fig. 5. Gabbro danner høyder med bratt skråning mot S.

VASSDRAGENE

Etna og Dokka springer begge ut lengst NW i deres felles nedbørfelt, nær E for Skaget. De to elvene møtes igjen i feltets SE-hjørne, like før innløpet i Randsfjorden.

Mellom de to hovedelvene ligger en stor del av de to elvenes nedbørfelt, men det er Dokkas tilløpselver som griper lengst inn W-over og samler vann fra den største delen av dette feltet. Her bør særlig Synna fra Synnfjorden nevnes. I tillegg danner Revåvassdraget fra Revåsjøene i N tilløp til Dokka i Dokkvatnet.

Dalsåi fra Steinsetfjorden danner tilløp til Etna fra W, mens Rotvolla fra Rotvoll-Røssjøen, og lenger N Fullsenn, er tilløp til Etna fra E.

Også når det gjelder vassdragenes dreneringsfelt er det naturlig å dele disse i to:

1. Vidde- og fjellområdene.
2. De dypt nedskårne dalene.

1. Vidde- og fjellområdene

Alle tilløpselvene begynner i fjellområdene over skoggrensen, eller i myr og skogkledte viddeområder. Det er større og mindre høyder, til dels fjellområder, som Synnfjell o.a., og mellom høydene, senkninger av ulik størrelse og form. Dette er det landformkompleks som betegnes den paleiske overflaten.

I viddeområdene er det ved siden av store myrer i skråninger og i senkninger, også mange innsjøer hvis form i høy grad er avhengig av senkningens form, og i detaljene også av løsmaterialformer.

Bekkeløp

I viddeområdene har bekkene skapt seg leie for det meste ved å erodere i bunnmorene og annet løsmateriale og vaske ut de flyttbare kornstørrelsene. Det meste av bekkeløpene har i dag uflyttbare moreneblokker i bunn og sider (fig. 6). En del av bekkeløpene går i myr, der sidene og tildels også bunnen, består av myr.

I enkelte deler av feltet er det markerte *løsmaterialrygger* både ved Etnas og Dokkas øvre deler. Som f.eks.

a) ved Skagstjernene. Her er bekken liten og ryggene spiller ikke så stor rolle.
b) Markerte rygger som i høy grad bestemmer bekkens krokete løp finner vi særlig i N-siden av dalen fra Etnstølen SE-over til Rognfeten.
c) Ved Etnsenn er det også rygger.
d) Et stort felt med rygger finner vi W for Fjelldokkvann med fortsettelse N og litt E-over fra vannet. W for vannet er bekkeløpet til Kvitfetbekken og Fjelldokka sterkt påvirket av ryggene. Det samme gjelder litt E for Fjelldokkvann.

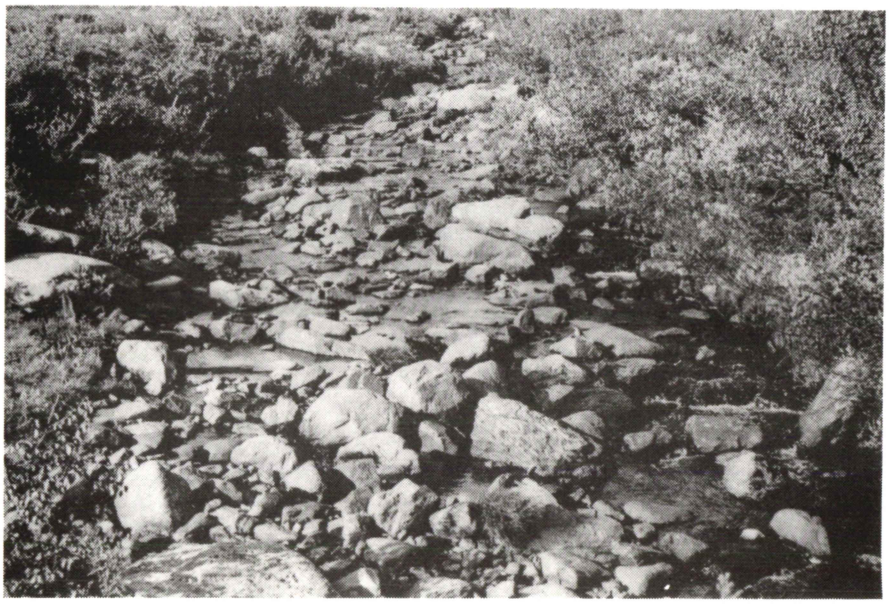


Fig. 6. Bekkeløp i morenemateriale.

Bekkenes krokete løp er bestemt av terrengformene, ikke av bekkens egen tendens til å meandrere. Det har foregått en viss erosjon. Bare på meget korte strekninger går bekkeløp på fast berg, helst der løpet er bratt og preget av foss eller stryk.

Av den erosjonen som har foregått i viddeområdet etter siste istid er det blitt lite løsmateriale som er samlet og avsatt i særskilte akkumulasjonsformer. Det kan imidlertid ofte være vanskelig å bedømme hva som er avsatt i tiden etter siste istid og hva som ble akkumulert under isavsmeltingen da det var en sterk elveaktivitet og adskillig transport og avsetning av materiale i forbindelse med rester av innlandsisen som lå igjen i de lavere delene av terrenget.

Der elven går i krokete eller slyngete løp dannes det banker av flyttbart materiale i innersvingene. Dette kan sees forholdsvis hyppig og er et tegn på transport i elveløpet.

Elvesletter

Noen få steder der dalbunnen er slak og bred nok, er det dannet små elvesletteområder. Deler av disse er dekket av myr. Bl.a. kan nevnes:

I Etnas øvre løp:

a) To små områder nedenfor Nystølen, der elveløpet også går i slyng. I det øvre er det avsnørte meandere.
b) I dalbunnen SW for Etnstølen og i små partier mellom ryggene i dalbunnen SE-over langs Etna mot Rognfeten.
c) De nederste par kilometrene før elven løper inn i Etnsenn er det en slette i dalbunnen med myr og tjern der elven går i buktet løp. Dette må være en elveslette som ender i en deltadannelse mellom eldre løsmaterialrygger og hauger i Etnsenn.

I Dokkas øvre løp, Fjelldokka, er det også elveavsetninger i enkelte sletter:

a) Ved innløpet i Fjelldokkvann der det dannes et delta.
b) E for Fjelldokkvann er det smale sletter i smal dalbunn, til dels mellom løsmaterialrygger.
c) En bred slette finnes ved Langlonen.
d) Kroklonen.

Ved Synna, nedenfor Synnfjorden, er det store terrasseformete sletter med overgang til elvesletter. Formene er antakeligvis resultat av en utvikling fra isavsmeltingsdreneringen til i dag. Elven går nå i et elveløp som til dels ligger nedskåret i en bred slette. Ett område ligger omkring Krokhølen, et annet fra nedenfor Åssetra til der elven renner ned i den dypere nedskårne dalen ved Rønningen.

Ved Livasselva med tilløp er det en rekke sletter i videre partier av dalbunnen som i det vesentlige synes å være dannet ved elveavsetning i tiden etter istiden. På disse er myr ganske utbredt. Slike sletter finnes der Øyvassbekken mottar Brendaelvi, S for Kvastasætra, ved Gjerdet og W for Livatnet, der elvesletten går ut i et delta.

På grunn av berggrunnsformene er det her noen videre bekkener som kunne bli fylt ut, antakelig slik som Livatnet i dag er i ferd med å bli fylt, med overgang fra elvesletten til et aktivt delta.

Elvevifter

Noen få og små elvevifter finnes også, men det kan være vanskelig å skille mellom de formene som ble dannet under isavsmeltingen, de som er dannet etter istiden, og de som er aktive i dag. Vannet har kommet omtrent samme vei med tilførsel av materiale under skiftende forhold. Tilstedeværelsen av dødis og endringer i materialføring og hydrologisk regime har ført til ulike avsetningsforhold.

Disse avsetningene utgjør som regel formkompleks som består av, grovt sett, vifteformete dødisavsetninger og senere dannete elvevifter av ulike generasjoner. Den største tilførsel av materiale foregikk under og like etter isavsmeltingen, da mye løsmateriale lå ustabilt og ubeskyttet slik at det lett kunne tas med av det rennende vannet. Senere har det som regel foregått erosjon i de først dannete avsetningene. Dødisavsetningene ligger derfor gjerne på sidene mens de yngre vifteformene ligger nedsenket i midten.

Der Revåa går inn i Dokkvatnet er det en vifteform som i dag nesten virker som et delta mens det ved Gryta er de høyere, eldre delene som dominerer. Disse må være blitt avsatt i forbindelse med dødis i Dokkvatnets senkning.

Deltaer

I tillegg til de egentlige elvesletter er det nevnt at det dannes deltaer i noen av innsjøene. Dette gjelder der Etna løper inn i Etnsenn og der Fjelldokka går inn i Fjelldokk-vann. Snørasbekken danner et lite delta i Mjødokka.

I området ovenfor Dokkfløyvann har det foregått løsmaterial-avsetning under isavsmeltingstiden, men formene er videre utviklet slik at det i dag foregår avsetning med innsjø-nivået som akkumulasjonsbasis. Den lave flate elvesletten i Livatnet er dannet etter istiden, og der er aktiv delta-dannelse i dag i denne innsjøen.

2. Dalene

De unge dalene, elveformer og elvenes aktivitet

Når det gjelder elvene og deres aktivitet knytter det seg større interesse til de dypt nedskårne dalene enn til vidde- og fjellområdene.

I fjell- og viddeområdene kommer noen bekker ned fra fjellet, ellers går vassdragene gjennom de mer og mindre uregelmessige senkningene. Enkelte steder har senkningene nærmest karakter av daler. Dette gjelder bl.a. trangere passasjer mellom fjellhøyder. Etter hver slik dal eller passasje åpner terrenget seg igjen i et videre senkningsområde. Bare noen få steder er det trange, bratte bekkedaler i fjell- og viddeområdene.

I de unge dalene som er skåret dypt ned i berggrunnen er det anderledes. Der fortsetter hver daldel videre i en dalform. Høyde- og senkningsmønsteret er borte.

Imidlertid er dalenes former ulike. Det gjelder såvel lengdeprofilet som dalbunnens karakter og tverrprofilet. Sidedalene er også ulike. På grunnlag av ulike kombinasjoner av karakteregenskaper kan dalene deles i avsnitt.

I Etna-vassdraget begynner den unge nedskårne dalen nedenfor Etnsenn. De unge dalene griper også inn langs sideelvene, Dalselvi til Steinsetfjorden, Langedalen (med sideelv Åfeta), Leppadalen (med sideelv Flisa) nedenfor Lierjordet.

I Dokka-vassdraget begynner den unge dalen nedenfor Dokkfløyvatnet og i Synna nedenfor Synnfjorden. Også her inngår deler av en rekke sidedaler i det unge dalkomplekset.

En sammenlikning mellom Etndalen og Dokkas dal viser to helt ulike dalformer.

Etndalen har bratte sider, men praktisk talt hele veien en dalbunn av en viss bredde, fig.7. Med et slikt tverrprofil (Fig. 9) kan denne dalen for det meste karakteriseres som en U-dal. Det virker som det er iserosjon som har vært mest avgjørende for det preg dalen har i dag.

Langs enkelte brattere partier går elven i en, oftest canyonformet, nedskjæring i dalbunnen. Dette er mest i de øvre delene av dalen.

Det er også lange strekninger med slakt løp og elveslette. Dette er mest utpreget i de ytre delene av Etndalen.

Fra Etnsenn til Randsfjorden er det 64 km og elven faller fra 800 til 135 m o.h. = 665 m, noe som gir et gjennomsnittsfall på 10,4 m/km. Det meste av dette fallet finner vi i de øvre delene av dalen.

Dokka faller fra Dokkfløyvatn 696 m o.h. til utløpet i Etna 143 m o.h. = 553 m på 42 km, eller 13,2 m/km, altså noe mer enn Etnas gjennomsnittsfall.

Dokkas dal er vesensforskjellig fra Etnas. Dette er spesielt påfallende når vi sammenligner de nederste delene av de to dalene.

Dokkas dal er alt i alt smalere og har en karakteristisk V-formet nedskjæring i bunnen det meste av strekningen fra Dokkfløyvatn til dalmunningen (Fig. 8 og 9). Den mangler praktisk talt helt dalbunn og elvesletter. Bare ved åmotet med Synna er det en bredere dalbunn med løsmateriale.

I det følgende behandles hovedtrekkene i de to dalene hver for seg.

Fig. 7. Etndalen ovenfor Leppa mot E.

Fig. 8. Dokkas dal med V-formet nedskjæring i bunnen av en videre dalform.

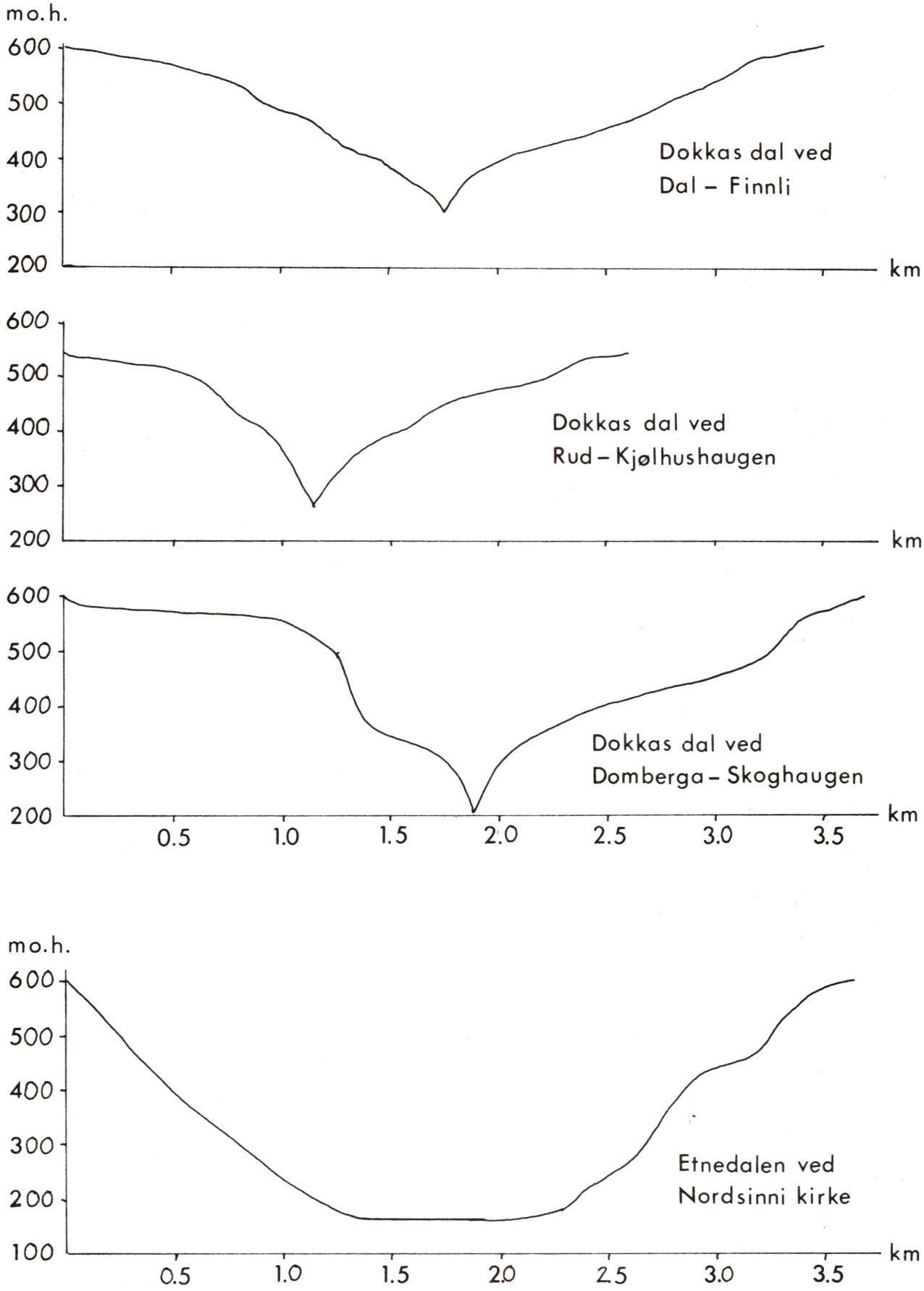


Fig. 9. Tverrprofiler av Dokkas og Etnas daler.

ETNA

Etnas dreneringsareal til samløp med Dokka er 937,3 km^2. Dette er noe mindre enn Dokkas, som er 1 112,7 km^2.

Storetjern - Etnstølen

Etna starter 1140 m o.h. mellom høye fjell (som når 1300-1500 m o.h.) ved vannskillet mot Vinstra. Elven løper ut av et område med et par større og en mengde mindre tjern. Den går først i et område mellom fjell og åser der hovedformene er slake skråninger eller nesten flatt terreng. Her er store myrer, og bare noen få og små tjern.

Deler av området er preget av løsmateriale som ligger i hauger og rygger. Det meste av denne strekningen er bekkeløpet slakt. Et par steder er det brattere og det er noe dypere nedskjæringer i det mektige løsmaterialet. Der det er slyngete løp er det innersvingbanker som tegn på en viss materialtransport, og langs et par strekninger ved Bergsetvatnet og Venelibekken, er det avsatt materiale i elvesletter og elven går i slynget løp. I det øvre området er det også avsnørte meandere.

I passasjen mellom Etnhovda og Gråberget er fallet noe brattere over en kortere strekning og elven er skåret ned også i løsmateriale.

Etnstølen - Etnsenn

Fra Etnstølen til Etnsenn går elven hele veien mot SE, men stykkevis i slyng og kroker, og faller fra 880 til 800 m o.h. (i gjennomsnitt 6,7 m/km).

Dalen som elvene går i følger den markerte strøkretningen i berggrunnen. Mellom Etnstølen og Rognfeten er dalen noe bredere (1-1,5 km i de dypere delene). En skare markerte løsmaterialrygger ligger med retning omtrent på tvers av dalen, særlig på N-siden. Elven har funnet seg veg i sikk-sakk mellom ryggenes S-re deler. Det er ikke påfallende tegn til erosjon.

Elveløpet er slakt, og noen av områdene mellom ryggene har gitt plass til avsetning av løsmateriale, slik at det er dannet små elvesletteformer. Ned for Etnstølen er det et sammenhengende elvesletteparti der årsaken til at elven går i slyng synes å være elvens egen aktivitet. Det er altså ikke et løpsmønster som er bestemt av terrenget omkring. Videre nedover langs elveløpet er det bare små elveslette-stumper som er dannet i mellomrommene mellom ryggene. Disse veksler med strekninger der en rygg står helt ut i løpet.

De nederste to kilometrene før elven renner inn i Etnsenn er det en sammenhengende, 200-500 m bred, elveslette med slynget løp, elveslettedammer og myr. Sletten ender i en uregel-messig deltaform i Etnsenn, mellom hauger og rygger fra isavsmeltingstiden. Til Etnsenn kommer også elven Folda fra Fullsenn, dreneringsareal 50,8 km^2.

Etndalen nedenfor Etnsenn

Nedenfor Etnsenn går Etna i en sammenhengende dalform. På strekningen fra Etnsenn til åmotet med Dalselvi (drenerings-areal 84,2 km^2) faller elven 310 m på vel 10 km, i gjennomsnitt 31 m/km. Dalen er nærmest V-formet, men et par steder er det en noe bredere dalbunn. Elveaktiviteten har resultert i at det er dannet nedskjæringer i dalbunnen. Særlig klart sees dette ved Høgfoss, som er 35 m høy (ned for Smiugardsbygdi). Her går elven i en markert nedskjæring, som

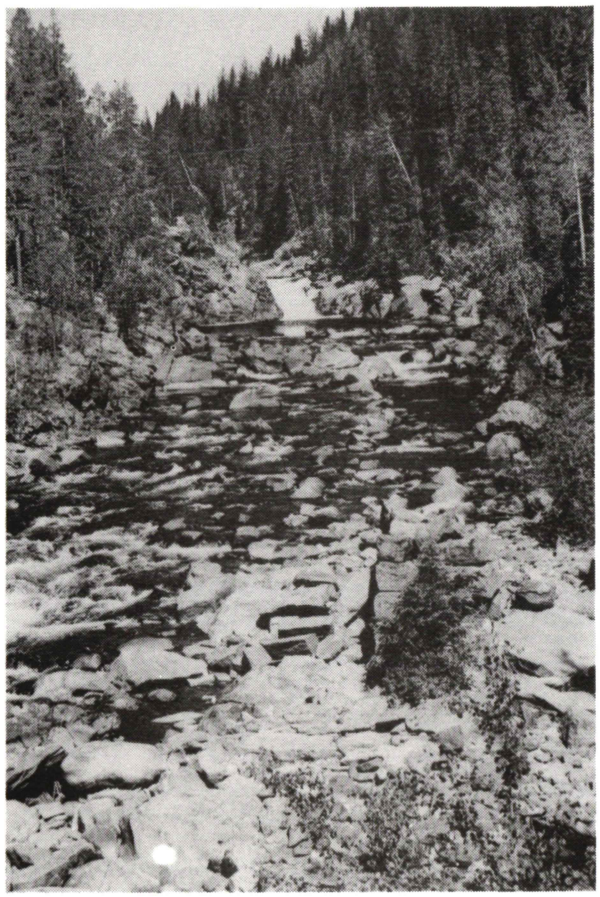


Fig. 10. Etnas løp ovenfor samløpet med Dalselvi.

nedenfor fossen er vesentlig dypere enn ovenfor. Dette viser effekten av den tilbakeskridende elveerosjonen. Sidene i nedskjæringen står til dels i ras.

Den nederste strekningen før dalutvidelsen ved Øyi er også bratt, med fosser (Fig. 10). Også her går elven i en markert nedskjæring som viser den aktuelle elveaktiviteten.

Rotvolla (dreneringsareal 83,7 km^2) er i ferd med å danne en nedskjæring fra dalkanten og langt nedover lia.

Dalselvi

Steinsetfjorden ligger 698 m o.h. i en mer åpen dalform. Dalselvi (84,2 km^2 dreneringsfelt) faller vel 200 m på 7,5 km fra Steinsetfjorden til innløpet i Etna, i gjennomsnitt 28 m/km. Her er slakere strekninger der dalen er åpen, med konkav og flat dalbunn. Ved Nordre Etndal kirke danner elven loner. Langs de bratte strekningene, til dels med fosser, er elven i ferd med å skjære seg ned i dalbunnen, men nedskjæringene er ikke særlig dype.

Fra åmotet Etna - Dalselvi

Der Etna og Dalselvi møtes er det en dalutvidelse på 2 km med slakt fall som elvene faller inn i gjennom bratte, nedskårne løp. Bunnen i dalutvidelsen har elveslette på opp til 300 m bredde, særlig E-re dalside er bratt.

Også ved Øygarden er det en liten elveslette.

Fallet fra Øygarden til det åpner seg ved Flatøydegarden er 40 m på 1,5 km eller omlag 27 m/km. Også her er det klart at elven eroderer aktivt.

Bekkenet ved Flatøydegarden og Langdalen med Åfeta

Bekkenet ved Flatøydegarden er 250 m bredt og nær 2 km langt. Særlig E-re dalside er bratt. Langdalen (dreneringsareal m/ Åfeta 712 km^2) kommer inn fra N. Denne dalen er trang med høye, bratte dalsider. Åfeta kommer ned gjennom en meget trang, V- eller canyonformet dal og danner Gjuvfossen der den faller ut i Langdalen. Alt dette vitner om aktiv erosjon i fast berg. Dessuten går Langdalselva det siste stykket før Flatøydegarden med høy moreneskråning på W-siden som står i ras mot elven. Det er en gammel steinete elveslette i bunnen av dalen og bekken har blokker i bunnen som må være residual-materiale etter erosjon i morenemasser.

Bekken har hatt med seg meget materiale som er avsatt i bekkenet ved Flatøydegarden. Det er her tydelig at sideelven har tilført mer grovkornet materiale enn hovedelven. Lange-dalselva har dannet en stor vifte som har klemt Etna over mot den andre dalsiden. Ovenfor viften er Etna "demmet opp" slik at det er dannet en elveslette. Nedenfor viften er det elve-slette med forgrenete elveløp, i E er det naturlig overgang til denne fra Langedalselvens vifte.

Strekningen Flatøydegarden - Bruflat

Her går dalen nesten rett mot S med 80 m fall på 8 km, dvs. gjennomsnitt 10 m /km. Avstanden mellom dalkanten på begge sider er ca. 2,5 km. Dybden av dalen er 200-300 m. E-re dalside er også her vesentlig brattere enn den W-re. Det er hylleformer, som er særlig markert i den E-re dalsiden.

I dalbunnen er det plass til et par små elvesletter med bevegelig materiale og stenbanker i løpet. Ellers går elven i markerte, til dels lange nedskjæringer i dalbunnen, med et par små fosser og stryk. Hylleformer på begge sider med bunn-morene gir plass til gårder, for det meste langs E-siden av elven.

Fra ned for Espelibygdi til noe nedenfor Robøle går elven i en lang, canyonformet nedskjæring i dalbunnen. Øverst i denne er Lykkjefoss. Her danner dalbunnen hylleformer, særlig på E-siden av nedskjæringen.

I sletten langs Etna ovenfor Bruflat er det løsmateriale av ulike kornstørrelser. Det er tydelig at dette gir slipemateriale til den nedenforliggende elvestrekningen der Etna går i en markert nedskjæring med slipeformer forbi viften som er lagt opp av Bergselvi og Fjellelvi. I denne nedskjæringen ligger Helvetesfossen.

Bruflat - Høljerast

Mellom Helvetesfossen ved Bruflat og Lundejordet faller elven nokså jevnt 30 m på 4,5 km (i gjennomsnitt 6,7 m/km). Her er det en rekke elvesletteformer eller terrasser/subresente elvesletter som kan være dannet mens elven senket seg mot det nåværende løpet. I slettene har elven skåret seg noe ned, slik at de ikke virker særlig aktive. Elven har for en stor del bevegelig materiale av blokkstørrelse. Det er flere steder avslipte bergknatter i løpet. En knatt med forvitret berg er også observert.

Ved Lundejordet er det en slags dalendeform, knapt 10 m høy, som på en måte avslutter den nedenforliggende daldelen. Her går elven i foss, Lundefossen.

Det er avspylt berg på E-siden, der veien går - antakelig som følge av drenering mens isen ennå var til stede.

Det er blokker i elveløpet ovenfor fossen, det er slipt berg i bunnen av elven i fossen, og det er storstenet materiale, til dels blokker, i elven nedenfor, som må ha passert fossen.

Fra Lundejordet til Høljerast

er det et sammenhengende elvesletteområde, 8 km langt, opp til 500 m bredt, det faller fra 238 til 232 m o.h. Gjennomsnittsfallet på hele strekningen er 0,79 m/km, langs de øvre 3,5 km (til Lundstein) er det 1,6 m/km, og langs den nedre delen 0,16 m/km.

Bekkenet starter med den nevnte dalendeformen der elven er i ferd med å skjære seg ned, og bekkenet avsluttes ved dalinnsnevringen ved Høljerast. Dalsidene er 300-400 m høye og har en særlig steil skråning nederst mot elvesletten. Dette tyder på at det har vært aktiv erosjon i de dypere delene av dalen. Det kan dreie seg om iserosjon og/eller lateral elveerosjon.

Dalbunnen har et smalt parti ved Lundstein der det er et fremspring fra den E-re dalsiden. Ved Lii er det også et fremspring ut i dalbunnen, som ser ut til å være morene. En rekke vifter ligger der sidebekkene kommer ned på elvesletten.

De øvre 2/3 av elveløpet i dette dalbekkenet er rettet ut og forbygd med flomverk. I den øverste delen er det skjøvet opp en del materiale fra elveløpet med bulldozer og det er laget forbygning med sprengstein. Her er stenbunn av bevegelig materiale og banker. Jordene på begge sider ligger på flommateriale som er avsatt over steinmateriale.

Lenger ned er det småsteinbanker vekselvis på den ene og på den andre siden av elveløpet. Dette er typisk for noenlunde rette løp som fører en del bevegelig materiale.

Den slakere, nedre delen av elveløpet i dette dalbekkenet er ikke rettet ut.

Strekningen Høljerast til dalutvidelsen ved åmotet med Leppa

Fallet på denne strekningen er 232 - 170 = 62 m på 4 km = 15,5 m/km. Det er en dyp nedskjæring i berget i den trange passasjen ved Høljerast. Elven går i stryk og småfosser flere steder, og det er svarveformer der elven går på fast berg. Mellom disse (brattere) strekningene er det stein- og blokkmateriale i sletter ved sidene av elveløpet, i elvebunnen og i banker som tydeligvis forsyner elven med slipemateriale.

Leppdalen

Leppas nedbørfelt er 83,4 km^2. Tilløpene til Leppa kommer fra fjellområdet N for Etnas dal, fra fjellvann 600-800 m o.h. De øvre delene av Leppas dal senker seg trinnvis. Stykker der dalbunnen etter forholdene er bred med innsjøer og små elvesletter, veksler med brattere partier der bekken nedenfor Nedre Leppsjøen skjærer seg ned i berget.

De nederste 4 km er det en dyp, V-formet dalnedskjæring. Til dels sees en hylleform langs sidene av denne. Elven faller meget bratt fra 440 til 200 m o.h. der den når toppunktet på sin vifte i Etnas dal, eller 60 m/km i gjennomsnitt.

Dalsiden opp mot dalkanten er svært bratt. Dalsideprofilet i den østre dalsiden er antakelig: Øverst fri vegg, derunder nydannet ur, så morene som står igjen i ryggformete partier. Nederst står berget i bratt skråning ned mot elven.

Også Flisa som er en sideelv til Leppa, går i en dypt nedskåret V-formet dal med fast berg i bratte skråninger nederst mot elven. Der Leppa kommer ut i en videre del av Etnas dal, har den dannet en stor fin vifte. Ovenfor i Etnas dal er det en liten elveslette og midtbanke i elveløpet.

Leppas vifte har skjøvet hovedelven over mot den S-re dalsiden. Leppaviftens toppunkt ligger 200 m o.h., dens basis 165-157 m o.h. Forbi viften faller hovedelven 6,6 m/km.

Hvis viftens underlag regnes som horisontalt er dens volum $15,7 \cdot 10^6$ m^3.

Leppas vifte går mot E naturlig over i elvesletten som strekker seg videre E-over gjennom dalen. Her, like nedenfor Leppas vifte har elven et fall på 2,8 m/km. Det øverste stykket er det et forgrenet løpsmønster og spor etter forgrenete løp i sletten. Enkelte av disse løpene får nå vann fra grunnvannet i det underliggende, mer grovkornete materialet, mens overflaten er dekket av flommateriale.

Dalstrekningen fra Leppa til Dokka

Dalens lengde 8 km. Dalbunnens bredde 750 m eller en snau kilometer. Elveløpets lengde på denne strekningen er 11,5 km, mens sinuositeten er 1,4. På de første 3 km nærmest nedenfor Leppas vifte faller Etna 2,8 m/km, mens fallet videre til Dokkas vifte er 0,2 m/km.

Det må antas at den vide dalformen vesentlig skyldes iserosjon. Løsmaterialfyllingens dybde er ikke kjent.

Hele veien fra Leppas vifte til Dokkas vifte er begge sider av dalbunnen kantet av terrasser av vekslende bredde. Lengst W kan det se ut som terrassehøyden er ca. 180 m o.h. Lenger E er den kanskje 5-15 m lavere, i innerkant 170 m o.h. med flaten omkring 160 m o.h.

I området ved Nordsinni kirke, der terrassen er bred (300 m), er det dødisgroper som antyder at disse terrassene

kan være rester etter elvemateriale som ble avsatt mens det ennå var is tilstede i dalbunnen. Materialtak nær Nordsinni kirke viser en sandig materialtype, mens raviner ned for Baggerud og Risby viser at det der dreier seg om mer finkornet materiale. Muligens avspeiler dette en gradering av materialets kornstørrelse E-over. Denne graderingen kan tyde på sedimenttilførsel fra W, f.eks. med Leppa eller W for Nordsinni kirke.

I terrassen opp for Moseroa, N for Etna, er det rundet sten og grus, nokså grovt glasifluvialt materiale, som åpenbart henger sammen med Dokkas vifteformete (glasifluviale) akkumulasjonskompleks. Høyden på denne terrassen er 160-170 m o.h. Dette passer med terrassehøyden E for Dokka.

Terrassen ligger 30 m over Randsfjordens nåværende nivå og kan avspeile en skrå landheving på 30 m/70 km = 0,43 m/km eller 25 m/70 km = 0,36 m/km.

SE-over fra Dokka fortsetter høyereliggende avsetninger langs dalsidene. Særlig langs NE-siden av dalen danner disse en sammenhengende, nokså regelmessig hylleform.

Dokkas viftekompleks behandles senere sammen med omtalen av Dokka-vassdraget.

Etnas elveslette fra Leppa til Dokka

Etter den forholdsvis bratte strekningen (omtalt ovenfor) av Etna E for Leppa, som slutter W for Nordsinni kirke, går Etna i et meandrerende løp til den når Dokkas vifte.

Utviklingen av denne elvesletten har gått sammen med erosjon i materiale som har fylt større deler av dalbunnen og hvis rester vi nå finner igjen i form av de omtalte (til dels glasifluviale) terrassene langs dalsidene. Det nåværende løpet ligger tildels så meget lavere enn slettene på sidene

at disse nærmest må betraktes som terrasser. Dette antyder at det fortsatt er tendens til senking av løpet, samtidig med utpreget lateralerosjon. På visse strekninger er det også tydelig resent elvesletteutvikling langs løpet.

Den bratte anastomosestrekningen slutter som nevnt W for Nordsinni kirke. E-over er det flere steder spor i slettene etter eldre meandrerende løp, det er buete erosjonsformer og til og med kroksjøer. Banker ute i løpet og langs breddene, særlig som innersvingbanker, er allminnelig å se.

Det må antas at elven ved sin fortsatte meandrering vil fortsette å angripe kantene av de lave slettene og føre materialet vekk forbi Dokkas vifte til deltaområdet i Randsfjorden.

Tilførsel av materiale til løpet mellom Leppa og Dokka kan komme fra Etna ovenfor Leppa og ikke minst fra Leppa.

Strekningen fra Dokka til Randsfjorden

Dokkas vifte har klemt Etna over mot den S-re dalsiden. Den kan ha "demmet opp" Etnas løp ovenfor viften noe, men, som nevnt, ser det ikke ut til at dette har ført til at elvestrekningen ovenfor viften er blitt akkumulerende istedet for eroderende.

Fra Dokkas innløp i Etna til Randsfjorden er fallet 7,25 m på 6 km, dvs. 1,2 m/km, altså vesentlig brattere enn Etnas løp ovenfor viften (som var 0,2 m/km). Forklaringen ligger i tilførselen av (forholdsvis grovkornet) materiale med Dokka. Elven går i forgrenet løp bortsett fra en strekning forbi Mælum der det bare er ett løp (men dette er brattere, 1,1 m/km, enn løpet ellers). Ut i Randsfjorden er løpene sterkt forgrenet mellom banker og øyer.

Ut mot Randsfjorden er en elveslette under utvikling, uten at dette er knyttet til fjernelse av en dalfylling.

For deltautviklingen er vannstandsvariasjonene i Randsfjorden av betydning - sammen med elvenes vann og materialføring.

Elveløp og elvesletter ved Etna, fra Leppa til Randsfjorden, blir nærmere omtalt i I.K. Engens rapport.

DOKKA

Dokkas dreneringsareal (til samløp med Etna) er 1 112,7 km^2, altså noe større enn Etnas som er 937,3 km^2.

Dokkavassdraget ovenfor Dokkfløyvatnet

Dokka springer ut i det samme området som Etna, lengst NW i Etna/Dokkavassdragenes felles nedbørfelt. En rekke bekker samler seg i Fjelldokka. W for Fjelldokkvatnet (940 m o.h.) slingrer bekkeløpene seg frem gjennom et terreng med rygger av løsmateriale. I W-enden av Fjelldokkvatnet er det en slette som ender i et delta i vannet.

Fra det vide området ved Fjelldokkvann er det en trang passasje E-over. E for Fjelldokkvann er det også ryggterreng, bekken går i slyng og det er dannet små elvesletteformer langs bekkeløpet. Ved Langlonen er det et bredt slette-område med myr, ca. 1 km langt, der elven deler seg i nedstrømsdelen. Videre er det en strekning der bekken har skåret seg ned med tydelige tegn til erosjon i løsmaterialet ved begge sidene, spesielt klart i yttersvingene. Denne strekningen fører ned til Kringlonen. Det er nok en slette ved Kroklonen før elven renner inn i Vågskardvatn (824 m o.h.).

På strekningen til Mjødokka er det også tegn til erosjon, bekkenedskjæring og noen små sletter. Innløpet i Mjødokka viser ikke noe klart delta. Derimot er det deltaform ved Snæresbekken.

I Stuva, som er løpet ut av Mjødokka, er det stein.

Revåa

I Dokkvatnet (778 m o.h.) får Dokka tilløp fra Revåa (dreneringsareal 126,1 km^2). Denne elven kommer fra området ved Revsjøene, der det er en del elveavsetninger fra isavsmeltingstiden, men ingen større tegn til elve-aktivitet etter istiden. De siste kilometrene før Dokk-vatnet har Revåa skåret seg ned i berget og viser erosjon langs sidene, til dels i løsmateriale.

Ved innløpet i Dokkvatnet er det et kompleks med avset-ninger fra avsmeltingstiden med utvikling gjennom etteris-tiden. Det er en stor vifte (Fig. 11), men deltaformen i vannet viser ikke særlig stor aktivitet. Også ved Gryta er det avsetninger fra isavsmeltingstiden, som danner en vifteform, uten at det kan være særlig stor aktivitet i nåtiden. Ellers er det glasifluviale avset-ninger flere steder langs Dokkvatnet. Vannkanten er preget av friskylte blokker (Fig. 12).

Fra Dokkvatnet faller elven 13,5 m (på 2 km = 6,7 m/km) til Holsbrua (på veien mellom Gausdal og Etndalen).

Ved brua faller elven 18,5 m over en benk av gabbrokonglomerat som elven delvis har skåret seg ned i. Under den motstands-dyktige benken ligger løs, flisete tynnskifrig skifer med fall ca. 30° i N-lig eller NW-lig retning. Dette bidrar til å aksentuere fallet i fossen.

W for det nåværende løpet er berget avspylt og viser spor etter drenering som har gått i foss med nedenforliggende fossegryte.

Ovenfor den nåværende fossen går elven gjennom en slette med stein. Materiale blir tydeligvis fraktet herfra og ned gjennom fossen.

Fig. 11. Revåa før innløp i Dokkvatnet.

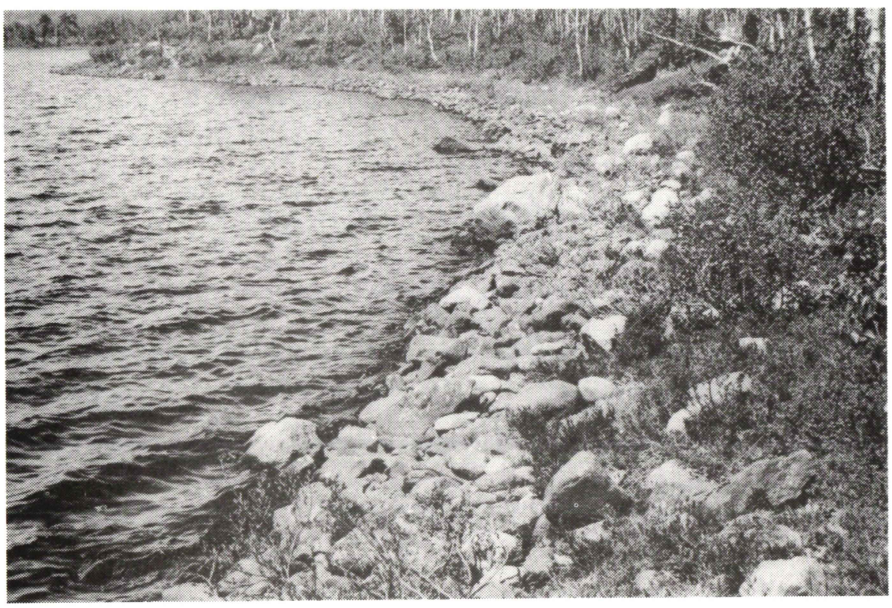


Fig. 12. Friskylte blokker langs kanten av Dokkvatnet.

Neste strekning i Dokkelva går til Dokkfløyvann (696 m o.h., 13,5 m dypt). Fallet på elven er nær 50 m på ca. 6,5 km = 7,6 m/km, i et grovt sett konkavt, stadig slakere løp.

De siste 3 km før vannet er dalbunnen preget av løsmateriale, noe fra avsmeltingstiden, men med sletter utviklet etter istiden og frem mot nåtiden langs flere strekninger. Løpet veksler meget i bredde, det bugter seg, og det deler seg forbi banker og øyer. Avsetningen ut mot Dokkfløyvann må karakteriseres som et delta. Det er imidlertid ikke klart hvor tilførselen av materialet er kommet fra. En del kan være vasket ut langs elveløpet ovenfor. Antakelig har drenering under isavsmeltingstiden passert Dokkfløyvatnet. Det er avsetninger i området N for vannet, og det er eskere ved de S-re delene av vannet.

Strekningen fra Dokkfløyvatnet til Veslefossen

Det er ved Dokkfløyvatnet at den dypere dalnedskjæringen begynner. Den første strekningen på ca. 5 km nedover til Veslefossen er dalen åpen, dalbunnen er 250-300 m bred med elveslette. Der er noe uregelmessigheter oppover lia pga. bergstrukturen. Det er morenedekke, men en del bergknatter står i dagen. Dette gjelder også i elveleiet. Elven faller fra 696 til 664 m o.h. = 32 m på ca. 5 km, dvs. 6,4 m/km.

Veslefossen

Veslefossen (Fig. 13) faller med nærmest E-lig retning utfor et trinn som stryker NE-SW og som øyensynlig er bestemt av strøk og fall i berggrunnen. Fallet er minst 60° i en NW-lig retning. Benken danner en brattkant mot S i lia E for fossen. Dette er mindre markert på W-siden av elven.

Fig. 13. Veslefossen.

Veslefossen er delt i to løp. Det er en kraftig fossegryte (plunge-pool) under det W-re. Gjennom trinnet har løpene tendens til å danne en smal nedskjæring, som passer til mindre vannføringer. Berget er slipt på sidene som følge av materialføring med elven i større bredde ved høyere vannføring.

Dalstrekningen Veslefossen - Høgfossen

Ved Veslefossen endrer dalen karakter, nedenfor er det ingen egentlig dalbunn. Like nedenfor Veslefossen er dalsiden, særlig den W-re, litt canyonpreget, med store blokker som er under utrasing. Det ser ut som denne delen av dalen er forholdsvis "fersk", det er her dyperosjon og den tilbakeskridende fosseerosjonen har virket mest i den seneste tiden. Litt lenger S er skråningen ikke canyonpreget, den er bratt, men med granskog helt ned til elvebredden.

I dalsidene er det mye tykt morenedekke. Morenen ser ut til å inneholde alle mulige kornstørrelser, fra ganske finkornet materiale til store blokker. Nederst mot elven og langs sidebekkene, kan det virke som morenen er utspylt slik at det ligger sten og blokker igjen som residual-materiale. Det kan tenkes at deler av dalen, i allefall de nederste delene ned mot dalbunnen, var fylt av morene under istiden. I så fall kunne isen gli ut gjennom dalen uten å påvirke berget - og dalformen - i de dypeste delene av dalen. Dette kan være med å forklare at dalen har bevart sin V-dalform og delvis canyonpreg, som skyldes elveerosjon. Samtidig kan denne morenen ha vært kildemateriale til avsetninger lenger nede i dalsystemet.

Høgfossen

Høgfossen ligger 1,5 km nedenfor Veslefossen. Selve fossen er 40 m høy, dertil kommer en bratt elvestrekning nedenfor, slik at hele fallet er ca. 70 m (på 650 m = 108 m/km).

Høgfossen går ut over en benk av fast berg, som nesten danner en terskelform. Formen ved toppen av Høgfossen er bestemt av sparagmittens nokså steile N-lige fall. Forvitring og elvens aktivitet fører til at det dannes et hakk i dalsiden W for fossen.

Høyde 756 NE for fossen danner en sperring slik at det er en innsnevring av dalen der Høgfossen er.

I innersvingen for elven, opp mot høyde 756, er berget avspylt, noe som antakelig skjedde da elven rant her under isavsmeltingstiden, før den fant sitt nåværende leie.

Ovenfor fossen går elven i stryk over blokker og stein-materiale som kan bli beveget av elven. Berget som elven går ut over øverst i fossen viser slipeformer.

Også ved Høgfossen er det skifte i dalformens karakter. Fossen representerer en vesentlig fordypning av dalen. Ovenfor fossen (unntatt nær Veslefossen) er dalen V-formet med nokså bratte, forholdsvis regelmessige sider. Nedenfor fossen er det en dypere del som har helt bratte sider. Det er tydelig at dalen blir fordypet ved at fossen skjærer seg bakover og etterlater en canyonform. Denne blir, etter som tiden går, mer eller mindre modifisert.

Strekningen fra Høgfossen til samløp med Synna

Dalstrekningen mellom Høgfossen og Synnas innløp i Dokka er ca. 14 km lang, fallet er fra 550 til 360 m o.h., dvs. omkring 15 m/km.

Dalens tverrprofil kan hele veien to-deles. Den øverste delen har nærmest en åpen V-form, den er kanskje så meget som 300 m dyp. Den nederste, som mest kan være 60-100 m dyp, har bratte sider, til dels nærmest som en canyon, og ikke bredere dalbunn enn at elven stort sett fyller denne. Bare enkelte steder er det plass til en midtbanke eller en sidebanke. Det er tydelig at den dypeste daldelen er et resultat av en betydelig vertikal erosjon. Det er også en horisontal komponent. Innersvingene skråner noe slakere ned mot elven enn yttersvingene. Elven graver inn under yttersvingen, og flytter løpet, noe som fører til at det etter hvert dannes større buer på svingene.

Flere av sidebekkene går også i dype nedskjæringer. I disse bekkeløpene sees strekninger med blokker som residualmateriale etter bekkeerosjon i morene. Der er også fast berg med slipeformer.

Langs Dokkas dal har lia til dels tykt morenedekke. Morene finnes også helt ned til elven på lange strekninger. Det er alminnelig å se renne- eller ravineformer i morenen som

står i bratt skråning ned mot elven. Slike steder foregår det mange steder en frisk tilførsel av løsmateriale til elven. Om denne morenen kan det sies, slik som ved Veslefossen, at det er mulig at den er restene etter en morene som kan ha fylt den dypeste delen av dalen.

Før vi går videre med Dokka skal vi se på Synna.

Synna

Synnas nedbørfelt ved innløp i Dokka er 331,5 km^2 (herav Livasselv 178,3 km^2). En rekke bekker fra ulike kanter samles i Synnfjorden (Fig. 14), som ligger 796 m o.h., og altså 100 m høyere enn Dokkfløyvatn. Det er en smalere passasje ved utløpet av vannet. Utløpet går over steinbunn og elven går i kroket løp som er bestemt av strøket NE-SW i berggrunnen.

Videre, over en strekning av 6,5 km, er det en nokså åpen, ikke særlig dyp dal med uregelmessig dalbunn. Atskillig løsmateriale ligger i hauger i dette området. Her er en rekke former etter dreneringen under isavsmeltingstiden. Nedenfor utløpet av Synnfjorden ligger avsetninger i en vifteform. Her er det også hauger og rygger. Sletter som finnes langs elven er blitt modifisert og går over i postglasiale og resente former. Store fluvialavsetninger finnes ved Krokhølen og langs E-siden av Synna ved Åssetra, med en mellomliggende brattere strekning med erosjons- og terrasseformer.

Slettene er åpenbart gamle elvesletter. Det litt krokete og noe slyngete elveløpet synes å være noe nedskåret i disse slettene. Det er en del store blokker i de bratte strekningene av elveløpet, mens stenbanker (Fig. 15) ligger på passende steder i løpet og representerer materialet som kommer i transport ved høye vannføringer.

Fig. 14. Synnfjorden mot N.

Fig. 15. Synna ovenfor begynnelsen av den dype nedskjæringen.

Der elveløpet når 725 m o.h., like N for Rønningen, endrer dalen karakter. Her begynner elven å skjære seg ned og det er dannet en nedre brattsidet daldel, preget av elveerosjon, som ligger i bunnen av en meget mer åpen dalform.

Ovenfor det punktet der nedskjæringen begynner, er det blokker i elvebunnen (Fig. 16). Der nedskjæringen begynner går elven på fast berg i et mindre fossparti (Fig. 17). Her er det løse kantete blokker som tegn på forvitring (Fig. 18) og slipeformer som tegn på erosjon av løsmateriale som passerer under større vannføringer. Synna faller på denne strekningen fra 785 m o.h. til ca. 400 m o.h. ved åmotet med Livasselva, vel 8 km dvs. 325 m / 8 km = 40 m/km.

Det er særlig den midtre delen av dalen som har en dyp, trang V-formet nedskjæring i bunnen av den åpne dalformen. Sidene er opp til 100 m høye, bredden øverst er ikke mer

Fig. 16. Synna begynner å skjære seg ned.

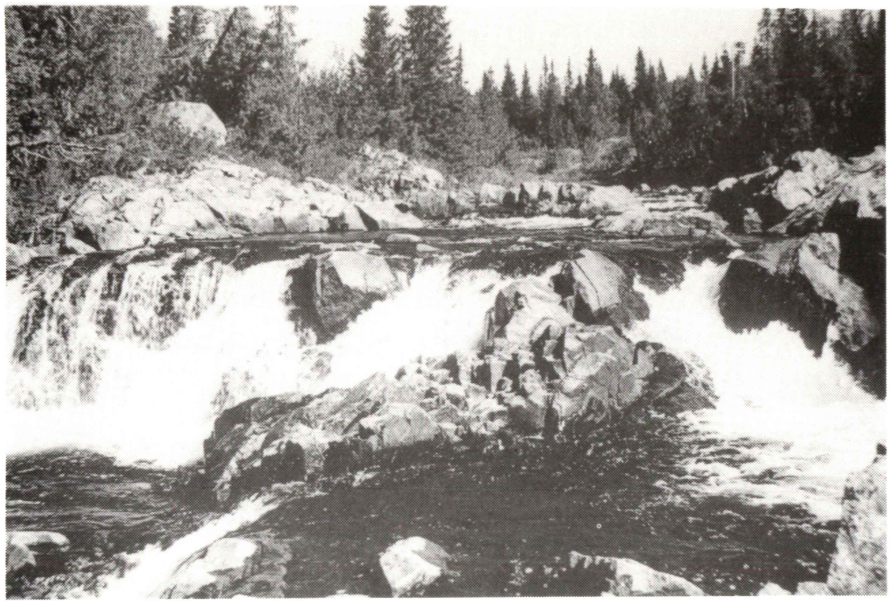


Fig. 17. Synna på fast berg i fossparti.

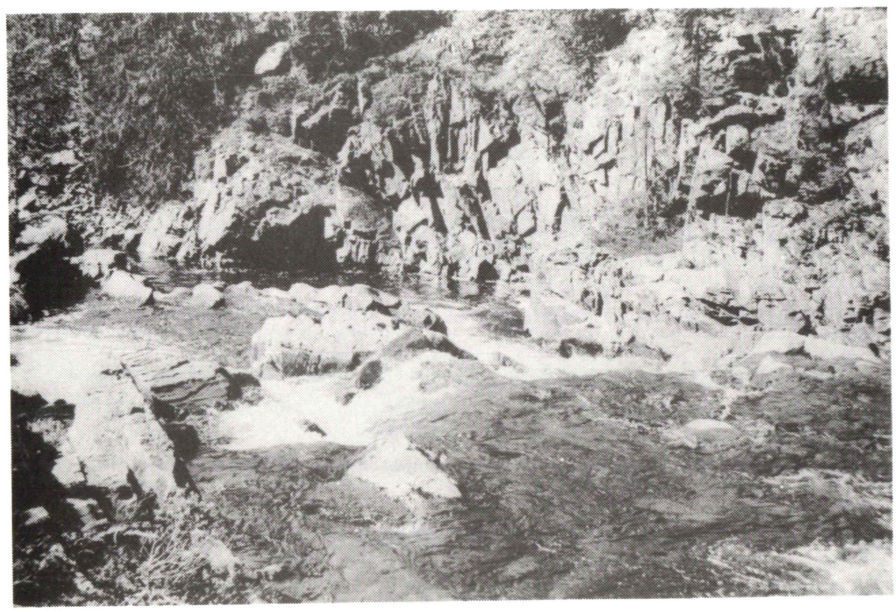


Fig. 18. Øvre delen av Synnas nedskjæring nedstrøms.

enn 250-300 m (800 m/km), og skråningsvinkelen kan gå opp mot 40° (tg = 0,8).

I bunnen av den trange nedskjæringen er det ikke plass til mer enn elveløpet. I skråningene er det spor etter nedrasing som viser at det avgis materiale til elven, som med sitt bratte fall frakter bort det meste.

Noen av nedrasingsrennene har til og med grepet inn i lia ovenfor kanten av den trange nedskjæringen. Et par små bekker har skåret seg litt ned, men dette er det ikke så meget av.

Langs den nedre delen av Synna er terrrenget ved sidene av elven lavere, dalen åpner seg, nedskjæringen mister dybde.

Der Synna munner ut i det brede dalpartiet, der den møter Livasselva, er det glasifluviale avsetninger, eldre løp, spor etter sideerosjon i løsmateriale, terrasser og elvesletter. Her endrer gradienten seg, til innløpet i Dokka faller Synna fra 400 til ca. 360 m o.h., dvs. 40 m på 4 km = 10 m/km. - Også Dokka slaker ut mot åmotet med Synna.

Før vi går videre i Synna og Dokka skal vi betrakte Livasselva og Gjerda.

Livasselva

Dreneringsareal 178,3 km^2.

Livasselva springer ut i området SW og S for Synnfjell. Noen av tilløpsbekkene kommer fra fjellet, ellers er det meste av feltet i skog med kupert viddeterreng, høyder og senkninger med vann og myr. Langs enkelte brattere løpsstrekninger har det foregått erosjon i løsmateriale, bekken går med blokker i bunnen, mens det i flere senkninger

er fylt opp så det er dannet sletter med slyngete løp. Livatnet (600 m o.h.) er i ferd med å bli fylt igjen. Her er det et delta under utvikling.

Den siste strekningen før den møter Gjerda går Livasselva i bratt løp i en V-formet, dyp dalnedskjæring av samme typen som Synna og Dokka går i. Fallet er 100 m / 1,5 km = 67 m/km, med store blokker i bunnen av løpet.

Gjerda

Gjerda begynner i Garin 791 m o.h. og i andre større vann langt W mot Etndalen.

Gjerda har flere bratte strekninger og forholdsvis dypt nedskårne partier der det tildels er bratt løp og tegn til aktiv erosjon. Det er et mindre oppfyllingsområde ved Slottsætra. Deretter skjærer elven seg ned i en V-formet dyp og trang dalform. S-re dalsiden er brattere enn den N-re. Elveløpet henger på berg nær åmotet med Livasselva, mens det lange strekninger er blokkløp som antakelig er residualmateriale fra morenemasser som har fylt deler av dalen. I sidene av dalen er det morene som står i ras mot elven (Fig. 19). Det er et nokså finkornet morenemateriale, men med en del blokker. Dette materialet, særlig nær munningen, ser ut til å kunne være en viktig materialkilde for elvesystemet nedenfor.

Dalen nedenfor åmotet mellom Livasselva og Gjerda, er forholdsvis trang og dyp, men det er plass til terrasser og elvesletter hele veien i dalbunnen. Det er tegn til erosjon i sidene. Elven går i bugtet løp med sten og spredte blokker. Banker viser aktiv transport.

Ved Åmot møtes Synna og Dokka i en dalutvidelse (Fig. 20). På nesen mellom elvene er det rester etter en større

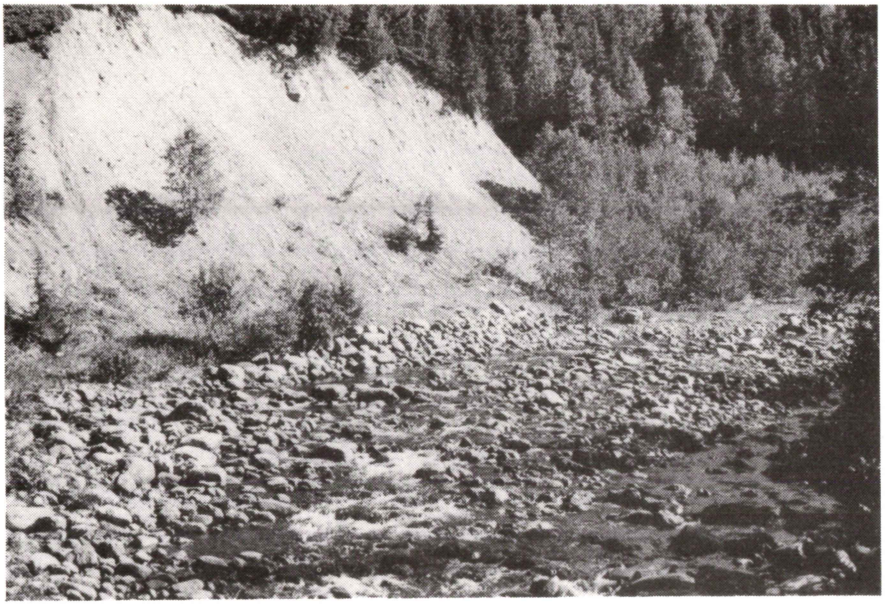


Fig. 19. Løsmaterialkilde ved Gjerda.

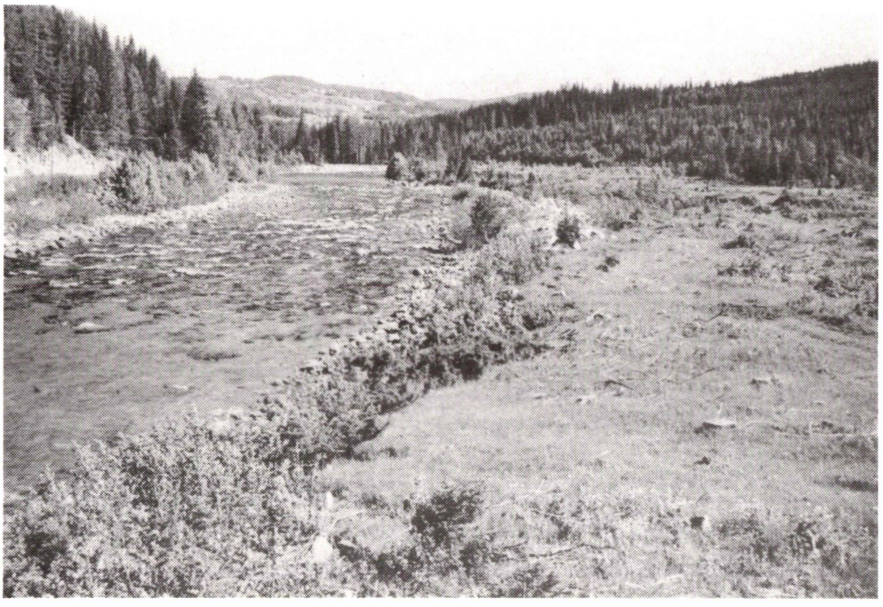


Fig. 20. Ved åmotet mellom Synna og Dokka sett nedstrøms.

løsmaterialavsetning. Området ved åmotet er preget av terrasser og ruglete og stenete elvesletter med litt sand oppå. Elveløpene er storstenete.

Det ser ut til at disse to elvene er noenlunde jevnbyrdige når det gjelder tilførsel av løsmateriale (mengde og kornstørrelse) - ingen av dem har maktet å danne noen utpreget elvevifte ut mot den andre. Elveløpene går parallelt et langt stykke før de løper sammen.

Terrasse- og elveslette-systemet smalner inn i dalen i retning mot Grønnvoll bro. Dalbunnen er vid med avspylte bergknatter og noe terrasseaktige former innimellom. Elven går i bredt løp med blokker og stein. Det ligger banker ved sidene av løpet som elven går i sikk-sakk mellom.

Dokka nedenfor Grønnvoll bro

Ved Grønnvoll bro går elven inn i en snevrere dal (Fig. 21 og 22). Elveløpet viser både spor etter sliping og frostforvitring. Her begynner Dokkas dype V-formete nedskjæring (Fig. 23) som fører helt ned til der dalen åpner seg i Etndalen. Elven faller fra 355 til 200 m o.h. på 13 km, dvs. ca. 12 m/km. Løpet faller forholdsvis jevnt med stryk og enkelte mindre fosser. Den V-formete nedskjæringen når over 100 meters dybde, mens det fra kant til kant ikke er mer enn 400 m. Skråningene er derfor bratte, 25°-30° er allminnelig, men det er også stupbratte skråninger og bratte berghammere, særlig der elven har virket i yttersvingene. Enkelte steder er det fri bergvegg med ur nedenunder.

Den dypeste delen av elvenedskjæringen har canyonpreg over lange strekninger, mens dalen over nærmest har trang V-form.

Fig. 21. Grønnvoll bro oppstrøms.

Fig. 22. Grønnvoll bro nedstrøms.

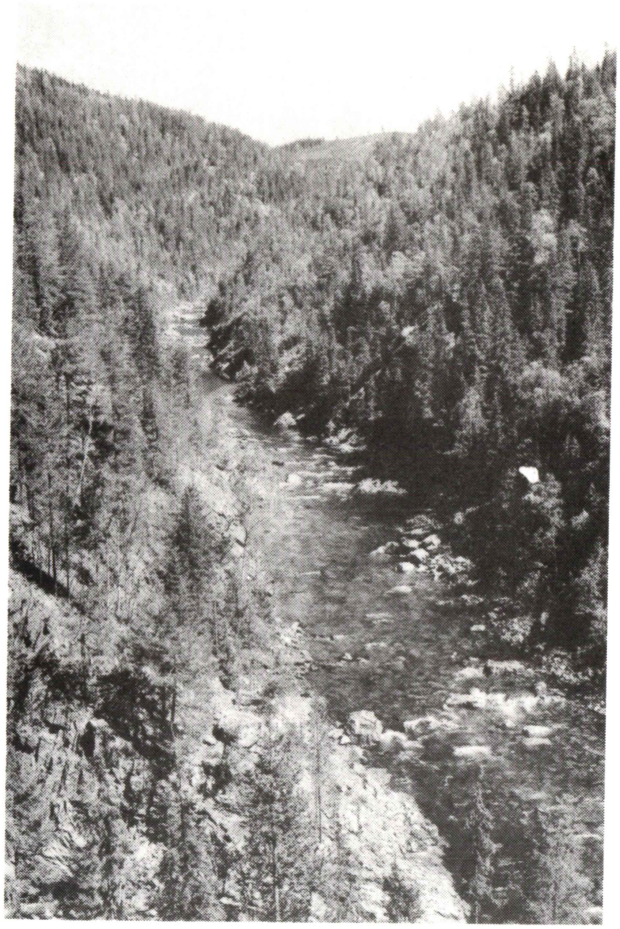


Fig. 23. Dokka oppstrøms ovenfor samløp med Kjøljua.

Langs deler av dalsiden er det løsmateriale - antakelig for en stor del morenemateriale - som står i ras helt ned i elven, gjerne med renneformete rasrenner eller raviner. Dette materialet ser ut til å være en viktig materialkilde for elven, som antakelig også kan forklare de store avsetningene ved munningen av Dokkas dal.

Deler av bergoverflaten i dalsiden ovenfor Dokkas dype nedskjæring er avspylt og viser spor etter vannerosjon. Dette gjelder f.eks. E og W for Dokka ved møtet med Kjøljua. Dette må være spor etter dreneringen under isavsmeltingstiden, som spylte bergoverflaten etter hvert som den senket seg mot Dokkas nåværende løp. Atskillig bunnmorene kan på

denne måten være tatt av elven og fraktet utover mot Dokkadalens munning. Berget viser avslipingsformer, svarveformer, spor etter fosser med fossegryter, avslepne bergkanter m.v.

Flere av de litt lengre sidebekkene på W-siden av Dokkadalen har dannet dype nedskjæringer, som av type er lik hovedelvens nedskjæring, men som i størrelse er avpasset til sidebekkene. De bratte sidebekkene går stykkevis på sten og blokker og det er tydelig transport av grovkornet materiale. Antakelig stammer dette dels fra morene, men dels også fra glasifluvialt materiale som ble avsatt langs bekkene under isavsmeltingstiden. De største, stort sett ubevegelige blokkene danner kulper i bekkeløpene. Stein- og grusmateriale, som transporteres ved høy vannføring, er avsatt i forbindelse med disse.

Ellers går bekkene på fast berg, der det sees slipeformer. Stryk og foss er allminnelig. Bekkeløpene har på en del strekninger skåret seg ned og dannet canyonformer i berget. Under fossene er det fossegryter (plunge pools).

Kjøljua

er den største av sidebekkene langs denne delen av Dokkas løp. Den kommer fra en dal med åpen V-form med svakt konvekse dalsider W for Lunde kirke, og mottar Lundeelva fra en liknende dyp V- eller canyonformet nedskjæring, der det er stor sten i bekkebunnen. Kjøljua går selv i en dyp canyonformet nedskjæring ned mot Dokka (Fig. 24). Sparagmitten faller i oppstrøms retning, litt skrått, N-over. Canyonbunnen senker seg i trinn med fosser og fossegryter. Her er spor etter frostsprenging, slag av stein i transport og sliping. Kantete blokker og mer avrundet sten sees spredt nedover i elveløpet.

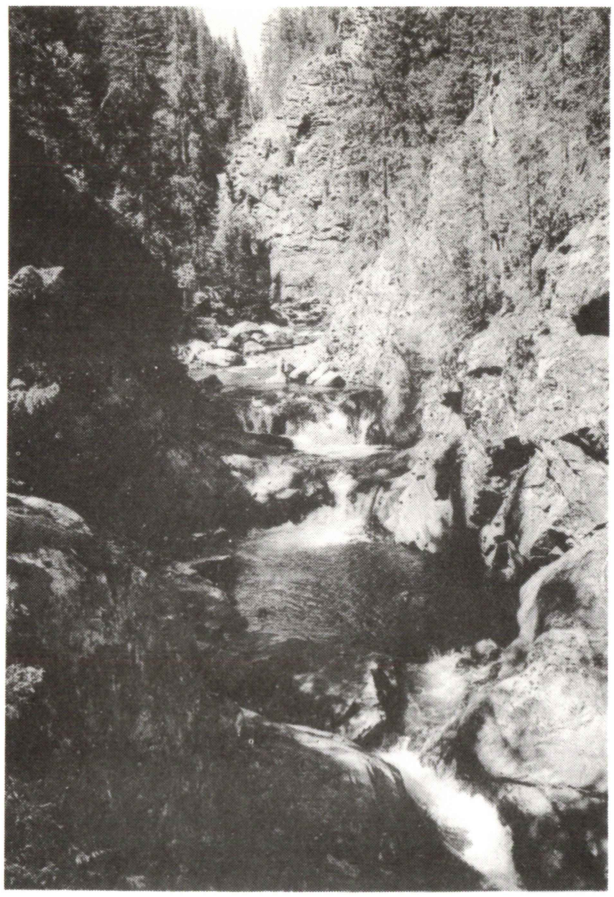


Fig. 24. Kjøljua ovenfor samløp med Dokka, oppstrøms.

Fig. 25. Slipt berg og banker ved Dokka, nedstrøms, nedenfor samløp med Kjøljua.

Bunnen av Dokkas dal er så smal at det over lange strekninger ikke er plass til stort mer enn elveløpet. I noen utvidelser er det banker eller eroderte og slipte bergknatter langs sidene av løpet. Dette gjelder f.eks. ved åmotet med Kjøljua (Fig. 25), der berget i elvebunnen har en blank slipeoverflate. Store blokker, som har ramlet ned dalsiden og som må ha ligget i elveløpet en tid, viser samme slipte overflater. Blokker som øyensynlig er sprengt løs i dalsiden og har falt ned nylig, er skarpkantet og har ikke disse slipeformene.

Mellom bergknatter og blokker i elveløpet ligger det til dels løsmateriale. Ellers ligger det sand og grusmateriale i banker langs sidene av elven i nivå med flomvannstand, 2-3 m over lavvannsnivå. Også mer spredt ligger liknende materiale der strømforholdene har vært slik at det ikke er tatt med videre. Finkornet suspendert materiale ligger klistret til en del av stenene.

Dokkas vifte

I munningen av Dokkas dal og ut i Etndalen har Dokka avsatt store mengder løsmateriale som danner et kompleks av terrasse- og vifteformer. Antakelig ble det meste av materialet først avsatt under isavsmeltingstiden, mens det stadig er blitt formet av elven i tiden frem til i dag.

Under isavsmeltingstiden må det ha vært meget materiale i tilførselsområdet oppover i Dokkas dal som lå ustabilt og ubeskyttet, og som elven lett kunne ta med seg. Som nevnt tyder morenemasser som ligger igjen i deler av dalsystemet på at dalenes dypere deler til dels kan ha vært fylt igjen av løsmateriale under istiden.

Det materiale som elven fraktet under isavsmeltingstiden ble avsatt i forbindelse med den nedsmeltende isen der Dokkas trange dal begynner å åpne seg. Dette materialet danner de høyeste avsetningene på begge sidene. Her er det uregelmessige overflateformer og det er forholdsvis meget grovkornet materiale, til dels kraftig blokkholdig materiale som tegn på voldsom elvetransport. Videre nedover mot dagens elveløp er det vifterester som skrånende terrasse-flater. Overflatematerialet er til dels grovkornet etter at elven har tatt med seg de finere fraksjonene. I det nåværende elveløpet ligger det blokker.

Dokkas viftesystem har klemt Etna over mot den S-re dal-siden. Til Etnas forgrenete løp utover mot deltaet, E for Dokkas vifte, er det tydelig at det kommer tilførsel av materiale med Dokka. Dette er mer grovkornet enn det Etna fører.

LITTERATUR

Holtedahl, O. 1915. Iagttagelser over Fjeldbygningen omkring Randsfjordens Nordende. NGU 75.

Holtedahl, O. 1953. Norges geologi. NGU 164.

Holtedahl, O. (ed.) 1960. Geology of Norway. NGU 208.

Strand, T. 1954. Aurdalbeskrivelse til geologisk kart. NGU 185.

Strand, T. 1938. Nordre Etndal beskrivelse til geologisk kart. NGU 152.

I. VASSDRAGET ETNA/DOKKA

Etna/Dokka drenerer Vestre Gausdal, Torpa og Synnfjell og løper ut i Randsfjorden sør for Dokka sentrum med et totalt nedbørfelt på 2072,9 km^2. Dokka renner ut i Etna ca. 4 km nord for utløpet i Randsfjorden. Ved samløpet har Etna et nedbørfelt på 937,3 km^2 og Dokka 1112,7 km^2.

Etna har sitt utspring i den vestre delen av nedbørfeltet og Dokka i den nord-østre delen. Største avstand fra vannskillet til utløpet er ca. 70 km. Helt nord i området ligger det høyeste punktet, Skagen 1686 m o.h. Midt i feltet ligger fjellpartiet Synnfjell hvor den høyeste toppen er 1414 m o.h. (Spåtind). Randsfjorden ligger ca. 135 m o.h. Det høydenivået som deler Etnas nedbørfelt (til samløpet med Dokka) i to like deler er 580 m o.h. Det høydenivået som deler Dokkas nedbørfelt (til samløpet med Etna) i to like deler er 380 m o.h. Her bidrar imidlertid sideelva Synna med nesten 1/3 av hele Dokkas nedbørfelt. Hvis vi ser bort fra Synna er det høydenivået som deler Dokkas nedbørfelt i to 770 m o.h. Dokka faller fra 730 m o.h. til 140 m o.h. de siste 50 km (til samløpet), mens Etna faller fra 580 m o.h. til 135 m o.h. de siste 50 km. Dokkas nedre del har mye større relieffenergi enn Etnas nedre del. Dokka har da også skåret seg ned i en bratt V-dal, mens Etnas nederste del løper gjennom en bred U-dal og har ei elveslette opptil 1 km bred.

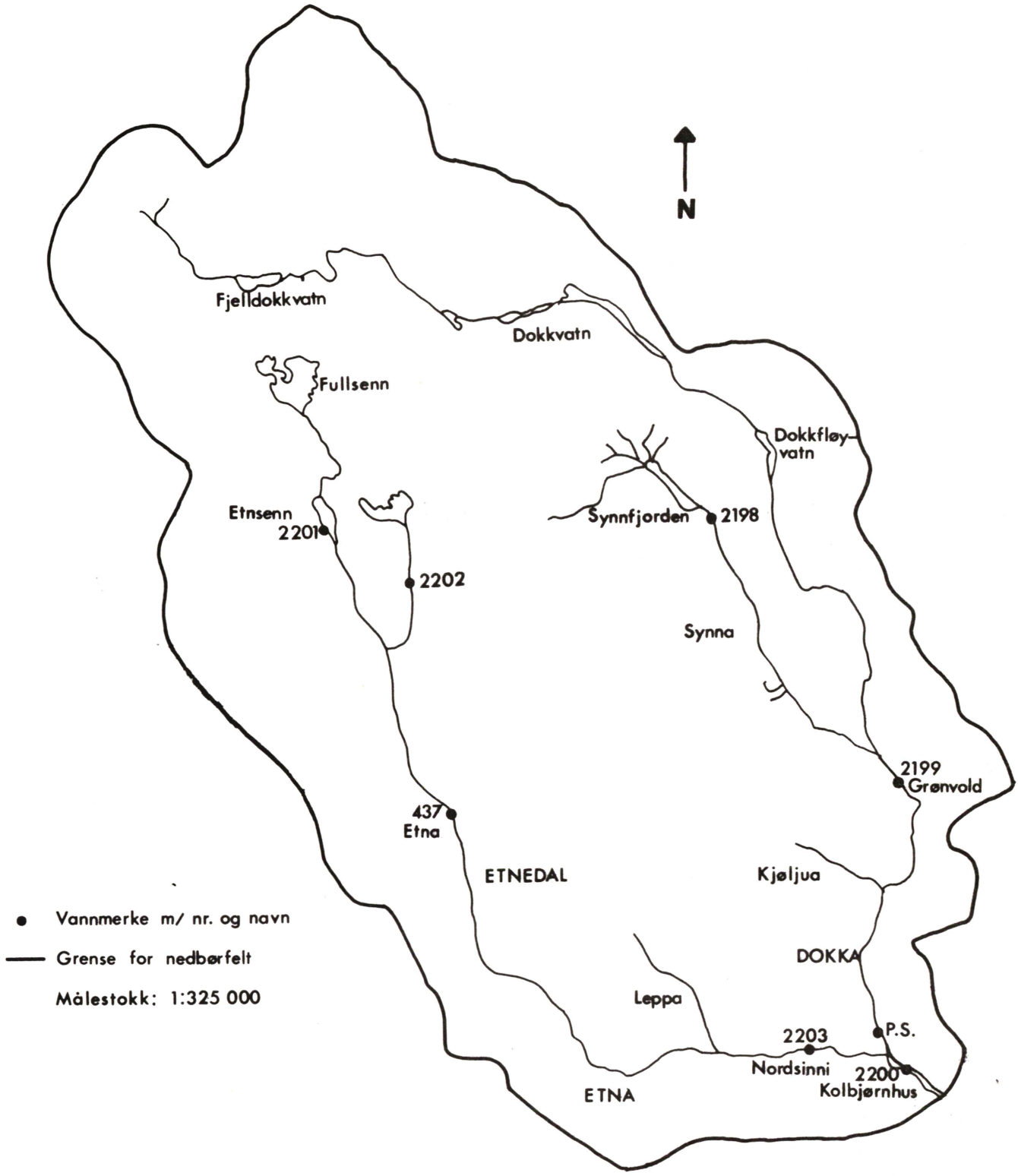
D E L I I

I.K. ENGEN

FLUVIALGEOMORFOLOGISK INVENTERING I DE NEDRE DELENE AV ETNA OG DOKKA

Prosjektleder:
J. Gjessing

Fig. 1. Oversiktskart Etna – Dokka.



II. LØSMASSER

Løsmassene i Etnas dal fra Leppas utløp i Etna til Etnas utløp i Randsfjorden kan deles i følgende (Aa, A.R. 1976):

1) Morenemateriale
2) Glasifluviale avsetninger
3) Bresjøavsetninger
4) Elveavsetninger

1) Områder med sammenhengende og stedvis tjukt morene-materiale finnes i dalsida fra ca. 170 m o.h. og høyere, med en forholdsvis tydelig terrasse i 220 m -nivået.

2) Glasifluviale avsetninger finnes i nivået 150 til 170 m o.h. langs Etnas dal til like sør for Dokka sentrum.

I Etnas dal fra Leppas utløp til samløpet med Dokka er det markerte terrasser med øvre nivå på ca. 170 m o.h. langs begge dalsidene. På innersida er terrassene avgrenset av morenemateriale. Mot elva er det 10-15 m høye erosjons-kanter ned mot elvesletta. Materialet i terrassene er lett eroderbart. Sannsynligvis har hele Etnas dal vært fylt igjen med glasifluviale avsetninger opp til ca. 170 m o.h. Dette materialet finner vi på deltaet i Randsfjorden.

De fine massene i terrassene langs Etnas dal står i kontrast til det grove materialet i den tilgrensende vifta ved munningen av Dokkadalen. Materialet i terrassene er stort sett sand.

Det glasifluviale materialet ved utløpet av Dokka i Etna danner ei breelv-vifte som strekker seg fra rotpunktet i

Dokkadalen ca. 200 m o.h. og ca. 4 km ut til samløpet mellom elvene ca. 145 m o.h. Ytterst er vifta ca. 2,5 km bred. Det totale arealet er ca. 5 km^2. Materialet i vifta er sand, grus og blokker. Blokkene øker i størrelse mot viftas rotpunkt.

3) Bresjøavsetninger finner vi på østsida langs elva nedenfor samløpet. Disse avsetningene består av mest silt og finnes fra 160 m -nivået og ned mot Randsfjordens høydenivå, ca. 135 m o.h.

4) I hele Etnas dal fra Leppas utløp til litt sør for Dokka sentrum er stort sett alt materiale lavere enn ca. 150 m o.h. elveavsetninger. Ved Dokka sentrum består disse avsetningene av sand, grus og stein, men de er dårligere sortert og lagdelt enn de glasifluviale avsetningene. I Etnas dal er det ei ca. 500 m bred elveslette med elveavsetninger langs stort sett hele dalbunnen fra Leppas utløp til samløpet mellom Etna og Dokka. Her er materialet sand og finsand.

Elvesletta mellom Dokka sentrum og Randsfjorden er ca. 5 km lang og 500 m bred. Her har elva et større fall enn vest for Dokka sentrum og materialet her er også grøvre.

III. ELVESLETTA

Langs Etna fra Leppas utløp til samløpet med Dokka er det ei ca. 500 m bred elveslette. Gradienten på elveløpet er svært liten, ifølge NVE's vassdragsnivellement ca. 0,27 m pr. km ved Nordsinni, og materialet på elvesletta er sand og finsand, slik at elva løper i meanderslynger. Mesteparten av elvesletta er dyrket mark, og for å hindre erosjon er det de siste 50-60 åra bygd endel forbygninger langs løpet (Vedl.1). Forbygningsarbeidene har ført til at elveløpet er blitt rettet mer ut.

Fig. 2 viser løpsmønsteret i 1827 og i 1975. Det første å legge merke til er overgangen fra et tydelig anastomoserende (forgrenet) løp nord for Leppas utløp i Etna og ved Nordsinni i 1827 til et meandrerende løp i 1975. Nedenfor samløpet med Dokka er løpet fortsatt anastomoserende.

Når et elveløp har så stor bunntransport at materialet har tendens til å akkumuleres istedetfor å transporteres videre, blir elveløpet anastomoserende. Så lenge det er likevekt mellom tilførsel og transport av materiale, vil elveløpet fortsatt være anastomoserende. Når transporten vekk blir større enn tilførselen kan løpet gå over til å meandrere. Ovenfor samløpet med Dokka er det tydeligvis det siste som har skjedd, mens det nedenfor samløpet ser ut til å være nærmere en likevekt mellom tilførsel og transport vekk.

På elvesletta langs Etna ovenfor samløpet med Dokka kan man finne mange gamle elveløp som i dag er gjengrodde myrer eller små kroksjøer, og innersvingsbanker som viser hvor elveløpet gikk tidligere. Ellers er det endel vollformede forhøyninger langs løpet som dannes ved at elva under flom avsetter opphvirvlet sandmateriale langs sidene av løpet. Slike voller, eller levéer, finnes også ute på deltaet (Vedlegg 1).

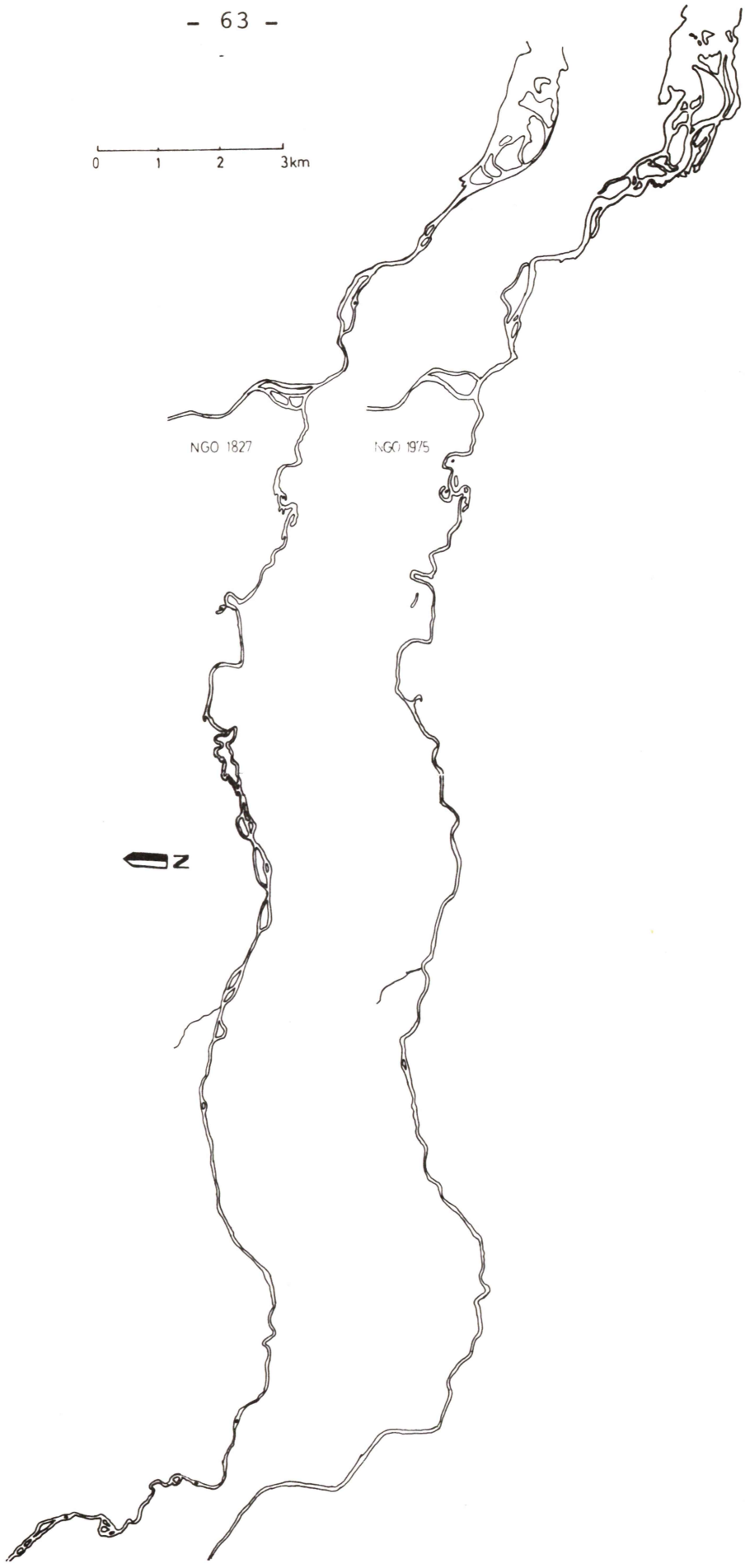


Fig. 2. Etna-Dokkas løpsmønster i 1827 og 1975.

I Etnas dal fra Leppas utløp i Etna til samløpet med Dokka er det markerte terrasser i to forskjellige høydenivåer, ca. 170 m o.h. og ca. 220 m o.h. Fra det laveste nivået er det bratte skrenter ned til elvesletta som ligger på 145-150 m o.h. (Vedlegg 1).

Ei elveslette bygges opp av materiale som avsettes på den når elva flommer over sine bredder. Deler av elvesletta langs Etna oversvømmes nesten hvert år. På vedlegg 2 er områdene som ble oversvømt under flommen i mai 1978 avgrenset. Størstedelen av elvesletta ovenfor samløpet med Dokka var oversvømt, mens elvesletta nedenfor samløpet var berørt av flommen i mindre grad.

Elvesletta nedenfor samløpet mellom Etna og Dokka er ganske forskjellig fra den ovenfor. I følge NVE's vassdragsnivellement er gradienten adskillig større, ca. 1,3 m/km, materialet er grøvre, sand med innslag av stein, og løpet er mer forgrenet.

IV. DELTAET

Det er vanskelig å trekke slutninger ut fra en sammenligning av deltaets utseende i 1827 og i 1975 (Fig. 2) fordi det ikke er oppgitt hvilken vannstand i Randsfjorden kartet er tegnet ut fra. I tillegg må man regne med at det ligger en større unøyaktighet i det gamle kartet. Det ser imidlertid ut til at det har skjedd endel forandringer av deltaet i tidsrommet mellom disse to kartene.

Det er foretatt to reguleringer av Randsfjorden i dette århundret; den første i 1915 med en reguleringshøyde på 2,4 m og den andre i 1951. Reguleringshøyden var da 0,6 m. Totalt har Randsfjorden en reguleringshøyde på 3 m. Dette må til en viss grad ha påvirket deltaet og de nedre delene av elvesletta.

Deltaet i Randsfjorden (Fig. 3) har en uregelmessig deltafront. Deltaplattformen strekker seg i nord og sør så langt ut som til sagbruket (Land sag), midt uti sjøen ikke fullt så langt (Fig. 4). Deltaplattformen har ingen jevn overflate. Flere steder er det dyp på 10-12 m med form nærmest som runde hull, mens dybden omkring er 1-3 m. En kunne muligens anta at dette er dødisgroper, men hvorfor er de ikke forlengst fylt igjen av materiale som elva tilfører? Så langt ute i sjøen som disse foregår det sedimentasjon. På fig. 4 kan man også finne endel forsenkninger på overgangen mellom deltaplattformen og elva. Dette kan være dødisgroper som ikke fylles igjen fordi det foregår erosjon framfor sedimentasjon der.

Det ble tatt endel prøver av bunnmaterialet på deltaet i tre hovedsnitt fra utløpet (Hengslet) i sjøen og utover (Fig. 5). Disse snittene er A) fra ca. 1 km opp i elveløpet til ca. 6,5 km ut i sjøen fra utløpet, B) fra utløpet til ca. 1,5 km mot nordøst og C) fra utløpet til ca. 1 km mot sørøst.

Fig. 3. Deltaet sett fra sør. Vannstanden da bildet ble tatt den 25/5-78 var 2,17 m på vannmerkeskala, mens maksimal vannstand i 1978 var 3,0 m.

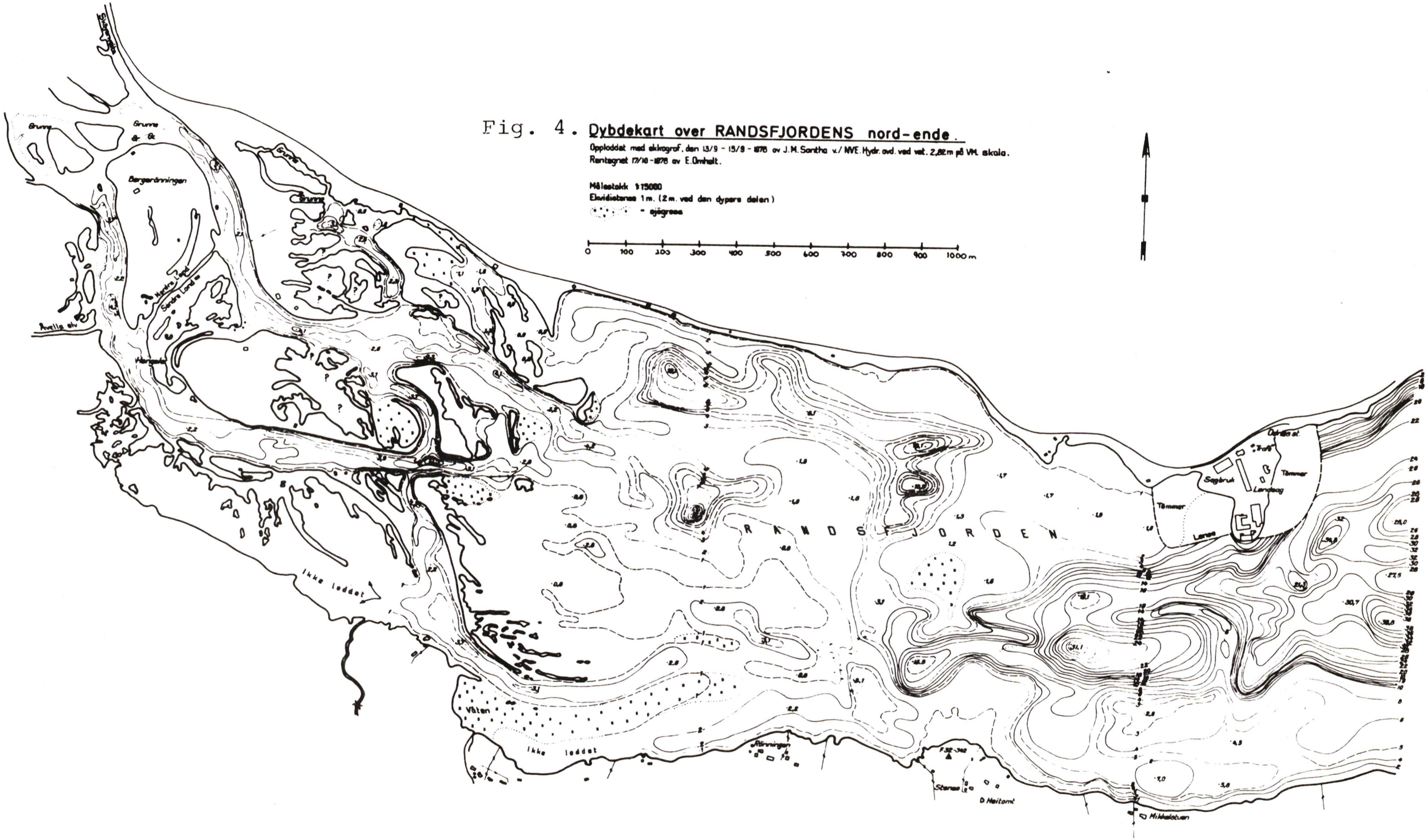


Fig. 4. Dybdekart over RANDSFJORDENS nord-ende.

Opploddet med ekkograf. den 13/9 - 15/9 - 1978 av J.M. Santha v./ NVE. Hydr. avd. ved vst. 2,82m på VM. skala.
Rentegnet 17/10 - 1978 av E. Omholt.

Målestokk 1:15000
Ekvidistanse 1 m. (2 m. ved den dypere delen)
- sjøgress

0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 m

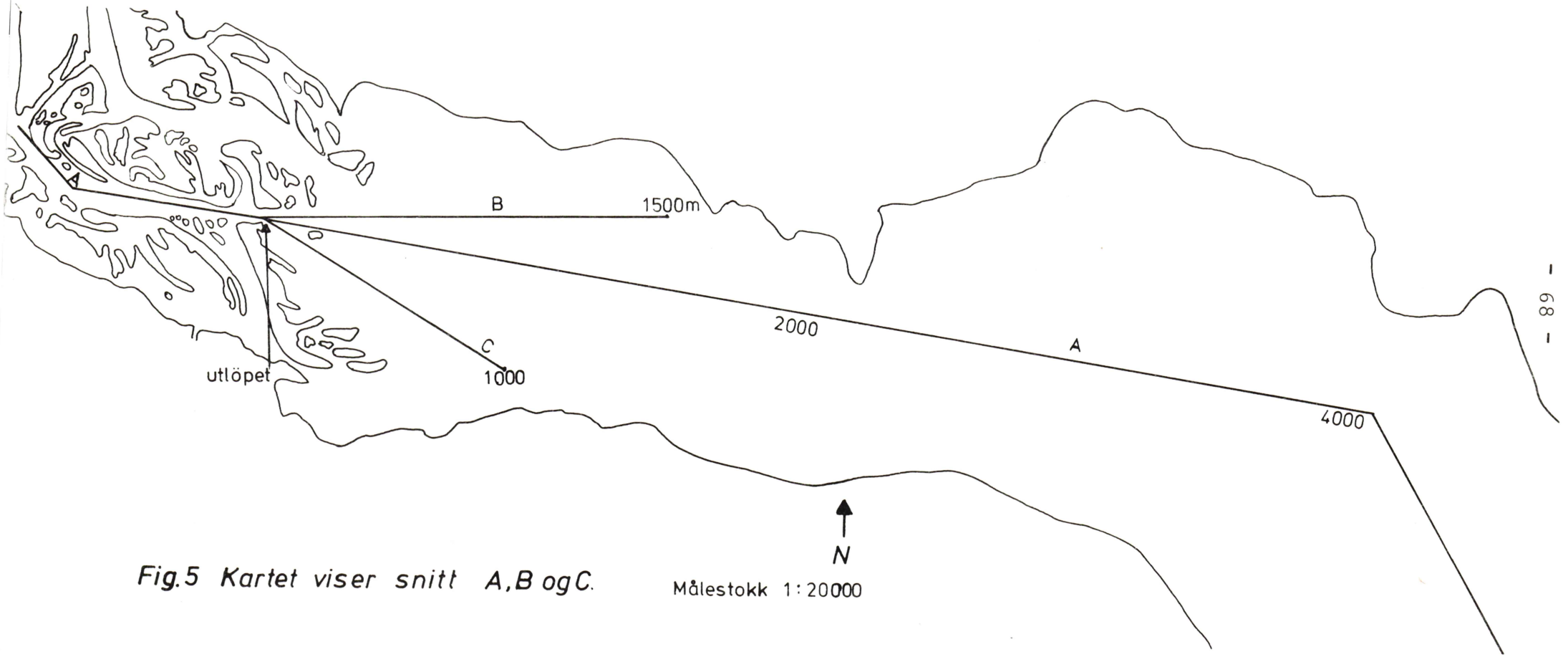


Fig.5 Kartet viser snitt A, B og C.

Fig. 6a

Midlere kornstörrelse fra 1 km oppe i elvelöpet til ca 6,5 km fra utlöpet. (Langs A)

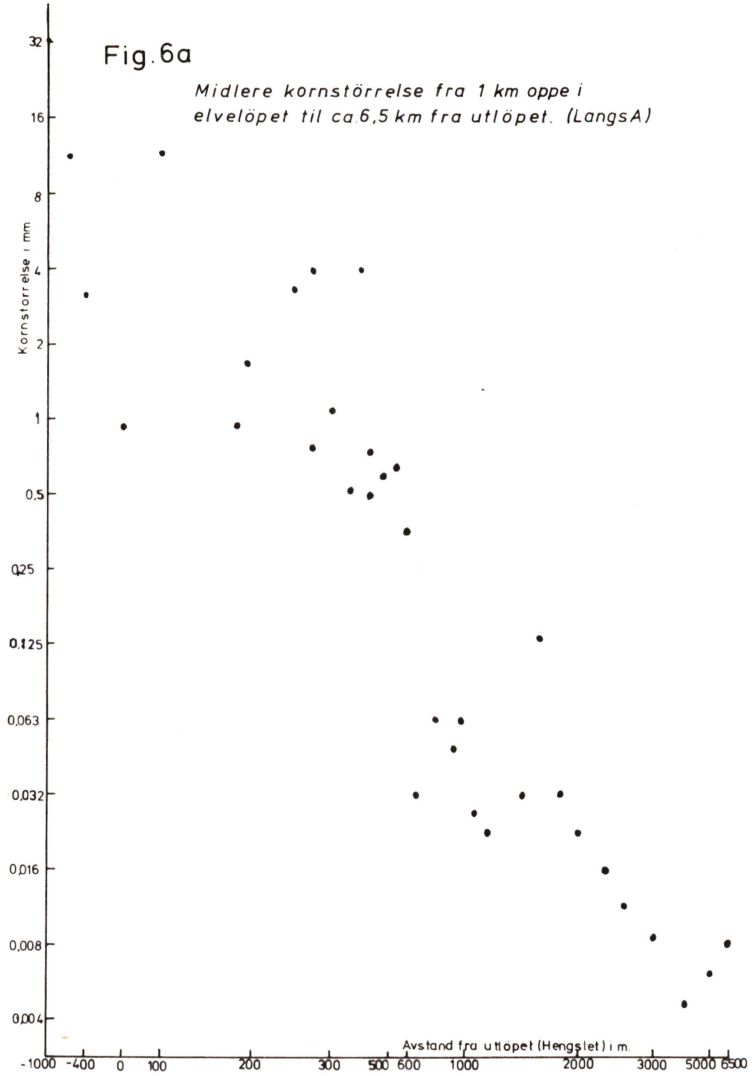


Fig. 6b

Midlere kornstörrelse fra utlöpet (Hengslet) på skrå nordover (langs B).

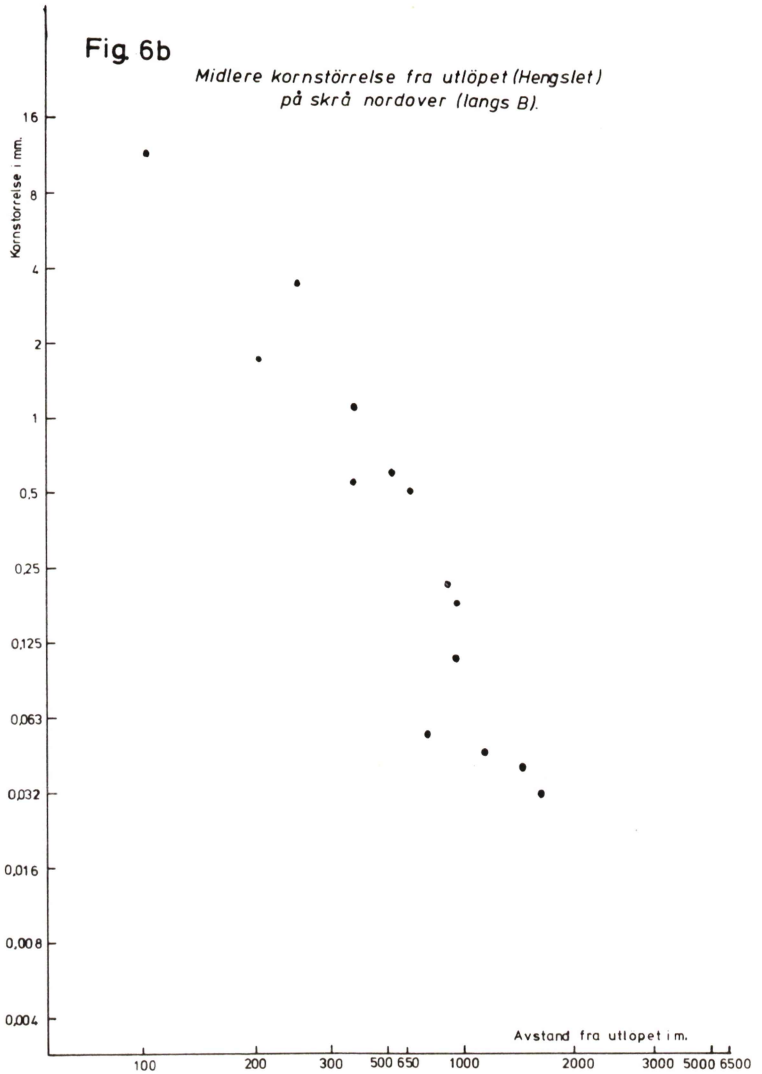
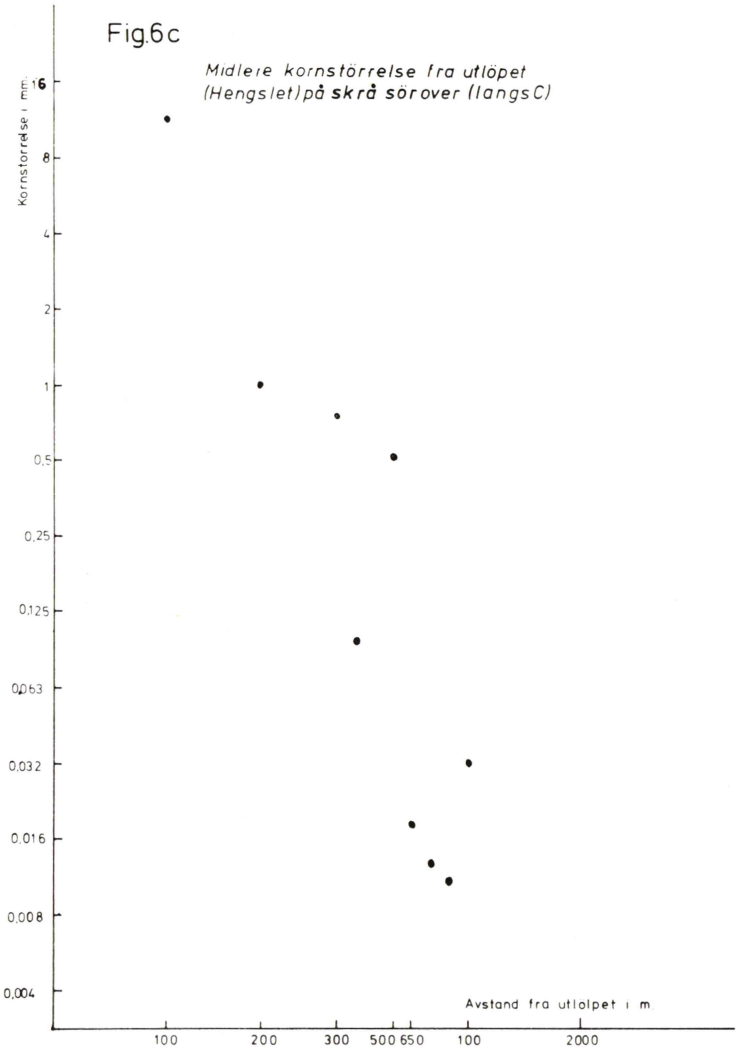


Fig.6c

Midlere kornstørrelse fra utløpet (Hengslet) på skrå sørover (langs C)



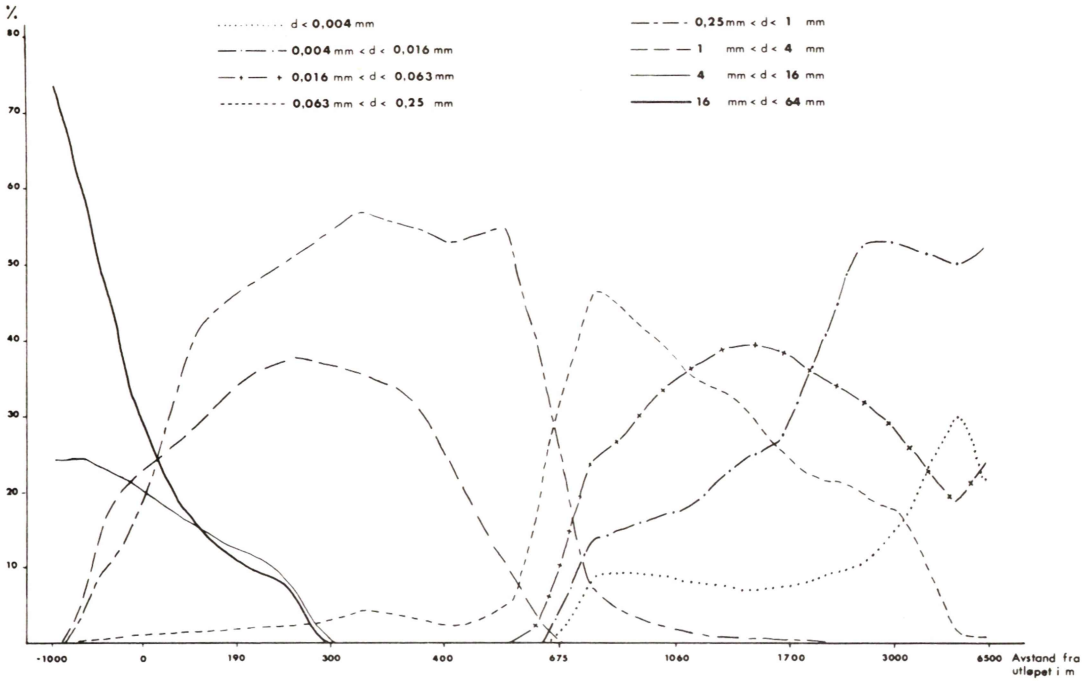


Fig. 7a. De forskjellige kornfraksjonenes prosentvise fordeling fra 1000 m opp i hovedløpet og ut til 6500 m fra utløpet langs hovedstrømningsaksen (langs A). (d er kornstørrelse)

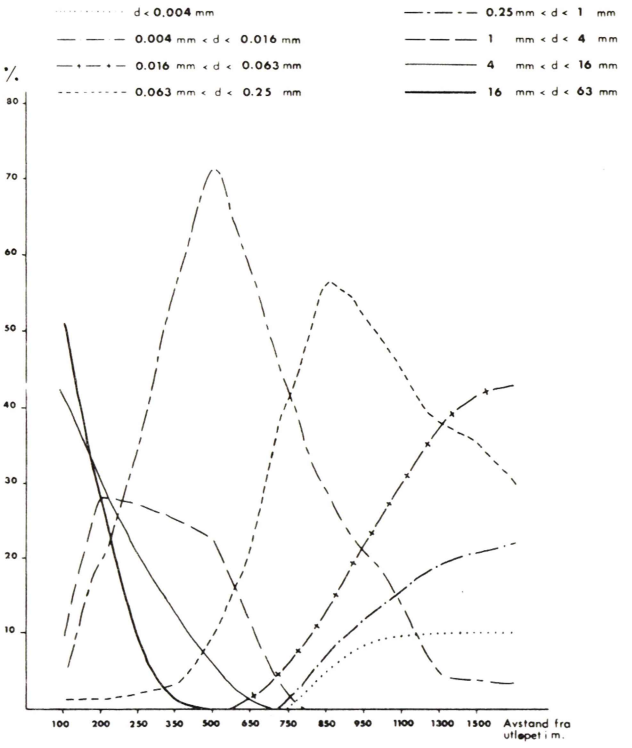


Fig. 7b. Kornfraksjonenes prosentvise fordeling fra utlöpet mot nord-öst (langs B). (d er kornstörrelse)

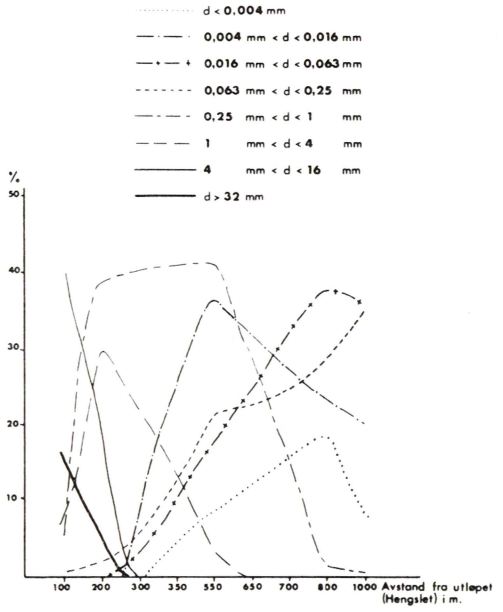


Fig. 7c. Kornfraksjonenes prosentvise fordeling fra utløpet mot sør-øst (langs C). (d er kornstørrelse)

Sammenhengen mellom midlere kornstørrelse i disse prøvene og avstanden fra utløpet er gitt i fig. 6 a-c. Det virker som om midlere kornstørrelse avtar raskere langs C (fra utløpet og sørover) enn langs både A og B. Strømhastigheten i sjøen er altså minst langs C.

Fig. 7 a-c viser hvordan de grove kornfraksjonene raskt forsvinner med økt avstand fra utløpet langs disse tre snittene, mens andelen av fine kornfraksjoner øker med denne avstanden. Dette er en naturlig følge av at strømhastigheten minker med økende avstand fra utløpet. Partikler mindre enn 0,004 mm (fig. 8) er imidlertid så lette at mengden av sedimentasjon av disse er begrenset; de kan holde seg lenge i suspensjon.

Ca. 500 m fra utløpet er det partikler mellom 0,25 mm og 1 mm som dominerer langs alle snittene, langs C sammen med partikler mellom 0,004 mm og 0,25 mm, langs A og B sammen med partikler mellom 1 mm og 4 mm. Ca. 1 km fra utløpet er det partikler mindre enn 0,25 mm som dominerer langs alle snittene. Fra ca. 2 km fra utløpet langs A dominerer partiklene finere enn 0,063 mm.

I tillegg til bunnsedimentprøvene for å bestemme materialtype, ble det satt ut sedimentfeller langs profillinje A for å undersøke mengden av sedimentert materiale. Fellene lå ute i perioden 31/5 - 10/6. Vannstanden i Randsfjorden var da ca. 300 cm. 6 feller ble satt ut på strekningen fra 0,6 km fra utløpet til 2 km fra utløpet. De fire første lå på forholdsvis jevn bunn, fra 1-4 m dypt. Alle lå i hoved-

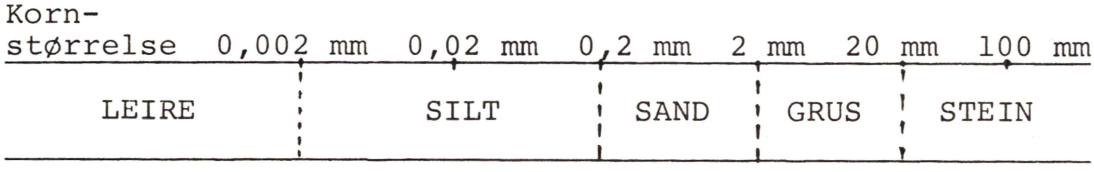


Fig. 8. Vanlig benyttet betegnelse på de forskjellige kornstørrelsene.

Fig. 9

Mengde av sedimentert materiale i fellene i perioden 31/5 – 10/6 –78

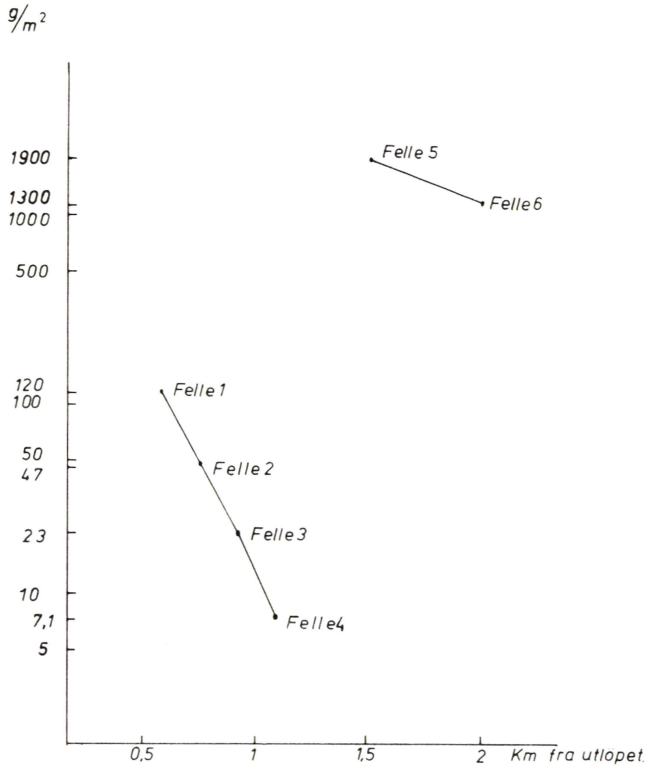


Fig.10

Midlere kornstørrelse i felleprøvene i perioden 31/5–10/6-78

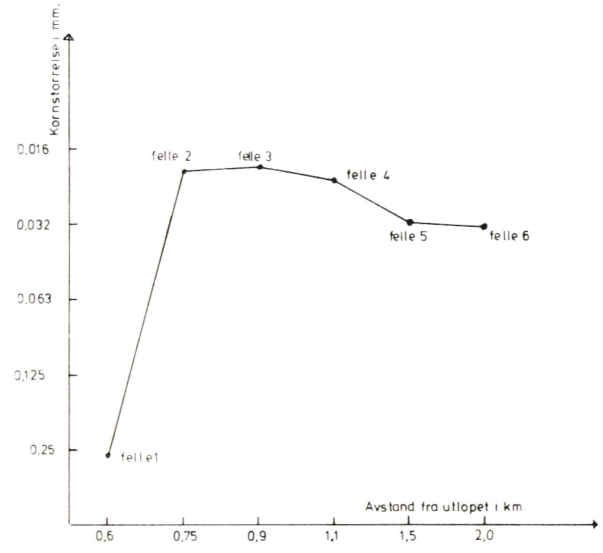
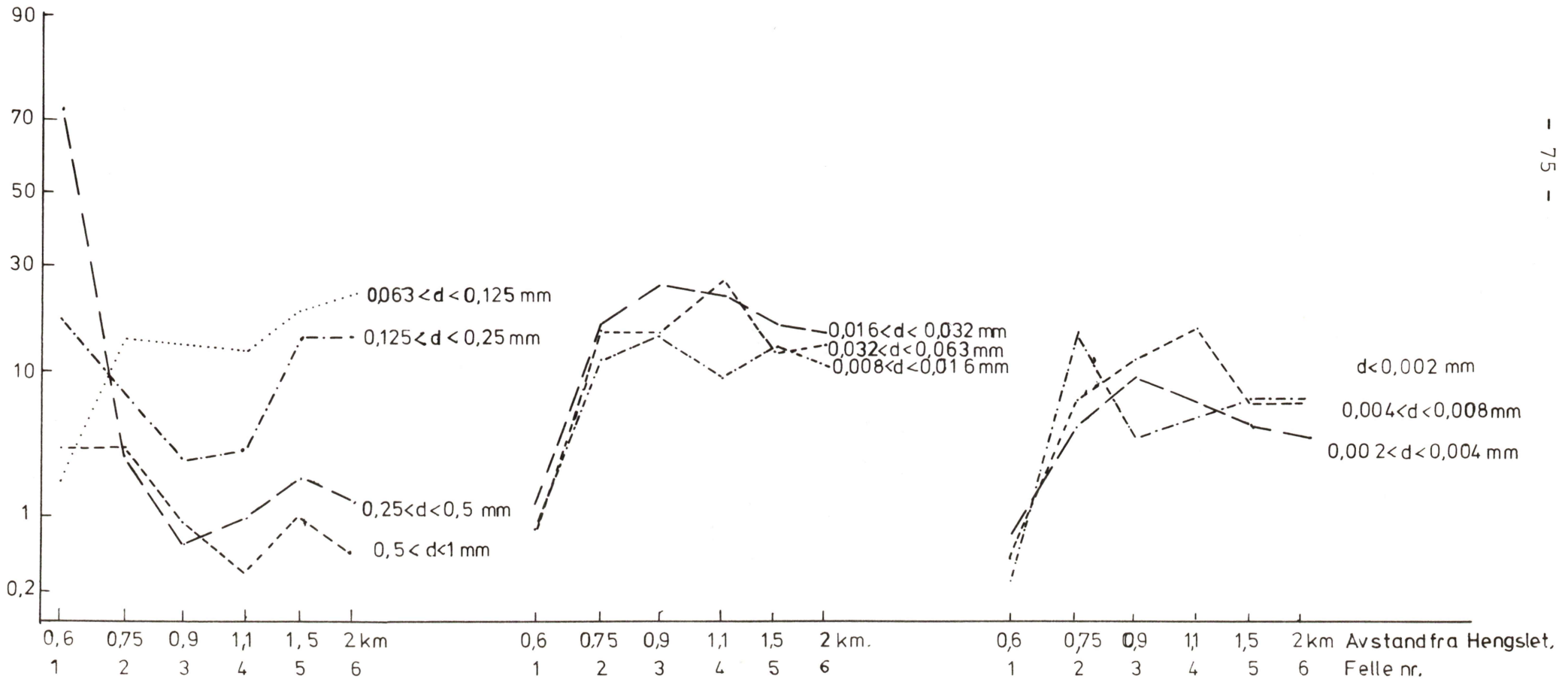


Fig. 11

Prosentvis fordeling av de forskjellige kornstörrelsene i felleprövene i perioden 31/5 – 10/6 – 1978



strømretningen. Disse fellene viser at mengden av sedimentert materiale minker fra 120 g/m^2 ved felle 1 (0,6 km fra utløpet) til 7,1 g/m^2 ved felle 4 (1,1 km fra utløpet) (Fig. 9).

Felle 5 og 6, som lå henholdsvis 1,5 km og 2 km fra utløpet, ga store mengder sedimentert materiale i forhold til fellene innenfor, henholdsvis 1900 g/m^2 og 1300 g/m^2. Tendensen fra felle 1 til 4 stopper altså her. Årsaken kan være at både felle 5 og 6 lå i bratte skråninger på bunnen. Denne beliggenheten kan ha forårsaket at materiale fra bunnen har rast oppi fellene og dermed gitt for store mengder. En annen årsak kan være at alle fellene bortsett fra 5 og 6 ble plassert i utkanten av selve hovedstrømmen. Dette underbygges av at den midlere kornstørrelsen i felle 5 og 6 er større enn i de andre bortsett fra felle 1 (Fig. 10).

Av fig. 11 ser man at mengden av fraksjonene 0,5 mm < d < 1 mm, 0,25 mm < d < 0,5 mm og tildels 0,125 mm < d < 0,25 mm minker kraftig med økt avstand fra utløpet, mens fraksjonene mindre enn 0,125 mm øker betydelig med økt avstand fra utløpet. Dette gjelder spesielt i felle 1, 2 og 3. I de andre er det ingen systematisk variasjon i fordelingen av de forskjellige kornstørrelsene.

V. HYDROLOGI

NVE har utført vannstands- og avløpsmålinger ved 7 forskjellige vannmerker i Etna-Dokkas nedbørfelt. Det er (fig. 1):

2198	Synna	med nedbørfelt på	104,90	km^2
2199	Grønvold	" " "	925,60	km^2
2200	Kolbjørnshus	" " "	2053,40	km^2
2201	Etnsenn	" " "	213,0	km^2
2202	Rotvolla	" " "	89,0	km^2
2203	Nordsinni	" " "	904,60	km^2
437	Etna	" " "	563,5	km^2

Etna vannmerke (vm.) har eksistert fra 10/5-1919 til i dag og er det eldste og mest pålitelige vannmerket i området. Ellers har Grønvold vm. vært i drift fra 1927-1934; det ble opprettet på ny i 1963. Grønvold har imidlertid vært lite pålitelig som vannmerke pga. stadige profilforandringer. Det ble derfor etablert et nytt vannmerke og ny vannføringskurve ved Grønvold i 1978 (2199). De resterende vannmerkene ble også etablert i 1978, og det foreligger vannføringsdata fra Synna, Grønvold, Kolbjørnshus, Etnsenn og Rotvolla fra mai/juni 1978. For Nordsinni finnes det data fra februar 1978. De vannmerkene som er benyttet i denne rapporten er 2199 Grønvold, 2200 Kolbjørnshus, 2203 Nordsinni og 437 Etna.

Vannføringa er som ventet størst i mai måned. Da er det vårflom som følge av snøsmelting i fjellet. Hvis vi ser på midlere spesifikt månedsavløp for 437 Etna for tiårsperiodene i tidsrommet 1921-1978 ser vi at mai måned skiller seg kraftig ut med størst avløp (Fig. 15 og tab. 1a). Det minker til under halvparten i juni, mens juli, august, september og oktober ligger på bortimot samme månedsavløp noe lavere enn juniavløpet. Mai og delvis juni måneds høye avløp er forårsaket av snøsmelting, mens avløpet i juli og august

Tabell 1a. Midlere spesifikt månedsavløp i $l/sek \cdot km^2$.

437 Etna

1921-78	Mnd.	1921-30	1931-40	1941-50	1951-60	1971-70	1971-78
2,1	Jan.	1,7	2,6	2,1	2,0	2,1	2,2
1,5	Feb.	1,2	1,6	1,4	1,3	1,6	1,8
1,3	Mars	1,0	1,4	1,3	1,2	1,6	1,2
7,7	April	5,8	6,5	13,0	6,4	8,8	5,1
71,5	Mai	71,9	77,8	65,1	60,4	72,6	84,3
32,9	Juni	49,0	27,9	29,4	29,7	33,7	26,2
19,6	Juli	20,8	21,5	15,1	24,8	18,6	15,9
19,6	Aug.	27,3	13,4	18,5	26,6	22,8	6,6
19,3	Sep.	20,3	19,4	22,9	19,1	23,2	8,5
17,0	Okt.	18,0	16,3	14,3	14,3	28,3	9,2
7,7	Nov.	8,4	6,2	6,0	8,8	10,2	6,0
3,3	Des.	3,3	3,5	3,6	3,3	3,4	2,8
17,2	År	19,2	16,6	16,2	16,6	19,1	14,7

Tabell 1b. Nedbørdata fra 2177 Nord-Torpa - Staum i mm i perioden 1945 - 1960.

h.o.h.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
527 m	45	34	27	41	46	84	114	108	85	74	69	62	789

(Datautskrift fra Meteorologisk institutt 1978)

er forårsaket av bygenedbør. I september og oktober skyldes avløpet høstregn som enkelte år kan føre til flom på størrelse med vårflommen (tab. 1b).

Det ser imidlertid ut til at det midlere spesifikke avløpet har minket de siste åra.

I perioden 1921-1950 var det 17,33 $l/s \cdot km^2$ og

i perioden 1951-1978 var det 16,95 $l/s \cdot km^2$

I den korte perioden fra 1970-78 er det midlere spesifikke månedavløpet 14,7 $l/s \cdot km^2$.

Det går fram av tabell 1a og fig. 12 at det ikke er vårflommen som har blitt mindre, men derimot sommer- og høstavløpet. Det midlere spesifikke månedsavløpet for mai er større i perioden 1971-78 enn i perioden 1921-70, mens det er motsatt forhold i juni, juli, august, september og oktober.

Under snøsmeltinga er det regelmessige døgnfluktuasjoner i avløpet avhengig av temperaturen. Dager med klarvær har størst snøsmelting tidlig på ettermiddagen, mens denne avtar med temperaturen og er minst om morgenen like før soloppgang. Tidspunktet for når døgnkulminasjonen observeres i vassdraget er avhengig av avstanden dit snøsmeltinga foregår.

Store områder av elvesletta langs Etna er ofte utsatt for oversvømmelser under vårflommen. På grunnlag av data fra 1919 til 1978 var flommen i 1978 en 12-årsflom (Otnes, J. & Ræstad, E. 1979). Det betyr at det er en sannsynlighet på 8% (1/12 x 100) for at den skal overskrides ett bestemt år (fig. 13).

Fig. 12

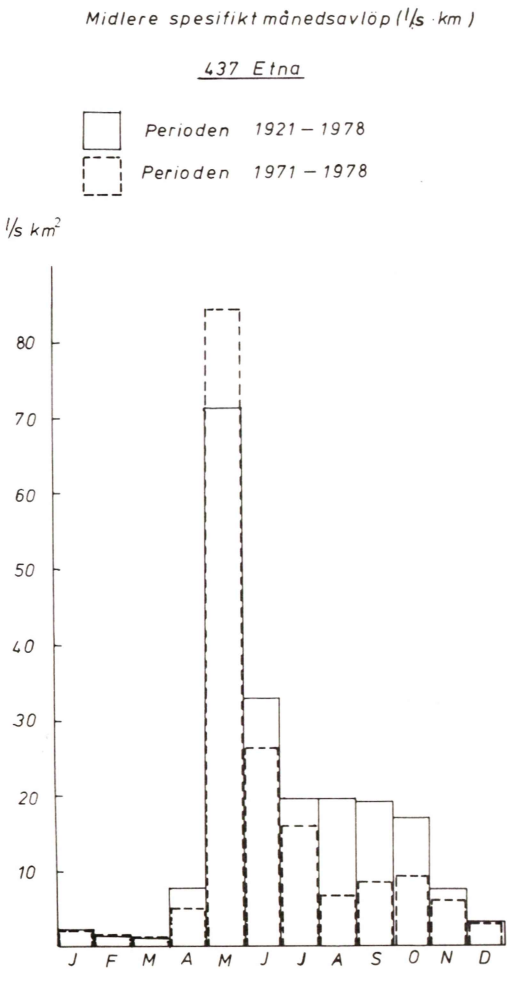
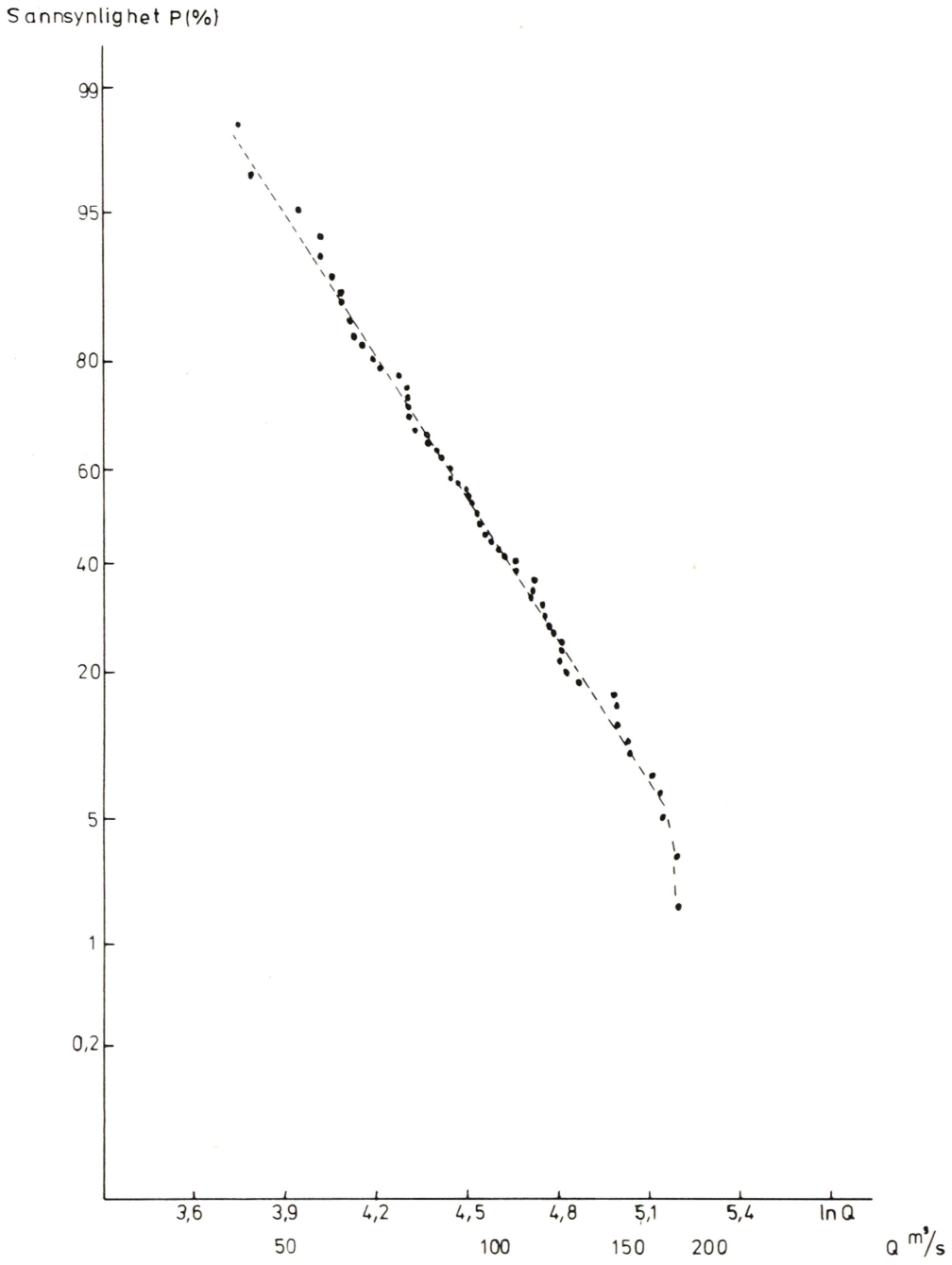


Fig.13

Flomfrekvenskurve for Etna ved Etna vannmerke på grunnlag av data fra 1919-1978



Beboerne på Øiom gard ved Nordsinni, som er mye utsatt for oversvømmelse, fortalte at de natt til 25/5-1978 la merke til at vannet såvidt begynte å strømme inn på gardsplassen og at det trakk seg tilbake ca. kl. 3.00. Største observerte vannstand ble avlest ca. kl. 20.00, 24/5, ved Nordsinni vannmerke. Den var da 4,10 m, det vil si at vannføringa var 191 m^3/s. Det er imidlertid grunn til å tro at kulminasjonen var noe seinere, sannsynligvis ca. kl. 3.00, fordi avstanden fra vannmerket til de områdene som hadde størst snøsmelting er relativt lang. Først ca. 30 km lenger opp i elva fra Nordsinni når elva opp i 500 m høyde. Herfra er det på det meste ca. 35 km til grensa for nedbørfeltet. Under 500 m høyde var det stort sett snøfritt, så det var områdene i størst avstand fra målestedene som var den direkte årsak til den store vannføringen på dette tidspunktet og forårsaket den seine døgnkulminasjonen.

I 1978 hadde juli måned unormalt mye nedbør. Dette medførte kraftig økning i vannføringen og store oversvømmelser på ny. Vannføringen ved Nordsinni nådde opp i 87 m^3/s, mens høyeste vannføring på våren til sammenligning som nevnt var 191 m^3/s. Denne sommerflommen kulminerte den 9/7. Høsten 1978 var svært nedbørfattig og høyeste vannføring var ca. 24 m^3/s den 17/8.

I fig. 14 a-d er vannføringen ved Nordsinni, Etna, Grønvold og Kolbjørnshus gitt på kurveform.

I denne undersøkelsen ble det tatt vannprøver ved Nordsinni vannmerke, Kolbjørnshus vannmerke og ved pumpestasjonen, PS, nord for Dokka sentrum for å beregne mengden av transport i hver av elvene (Fig. 1). Det ble tatt 45 prøver på hvert sted fordelt over vannføringer fra høyeste til laveste.

Fig 14a

Vannföring ved Nordsinni vannmerke 1978(NVE)

2203-0 1978

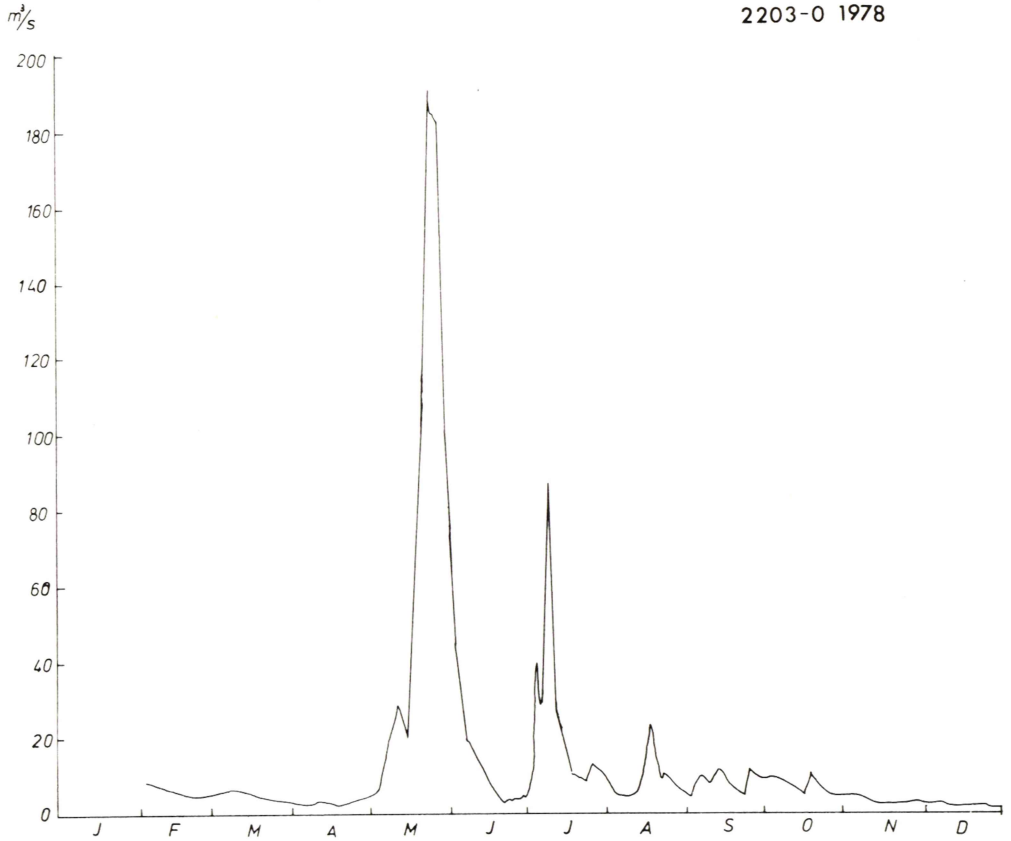


Fig 14b

Vannföring ved Etna vannmerke 1978 (NVE).

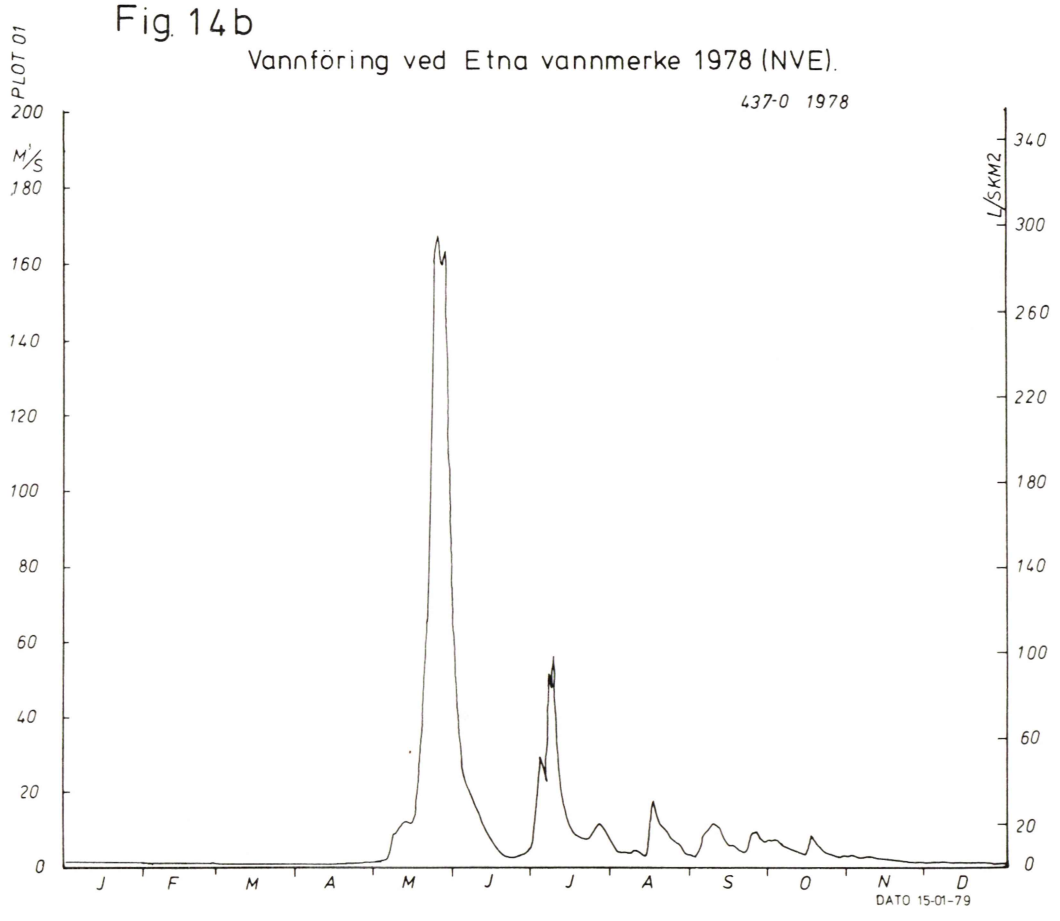


Fig.14c

Vannföring ved Grönvold vannmerke 1978 (NVE)

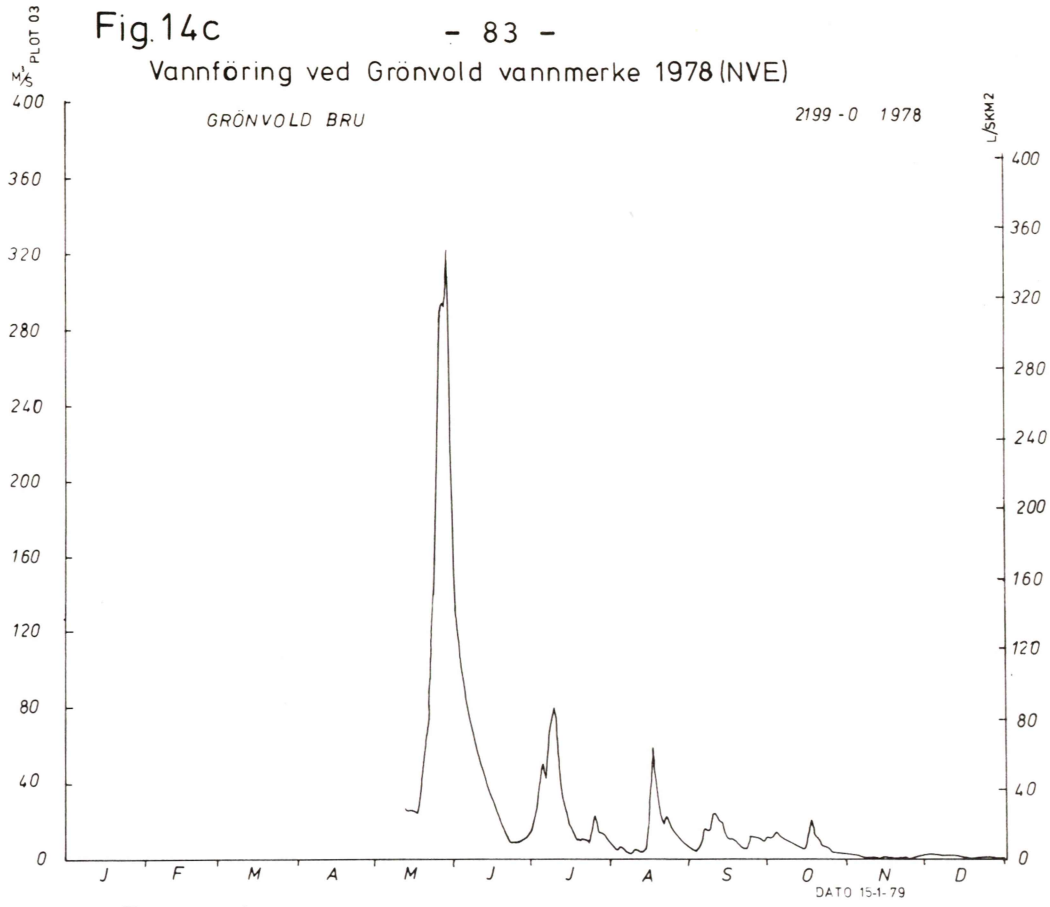
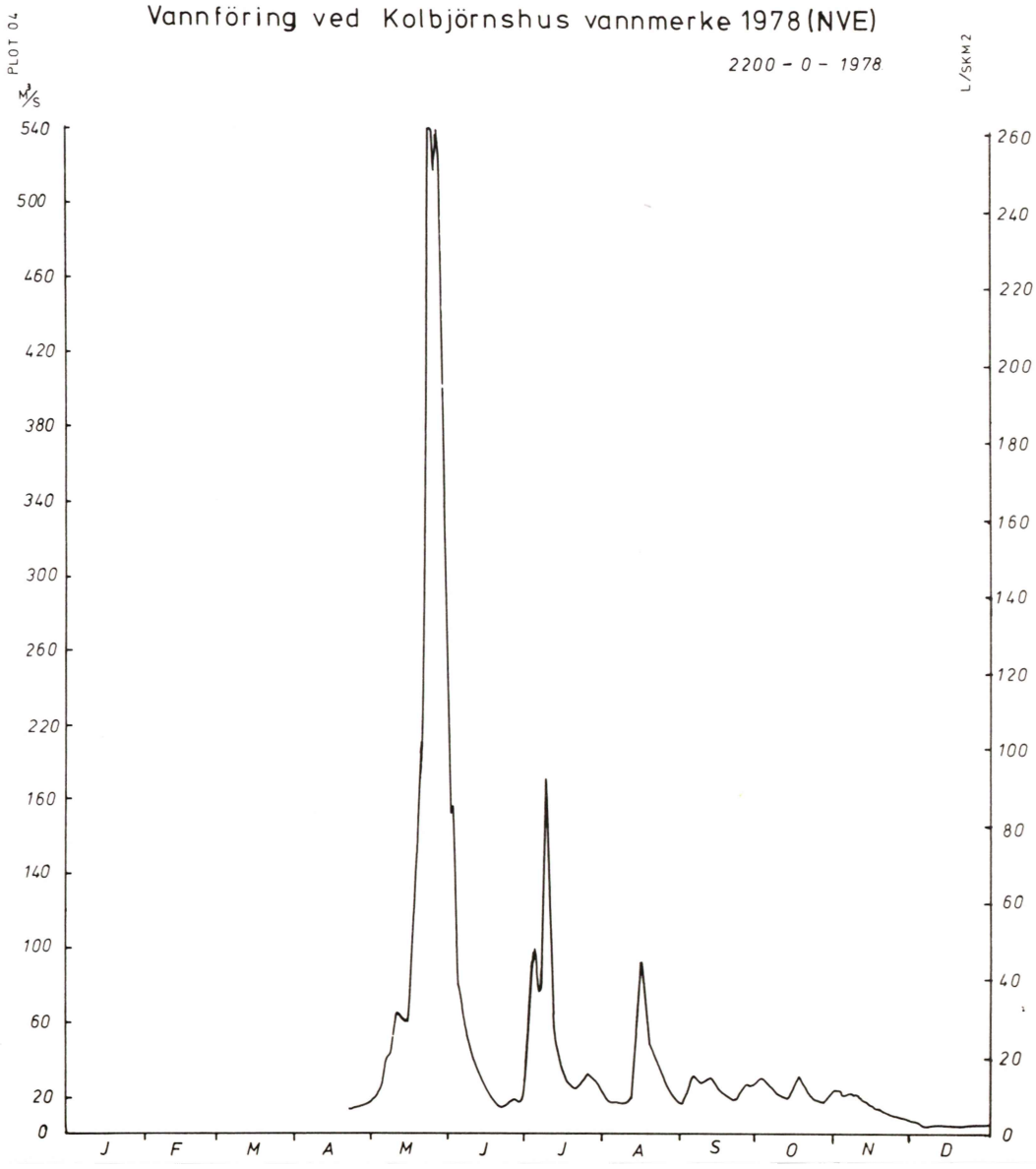


Fig.14d

Vannföring ved Kolbjörnshus vannmerke 1978 (NVE)



Nordsinni og Kolbjørnshus vannmerker har vært i drift fra henholdsvis februar og april 1978, og det er etablert vannføringskurver som viser forholdet mellom vannstand og vannføring. Det er imidlertid nødvendig med mange målinger, kanskje også over flere år, for at vannføringskurven skal bli tilfredsstillende. Derfor er Etna vannmerke, som regnes for å være et godt vannmerke, brukt som kontroll på de andre vannmerkene.

I tillegg til at Nordsinni vannmerke er forholdsvis nyopprettet, regnes det for å være dårlig blant annet fordi elveprofilet her er utsatt for groing utover sommeren og høsten.

Kontrollen foregår ved å finne den prosentandelen av Etna vannmerkes vannføring som hvert av vannmerkenes nedbørfelt utgjør av Etnas nedbørfelt. Utgangspunktet for denne metoden er altså at hele nedbørfeltet er homogent på den måten at avløpet pr. arealenhet (spesifikt avløp) er like stort overalt. Spesifikt avløp avtar imidlertid mot syd i dette nedbørfeltet slik at beregnet vannføring på grunnlag av Etna vm. vil gi verdier som ligger noe høyere enn det reelle. Ved å ta hensyn til dette kan imidlertid metoden gi en brukbar kontroll på de nedenforliggende vannmerkene.

Etna vannmerkes middeldøgnvannføring for så langt tilbake som det finnes data for både Nordsinni og Kolbjørnshus ble benyttet, dvs. fra 11/5-78.

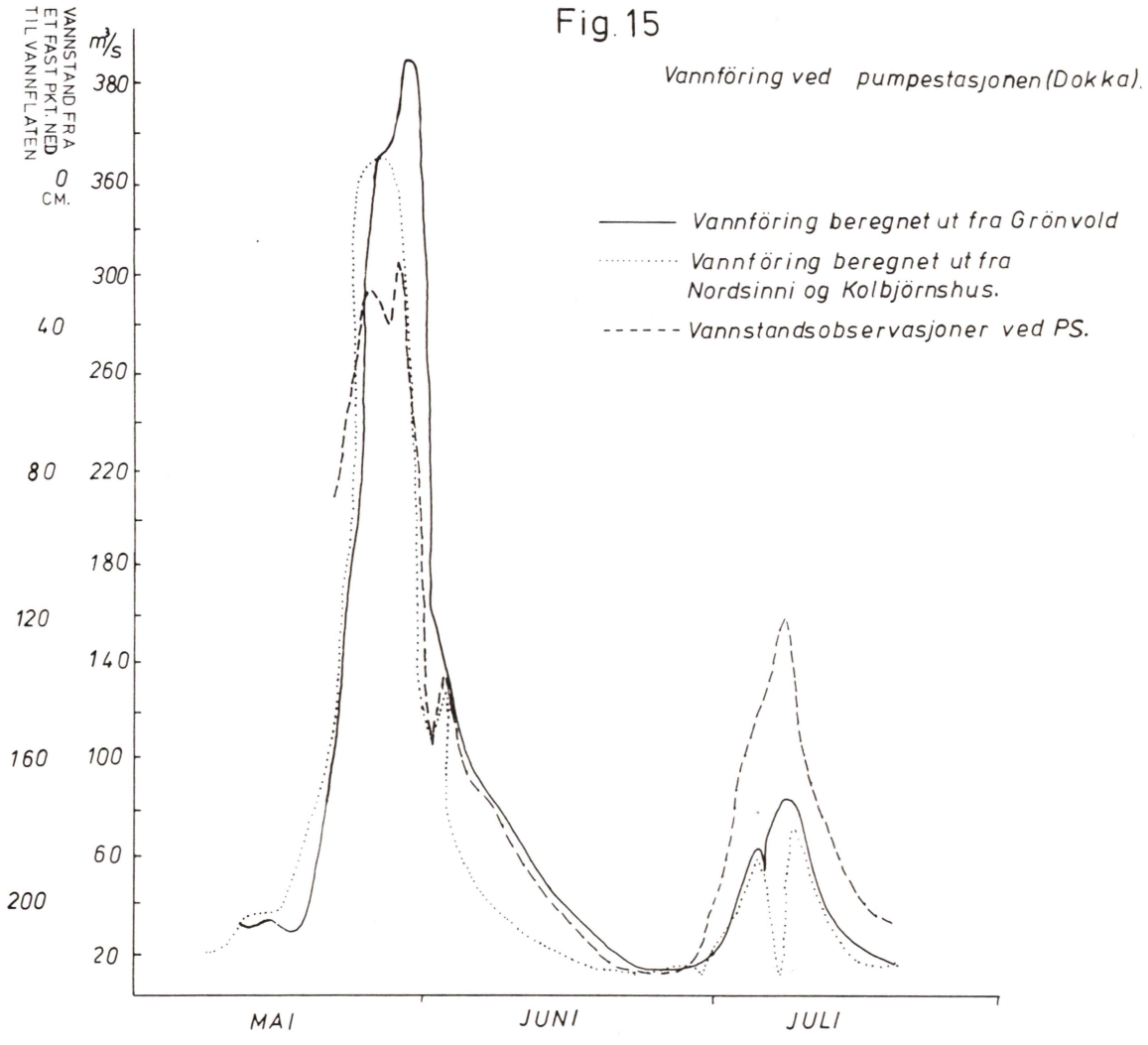
Nordsinni og Kolbjørnshus vm.'s døgnmiddelvannføring beregnet på grunnlag av Etna vm. er henholdsvis 22 m^3/s og 50,2 m^3/s. Den observerte vannføring er henholdsvis 18,7 m^3/s og 49,5 m^3/s. Observert vannføring ved Nordsinni vm. ligger lavere enn den observerte vannføring ved Kolbjørnshus i forhold til den beregnede vannføring ved disse to vannmerkene.

Det finnes ingen vannføringsdata for elva ved pumpestasjonen, PS, nord for Dokka sentrum, så denne ble forsøkt beregnet ut fra data for Grønvold, en kombinasjon av Nordsinni og Kol-Kolbjørnshus i tillegg til egne vannstandsobservasjoner ved pumpestasjonen.

Første metode ga større vannføring enn den andre. Middelverdien for disse to metodene ble betraktet som en sannsynlig vannføring her. Dette ga grunnlaget for seinere beregninger av slamtransporten ved PS. Det er en viss usikkerhet ved denne metoden, men resultatet viser seg å bli brukbart (Fig. 15).

Fig. 15

Vannføring ved pumpestasjonen (Dokka).



VI. MATERIALTRANSPORT

Materialtransporten i ett vassdrag er spesielt avhengig av to faktorer. Det er 1) elvas evne til å transportere materiale som finnes tilgjengelig og 2) mengde av tilgjengelig materiale. Transporten foregår i suspensjon, som bunntransport og som kjemisk oppløste stoffer. I denne rapporten behandles suspensjons- og bunntransporten.

Suspensjonstransport

Suspensjonstransporten (slamføringen) omfatter sedimentpartikler som holder seg svevende i vannet. Der det finnes turbulens - stryk eller fosser - er partiklene ganske jevnt fordelt i et vertikalsnitt av løpet, og man kan derfor få representative verdier av sedimentkonsentrasjonen ved å ta enkle "håndprøver" av vannet. Konsentrasjonen er imidlertid sjelden konstant selv over korte tidsintervall, den er avhengig av blant annet turbulensintensiteten som kan variere raskt. I slike tilfelle er usikkerheten anslått å være mellom 4 og 17 % i verdien fra sedimentkonsentrasjonen (Ziegler 1972).

I stilleflytende elver avtar strømhastigheten logaritmisk mot bunnen, og konsentrasjonen av suspendert materiale er ikke homogen i profilet. Den er som regel størst nær bunnen selv om strømhastigheten der er minst i profilet. Under slike forhold er det ikke tilstrekkelig med "håndprøver". Her må en ta i bruk en dybdeintegrerende vannhenter (Fig. 16).

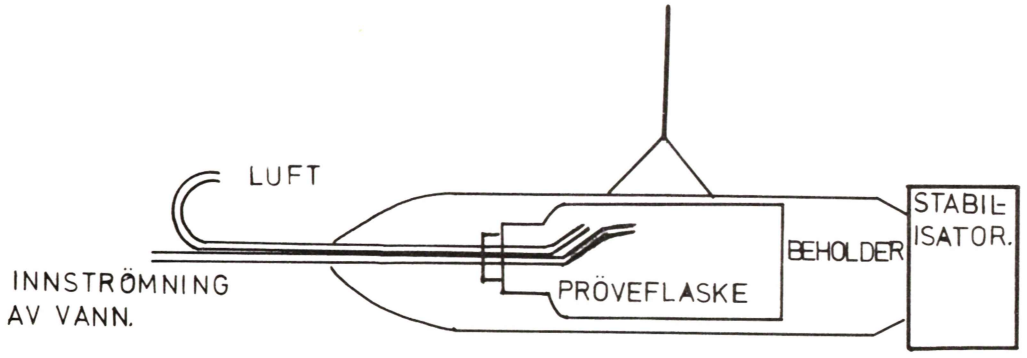


Fig. 16. Dybdeintegrerende vannhenter benyttet i denne undersøkelsen.

Opptaksprosedyren innebærer en integrasjon av konsentrasjonen i forskjellige dyp, dvs. hastighetsnivåer i profilet. Dette oppnås ved at vannhenteren føres gjennom hele profilet med jevn hastighet til 10-15 cm over bunnen. Den relative feilen ved at sedimentkonsentrasjonen nærmest bunnen utelates er som regel under 5% og avtar med avtagende kornstørrelse og økende strømhastighet (Nilsson 1971). Den dybdeintegrerende vannhenteren ble benyttet ved bruene Kolbjørnshus og Øiom ved Nordsinni.

Ved Nordsinni vannmerke er elva forholdsvis rolig til og med på flomvannføring (Fig. 17). Årsaken til dette er den slake gradienten på løpet og det rolige løpsprofilet som forårsaker forholdsvis lite turbulens. Den dybdeintegrerende prøvetageren er altså nærmest ideell, også på lave vannføringer. Strømhastigheten her varierer fra 0,2 m/s til 1,9 m/s.

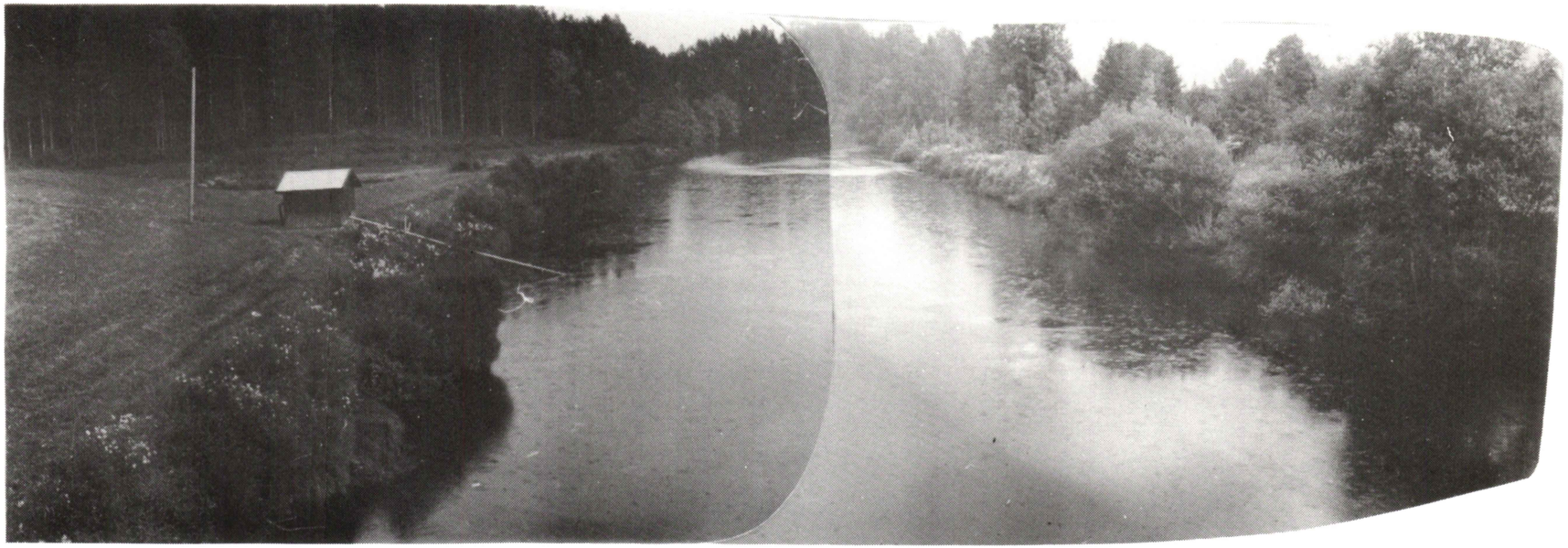


Fig. 17. Sørover fra Øiom bru på Nordsinni i Etna elv. Under flommen i mai 1978 sto vannet til midt på veggen på huset til venstre, og flommet utover elvesletta på begge sider. Bildet er tatt på lavvannføring.

Fig. 18. Sørover fra Kolbjørnshus bru nedenfor samløpet mellom Etna og Dokka. Bildet er tatt på lavvannføring.

Ved Kolbjørnshus vannmerke er elva relativt rolig på lave vannføringer, men svært stri og turbulent på høy vannføring (Fig. 18).

Ved PS og Grønvold i Dokka ble det tatt "håndprøver" på grunn av sterk turbulens (Fig. 19).

De prøvene som ble tatt, opptil 45 ved hvert prøvested, ble filtrert gjennom papirfilter i en filtreringsoppsats med undertrykk.

Fig. 19. Sørover fra Dokka bru i Dokka elv (nær PS). Bildet er tatt på lavvannføring.

Hvert av filtrene ble så brent i porselensdigler ved 650°C for på den måten å fjerne det organiske suspensjonsmaterialet i tillegg til filteret. Så ble diglene avkjølt i eksikator og veid. Resultatet av denne analysen er framstilt i fig. 20. Den viser konsentrasjonen av uorganisk suspendert materiale (G) i mg/l i forhold til vannføringen Q i m^3/s. Figuren gir bare midlere verdier av slamkonsentrasjonen, og hver linje på figuren er trukket på grunnlag av 15-44 punkter. Den kan altså ikke si noe om slamkonsentrasjonen på en bestemt vannføring. Derimot kan den fortelle endel om den totale slamtransporten over et lengre tidsrom, f.eks. et år.

Det oppstår nye sedimentkilder i løpet av vinteren i forbindelse med blant annet issmeltingen i elva. Disse er lett eroderbare og er årsak til høy slamføring på stigende vannføring om våren. På avtagende vannføring minker slamføringen raskt. Resten av sommerhalvåret er vanligvis ikke sedimentene like lett tilgjengelige som under vårflommen. Under en seinere flomvannføring vil ikke slamføringen bli så høy som under en tilsvarende vannføring tidligere på året.

På fig. 21 er slamføringen ved Kolbjørnshus plottet mot vannføringen for å illustrere dette. Vi ser at det blir to tydelige "sløyfer" på kurven. Den til venstre er fra vårflommen, som hadde to topper, 25/5 og 27/5. Sommerflommen som nådde maksimum den 9/7 ble litt dårlig dekket med slamprøver, slik at det på figuren bare er data fra og med 11/7, men tendensen er den samme her som under vårflommen.

Fig. 20 viser at Etnas slamføring ved Nordsinni er større enn Dokkas ved en gitt vannføring, både ved PS og Grønvold. Ved Kolbjørnshus (nedenfor samløpet mellom Dokka og Etna) ligger slamkonsentrasjonen mellom verdiene for PS i Dokka og Nordsinni i Etna hver for seg. Slamtransporten over en lengre periode er forsøkt beregnet ut fra fig. 20.

Fig. 20

P.S. Dokka	$G = 0{,}1416 \cdot Q^{0{,}709}$	r = 0,7	n = 35	r er korrelasjonskoeffisient.
Kolbjørnshus	$G = 0{,}071 \cdot Q^{0{,}91}$	r = 0,74	n = 34	n er antall punkter som er grunnlag for kurvene.
Nordsinni	$G = 0{,}31 \cdot Q^{0{,}782}$	r = 0,77	n = 44	
Grønvold, Dokka	$G = 0{,}589 \cdot Q^{0{,}5164}$	r = 0,64	n = 15	

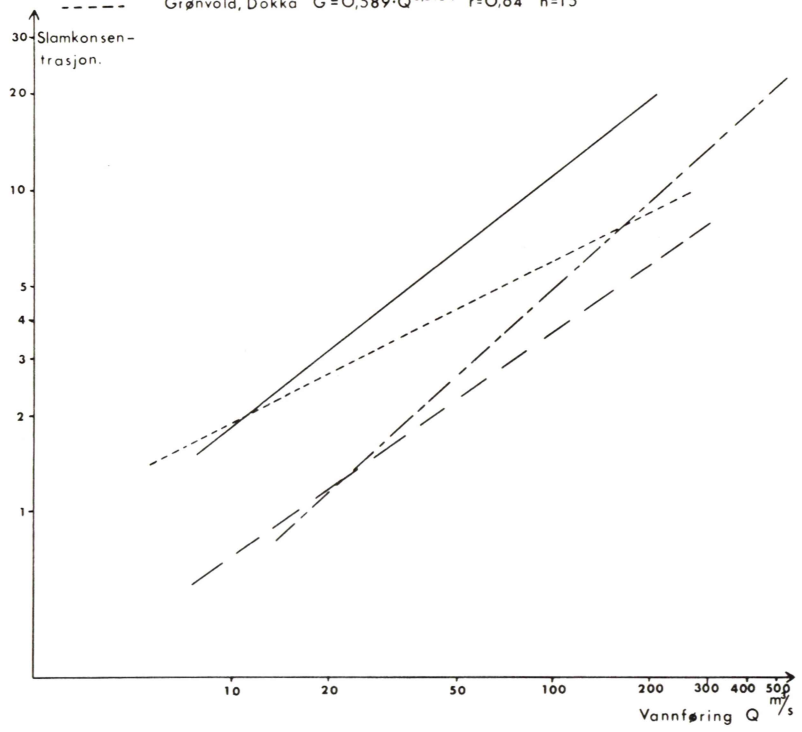
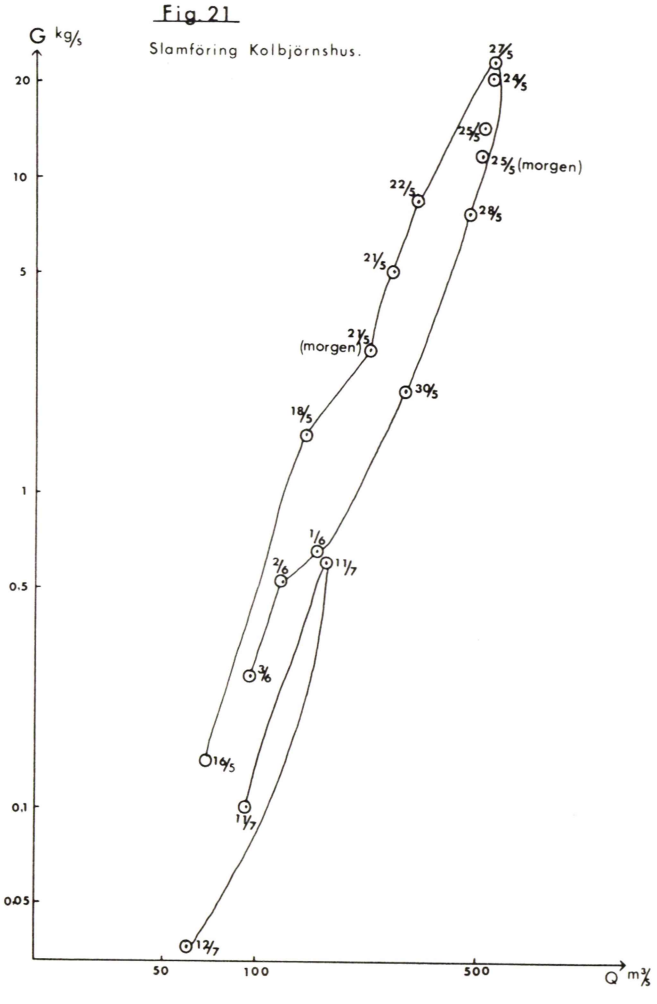


Fig. 21

Slamføring Kolbjörnshus.



Resultatet blir som følger.

Tabell 2.

	mai -78		juni -78		juli -78		mai,juni, juli -78		1/2-31/12-78
	tonn	%	tonn	%	tonn	%	tonn	%	tonn
Etna ved Nordsinni	3000	83,5	200	5,7	400	10,8	3600	100	3800
Dokka ved PS	2200	78,5	310	11,0	290	10,5	2800	100	-
Dokka/Etna ved Kolbjørnh.	8800	80	1400	12,5	800	7,5	11000	100	-

Mai, juni og juli måned bidro ved Nordsinni med 96% av den totale slamtransporten i perioden 1/2-31/12 1978, dvs. ca. 95% av den årlige slamtransporten. Sannsynligvis gjelder det samme ved de to andre prøvestedene (Tab. 2).

Differansen mellom den totale slamføringen ved Kolbjørnshus (11 000 tonn) og Nordsinni og PS (6 400 tonn) er 4 600 tonn. Det skulle bety at elva mellom Nordsinni og samløpet med Dokka også bidrar med mye av det suspenderte materialet ved Kolbjørnshus. Disse resultatene er sammenlignet med resultatene fra andre vassdrag i tabell 3.

Totalt virker det som om Etna er mye rikere på suspendert materiale enn Dokka ved PS. Lenger opp i Dokka, ved Grønvold, ser det imidlertid ut som om slamkonsentrasjonen er markert større enn ved PS (fig. 20), noe som må bety at de lettest tilgjengelige sedimentkildene ligger ovenfor Grønvold, da sedimentasjon mellom Grønvold og PS er utelukket. Kurven som viser slamkonsentrasjonen ved Grønvold i fig. 20 er imidlertid noe usikker blant annet på grunn av for få punkter på de høyeste vannføringene. Dette fører bl.a. til liten helning på denne kurven i forhold til de andre. Dessuten er prøvene ved Grønvold tatt våren/sommeren 1979, mens de andre er tatt våren/sommeren 1978. Av disse årsaker bør man være forsiktig med å trekke mer vidtrekkende konklusjoner enn ovenfor.

Videre går det fram at det er mai måned med vårflommen som bidrar med det aller meste av slamtransporten. En stor høstflom,

Fig 22a. *Prosentvis fordeling av vannføring og suspensjonstransport for mai, juni, juli 1978.*

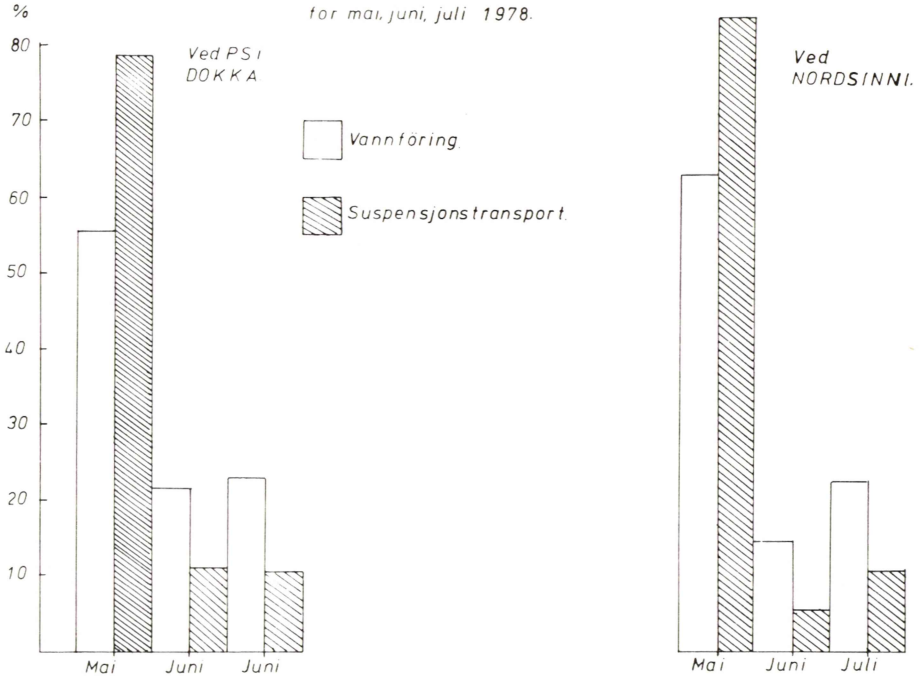
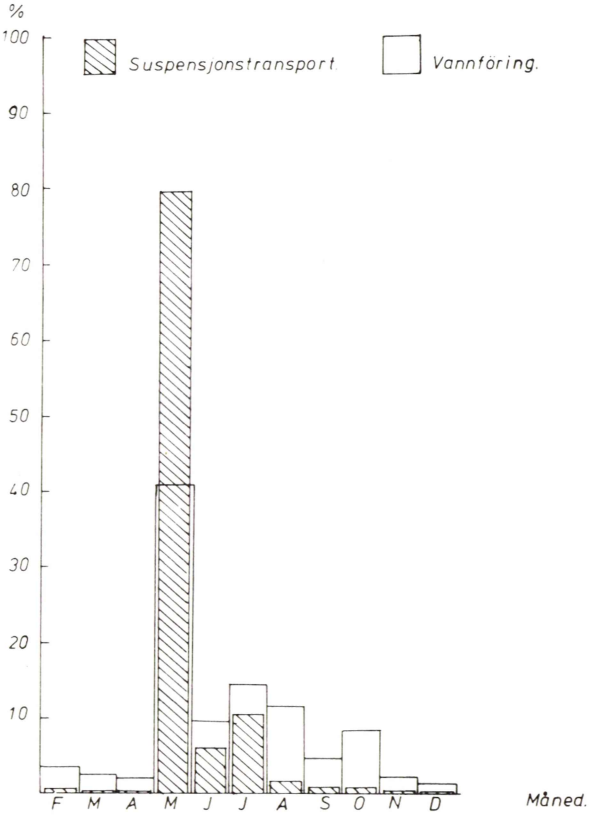


Fig. 22b.

Prosentvis fordeling av vannføring og suspensjonstransport for de 11 siste månedene av 1978 ved Nordsinni. (Vannføringsdata for januar 1978 eksisterer ikke)



Tab. 3.

Vassdrag/Vannmerke	År	Susp.transp. tonn pr. år	Spesifikk susp.transp. tonn pr. km^2 pr. år
Etna/Kolbjørnshus	1978	11 600	5,5
Dokka/PS	1978	2 800	2,5
Bøvra/Brustuen	1970	1 000	4
Dirdalselva	1969	800	5
Gryta/Gryte	1971	100	5
Verkenselva/Holmen	1971	80	3
Bøelva/Oterholt	1969	1 600	10
Leira	1970	47 000	307
Bøvra/Fossberget	1970	75 000	84
Sandeelva/Kjelsås	1971	1 200	16

Kilde: Nordseth 1974. Sedimenttransport i norske vassdrag.

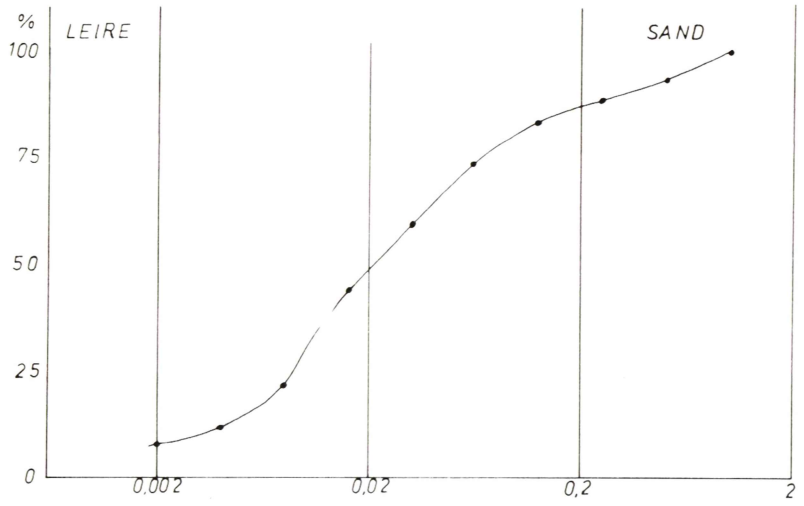
f.eks. på størrelse med vårflommen, ville som tidligere nevnt, ikke ha på langt nær så kraftig transport som vårflommen.

Dersom figur 20 skal benyttes til å beregne slamføringen under en høstflom, må dette tas i betraktning.

Figur 22a viser prosentvis fordeling av vannføring og suspensjonstransport for mai, juni og juli for PS i Dokka og Nordsinni, og figur 22b viser det samme for Nordsinni i tidsrommet 1/2 - 31/12 1978. Disse figurene viser at prosentandelen av slamtransport for mai måned er større enn prosentandelen av vannføring i samme måned. For resten av året, som har lavere vannføring, er dette forholdet motsatt. Årsaken er den sterke økningen i slamkonsentrasjon med voksende vannføring som går fram av figur 20.

Det ble foretatt en kornfordelingsanalyse av det suspenderte materialet ved PS i Dokka ved å pumpe opp 90 liter vann. Det faste materialet ble skilt fra vannet, brent og veid. Prøven ble tatt opp 31/5 ved en vannføring på 100 m^3/s. Slamkonsentrasjonen var 4,2 mg/l. Prøven inneholdt 12,7% organikk og

Fig. 23
Kornfordeling av suspensjonstransporten ved PS i Dokka 31/5 - 78. Vannføring 100 m/s. Slamkons. 4,2 mg/l 12,7% organisk.



midlere kornstørrelse var 0,024 mm, dvs. silt. Kornfordelingen er gitt på figur 23. Prøven som det ble tatt kornfordelingsanalyse på veide bare 0,4 g. Dette er normalt for lite til at analysemetoden (Andreassens pipetteanalyse) gir noe godt resultat. Et visst inntrykk av kornfordelingen skulle det imidlertid gi. Prøven inneholdt ca. 13% sand og finsand, ca. 75% silt og ca. 12% leire.

Bunntransport

Bunntransporten består av de groveste fraksjonene i bunnmaterialet - sand, grus og steiner - som ruller, glir eller hopper langs bunnen. Bevegelsen av bunnmaterialet kan være rykkvis eller kontinuerlig. Bunntransporten er avhengig av bunnmaterialets størrelse, sortering, pakning og partikkelform, strømhastighet, turbulens, løpsgradient og elveleiets ruhet og geometriske form.

Ved et forsøk på å måle mengden av bunntransportert materiale ble det benyttet en prøvetager som ble senket ned på elvebunnen. Det bunntransporterte materialet ble så samlet opp i en pose med maskevidde 0,125 mm som var festet til prøvetageren. Etter noen minutter ble den så tatt opp igjen, og prøven ble tørket og veid. Denne metoden ble benyttet ved Nordsinni, og det ble tatt flere prøver i et tverrsnitt av elva for å få en oversikt over hvilke deler av snittet det foregikk mest bunntransport i ved de forskjellige vannføringene. Det ble tatt bunntransportprøver ved tre forskjellige vannføringer, 35 m^3/s, 84 m^3/s og 192 m^3/s, mens flomvannføringen var ca. 200 m^3/s (både i 1978 og 1979). Resultatet er vist i tabell 4 og fig. 24.

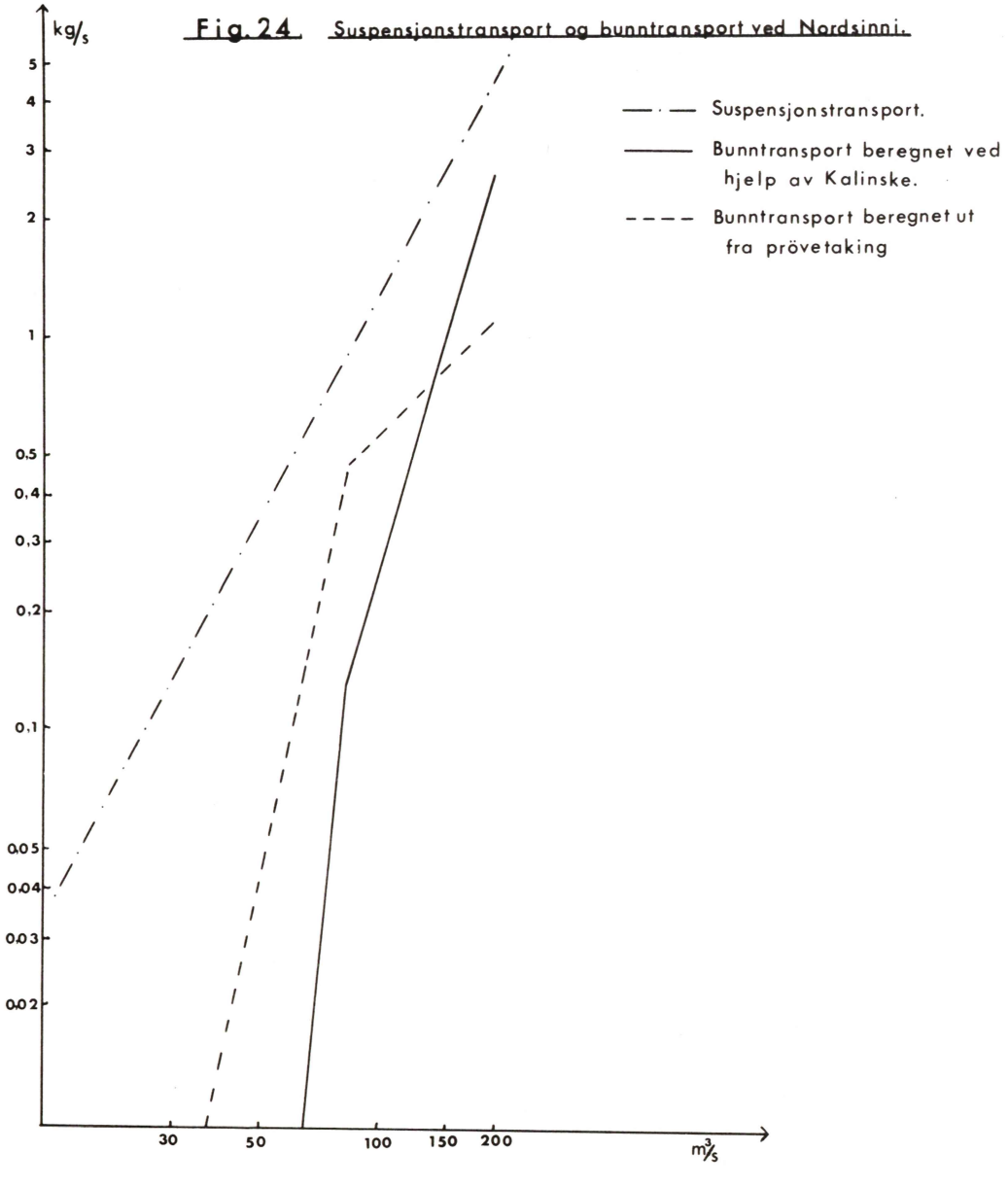


Fig. 24 Suspensjonstransport og bunntransport ved Nordsinni.

Tabell 4. Bunntransport ved Nordsinni 1978.

	mai -78		juni -78		juli -78		mai,juni juli -78		1/2-31/12-78	
	tonn	% av total transp.[1)]	tonn	% av total transp.	tonn	% av total transp.	tonn	% av total transp.	tonn	% av total transp.
Kalinske	1250	30	-	-	20	5	1270	26	1270	25
Prøvetager	1000	25	30	13	110	22	1140	24	1140	23

1) Total transport er her summen av uorganisk suspendert og bunntransportert materiale.

Bunntransporten er som regel vanskelig å måle, og av den grunn er det ved hjelp av laboratorieforsøk utviklet forskjellige formler for beregning av den. En av dem er Kalinskes ligning som sier at

$$g_b = C_1 \cdot \gamma \cdot D_{50} \cdot \rho_s \cdot \sqrt{\frac{\tau_o}{\rho_w}} \cdot F\left(\frac{\tau_c}{\tau_o}\right)$$

der C_1 er en konstant,
γ er det bunntransporterte materialets pakningsgrad,
D_{50} er materialets midlere kornstørrelse,
ρ_s er materialets tetthet,
τ_o er aktuelt skjærstress på bunnen,
τ_c er kritisk skjærstress for en bestemt partikkelstørrelse på bunnen.

$$\tau_o = \left(\frac{U_z}{C_2 \log\left(\frac{C_3 \cdot Z}{K_s}\right)}\right)^2$$

der U_z er strømhastigheten i høyde z over bunnen, C_2 og C_3 er konstanter, K_s er ruhetselementet.

$$\tau_c = \frac{2}{3} \cdot \gamma \cdot G \cdot D_{50} \cdot (\rho_s - \rho_w) \operatorname{tg} \varphi$$

der G er tyngdens akselerasjon, ρ_w er tettheten av vann og φ er rasvinkelen i materialet, 35°.

Resultatet av forsøket på å beregne bunntransporten ved Nordsinni ved hjelp av Kalinskes ligning er gitt i tabell 4 og figur 24.

Ut fra figur 24 går det fram at i perioder med forholdsvis høy vannføring vil Kalinskes ligning gi mer bunntransportert materiale enn metoden med bunntransportprøvetageren, mens det motsatte er tilfellet i perioder med lav vannføring.

For 1978 gir begge metodene nesten samme resultat; det bunntransporterte materialet utgjør ca. 25% av den totale transporten av uorganisk, fast materiale.

I år med lavere flomvannføring enn 1978 vil imidlertid beregningen av bunntransporten ut fra resultatene med prøvetageren gi større bunntransport enn Kalinskes ligning. En kombinasjon av disse to metodene vil kanskje gi det mest riktige resultatet.

Figur 24 viser bunntransporten i forhold til suspensjonstransporten ved forskjellige vannføringer. Hvor stor del av total transport bunntransporten utgjør vil variere med vannføring og metode som blir brukt til å beregne bunntransporten. For 1978 ble resultatet ca. 25% og ut fra figur 24 ser det ut til at andelen av bunntransport vil være mindre i år med liten flom.

Det er bare ved Nordsinni forholdene er lagt til rette for bruk av bunntransportprøvetageren. Den er avhengig av å ligge vannrett på bunnen med åpningen mot strømretningen for å fungere. I tillegg bør ikke bunnmaterialet være særlig grøvre enn grov grus fordi prøvetageren vil kunne bli slått i stykker av grovt materiale på bunnen. Dessuten er ikke åpningen på prøvetageren beregnet på så store fraksjoner.

Ved de to andre prøvestedene, Kolbjørnshus og PS, er det både for turbulent og for grovt bunnmateriale til å tilfredsstille disse betingelsene. Dessuten mangler det opplysninger om forhold som er nødvendig for å beregne bunntransporten her. Det er imidlertid rimelig å anta at bunntransporten her utgjør en større del av den totale transporten enn ved Nordsinni fordi en av betingelsene for det forgrenete løpet nedenfor Kolbjørnshus nettopp er stor bunntransport.

LITTERATUR

Nilsson, B. 1969. Development of a depth-integrating water sampler. UNGI-rapport 2.

Nilsson, B. 1971. Sedimenttransport i svenske vattendrag, ett IHD-projekt. Del 1 Metodik. UNGI-rapport 4 (s.23-24).

Nordseth, K. 1974. Sedimenttransport i norske vassdrag. Sammendrag av arbeider ved Geografisk inst. Univ. Oslo.

Otnes, J. og Ræstad, E. 1978. Hydrologi i praksis. 2. utgave. Ing.forlaget Oslo.

Relling, O. 1978. Gaupnefjorden i Sogn. Sedimentasjon av partikulært materiale i et marint basseng. Rapport 7 fra Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer, Univ. Oslo.

Sundborg, Å. 1956. The River Klarälven. A study of fluvial processes. Geogr. Ann. 38, 127-316.

Ziegler, T. 1972. Slamtransportundersøkelser i norske breelver 1970. Hydr.avd. NVE. Rap. 1/7.

Aa, A.R. 1976. Kvartærgeologiske undersøkelser i Dokkaområdet i 1975. NGU-rapport nr. 1407.

PUBLISERTE RAPPORTER

Årsberetning 1975.

Nr. 1 Naturvitenskapelige interesser i de vassdrag som behandles av kontaktutvalget for verneplanen for vassdrag 1975-1976. Dokumentasjonen er utarbeidet av: Cand.real. E. Boman, cand.real. P.E. Faugli, cand.real. K. Halvorsen. Særtrykk fra NOU 1976:15.

Nr. 2 Faugli, P.E. 1976. Oversikt over våre vassdrags vernestatus. (Utgått)

Nr. 3 Gjessing, J. (red.) 1977. Naturvitenskap og vannkraftutbygging. Foredrag og diskusjoner ved konferanse 5.-7. desember 1976. (Utgått)

Nr. 4 Årsberetning 1976 - 1977.

Nr. 5 Faugli, P.E. 1978. Verneplan for vassdrag. / National plan for protecting river basins from power development. Særtrykk fra Norsk geogr. Tidsskr. 31. 149-162.

Nr. 6 Faugli, P.E. & Moen, P. 1979. Saltfjell/Svartisen. Geomorfologisk oversikt med vernevurdering.

Nr. 7 Relling, O. 1979. Gaupnefjorden i Sogn. Sedimentasjon av partikulært materiale i et marint basseng. Prosjektleder: K. Nordseth.

Nr. 8 Spikkeland, I. 1979. Hydrografi og evertebratfauna i innsjøer i Tovdalsvassdraget 1978.

Nr. 9 Harsten, S. 1979. Fluvialgeomorfologiske prosesser i Jostedalsvassdraget. Prosjektleder: J. Gjessing.

Nr. 10 Bekken, J. 1979. Kynna. Fugl og pattedyr. Mai - juni 1978.

Nr. 11 Halvorsen, G. 1980. Planktoniske og littorale krepsdyr innenfor vassdragene Etna og Dokka.

Nr. 12 Moss, O. & Volden, T. 1980. Botaniske undersøkelser i Etnas og Dokkas nedbørfelt med vegetasjonskart over magasinområdene Dokkfløy og Rotvoll/Røssjøen.

OPPDRAGSRAPPORTER

76/01 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Nyset-Steggje-vassdragene.

76/02 Bogen, J. Geomorfologisk befaring i Sundsfjordvassdraget.

76/03 Bogen, J. Austerdalsdeltaet i Tysfjord. Rapport fra geomorfologisk befaring.

76/04 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Kvænangselv, Nordbotnelv og Badderelv.

76/05 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Vefsnas nedbørfelt.

77/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Hovdenområdet, Setesdal.

77/02 Faugli, P.E. Geomorfologisk befaring i nedre deler av Laksågas nedbørfelt, Nordland.

77/03 Faugli, P.E. Ytterligere reguleringer i Forsåvassdraget - fluvialgeomorfologisk befaring.

78/01 Faugli, P.E. & Halvorsen, G. Naturvitenskapelige forhold - planlagte overføringer til Sønstevatn, Imingfjell.

78/02 Karlsen, O.G. & Stene, R.N. Bøvra i Jotunheimen. En fluvial-geomorfologisk undersøkelse. Prosjektleder: J. Gjessing & K. Nordseth.

78/03 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i delfelt Kringlebotselv, Matrevassdraget.

78/04 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Tverrelva, sideelv til Kvalsundelva.

78/05 Relling, O. Gaupnefjorden i Sogn.
(Utgått, ny rapport nr. 7 1979)

78/06 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring av Øvre Tinnåa (Tinnelva).

79/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Heimdalen, Oppland.

79/02 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring av Aursjø-området.

79/03 Wabakken, P. Vertebrater, med vekt på fugl og pattedyr, i Tovdalsvassdragets nedbørfelt, Aust-Agder.

80/01 Brekke, O. Ornitologiske vurderinger i forbindelse med en utbygging av vassdragene Etna og Dokka i Oppland.