

Tillates innlemmet i **U. B. B.**

manuskriptsamling

Bergen, 2614 1962

Jan Mangerud

U. B. BERGEN

Ms. Rb 129/2

H o v e d o p p g a v e

i

GEOMORFOLOGI - KVARTÆRGEOLOGI

levert ved Universitetet i Bergen

Vårsemesteret 1962

Oppgaven består av:

- 1 tekstbind
- 1 illustrasjonsbind
- 1 kartrull

Jan Mangerud:

GEOMORFOLOGISKE OG KVARTERGEOLOGISKE STUDIER
I OG OMKRING MIDTRE GUDBRANDSDAL

F O R O R D

Som hovedoppgave har jeg utført geomorfologiske og kvartær-geologiske undersøkelser i midtre Gudbrandsdal og områdene omkring. Jeg har til dels (særlig i NØ) arbeidet langt utenfor det felt jeg her vil beskrive, men også resultatene fra disse områder er benyttet i konklusjonene, selv om det ikke alltid er nevnt.

Feltarbeidet er utført for Norges Geologiske Undersøkelse, hvor jeg har vært medarbeider for statsgeolog dr. philos. Gunnar Holmsen og statsgeolog Per Holmsen. Det mer enn 5 måneder lang feltarbeid (1959, 1960 og 1961) hadde ikke vært mulig uten den økonomiske støtte jeg har hatt av NGU, og jeg vil her takke institusjonen for denne støtte. Jeg vil også takke statsgeologene G. Holmsen og P. Holmsen for den interesse de har vist for mitt arbeid, og kanskje særlig for den tillit de har vist ved hele tiden å gi meg frie hender.

Jeg takker også Norges Almenvitenskapelige Forskningsråd for et mindre beløp til isavsmeltingstudier sommeren 1960.

Fra studietiden i Oslo vil jeg takke Geografisk institutt for meget lærerike feltkurs og ekskursjoner under professor dr. philos. Just Gjessing.

Sin endelige utforming fikk oppgaven mens jeg studerte under dosent dr. philos. Hans Høltedahl ved Geologisk institutt, Universitetet i Bergen. For både faglig og mer praktisk hjelp vil jeg takke dosent H. Høltedahl og det øvrige personalet ved Geologisk institutt.

Endelig må jeg rette en hjertelig takk til vit.ass. cand.mag. Ole Fredrik Bergersen, for både godt kameratskap og faglig hjelp gjennom flere år. Som nybegynnere arbeidet vi sammen hele sommeren 1959 (på kartblad Rondvasshøgda). Senere valgte vi hovedoppgaver slik at jeg har felt fra Frya og oppover Gudbrandsdalen, mens han har herfra og nedover dalen. Det nære samarbeid har vi hele tiden holdt ved like ved diskusjoner både ute i feltet og mer teoretisk senere. Jeg vil ikke legge skjul på at dette samarbeid har hatt stor betydning for de resultater jeg fremlegger i denne oppgave. O.F. Bergersen har også lest korrektur på oppgaven.

Bergen, 12/4-1962

Jan Mangerud
Jan Mangerud

I N N H O L D

	Side
BERGGRUNNSGEOLOGI	1
Sprekker, forkastningslinjer og strøk	2
 GEOMORFOLOGI	 5
FJELL, VIDDER	6
DALER	7
Erosjon i siste istid og postglacialtid	9
Dreneringsmønsteret	17
 ISSKILLET. BEVEGELSESTRETNINGER	 22
 SEDIMENTPETROGRAFI	 26
KORNFORDELINGSANALYSER	26
STEINTELLINGER	29
 MORENEDEKKET	 34
Bunnmorenens avhengighet av berggrunnen	34
Morenen i sidedalene	34
Morenen i hoveddalen	37
 ISAVSMELTINGEN	 42
OVERSIKT OVER ELDRE ARBEIDER	42
FJELLOMRÅDENE	49
Området mellom Gudbrandsdalen og Fryadalen	49
Området N for Vinstradalen	57
Området S for Vinstradalen	59
De glaciologiske forhold under avsmeltingen i fjellområdene	60
"Dødissskille". Isoverflatens helning	61
GUDBRANDSDALEN MED SIDEDALER	64
Oversikt	64
Området Frya - Harpefoss	66
Området Harpefoss - Vinstra	75
Området Vinstra - Kvam	84
Sluttord	88
 POSTGLACIALE ELVE -OG SKREDAVSETNINGER	 90
 LITTERATURLISTE	 94

BERGGRUNNSGEOLOGI

Jeg har ikke selv gjort noen systematiske iakttagelser av berggrunnen og skal ikke ta opp problemer i forbindelse med den. Dette fordi både stratigrafi og tektonikk er meget komplisert og omdiskutert. Da imidlertid berggrunnen spiller en viktig rolle for geomorfologien og danner bakgrunn for steintellingene jeg har foretatt, skal jeg for oversiktens skyld gi en kort orientering.

Berggrunnen kan grovt deles i tre enheter:

1. Den eokambriske sparagmittformasjon.
2. Kambro-ordoviciske sedimenter.
3. Jotundekkenene.

Grensen mellom de to første er lagt noe forskjellig, men i denne sammenheng spiller alderen på f.eks. en kvartsitt liten rolle. Stort sett kan en si at det står mørk sparagmitt med skiferlag i S og langs Gudbrandsdalen til mellom Vinstra og Kvam. Herfra står lys sparagmitt langs dalen. Denne dekker også store fjellområder mot Rondane og Østerdalen. I sparagmittene er foregått store skyvninger, men hvorvidt de undre deler av Gudbrandsdalen er auktoktone kan ikke avgjøres med sikkerhet.

For de østligste deler av mitt felt finnes geologisk kart i 1:100 000 av W. Werenskiold (1911). Som oversikt gjengis her (fig. 2) et utsnitt av et kart av P. Holmsen, C. Oftedahl og S. Skjeseth (1954).

Kambro-ordoviciske sedimenter av miogeosynklinal facies finnes auktoktont eller para-auktoktont over sparagmittene. Med Jotundekkenene er imidlertid også kommet sedimenter av eugeosynklinal (Trondhjemsfelt-) facies. Dette har forårsaket noe forskjellige oppfatninger av skyvegrensene.

Undre Jotundekke, beveget fra NNE, og øvre Jotundekke, beveget fra NV, skilles prinsipielt av Valdressparagmittene. Deres bergarter fremgår av fig. 4, et oversiktskart som gjengis etter

B. Dietrichson (1957), uten at jeg derved tar noen stilling til problemene.

Nærmere beskrivelse av berggrunnen vil gis i de enkelte tilfelle der det er nødvendig for forståelsen.

Sprekker, forkastningslinjer og strøk

Sparagmitten er stiv og sprekker derfor opp ved tektonisk press. Sprekkene gir frostforvitringen gode muligheter, og i fjellområder (som Rondane) dekkes overflaten helt av heller og blokker med firkantete sideflater.

Som W. Werenskiold (1931) påpeker, går sprekkene gjennom alle bergarter og er følgelig yngre enn disse. Det er naturlig å sette dem i forbindelse med den Kaledonske fjellkjedefoldning, men Werenskiold antyder også muligheten av at de er permiske. Han har undersøkt sprekkene opp for Harpefoss og sier at dette er forkastningslinjer.

De større sprekker blir svakhetssoner som får betydning som ledelinjer for erosjonen. Mange av disse trer klart fram i topografien. På kartet, fig. 5, er tegnet inn sprekker etter flybilder.

På fig. 6 er disse og noen fra tilgrensende strøk, fremstilt i polardiagram. De har nesten alle retninger mellom N og NØ, men det er en hovedretning omkring NNØ, og et mindre maksimum omlag N. Disse retningene krysser også av og til hverandre i marken.

Kartet (fig. 5) viser hvor avgjørende rolle disse retninger spiller i topografien. Jeg skal her gi noen utfyllende kommentarer til dette.

Lågen følger sprekkeretningen fra Kvam til Vinstra (helt NV på kartet), likeledes ovenfor innløpet til Harpefoss og i Sør-Fron

Harpefossens terskel er nederst betinget av en meget markert

forkastningslinje, midt på fig. 7. Ovenfor terskelen er flere kryssende sprekker, mens denne er fri for slike store svakhetslinjer. Sparagmitten er imidlertid også her oppsprukket (fig. 10), og Harpefossens vinklede canyon følger disse retninger (fig. 9).

På N-sida av Gudbrandsdalen er sprekkeene meget markert i dal-sida, hvor det står sparagmitt. I fyllitten på vidda kan de også til en viss grad følges, men er mye mindre markert. Her gjelder også det forhold seg gjeldende at det er tykkere morenedekke, og sprekkeene er derved ofte skjult. Dette siste gjelder selvfølgelig også for dalen og andre steder (jevnfør kvartærgeologisk hovedkart, fig. 45).

De tre sidedalene på N-sida følger alle sprekkeretningene. I den Ø-ligste går Augla i et svært dypt og trangt gjel, (fig.8) Sulas dal er noe videre. Sprekken er ikke lenger så iøynefallende (på flybilde), men retningen viser klart nok anlegget. Den V-ligste, Kløvdalen, er en lang snorrett dal med flere vann. Navnet er geologisk betegnende, men har nok sin opprinnelse i at det var en snarvei til seters når de bare hadde kløvhest. Kløvdalen er, som en ser, helt parallell med Gudbrandsdalen.

Også dalene på S-sida følger sprekkeretningene. I de største er det heller ikke her mulig å direkte påpeke sprekker. Meget iøynefallende er den lange linje mot SSV fra Sør-Fron. Ulbergsåi og en lang rekke vann følger denne.

På kartet er også påtegnet strøkretningen i enkelte områder der denne spiller rolle for geomorfologien.

Helt i NØ er med litt av et sterkt foldet område, der strøket er helt dominerende for topografien. Dette finnes helt til høyre på profilet, fig. 3.

I SV står vesentlig fyllitt med strøk omlag NV. Gålåvannet følger strøket, likeledes en rekke myrer og vann med vikar og tanger lenger SØ. Utprepareringen er her begunstiget av at isbevegelsen har hatt omlag samme retning.

I høydetrage mellom dette området og Gudbrandsdalen står

vesentlig massive kvartsitter. Helt i Ø veksler imidlertid kvartsitt -og fyllittlag, og dette viser seg tydelig i topografien omkring Gampen. Strøkretningen er avmerket på Gompberget, en kvartsittbenk som står opp som et svart gjerde.

Over den helt overveiende del av kartet (fig. 5) er strøket NV-NNV. Særlig vil jeg påpeke at dette gjelder fyllittene på vidda Gudbrandsdalen må jo en gang ha skåret seg gjennom disse, og dens løp gjennom det meste av kartet stort sett følger strøket er det nærliggende å anta at dette har vært en viktig retningsbestemmende faktor. Ifølge Werenskiöld (se fig. 3) danner sparagmitten en antyklinal over Sør-^{fron}ron, og dette har vel også spilt en rolle.

GEOMORFOLOGI

Også i foregående kapitel har jeg kommet inn på geomorfologisk spørsmål. Det var imidlertid vesentlig om strukturlinjer i berggrunnen, og deres betydning som ledelinjer for erosjonen, uten at noen analyse av virkende agenser eller dannede former ble gjort.

Storformene lar seg temmelig klart inndele i tre elementer:

1. Fjell.
2. Vidde.
3. Daler nedskåret i vidda.

For å vise dette har jeg tegnet en hypsometrisk kurve (fig. 12). Vidda trer fram som det arealmessig dominerende element. Dette gjelder særlig i S og Ø (se kart, fig. 11), i V blir fjellområdene større. Dalene er dype, men med bratte sider.

FJELL, VIDDER

Fjellplatåer har stor utbredelse i hele Sør-Norge. Hans Reusch (1901), inspirert av W.M. Davis, ga dem en tolkning som de fleste geologer og geografer har sluttet seg til: "Norges høifjeldsvidder er rimeligvis som regel peneplaner, jeg siger ikke et peneplan, da de muligvis ikke alle er geologisk samtidige. De viser den "gamle" karakter, som er karakteristisk for peneplane uten dog at være abrasionsflader, saadanne som havet frembringer med sin jævnhøvling."

W. Werenskiold (1911, 1915) bruker denne tolkning av områder i Ø av det felt jeg behandler. Han legger vekt på at vidda ikke har vært en flate, men et bølgende landskap (med modne former) og inkluderer i dette høyder fra ca. 700 til 1.400 m.o.h.

Som tidligere nevnt finner jeg det naturlig å skille ut oppragende fjell som et eget element. Oftest hever nemlig disse seg bratt og til store høyder over den bølgende vidde (fig.36). Noen klar grense er det imidlertid ikke mulig å trekke (fig.12) hvilket er naturlig nok. Siden modne former er utviklet over så store områder som vidda representerer, har sikkert overgangen fra dette nivå til oppragende fjell også vært jevn.

Den siste virkende agens på vidda er isen. Den har vel til en viss grad omskapt dens karakter. Iøynefallende er alle vannene, (fig.14). Noen daler synes også hovedsaklig å være isens verk. Likeledes er de oppragende fjell blitt omformet. Skal en komme fram til et mer detaljert bilde over viddas utbredelse og dannelse, må en søke å klarlegge denne isens omformende virkning.

Jeg har ikke hatt anledning til å gå nærmere inn på disse problemer, men vil gi denne korte orientering siden de er så dominerende innen mitt felt.

DALER

Her har jeg gått noe mer grundig til verks og skal ta opp til diskusjon et par spesielle problemer.

W. Werenskiold (1911) karakteriserer dalene slik: "Det synes som om vidden er rester av en ældgammel overflate med tiljevne former; de dype dale er nedsænket som et fremmed element." (Se fig. 14 og 37.)

Dette siste ser en av at vidda sjelden senker seg mot dalene, her er oftest en skarp knekk (fig. 15). Av den hypsometriske kurve (fig. 12) går det fram at grensen mellom vidde og dal er mer markert enn mellom vidde og fjell. Av fig. 13 sees at denne grensen ligger på 800 - 850 m.

Nedskjøringen av dalene tok trolig til med den fornyete kraft elvene fikk ved den tertiære landhevning. I kvartærtiden har både fluvial -og glacialerosjon bidratt til utformingen, og diskusjonen har for en stor del bestått i å avgjøre forholdet mellom disse.

Jeg vil her påpeke at selve denne veksling mellom glacial -og interglacialtider synes meget gunstig for nedskjøringen av dalene i disse sentrale strøk av landet. Det er rimelig å anta at i et tidlig stadium av hver istid (evt. også i avsmeltingstid, unntatt siste) gikk lange dalbreer ut hoveddalene. En vesentlig del av glacialerosjonen har trolig foregått nettopp i denne tid da bevegelsen i sentrale deler av en innlandsis er liten. Dette er gjentatt for hver istid. Mellom og etter istidene har så Lågen skåret seg gjennom trinn (og gitt gode angrepspunkt for ny iserosjon), og sideelvene har erodert "connecting valleys" (Ahlmann, 1919) i sitt heng til Gudbrandsdalen.

Gudbrandsdalen fremstår i dag som en typisk glaciert dal. Av glaciale formelementer kan nevnes:

Lengdeprofil: Mjøsa (som er forlengelsen av Gudbrandsdalen) er overfordypet til 320 m. under havets nivå. Losna (fig. 17) er overfordypet 60 - 70 m. i forhold til fjellterskelene nedenfor.

I mitt eget område kan jeg nevne Harpefossens fjellterskel.

Tverrprofil: Bratte dalsider (fjellvegger) som med den flate dalbunn danner en U-form som ikke kan være noe modent "normalprofil." De fleste dalnes er avkuttet. Spesielt vil jeg nevne Ulbergshaugen i Sør-Fron, som jeg oppfatter som en rest av et dalnes på S-sida av dalen, se fig. 17. Dette blir da hva Cotton (1942) kaller "beehive forms."

Sidedalene i mitt felt kan deles i to grupper etter størrelsen (se kart fig. 11):

1. Vinstra -og Fryadalen. Dette er store daler som i det øvre av tverrprofilet er vide. Det er gjort forsøk på å skille ut flere generasjoner på grunnlag av dalhyller (W. Wråk 1908, W. Werenskiold 1911, 1915 og H. W:son Ahlmann 1919), hvilket jeg bare i liten utstrekning skal gjøre. Jeg vil særlig påpeke at de dypeste deler er en trang elvekløft (fig. 19, 20) Ut fra formen er de tre nevnte forskere enige om at denne er rent fluvial, og p.g.a. størrelsen at den vesentlig er uterodert før siste istid. Jeg kan legge til at de ser ut til å ha vært fylt med bunnmorene under siste istid (se "Morenedekket").

Den øvre vide del oppfatter jeg med W. Werenskiold for en stor del isutformet.

2. De mindre sidedalene har et ennå mer fluvialt preg, og jeg regner dem for helt elveeroderte. Mest iøynefallende er Augla (fig. 8, 18).

Det er klart at de har sin bakgrunn i overfordypningen av Gudbrandsdalen. På dette vis fikk de nemlig et veldig fall fra vidda til dalbunnen på kort distanse (fig. 16). De har bare skåret et hakk gjennom dalsidene (fig. 18). Som tidligere omtalt er de anlagt langs svakhetssoner, som selvfølgelig også har begünstiget den vertikale erosjon.

Erosjon i siste istid og postglacial tid

Etter foregående mer generelle omtale av dalene, skal jeg ta opp dette spesielle problem. Ved tolkning av dalhyllene har også W. Wråk, W. Werenskiold og H. W:son Ahlmann vært inne på dette i gjeldende område. Foruten den begrensning overskriften tilsier, vil jeg imidlertid ta opp problemet på en noe annen måte enn disse.

Til den postglaciale erosjon regner jeg også erosjon av smeltetvann under senglacial tid.

Postglacial (fluvial) erosjon

Gudbrandsdalen

Postglacial erosjon er i undersøkte område begrenset til Harpefossen (fig. 95). Her går en fjellterskel tvers over dalen, og de laveste steder ligger 40-50 m. høyere enn dalbunnen nedenfor. Ovenfor er spranget ikke så stort, men her er ikke fast berg i dagen. Den laveste passasje er i N, der Lågen har skåret sin canyon, men også i S går en forsenkning gjennom.

Lågen faller omlag 30 m. gjennom Harpefossen. Den går i en meget trang canyon som er vel 30 m. dyp i de nedre deler. Ved selve hovedfallet, som i dag er nesten øverst, er en mengde vakre jettegryter (fig. 10). Også nedover står igjen rester av jettegryter, til dels helt opp til kanten.

Ved utløpet går en tørr canyon parallelt. Den begynner og ender en del høyere enn dagens løp, men i storflom går Lågen over her. Den tørre canyon må være utrodert samtidig med (de øvre deler av) den som brukes i dag. Senere har elva bare brukt det sistnevnte løp, som derfor er gravd dypere enn det tørre.

Ved Harpefossens innløp (se fig. 95) er avflatninger på begge sider. På Ø-sida ca. 230 m.o.h. Her er 2-3 m. finsand/kvabb i et snitt, og fast fjell såes ikke. Lågen gikk opp her i 1789, og flaten kan skyldes bare løsmaterialpåfylling.

På V-sida er derimot en flate i fast fjell, 3-4 m. høyere enn nevnte. Innerkant er meget markert (fig. 21), og her er også iaktatt vannslipt fjell. Lengst S svinger den ut og får samme retning som elva nedenfor svingen her. Den er over det meste dekket av grovt fluvialt materiale.

Det synes helt klart at dette er en rest fra et meget tidlig stadium i Harpefossens nedskjæring. Dette må da også gjelde flaten på andre sida, som ligger lavere.

I området ovenfor Harpefossen er en rekke elveterrasser (omtales under "Isavsmeltingen"), som må være betinget av høyere innløp til fossen.

Nå er det ingen ny oppfatning at Harpefossen er uterodert postglacialt. P.A. Øyen skriver (1896): "Man har nemlig i Søndre Fron ved Harpefossen et dypt gjel i dalbunden, dette gjel mangler ligesom Rostens isskuring - det er altsaa ligeledes postglacialt". Denne bevisførsel (som er den eneste jeg har sett) er imidlertid svak, og jeg har ment det turde være nyttig med flere momenter.

At jettegryter i de nedre deler er bevart helt opp til kanten kan, i dette oppsprukne fjell, tas til inntekt for ung alder, og at isen ikke har gått over. Omtalte avflatninger ved innløpet, og særlig terrassene høyere opp, viser det samme. Til slutt kommer det en først legger merke til, nemlig det helt unge preg og en rikelig tilførsel av slipemateriale fra området ovenfor.

Sidedalene

Fryadalen (se fig. 79).

Frya går i en trang dal til nedenfor Berdal (fig. 20), til dels er det canyon i bunn. Her vider dalen seg, og elva har arbeidet til sida, i glacifluviale masser. Ved Dalen styrter den ca. 15 m. ned i en trang canyon (fig. 25), som noe nedenfor er ca. 20 m. dyp og 3-4 m. bred. Langs det rettlinjete løp til den recent vifte er canyonen noe videre.

Canyonen fra Dalen regner jeg å være postglacial, p.g.a. det

helt unge preg. Tatt i betraktning elvas størrelse og materialføring, og sparagmittens oppsprekking, synes også dette helt rimelig. Ovenfor her regner jeg med forholdsvis liten postglacial erosjon.

Vinstradalen.

Her er ingen canyon som så markert skiller seg ut som postglacial som ved Frya. Profilet er en V med en canyon i bunn. Denne siste er i det minste delvis postglacial, men det er vanskelig å avgjøre hvor mye.

Om en bare betrakter forholdene ved Lo, hvor Vinstradalen munne ut i Gudbrandsdalen, synes det klarere enn om en studerer forholdene lenger inn.

Vinstra kommer her ut av en 25-30 m. dyp canyon (fig. 23). Den senglaciale (subaerile) vifte er bygget så høyt som til overkant av canyonen (fig. 24), senere har så elva erodert seg ned i denne.

Det er da nærliggende å si at vifta ble bygget opp til dalens munningshøyde, og at elva senere har erodert seg ned i canyoner og vifta. Vifta er imidlertid også bestemt av terskelen ved Harpefossen.

Her er et annet interessant moment. Den enorme vifta har ved framføringen representert et veldig slipemateriale. Det skissert forløp, med først en oppbygging av hele vifta, og derpå en erosjon ned i canyonen (og vifta), synes da merkelig.

Det er mer tilfredsstillende å regne at viftas høyde hovedsaklig er bestemt av forholdene i hoveddalen (særlig av Harpefossens terskel). Under tidlig stadium av oppbygging kunne da en del av canyonen uteroderes. Senere ble imidlertid vifta bygd så høyt at erosjonen opphørte (og canyonen ble fylt). Etter hvert som materialet ovenfor Harpefossen ble ført bort, og canyonen her senket, har så erosjonen igjen tatt til. (Se også s. 79-84.)

De små sideelvene

har utført liten postglacial erosjon. Jeg skal bare omtale Fossåen, som synes å ha gravd mest.

Den har skåret seg en ca. 500 m. lang og opptil 20 m. dyp canyon i sitt nederste løp (fig.29). Et sted holdes elva oppe av en benk kvartsittisk mørk sparagmitt, slik at canyonen forsvinner på denne. Under ligger løsere skifer, så det blir en tilbakeskridende foss. Forholdene omtales videre under avsnitt om erosjon i siste istid.

Erosjon (glacial) i Gudbrandsdalen under siste istid

I dette kapitel vil jeg gjøre et forsøk på å klarlegge den glaciële overfordypning av Gudbrandsdalen under siste istid. Innledningsvis skal jeg peke på noen usikkerhetsmomenter, som samtidig blir min reservasjon til resultatet.

Gudbrandsdalen har også tidligere vært iserodert. Under siste interglacialtid hadde den således en glacialdals uregelmessige lengdeprofil. Gjennom trinnene ble det utviklet en fluvial generasjon, mens de slakere deler kanskje unngikk denne erosjon. Det er innlysende at rekonstruksjon av en slik komplisert dal blir hypotetisk.

Ser en på de ytterliggående standpunkter, er det to teorier for traugdannelsen og gjensetting av dalhyller: På den ene side hevdes at isen overveiende graver vertikalt, på den annen at den graver lateralt. Prinsippene er vist ved fig. 25. Dalhyller og hengende daler viser ikke entydig hvor meget som er bortero- dert av isen. Uten å gå nærmere inn på det, kan jeg nevne at jeg har funnet tegn som tyder på både vertikal og lateral ero- sjon. Dette stemmer vel også med de fleste geologers oppfatning

Det synes i alle tilfelle sikkert at den konsentrerte erosjon i dalbunnen som denne overfordypning forutsetter, må foregå på "dalbrestadiet". På "innlandsisstadiet", da isen var flere hundr meter mektig over Gudbrandsdalen, er det vanskelig å tenke seg at den skal "pløye en fure" i bunnen av dalen. På den annen side vil vel dalhyllene (og dalen forøvrig) abraderes også på dette stadium; og denne tid har trolig vært temmelig lang, og for- andringene kanskje betydelige.

Til slutt vil jeg presisere (som det vil fremgå senere) at det bare er noen løse, og til dels usikre, deler som settes sammen til et helhetsbilde.

Ved behandlingen bygger jeg vesentlig på følgende tankerekke:

1. De dypeste deler av sidedalene er helt urørt av siste istid
2. Ved å avgjøre postglacial erosjon, kan da de fluviale sidedaler fra slutten av siste interglacialtid rekonstrueres.
3. Dersom disse endte i hoveddalens bunn, kan også denne rekonstrueres.
4. Dette bestyrkes av dalhyller i samme nivå og
5. av at det ikke er noen gammel gjennomskjæring av terskelen ved Harpefossen.
6. Siste istids overfordypning blir etter dette omlag høydeforskjellen mellom den rekonstruerte - og den nåtidige dalbunn.

Jeg skal ta for meg dette punkt for punkt.

1. Dette er tidligere omtalt og skulle være nokså sikkert.
2. Den postglaciale erosjon er også omtalt. Jeg skal her prøve å påvise hvor de interglaciale daler ender.

Fossåen har jeg studert best, og forholdene her skal først omtales.

Fossåens dal er dypt nedskåret og skarpt markert i forhold til lia i Gudbrandsdalen, (fig. 26). Denne dalen ender ved Fosse, på ei lita dalhylle som er sterkt aksentuert av glaci fluviale løsmasser. Dalen er en dyp V-dal, men uten canyon (fig. 28), og elva synes ha et noenlunde jevnt lengdeprofil.

Ved Fosse begynner den tidligere omtalte postglaciale canyon (fig. 29), samtidig som fallet øker sterkt (fig. 27).

Canyonen skjærer seg gjennom dalhylla ned til den recente vifte.

Min tolkning er nå (fig. 27):

V-dalen er Fossåens dal fra siste interglacialtid, som altså ender på dalhylla ca. 260 m.o.h.. Gudbrandsdalens bunn lå trolig noe lenger ut i dalen og følgelig dypere. Denne V-dal er hengende i forhold til dagens hoveddal, og den postglacial canyon er skåret som en "forbindelsesdal" gjennom dette heng

De øvrige elver har jeg ikke studert fullt så nøye. Her skal jeg bare kort nevne noe. For Vinstra og Frya er postglacial erosjon omtalt. Dalen fra siste interglacialtid skulle da ha bunn omlag der canyonen tar til. For Vinstra vil det trolig si på dalhylla ved Lo, omlag 290 m.o.h.. For Frya oppgir originalkartet 236 m.o.h. på elva straks ovenfor fossen.

Ved Augla synes også forholdene tolkbare. Augla kommer i en dal som helt forsvinner ca. 270 m.o.h. (antydtes på fig. 18). Her er også dalhylla, (fig. 11 og 31). Herfra til Lågen er ei bratt vifte. Den postglaciale canyon gjennom henget mangle ellers er forholdene altså helt analoge til Fossåen.

Også ved Sula er forholdene de samme. Her er det imidlertid ikke mulig å vise så klart som ved Fossåen den postglaciale erosjon, og hvor den gamle dal ender. Det er imidlertid omlag 340 m.o.h. under Toksen. Skal dette innpasses i "systemet", må jeg her regne med forholdsvis større lateral iserosjon enn ved de andre elvene. Nå er dette neppe urimelig, særlig tatt i betraktning at det på andre sida av dalen er bevart ei stor hylle. Dette tyder på at erosjonen her vesentlig har foregått på N-sida.

Disse rekonstruerte dalmunninger er inntegnet på fig. 30.

3. En avgjørende forutsetning for resonnementet er at disse elvedalene like før siste istid ikke lenger var hengende. Dette er det umulig å si noe sikkert om. Siste interglacialtids lengde og klimaforhold vet vi for lite om til å trekke slutninger ad den vei.

Det er to momenter jeg vesentlig bygger på når jeg regner

at sidedalene ikke var hengende. For det første synes de rekonstruerte elvene å ha et noenlunde utjevnet lengdeprofi. For det annet ender dalene flere steder på dalhyller.

I store trekk skulle Gudbrandsdalen fra siste interglacialtid nå kunne rekonstrueres. Dens bunn skulle være omlag i nivå med sidedalenes munnings (fig. 30).

4. Denne rekonstruksjon bestyrkes av til dels meget store dalhyller i dette nivå (fig. 11, 30, 31 og 32). På kartet (fig 11) er bare de største inntegnet. Som omtalt ender sidedalene flere steder på hyller.
5. Harpefossens canyon har jeg vist er postglacial. Jeg har konstatert at det ikke finnes noen annen gjennomskjæring av terskelen.

Dette viser at den "interglaciale Lågen" måtte ligge minst så høyt som terskelen, som ligger bare noe lavere enn min rekonstruerte dalbunn (fig. 30). Her får vi en minimumshøyd av meget stor interesse, fordi de andre punkter heller gir maksimumshøyder.

6. På fig. 30 finnes profil av Lågen. Dalbunnen består overveiende av løsmateriale, så det faste fjells dybde kjennes ikke. De fleste steder er det neppe særlig dypt ned.

De elementer jeg regner gir best inntrykk av den rekonstruerte dal er også inntegnet.

Bildet blir temmelig pent. De fleste steder er den glacielle overfordypning i siste istid 40-80 m., over Harpefossens terskel trolig lite.

Som en avslutning skal jeg kort omtale hvordan dette passer med W. Werenskiolds (1911, 1915) og H. W:son Ahlmanns (1919) oppfatninger.

W. Werenskiold har ikke detaljer som gjør en fullstendig sammenligning mulig. Han påpeker de sammensatte tverrprofiler, og mi

oppfatning av sidedalene synes å falle noenlunde sammen med hans. Han mener også at den glaciøse overfordypning vesentlig har foregått på "dalbrestadiet", og regner denne å være forholdsvis stor (tilsammen i istidene). Dette slutter jeg meg til i opposisjon til Ahlmann, som mener den ikke kan ha overskredet 100-150 m.

Ahlmann (1919, s. 17-21) har behandlet et par områder nokså detaljert. Min oppfatning avviker til dels sterkt fra hans. Jeg skal ta fram et par eksempler for å vise dette, og begrunne hvorfor jeg er uenig.

En generell forskjell ligger i at Ahlmann (og Werenskiöld) den gang regnet med bare to istider. Ahlmann søker å finne de forskjellige generasjoner nær dalbunnen, men det forundrer meg at han ikke har sett de mange dalhyller som finnes i mye høyere nivå (ikke omtalt av meg, noen sees på fig. 15). Heri ligger vel noe av grunnen til at han regner så liten glacialerosjon.

Han tar til med forholdene ved Vinstra. Jeg siterer hele avsnittet og gjengir hans fig. 1, som min fig. 33.

"At Vinstra the topography is very instructive about the development of Gudbrandsdal. The tributary valley, Vinstradal, which joins the main valley at N.Fron, shows at its entrance three valley-generations (fig. 1). The oldest (or uppermost) of these is in the Vinstra valley represented by benches and small terraces, which lie 400-450 m. above sea-level, and which in the main valley pass over into the broad terraces on which the great farms are situated (see the fig. 1). This valley-generation was advanced to full maturity. It is cut by a younger, V-shaped and slightly sinuous valley, which appears as a really separate, younger generation where it cuts the broad terraces in the main valley (fig. 1). Finally, there occurs in the bottom of this a post-glacial gorge which, in the easily denuded sparagmites, is eroded to a considerable size".

Han korrelerer altså dalhyller 400-450 m.o.h. i Vinstradalen med den store dalhylla i Gudbrandsdalen. Men denne ligger 300 m.o.h.! Derved blir jo sidedalen hengende, og dette kan ikke være modne elvedaler som han mener.

Angående V-dalen passer hans figur, men ikke beskrivelse, med min oppfatning. V-dalen skjærer nemlig gjennom dalsida til hyllmen ender på denne. Den postglaciale canyon skjærer derimot gjennom.

Det neste området han tar for seg er Frya - Kjønnåsen - Våla: Ved Haugstad i Fryadal er ei dalhylle vel 500 m.o.h.. Herfra er 3 km. til Kjønnåsen, ca. 300 m.o.h., som han korrelerer den med Forholdet blir det samme som ovenfor, sidedalen blir hengende o hans A-generasjon glacial.

For å lette eventuell videre sammenligning gjengir jeg hans og min tolkning skjematisk ved fig. 34.

Dreneringsmønsteret

Dette blir å følge dalenes utvikling ennå en gang. Men mens jeg i foregående kapitel konsentrerte meg om den vertikale nedskjæring, skal jeg her kort se på fordelingen horisontalt.

Etter den tertiære landhevning ble et dreneringsnett etablert som var bestemt av følgende faktorer.

1. Den tids topografi og dreneringsveier (før hevingen). Særlig i områder med forholdsvis sterkt relieff, som noen steder på kartblad Vinstra.
2. Landets generelle overflateskråning (etter hevingen). I store trekk måtte denne bli helt dominerende i områder hvor det var utviklet et peneplan, hvilket trolig var tilfelle over det vesentlige av kartbladene Fron og Vinstra (fig. 11)
3. Betydningen av geologiske strukturer er påpekt i et foregående kapitel.

Det er ingen grunn til å anta annet enn at dette først anlagte mønster klart trer fram i dalene i dag. De lar seg da også stort sett forklare ved de tre nevnte faktorer.

I forbindelse med Vinstradalen synes det imidlertid å ha vært en viss omlegging, og jeg skal begrense meg til å omtale dette

I forhold til Gudbrandsdalen er Espedalsvassdraget obsekvent (fig. 11). Vannskillet ligger bare 300 m. SØ for Espedalsvann, og mindre enn 6 m. høyere enn dette (G. Ramsli 1948). Herfra renner bekken Dritua i en dyp V-dal videre mot SØ. At Espedalen har drenert denne vei til temmelig nylig synes helt klart.

Også elva Gålå nær Gudbrandsdalen synes å ha økt sitt (og dermed Vinstras) nedslagsfelt i sen tid.

S for Gålåvann ligger Valsvann, som dreneres til dette. Vannskillet ligger straks S for og ubetydelig høyere enn Valsvann, (fig. 11). Videre mot S går den dype Gjarsæterdalen, nesten tør. At Valsvann ikke renner hit også i dag, er nærmest en "tilfeldighet". Muligens har også området, som i dag er Gålåvann, drenert hit tidligere.

Feforvannet er også i Gålås nedslagsfelt, men vannskillet herfra til Fagerlivann ligger svært lite høyere enn vannet.

Gålås nedskjæring tyder på at forandringer har foregått her i helt sen tid, trolig dels så sent som ved etableringen av dreneringsveier etter siste istid.

Alle Vinstras sideelver er svært bratte. De faller ca. 500 m. fra vidda til Vinstra på en avstand av 2-4 km. De går alle vesentlig i løse skifre. Selv om et par følger sprekke- og strøretninger, synes derfor vannføringen å være en avgjørende faktor for erosjonens størrelse. Som et mål for denne kan en bruke nedslagsfeltet, som jeg har målt med planimeter på topografiske karter:

Skåbyggja	63,- km ²
Gålå	54,- "
Lomma	26,5 "
Hatta	14,- "
Massingbekken	12,5 "

Nå viser det seg (fig. 11) at Gålå overhodet ikke har skåret noen dal ned mot Vinstra, mens de 4 øvrige har til dels store, dype elvedaler i sine nedre løp (fig. 11, 35, 36). Forholdene

ved Gålå er altså så helt motsatt det en skulle vente, og det synes temmelig klart at nedslagsfeltet tidligere (i siste interglacialtid) må ha vært mindre. Dette støtter min ovenfor framstilte teori om at en del av området tidligere drenerte mot S.

De hittil omtalte innfangninger synes temmelig klare. Jeg skal nå ta for meg noe som er betraktelig mer usikkert: Er hele Vinstradalen yngre enn hoved-dreneringsveiene forøvrig?

B. Dietrichson (1945, 1953) mener at hele nedskjæringen av Vinstra er postglacial, og at dreneringen tidligere gikk SØ fra Espedalen. Han skjelner imidlertid ikke mellom denne eventuelle gamle drenering, og isavsmeltings-dreneringen som også gikk denne vei (se senere). En så stor postglacial erosjon står for meg som en umulighet, og tilbakevises ved det faktum at det finnes skuringstriper og svære morenemektigheter et godt stykke ned i lia.

Utover dette har jeg ikke funnet noe som har avgjørende beviskraft hverken for den ene eller annen oppfatning av Vinstradalens alder, og skal ganske enkelt nevne noen momenter pro et contra.

Det som først og fremst støtter tanken at Vinstradalen er ung er retningen. Det er det eneste hoveddalføre i området med N-lig retningskomponent. Da det vesentlig er nedskåret i vidda, skulle en vente at pkt. 2 foran skulle være den viktigste faktor. Men av de øvrige daler er det helt klart at denne overflateskråning har vært mot SØ.

Ved Olstappen er en trang gjennomskjæring med fjell på begge sider, som kan ha dannet en høyderygg tvers over. En må i tilfelle regne med at isen har erodert en dal gjennom.

Hele Vinstradalen er utgravd i løse skifre, som muliggjør en hurtig erosjon. Langs Espedalen (og dets vannskille i SØ) er harde skyvedekkebergarter.

Mot dette kan en hevde at lenger V har både Vinstra selv og Sjodalen NØ-lig retning. Men dette er i fjellområder hvor

pkt. 1 opplagt er den viktigste retningsbestemmende faktor. Vinstra synes heller ikke å ha vært så stor her tidligere. Vannskillet går i dag langs S-bredden av vannene Bygdin og Vinstri (fig. 1), og store deler av disse områder ser ut til å ha drenert til Valdres tidligere.

Mye tyngre veier innvendingen at Vinstradalen er videre og virker med moden enn Espedal - Gausdal (men dette er som nevnt også begunstiget av bergartene). Og, noe som kanskje virker avgjørende: Espedalen skjærer seg (midt på vannet) som ei dyp, trang renne gjennom høye fjellområder.

Noe videre skal jeg ikke føre diskusjonen. På fig. 38 har jeg gitt et bilde av hvordan de eldre dreneringsveier kan tenkes å ha vært dersom Vinstradalen er en ung gjennomskjæring. (Men kartet må ikke betraktes som noen konklusjon.)

Bildet virker "naturlig". At vannskillet ved Gålåvann skulle ligge nær Gudbrandsdalen, finner jeg rimelig. Her står nemlig en kvartsittbenk utenfor. Skåbygga har jeg trukket over Vinstradalen, hvilket også virker sannsynlig av fig. 37.

Lågen må betraktes som konsekvent. Vinstra blir da en subsekvent elv, hvis nedskjæring er sterkt påskyndet av glacial overfordypning av Gudbrandsdalen, foruten av glacial erosjon i dalen selv. Derved dannes en rekke obsekvente vassdrag etter "normalmønster", men hvor isen har vært en vesentlig (og kanskje nødvendig) agens.

Som en avslutning skal jeg omtale et obsekvent vassdrag N for mitt felt, som blir en parallell til Espedalen og Gålå.

S for Vågåvann ligger tre store vann: Tesse, Lemonsjøen og Flatningen (fig. 1). Flatningen dreneres (mot SØ) til Sjoa. Tesse og Lemonsjøen (mot N) i en skarp, men ikke stor dal til Vågåvann. Vannskillet ligger her nesten langs S-bredden og få meter høyere enn vannene: Etter gradteigkart Vågå (oppmålt 1931-39) mindre enn 7 m. for Lemonsjøen og mindre enn 19 m. for Tesse. Herfra går store daler (mot SØ) til Rinda og så (mot Ø) til Sjoa. At dette har vært en eldre dreneringsvei synes klart.

Denne innfangning har sin grunn i den glaciale overfordypning av Gudbrandsdal - Ottadal. Elva fra Tesse faller omlag 500 m. på de 5 km. til Vågåvann, mens Rinda fra vannskillet S for Tesse bare faller 100 m. på 5 km.

Dreneringen er ikke lenger så bundet av "den palæiske overflates" skråningsforhold, og det synes å være isen som er den viktigste faktor for omlegningene.

ISSKILLET. BEVEGELSESTRETNINGER

En kom tidlig til klarhet over at isskillet lå S og Ø for vannskillet i Gudbrandsdal - Østerdaltraktene (historikk, se "isavsmelting"). Flere kriterier, så som skuringstriper, erratiske blokker og smeltevannspor ble brukt. Dette ga tilsammen et godt bilde.

Disse spor er imidlertid ikke dannet samtidig, og jeg synes tiden må være inne til å forsøke å få et mer nyansert bilde. Jeg skal kort se på de forskjellige spor.

Former i fast fjell. Skuringstriper er de mest brukte. De er avsatt av en bre i bevegelse, men foran nåtids breer ser vi at de kan avsettes under kortvarige framstøt. Jeg finner det sannsynlig at det overveiende antall skuringstriper er samtidige og så og si fra siste bevegelse. Hvis dette er rett, kan de i angjeldende områder betraktes som fossiler av siste aktive fase.

Kryssende striper (eller striper med "unormale" retninger) er ikke uvanlige. Disse kan benyttes til å få spor av eldre faser

Parabelriss, sigdbrudd og andre friksjonsmerker kan vel nyttes omlag som skuringstriper.

Rundsva (støt -og leside) vil det derimot ta lenger tid å utforme. En kortvarig bevegelsesretning kan tenkes å gi skuringstriper, mens rundsvaet viser en eldre retning.

Blokketellinger har P. Holmsen (1951) gjort i Østerdalen i senere år. Han skiller mellom:

1. Bunnmorenen. Skarpkantete blokker i denne er kort transportert og viser siste isbevegelse.
2. Glacifluviale avsetninger. Materialet har en lang og sammensatt historie, til dels kanskje fra flere istider. Kan bare vise en resultat av alle bevegelsene.
3. Ablasjonsmorenen. Her finnes de egentlige erratiske blokker,

med ofte meget lang transport.

Så vidt jeg kan se er blokkellingen en altfor lite benyttet metode, som, når berggrunnen er belaglig, kan gi gode resultat er.

Smeltevannsporene er fra avsmeltingstiden. Her er benyttet S-grensen for de bredemte sjøer (som må være N for breskillet), og retningen av smeltevannsløp (som viser isoverflatens helning). I alle fall fra Gudbrandsdalen og østover var isen i denne fase død, og disse spor er altså i overveiende grad ynge enn skuringstripene.

Ovenstående redegjørelse er ikke på noen måte ment å være fyldestgjørende. Da problemene har vært lite påaktet, ville jeg imidlertid peke på dem. Jeg skal selv, i det understående, se på skuringstripene, og - under isavsmeltingen - på smeltevannsporene. For å vise berettigelsen av det ovenstående, skal jeg forutskikke det resultat at disse spor ikke bare er tidsasynkrone, men viser helt forskjellig beliggenhet av isskillet!

Skuringstripene er inntegnet på fig. 40. (Egne observasjoner i tabell sist i kapitlet.) I de vestlige deler har T. Lunde (195) arbeidet. Jeg skal kort referere hans synspunkter.

Langs øvre Sjøa og videre mot NØ er isbevegelsen mot NØ. Fra denne retning bøyer den av mot Ø og S i alle forsøkninger (daler). Hans tolkning skulle gå klart fram av fig. 39. Han mener det var en høyderygge som skrånet fra Jotunheimen mot Sel, med isbevegelse langs denne og vifteformig ut mot aidene. Isen var så avhengig av topografien at han mener den ikke var særlig mektig på dette stadium, kanskje endog de høyeste toppene (16-1700 m.o.h.) har stukket opp.

Tolkningen synes meget tilfredsstillende. I Ottadalen er noen kompliserte forhold som faller utenfor rammen her. Men i Gudbrandsdalen er det kanskje nødvendig å legge isskillet lenger N enn han gjør. Her er imidlertid alt for få observasjoner å bygge på.

Det samme gjelder i ennå høyere grad Rondane og områdene om-

kring, der den lyse sparagmitt faktisk ikke har skuringstriper

Stripene omkring Furusjøen - Frya viser imidlertid ganske klar at isskillet ikke kunne ligge særlig langt S for Rondane.

Min observasjon 1. vil jeg påpeke. Den representerer flere sva med sikre N-lige striper. Først i Trondhjemsfeltets skifre, no N for fig. 40, er funnet flere N-lige striper.

Isskillet har, hvis disse observasjoner er representative, i denne fase ligget i umiddelbar nærhet av Rondane. Tar en så i betraktning at isen kanskje ikke var "særlig mektig", synes det rimelig at fjellpartiet utgjorde isskillet. Materialet svikter for å komme noe lenger.

Det er i alle fall klart at detfelt jeg behandler i denne oppgave ligger S for isskillet. P.g.a. fyllitter er her noe rikere med skuringstriper.

Stort sett har isbevegelsen vært mot SØ, langs Gudbrandsdalen (og Fryadalen). Den har derimot vært tvers over Vinstradalen og de små sidedalene til Gudbrandsdalen.

I Vinstradalen viser stripene helt klart at det ikke har vært noen dalbre på sent stadium. De få observasjonene i Gudbrandsdalen passer helt i mønsteret av stripene på vidda, men går også langs dalen. Disse kan derfor ikke brukes til å avgjøre om det har vært en levende dalbre på sent stadium.

Ved Flaksjøen (stripe nr. 2) har jeg funnet helt utvilsomme kryssende striper. At de SØ-lige er de yngste er helt klart. De eldste mente jeg ved forskjellige spor å kunne vise var fra en bevegelse mot NØ. Noe lenger S, på andre sida av Fryadalen, har imidlertid J. Rekstad (1895) skuring med omlag samme retning som han regner å være mot SV. Jeg skal ikke gå mer inn på disse eldre retninger her, skjønt de er meget interessante.

Skuringstriper (egne observasjoner)

Eenv. til nr.på kart fig. 40	Lokalitet, anmerkninger	H.o.h.	Retning 400 ^g korrigert misvisning
1	Simlehø (NØ-hjørnet av Rondane). Flere lokaliteter nær hverandre.	1350	374
2	V for Flaksjøen. På en flate: Mange striper på 36 ^g går med mellomliggende over til 74 ^g , som er flere enn de mellomliggende, men færre enn 36. Yngste, svært mange Annen flate (lavt: En Flere Tredje flate (frittliggende haug): Nesten utvisket Vanlig.	900-50	36 74 150-60 76 146 32 144
	NV for Svartfjell.	940	154
3	Slavollkampen.	960	172
4	Brandvolseter (ved Sula).	900	157
5	Lauvåsen seter(" ").	900	160
6	Skåbu bakli. Der Kasla renner under hovedveien.	750	155
7	Ved veien et par km. lenger V enn sistnevnte	750	145
8	Skåbu. Ved n. Heltåen.	850	127
9	Skjeraldkampen (flere steder).	1000	159
10	1 km. NV for Feforvannet (stor flate).	900	136
11	Kantliknappen.	1050	195
12	Glupbekken ved Øldalen.	850	143

SEDIMENTPETROGRAFI

Disse studier er vesentlig gjort med glacifluvialt materiale, men også noe med morene, og de skal omtales som en begynnelse på behandlingen av løsmaterialet.

Jeg skal her først og fremst forklare metodene. De enkelte resultater omtales under lokalitetsbeskrivelsene. For at disse ikke skal "henge i lufta", skal jeg imidlertid her også gi en oversikt over alle analysene, som sammenligningsmateriale.

KORNFORDELINGSANALYSER

Prøvetaking. I usorterte morener har jeg bare spadd ut en passende mengde. I lagdelt materiale har jeg så godt som mulig holdt meg til et enkelt lag. I snitt med markert forskjellige lag, har jeg tatt en prøve i hvert. Jeg tok alltid et anslag over hvor mye materiale som var større enn det som ble medtatt i prøven.

Jeg har forsøkt å ta typiske prøver, som foruten å gi beskrivelse av den spesielle lokalitet også viser generelle trekk. Til sammen har jeg utført 36 analyser.

Analysemetoder. Analysene har jeg gjort ved jordartslaboratorie i Norges Geologiske Undersøkelse, under veiledning av laborant John W. Wilhelmsen.

Prøvene ble først slått gjennom $3/4$ " (19,1 mm) sikt, og det gjenliggende materiale er ikke tatt med i analysene. For hver prøve har jeg imidlertid angitt hvor mye dette kan dreie seg om hvor jeg også har inkludert anslaget som ble gjort under prøvetakingen. Dette er selvfølgelig ikke noe eksakt tall, men er likevel av stor betydning fordi det ofte bare blir den nedre del av den fullstendige kurve som kommer fram.

Til siktingen ble ellers brukt følgende sikter: U.S. standard $3/8$ " (9,52 mm), nr. 4 (4,76 mm), nr. 10 (2,00 mm), nr. 40

(0,42 mm) og nr. 200 (0,074 mm), dessuten tyske DIN 1 mm, 0,5 mm, 0,2 mm og 0,1 mm.

Slemmingsanalysene er gjort etter Bougoucos areometermetode, med vannglass som dispergeringsmiddel.

Prøvene er skaptørket ved 110°C.

Ved dårlig sorterte og grusholdige prøver ble til sikting bruk: 800 - 1500 g, som regel dog mer enn 1000 g. Av finere og bedre sorterte prøver ble gjerne 4-800 g brukt, et par ganger mindre. Til slemming ble tatt ut 100 g, av de mest leirholdige prøver 50 g.

Der det var nødvendig å dele prøven, ble den kastet opp i en kjegleformet haug og delt etter midten.

Nøyaktighetsgrad. Den omtalte framgangsmåte er den samme som R. Selmer-Olsen (1954) brukte på en stor del av prøvene. Jeg henviser derfor til hans undersøkelser over nøyaktigheten. Den vesentligste feil synes å framkomme ved delingen. Selv om denne gjøres omhyggelig, kan feilen utgjøre 2,5 % som differens i analyseresultatet (oppgitt i %).

Bearbeidelsesmetoder. Som nevnt har jeg holdt meg til NGU's og R. Selmer-Olsens metoder under analysen. Jeg har derfor funnet det naturlig også å bruke de samme parametre og grafiske framstillinger, selv om dette til dels bryter med annen (internasjonal) bruk. Eventuell omregning er imidlertid forholdsvis enkel, og for meg finnes det største sammenligningsmateriale av norske jordarter i Selmer-Olsens avhandling.

Definisjonene framgår av fig. 41. Betegnelsene for kornstørrelsene er de vanlige norske, som bygger på Atterbergs inndeling. Jeg bruker dessuten i beskrivelsene det folkelige ord kvabb, som betegner en jordart som hverken er leirig eller sandig. Det dekker da fraksjonene finmo og mjele, og tilsvarer omtrent den engelske betegnelse silt. Sortering (So) og symmetri (Sk) er parametre som tas grafisk av kurven, rett og slett ved å måle en avstand og uttrykke den i logaritmeenheten.

Begrunnelsen lar jeg R. Selmer-Olsen (1954) selv gi (hans tabel

Tabell
over kornfordelingsanalysene

Nr.	Sted	Avsetning	>2 cm	Md	So	Sk
1	Fryadalens munning	Glacifl.	1/2	2,0	1,44	-0,91
2	" "	"		4,1	1,16	-0,11
3	" "	"		0,013	0,50	-0,01
4	" "	"		0,041	0,46	0
5	" "	"		0,59	0,94	-0,01
6	Ved Forr 350 m.o.h.	Bunnmorene	1/10	0,058	1,90	+0,21
7	Olstad Ø for Fosse	Glacifl.		4,8	0,40	-0,51
8	" " " "	"	1/2	2,2	0,78	+0,81
9	Fosse	"	1/2	5,0	0,90	-0,01
10	"	"		3,6	0,79	-0,01
11	"	"		0,13	0,28	-0,01
12	"	"		0,028	0,48	0
13	"	"		1,45	0,72	0
14	"	"		2,7	0,74	-0,51
15	Hyttebyen	Gl.fl./abla- sjon	1/2	3,3	1,08	-0,11
16	"	"		0,040	0,36	0
17	S.Fron idrettsplass	Morene	1/10	2,9	1,18	-0,11
18	Riksv.50 Ø for Augla	Glacifl.		1,70	0,94	-0,01
19	" " " "	"	1/10	4,0	0,94	-0,21
20	Augla Ø for Rudi	"	1/10	0,70	1,26	+0,01
21	" " " "	"		0,035	0,38	0
22	" " " "	"		0,27	1,42	-0,01
23	" " " "	"	1/4	2,8	0,90	-0,01
24	Riksv.50 200 m V for Augla	Morene		2,4	0,80	-0,01
25	Riksv.50 1/2 km V for Augla	Fluvialt		1,02	0,94	-0,01
26	" " "	Bunnmorene	1/3	0,13	2,06	+0,11
27	Svartløkken	Glacifl.		0,0093	0,36	-0,01
28	"	"		5,7	0,40	0
29	Riksv.50, 2 km Ø for Øien	Skred		1,3	0,72	-0,01
30	Brandvol	Glacifl.		1,15	0,90	-0,01
31	Ø for Sula	"		2,0	0,68	-0,01
32	" " "	"	1/2	4,0	1,30	-0,21
33	V " "	"	1/4	1,75	0,88	+0,01
34	Vinstra landsgym.	"	1/10	2,9	1,00	+0,01
35	Tårud	"		0,52	0,56	-0,01
36	Lien	"		0,90	0,30	0

III og fig. 1 er her gjengitt som fig. 41): "De matematiske uttrykk for sortering og symmetri som er sammenstilt av Pettijohn (1949), er i tabell III oppstilt til sammenligning med de her anvendte. Forskjellen er ikke av annen art enn at en lett kan regne om verdiene uten innføring av nye størrelser. Grunnen til at det her er nyttet andre størrelser enn slike som alt inngår i litteraturen, er at jeg har foretrukket en grafisk bearbeidelsesmetode, og videre fordi jeg anser det som en vesentlig fordel lett å kunne tegne kornfordelingskurven med rimelig nøyaktighet ut fra de tre størrelser som fremgår av diagrammet. Fremgangsmåten skulle lett sees av fig. 1. Dårligst nøyaktighet ved denne tilbakeføring får en når tallverdien for symmetrien er stor.

Den nøyaktighet en oppnår ved å måle verdiene for sortering og symmetri grafisk, kan vanskelig sies å være vesentlig mindre enn den en oppnår ved å regne seg til verdiene. Begge fremgangsmåter bygger på verdier tatt ut av en tegnet kornfordelingskurve, og dette setter i første rekke grensen for nøyaktighetsgraden som kan oppnås. Tar en i betraktning de vanlige analysefeil som senere omtales, er selv den nøyaktighet som den grafiske metode gir uttrykk for ofte større enn den som strengt tatt er berettiget".

Prøvenes Md, So og Sk er oppført i tabellform og kan direkte sammenlignes med Selmer-Olsens resultater. Man har videre gitt dem en oversiktlig form i Md - So-diagrammer. På fig. 42 har jeg samlet de av hans konklusjoner som har interesse og tegnet inn mine egne analyser. De fleste av mine prøver stemmer med hans konklusjoner, men ikke alle.

STEINTELLINGER

Jeg har gjort en rekke enkle steintellinger. Dette er en metode som synes å gi gode resultater i området. Det er for meg ikke mulig å fastslå sikre (avgrensede) opphavslokaliteter for de enkelte steiner. Jeg har derfor innskrenket meg til en forholdsvis grov klassifisering. Dette er raskt, men gir likevel flere gode resultater.

Fremgangsmåte. Ved en lokalitet, fortrinnsvis skjæring, tok jeg

ut 100 stein på 2-10 cm., ved at jeg i et område plukket opp samtlige stein av denne størrelse. Dette skulle da være et tilfeldig utvalg. Steinene ble så bestemt, og antallet av hver bergart talt. En del av bestemmelsene er foretatt på stedet, disse er i tabellen merket med U, de andre (I) er tatt med og bestemt senere.

Gruppering. Ved bestemmelsene har jeg ofte differensiert mer enn tabellen bak angir, og senere slått sammen i grupper. Den gruppen jeg har kalt "fyllitter" inneholder forskjellige typer leirskifer - fyllitt - glimmerskifer.

Bestemmelsene er bare gjort med lupe, og delingen i sparagmitt er og fyllitter er derfor på svakt grunnlag. Denne inndeling lider også under at den mørke sparagmittavdeling for en stor del består av fyllitter, og jeg burde kanskje slått disse grupper helt sammen.

Imidlertid kan en med minimal feil regne de tre første grupper (i tabellen) å tilhøre sparagmitt og kambrosiluren. Disse er derfor summert i fjerde kolonne. Dette tall anser jeg å være temmelig riktig, da det neppe er mange stein i disse grupper som er ubestemte.

Under "kvarts" er det helt overveiende antall kvarts med små skiferrester. Dette vil si at de løsere deler av en stein er slitt bort, og bare den resistente kvarts er igjen.

Gruppen Jotundekkebergarter inneholder vesentlig gabbro - anorthositt (Bergen - Jotunstammen), men også Trondhjemitter, som kommer fra de samme områder, er henført hit.

Antall ubestemte avhenger av flere forhold, bl.a. hvor lang tid som er brukt til den enkelte telling. Det er imidlertid klart at det overveiende av disse kommer fra Jotundekkene, hvor det er et stort antall bergarter.

Nøyaktighetsgrad. Tellingene er hovedsaklig gjort for å gi en oversikt over bergarts sammensetningen i de glacifluviale avsetninger. Forskjellene i disse er så store at det ikke er nødvendig med så stor nøyaktighetsgrad. I forhold til resultatene ville det blitt for tidskrevende å øke nøyaktigheten vesentlig.

Spørsmålet er først om 100 stein gir et representativt bilde. Etter forholdsvis overfladisk kontroll, har jeg funnet at det er tilfredsstillende. Jeg kunne selvfølgelig fått et inntrykk av variasjonsbredden ved å telle f.eks. 500 stein et par steder men det har jeg ikke tatt meg tid til. To steder har jeg imidlertid også talt større blokker. Disse tellinger viser meget god overensstemmelse. (Begge er forøvrig gjort sammen med Ole Fr. Bergersen, som jeg også har diskutert et par av de andre tellingene med.)

Ved Frya (nr. 1) fikk vi følgende resultat:

	Sparagmitter			Fyllitt	Kvarts	Jotundekkeb.	Ubest
	Lys	Mørk	Tils.				
2-10 cm	70	9	79	9	2	9	1
20-30 cm	67	10	77	0	2	21	0

I store trekk er sammensetningen den samme. Forskjellene er dog også interessante. Avstanden til større fyllittområder er flere km., likeledes til Sulseterfeltet (hvor de fleste skyvedekkesteinene her kommer fra). De lite motstandsdyktige skifre er brutt ned til bare små stein. De resistente Sulseterbergarter (særlig en øyegneis) spiller derimot en forholdsvis stor rolle i de større fraksjoner.

Ved Svelle (nr. 4) ble resultatet:

	Sparagmitt - fyllitt	Kvarts	Jotundekkeb.	Ubest.
2-10 cm	90	5	5	0
20-40 cm	83	4	11	2

Også her er tallene omlag de samme, men med flere skyvedekkesteiner i blokkfraksjonen.

Når det gjelder feilbestemmelse av bergarter, skulle den være

liten, i og med at rubrikken "ubestemte" skulle ta slike. Som tidligere nevnt anser jeg da også summen av sparagmitter, fyllitter og kvarts for å være temmelig nøyaktig.

Oversikt. Da tabellen er vanskelig å få oversikt over, både geografisk og sediment-petrografisk, har jeg fremstilt den fullstendig i kartogrammet, fig. 44.

De aktuelle tellinger lar seg naturlig inndeles i tre grupper etter summen av sparagmitt, fyllitt og kvarts.

1. 84 - 97 %. Avsetninger som helt overveiende består av detritus fra sparagmitt -og kambro-silurformasjonene. Dette betyr at de er tilført fra Gudbrandsdalens nærhet eller områdene for dalen.
2. 52 - 71 %. I denne gruppen er bare glacifluviale avsetninger. De samme bergarter som i gr. 1 er i flertall, men det er et så sterkt innslag av Jotunbergarter at det også må regnes med en sterk tilførsel fra V.
3. 20 - 44 %. Løsavsetninger som overveiende har sin opprinnelse i områdene V for Gudbrandsdalen. Til Gudbrandsdalen er de vesentlig ført med elvene Sjøa og Vinstra.

Denne forenklete inndeling er vist på fig. 43.

Steintellinger av fraksjonen 2-10 om

Nr.	Bestemt (ute, inne)	Lokalitet. Materialet er glacifluvialt hvor ikke annet er anført	Sparagmitt	Fyllitt glimmerskifer	Kvarts	Sum sparagm., fyllitt, kvarts	Jotundekke- bergarter	Ubestemte
1	I	Frya	79	9	2	90	9	1
2	I	Guriberg. Morene	14	61	9	84	16	
3	I	Ånshus. Morene	94		3	97	3	
4	I	Svelle	90		5	95	5	
5	U	Fosse	23	43	20	86	8	6
6	U	Augla	39	44	9	92	6	2
7	I	Øien	46		6	52	38	10
8	U	Svartløkken	24	20	27	71	20	9
9	U	Vinstraverket	29	44	13	86	9	5
10	U	Øium	24	60	11	95	3	2
11	U	Sula	47	21	17	85	11	4
12	U	Bryn	5	23	16	44	41	15
13	I	Vinstra landsgymnas	9	15	12	36	59	5
14	I	Veikla. Recent vifte	27	36	22	85	10	5
15	I	Klefstadlien	22		2	24	72	4
16	I	Lien	57		1	58	35	7
17	U	Feten	29	8	3	40	40	20
18	I	Kvikne bakside		31	12	43	50	7
19	I	Tungen		54	12	66	25	9
20	I	Jodalen. Morene		26	10	36	56	8
21	I	Jodalen. Fluvialt under morenen		12	8	20	75	5

MORENEDEKKET

Jeg skal i dette kapitel vesentlig behandle bunnmorenen. Ablasjonsmorenen lar seg ikke skille ut umiddelbart, og jeg har ikke gjort noe forsøk på å gjøre dette fullstendig. I forhold til bunnmorenen spiller den opplagt liten rolle, men for noen problemer har den stor prinsipiell interesse. Eventuelle ende- og sidemorener behandles under "isavsmeltingen".

Bunnmorenen er i mengde og areal den usammenlignbart viktigste jordart. Den har også en veldig økonomisk betydning, idet den danner grunnlaget for jordbruket. De største og beste gårdene ligger på morenen et stykke opp i lia, mens unge tettsteder i forbindelse med jernbanen, industri og annet ligger på elveviftet i dalbunnen.

Bunnmorenens avhengighet av berggrunnen

er ikke alltid lett å utrede. De markerte bergartsgrenser (som har interesse i denne sammenheng) trer nemlig også fram i topografien. På vidda S for Sør-Fron står en bar kvartsittbenk opp over lavere, morenedekket fyllitt. (For detaljert til å tre fram på kartet, fig. 45.) Er det høyden eller bergarten som gjør at her er mindre morene? Sammenlignet med Kollberget - Grønnfjell Krøkla på N-sida av dalen, ser en at bare høyden gjør at det blir mindre morene, men når det samtidig er en hard bergart, blir det ingen morene.

I Sør-Fron står mørk sparagmitt (med mye løs skifer) i dalen. Oppover den slake lia (på NØ-sida) er rikelig med morene. 6-700 m.o.h. kommer den lyse sparagmitt. Her er brattere og helt bart. Ved 800 m.o.h. kommer fyllitt, og med den et fullstendig morenedekke.

Morenen i sidedalene

Jeg har tidligere nevnt at jeg mener sidedalene nærmest har vært fylt med morene. Dette skal jeg her omtale nærmere.

Ideen var ikke vanskelig å få: Der det ikke var for bratt, var

fast fjell en sjeldenhet i sidedalene. Det jeg fant var morenerygger rett nedover dalsida, tydeligvis gjenstående rester etter skred, småbekker o.s.v.. Flere steder er det som et svært vaskebrett med riflene nedover (fig. 46, 47).

På fig. 24 sees dette ned mot Vinstra under Kongsli. Jeg vil på dette bilde også henlede oppmerksomheten på den skarpe knekk mellom det bratte ravineområdet og den slake morenedekte li i Gudbrandsdalen. Hadde det vært primært at moreneoverflaten bøyet ned, skulle en vente en jevn overgang. Slik det trer fram i dag, ser det ut til at ravinene har arbeidet seg et godt stykke tilbake, og her er det ikke langt tvers over Vinstra.

På fig. 26 ser en også en slik markert knekk som grense mellom morene i rasvinkel ned mot Fossåen, og den morenedekte li i Gudbrandsdalen.

Jeg skal så nevne en meget interessant lokalitet, nemlig området omkring Vinstras utløp av Olstappen. (Dette ligger V for kartet fig. 45, se fig. 1 eller 11). Forholdene her er tidligere omtalt av J. Rekstad (1898) og G. Ramsli (1948). Dessuten har F. Jørstad arbeidet her, uten at det er publisert. Han har imidlertid velvilligst latt meg få se sitt materiale.

Det som interesserer mest i denne sammenheng er de veldige morenemasser (fig. 48 og 49) som så helt åpenbart har fylt hele dalen. Overflateformene er "sammenhengende" på begge sider, bare med et lite hakk der Vinstra går! J. Rekstad (1898) skriver da også "at dette parti af Vinstras dal ved slutningen af istiden har været fyldt til en høide af 100 m. over den nuværende dalbund af morænegrus". Morenen er meget leirholdig, og jeg fant mange stein med skuringstriper. Det skulle således ikke være tvil om at det er bunnmorene, og jeg har heller ikke funnet mulighet for annet enn at den er primært avsatt slik den finnes i dag.

Ute i dalen hviler ikke denne morenen på fast fjell, men på fluvialt materiale (fig. 50, 51), og det er, naturlig nok, dette som har vakt størst interesse hos de nevnte forskere. Rekstad beskriver dette uten å tolke. Ramsli mener det må være dannet under isavsmeltingen, uten å gå nærmere inn på det. Jørstad

mener det fluviale materiale må være fra siste interglacialtid, eller helst fra begynnelsen av siste istid.

Dette siste støtter jeg, fordi:

1. Det fluviale synes nødvendigvis å være avsatt før morenen.
2. Under fri drenering er det vanskelig å forklare avsetning av materiale her. Det er fristende å regne at isen på en eller annen måte har demmet.
3. Det øvre fluviale har glacifluvial karakter (tekstur - struktur), og det ser ut til at det "går over i" morenen. (Kontakten er dog ikke tilgjengelig, da den ligger høyt oppe i snittene.)

Som en siste lokalitet skal jeg ta med den som er avbildet på fig. 47. Dette er rett under kalktuffen ved Leine, hvor R. Nordhagen (1921) har arbeidet. (Like N for kartet fig. 45, ved Kvan. Jeg siterer Nordhagen: "Morænemassene dækker dalsiden temmelig langt oppover Veiklas dalføre og har store strækninger form av længderygger orientert lodret paa elven. Disse rygger er adskilt ved rendeformige smaadal, som markerer de steder hvor skreden har gaat som værst. Ogsaa paa Veiklas østlige bred gjenfindes lignende lerbakker og længderygger, men i mindre maalestokk. Alting tyder paa at Veiklas dalføre i tidligere tider har været sterkt opfyldt av morænemassene, og at elven etterhaanden har gravet sig ned og forskjøvet sig i vestlig retning".

Sammenfatning. Konklusjoner. Jeg har omtalt noen lokaliteter som viser at det i sidedalene har vært akkumulert svære masser bunnmorene, og i den forbindelse forskere som tidligere har hevdet det samme. For disse har det bare vært tale om én forekomst. Jeg er av den oppfatning at dette er et generelt trekk i området, og dette er av stor betydning fordi:

1. Det støtter min fremstilte teori om at isen i siste istid ikke har erodert i sidedalene.
2. Det innebærer en mulighet for oppbevaring av materiale fra eldre tider. (Som omtalt ved Olstappen.) Dette kan også gi

forklaring på alle funnene av mammuttenner i Gudbrandsdalen! K.M. Strøm (1943) har vært inne på det samme noe lenger N, idet han mener Kvitskriuprestinn kan være dannet i morene fra forrige istid.

3. Her kan en søke opprinnelsesmaterialet til de enorme vifter ved sideelvenes munnings i Gudbrandsdalen (fig. 45, 32). Ahlmann (1919) tolker disse som et resultat av stor erosjon i fast fjell, men denne måtte i så tilfelle være betraktelig større enn både han og jeg regner med.

Hvordan har denne akkumulasjon foregått? Her synes å være to muligheter, som trolig begge har spilt en rolle.

1. Da isen rykket fram (i Gudbrandsdalen) tok den med seg mye løsmateriale, som det til å begynne med sikkert fantes mer av enn isen kunne frakte. En del av dette kan en tenke seg ble "skyfflet ned i" de trange grøfter på tvers av bevegelsen som sidedalene utgjorde. Likeledes kan store mengder sidemorene ha ramlet ned.
2. Som tidligere omtalt (se fig. 40) har isbevegelsen vært tvers over disse dalene i den tid vi har skuringstriper fra. Dette har trolig også vært tilfelle hele siste istid. Dalene har da vært fylt med løsmateriale og død is, og bevegelsesplanet vært som fig. 52 viser. På denne tid kan det ha vært akkumulasjon av bunnmorene (som omtalt ved Olstappen), og i alle fall ingen fjerning av tilstedeværende materiale.

Morenen i hoveddalen

Lemorener.

Først skal omtales en forekomst-type som har likhetspunkter med den omtalte (i sidedalene), og derved støtter framførte antakelse. Det gjelder steder hvor det finnes en brattvegg i dalsida som vender mot SØ. Jeg skal omtale to steder:

Ved Harpefossens utløp er en stor fjellvegg på N-sida. Denne trer klart fram på kartet, fig. 45. (Se også fig. 7.) Brattkanten har altså vært i le for isbevegelsen. Under veggen er svære morenemektigheter. Skredgroper viser det må være 20-30 m. og mer. Det

er vesentlig helt usortert bunnmorene, men enkelte uregelmessige små partier er noe utvasket.

Opp for det V-ligste av Fryas vifte (Forr) er en mindre brattkant. Her er også flere titall meter bunnmorene av samme type som ovenfor Harpefoss (fig. 54 og 80). Prøve 6, fig. 55, er tatt i en gjenstående rygg mellom skredgropene (350 m.o.h.).

Forskjellen mellom disse mektige lemorener og morenene i sidedalene er at de førstnevnte bare har brattkant på ei side, mens de siste har på begge sider. Når det gjelder isens bevegelse og materialtransport, synes de likevel å måtte være betinget av de samme forhold (fig. 52 og 53). En annen forskjell i dag er naturligvis at det i lemorenene bare har gått skred, mens de andre for en stor del er fjernet av elvene, men dette støtter bare antakelsen av at det har vært mer i sidedalene.

Lemorenene har også visse geomorfologiske konsekvenser. Brattkanten ved Harpefoss synes nemlig klart glacial i sin form, og er fortsettelsen av nedre begrensning av Harpefossens terskel. Med en slik sterk akkumulering av morene, kan her imidlertid ikke ha foregått noen erosjon. Denne må altså ha foregått på et eller annet tidligere stadium.

Dalbunnens morenemasser

De omtalte lemorener er helt usorterte (kurve 6, fig. 55). Denne tekstur har bunnmorenen også ellers i dalen.

Dalbunnen karakteriseres imidlertid av løsmasser som er vannbehandlet. Gunnar Holmsen (se 1955 eller 1956 A) skiller ut "dalenes breelvavleiringers og ablasjonsmoreners region", til hvilken dalbunnens løsmasser kan henføres, også for Gudbrandsdalens vedkommende.

Denne region er meget annerledes i Gudbrandsdalen enn i dalene lenger øst, hvilket både O. Høltedahl (1953) og G. Holmsen (1960) påpeker. De østlige daler karakteriseres av svære mengder glacial-fluvialt materiale, som for en stor del er preget av fluvial transport (rundet, godt sortert). Jeg mener lignende masser finnes i Gudbrandsdalen, men i usammenlignbart mindre mengder. Disse vanntransporterte masser behandles under kapitlet om isavsmeltingen.

Det som står igjen er materiale som er vannsortert, men svært lite slitt. I nesten alle snitt nær dalbunnen finnes dette, men det er meget vanskelig å erkjenne i overflaten, p.g.a. dyrking og postglacial omlagring. Dets genesis kan være:

1. Bunnmorene som er gjennomstrømmet eller noe omlagret av subglacialt vann.
2. Materiale som er sklidd eller vasket ned fra dalsida. Dette vil jeg fortrinnsvis tro skjedde under selve avsmeltingen, da materialet for det første dels var avlastet i labil stilling og dessuten var oppbløtt.
3. Ablasjonsmorene.

Kornfordelingsanalysene 15, 16, 17 og 24 (fig. 55, 56) viser forskjellige typer av dette materiale. Det skiller seg klart fra den finmaterialrike bunnmorene (prøve 26), men ikke fra den recente bekkeavleiring (pr. 25), og de glacifluviale avsetningene (pr. 18, 19, fig. 56, pr. 20, 21, 22, 23, fig. 93). Alle prøver som er nevnt i dette avsnitt er tatt innen et begrenset område Sør-Fron, og skulle kunne sammenlignes direkte. Se også Md - S diagrammet fig. 42.

Skulle jeg arbeide videre med dette, var det nødvendig med et mye større antall snitt enn jeg har hatt.

Mitt problem har vært å skille ut glacifluvialt materiale som kunne si noe om smeltevannets transport - og dreneringsveier. Dette har vært svært vanskelig, da det finnes alle overganger mellom det virkelig vanntransporterte og det omtalte utvaskete materiale. Også til dette formål har de tilgjengelige snitt vært alt for få (og små). Så langt det har vært mulig har jeg på kartet skilt dem ved orange og grønn farge, således at den orange er brukt strengt om glacifluviale avsetninger, mens den grønne er brukt også i tvilstilfellene.

For å utfylle bildet om disse masser av usikker genesis, og vise hvor håpløst det har vært å gjøre en tilfredsstillende kartlegging av dalen, skal jeg her ta med noen opptegnelser fra området Hundorp - Sør-Fron.

Sommeren 1960 var det ved Riksvei 50 like ved Hundorp et snitt
Øverst var ca. 1 m. morenelignende skredmateriale. Herunder va:
3-4 m. godt sortert materiale, vesentlig sand - grus, men
enkelte lag med bare stein; særlig nederst i det synlige snitt
var materialet grovt. Tydelig, nær horisontal lagdeling. Materi:
alet svært lite slitt.

Sommeren etter var dette snitt borte, men flere nye i nærheten
viste usortert morene!

Ved Hundorp har jeg sett et snitt til, som ovenfra hadde følg-
ende lag: ca. 10 cm. matjord (med humus), 1/2 m. godt sortert
sand - grus, 1 m. usortert bunnmorene. Da jeg bodde her en tid,
har jeg også snakket med en del folk. De fleste berettet at
under matjorda var bare "grus", som vannet gikk rett gjennom.
Som f.eks. en som nylig hadde gravd brønn: Det var 6 m. ned på
fast fjell (skifer). Løsmassene besto av tørr, hardpakket grus.
Han måtte grave helt ned på fjellet for å få vann, mens det hos
andre i nærheten var vannførende sandlag i grusen.

Det er farlig å bygge på forklaringer av ikke-fagfolk, men det
er åpenbart at løsmassene omkring Hundorp ikke bare er den van-
lige usorterte bunnmorene.

Ved Hyttebyen er et hauget terreng, som dels synes å være pri-
mært, dels dannet ved senere oppskjæring. Jeg har sett en rekke
små snitt (men ingen store). De viser omlag det samme: Øverst
20-30 cm. tilsynelatende usortert med mye humus. Derunder ofte
meget godt sortert, vesentlig sand, grus og stein.

Kornfordelingsanalysene 15 og 16 (fig. 55) er fra en haug. 15 e
forholdsvis dårlig sortert materiale 10-15 cm. under overflaten
16 er godt sortert mo som lå som en lomme i sand - grus.

Disse hauger er trolig vesentlig ablasjonsmorene, her kan imid-
lertid også være glacifluvialt materiale.

Ved N-enden av haugterrenget (SV for Sør-Fron kirke) var ei 1 m
dyp grøft. Her var hardpakket, ikke lagdelt materiale. Jeg tolk-
et det umiddelbart som ren bunnmorene, men kornfordelingsana-
lysen (17, fig. 55) viser at finfraksjonene er lite representert

i forhold til tidligere omtalte bunnmorene. I dagboka har jeg også notert at det i den øverste 1/2 m var betydelig med helt rundet stein, vesentlig gabbro. Derunder mest skifer.

Dette forhold med (fluvialt) helt rundet stein i bunnmorenen er iaktatt også andre steder i dalbunnen og tyder på vekslende forhold.

Ved Riksvei 50 under Sør-Fron kirke var et nytt hus. Det oppgravde materiale var bare sand-grus. Ved kirken så jeg en brønn under arbeid: 3-4 m. helt usortert bunnmorene. Herfra mot Augla er en terrasselignende flate. Inne på denne viste tomtegravning usortert morene. En ny vei langs skråningen mot Lågen derimot viste bare glacifluvialt.

Dette var noen korte utdrag av mine dagbøker som for det lille området Hundorp - Augla fyller over 8 sider av foreliggende format. Formålet med å ta det med, er som nevnt å vise hvor komplisert løsmassene i dalbunnen er oppbygget. Både for beskrivelse og tolkning må jeg holde meg til de store trekk i oppgaven, men detaljundersøkelsene har vært et absolutt nødvendig grunnlag.

Litt om bergartmaterialet i bunnmorenen. Steintelling 2 (i Fryadalen) viser kanskje et overraskende høyt antall Jotundekkesteir. Stedet ligger imidlertid akkurat i isbevegelsesretningen i forhold til Sulseterfeltet, og øyegneisene viser klart at det er herfra disse steinene kommer. Avstanden er omlag 1 mil. På vidde 4-5 km. nærmere Sulseter, talte jeg store blokker (20 cm) langs en anleggsvei. Her var Sulseterblokker i overveldende flertall.

Denne overrepresentasjonen har sin naturlige forklaring i at fylltitten gir svært lite blokker og stein. Den knuses og løses opp til finere fraksjoner på kort tid.

Tellingen ved Ånshus (nr. 3) er, såvidt jeg kan bedømme, representativ for bunnmorenen i dalen. Materialet er helt overveiende korttransportert, men en og annen fremmed stein sees.

ISAVSMELTINGEN

OVERSIKT OVER ELDRE ARBEIDER

Jeg vil her nevne det meste av det som er skrevet om isavsmeltingen i Gudbrandsdalen, men vil også omtale noen viktige avhandlinger fra andre områder, da diskusjonen om avsmeltingsforløpet dels har vært ført mer generelt for de indre deler av landet.

Det var Jens Esmark som, i 1824, var den første som fikk idéen om at isen hadde hatt større utbredelse i Norden. Han vant imidlertid ikke umiddelbar tilslutning av alle geologer.

J.C. Hørbye (1855) holdt seg til Sefstrøms teori om "rullesten flod". Et par av hans avhandlinger fikk, tross dette, stor betydning for bestemmelsen av isskillet i disse områder. Ved studier av "friktionsmerker" (skuringstriper) og erratiske blokke nær riksgrensen, kom han nemlig til "..... at Masserne for fra Øst at kunde naae Rigsgrændsen have tildels maattet bevæge sig opad mot Terrænets naturlige Hældning". Senere (Hørbye 1857) gjorde han studier over større områder og la i Gudbrandsdalen skillet for bevegelse mot N og S i Sel.

Det er også morsomt å legge merke til at Hørbye (1855) om N. Østerdalens skarpe rygger mente at de ".... er maaske et Pendant til de svenske Åsar".

T. Kjerulf var vel den første i Norden som anvendte glacialteorien i sin fulle utstrekning til forklaring av morenejordartene (Bjørlykke, 1913). I "Udsikten" skrev Kjerulf (1879) om erratiske blokker, skuringstriper og morener: "Det bliver da ganske overraskende at se, til hvilken styrke disse mærker samle sig om at angive visse stadier for et tilbakesmeltende eller for et fremkrybende isdække". Han tegnet så en rekke avsmeltingsstadier fra kysten og innover (ved hjelp av endemorener). Den siste is mente han lå i høyfjellsområdene.

I tidsrommet 1885 - 1920 førte de fremste av våre geologer en

debatt om setene i de øvre deler av Østlandets daler. Da en he for en stor del diskuterte isens avsmelting, skal en del refereres.

Det er bemerkelsesverdig at Naumann allerede i 1821 omtalte setene i N. Gudbrandsdal som lakustrine strandlinjer. Han hadde imidlertid ingen klar forestilling om hva som demmet, "dog synes tanken nærmest henledet paa grusophopninger" (Øyen, 1896).

Lignende linjer finnes i Glen Roy i Skottland. Disse, "The parallel roads of Glen Roy", tolket Darwin i 1839 som marine strandlinjer. Samme teori nyttet så Robert Chambers for Dovrelinjene i 1850.

Agassiz anvendte sin glacialteori på linjene i Glen Roy, og tolket dem (1841) som strandlinjer fra bredemte sjøer, "analogous to the glacier lakes of the Tyrol" (Øyen, 1896).

Samme tolkning ga Dakyns i 1877 for linjene i Dovre og Lesja, og framhevet at han ikke fant noen linjer på Romsdalssida av vannskillet.

(Disse korte trekk fra den eldste diskusjon om setene er vesentlig hentet fra P.A. Øyen (1896): "Strandlinjer i Gudbrandsdalen".)

Det som virkelig satte diskusjonen i gang her hjemme var imidlertid A.M. Hansens: "Om seter eller strandlinjer i store høide over havet" (1886). Innledningvis skrev han: "... , skjönt de iagttagelser, jeg kunde gjøre i den korte tid at 9 dage, som stod til min rådighet, naturligvis er meget mangelfulde".

Det er imponerende hva han rakk over på disse 9 dager, og han trakk opp en teori for isavsmeltingen og setene, som i store trekk har beholdt sin aktualitet til i dag.

Etter markbeskrivelsene diskuterer også han "The parallel roads of Glen Roy", hvorfra han la ved et kart. Jeg siterer: ".... i det hele har bevægelsen spredt sig vifteformig ud fra vinkelens toppunkt ved Fort William. I de dale, hvor Parallel Roads findes, repræsenterer dette en bevægelse opad, mod vasdragets løp. Fra alle skar går nu for tiden elve til begge kanter,

som tilsammen har udgjort bræns gamle leie. Når nu isdækkets afsmelting var nået under skarets høide i en dal, måtte der nødvendigvis stanges inde et vand, dannet af nedbøren på selve stedet, af overfladevand fra bræen og af det vand, der altid siver ud af bræns ender".

Dermed var idéen unnfanget, og han overførte den til Norge. Han fant, både for Skottland og Norge, at setehøydene stemmer med passhøydene. Videre at seteregionens sørgrense er "... linjen Sel - Atneosen - Lomnæssjøen - Rendalssølen - Långå - en linje der - når et par observationer sattes ud af betragtning - nøyaktig falder sammen med det efter Hørbyes kart optrukne bræskille. Observationene bestyrker hverandre".

Han tegnet så et kart over tilbaketrekkingstadiene, i overensstemmelse med at den siste isrest skulle ligge etter nevnte linje (som et motstykke til Kjerulfs kart).

H. Reusch (1886) kom snart med et motinnlegg. Han mente isreste måtte ligge på vannskillet og ville heller forklare setene som sidemorener behandlet av vann, men presiserte at nøyere undersøkelser måtte til.

Hansen (1890) gjorde så mer inngående studier og fant i grove trekk støtte for sin teori. "Derimot viste detaljundersøkelsen adskillig vansklighet". Han påpekte bl.a. at det var vanskelig finne sørgrense for seteregionen, og breskillets beliggenhet. Han mente å finne sikre seter ved Tokse (Vinstra) og muligens ved Frya, og la derfor isskillet lenger S enn tidligere.

Men Hansen vant ingen tilslutning. Kjerulfs idé, at isen trakk seg tilbake til fjellområdene, var den herskende. Setene forklartes da som av Reusch, eller mer vanlig, som av Agassiz, som mente levende bretunger hadde kommet ut fra sidedalene og demmet vann i hoveddalen.

A.M. Hansen ville ikke tro på den slags demninger. For det første ville bretungen av en tverrbre være for svak og oppsprukket til å demme slike svære sjøer. For det andre forsto han ikke hvorfor disse breer skulle tårne seg opp i hoveddalen, når de hadde fri vei til havet.

O.E. Schiøtz (1895) kom ved teoretiske betraktninger til at is-skillet under avsmeltingen måtte bevege seg tilbake til vann-skillet, dersom ikke firnlinjen steg over isens høyeste deler. Dette fant han imidlertid svært lite sannsynlig, særlig fordi det i våre fjelldaler finnes utallige spor etter dalbrøer.

Også A. Blytt (1891, 1892) var av denne oppfatning. Setene vill han for en del forklare som vannbehandlede sidemorener.

P.A. Øyen (1896) oppfattet setene i N. Gudbrandsdalen som virkelige strandlinjer, men mente at en dalbre fra Ottadalen hadde demmet. Setene lenger S i dalen regnet han for å være sorterte sidemorener (Øyen 1898, 1899). Hans endelige standpunkt var (Øyen 1916) at isen trakk seg tilbake til vannskillet, og at nye bredemte sjøer oppsto ved et breframstøt. Således skulle de forskjellige setenivåer være av helt forskjellig alder.

J. Rekstad (1895, 1896, 1898) er vel den som har utført størst markarbeid i Gudbrandsdalen. Han (og W. Werenskiold i Fron) har også nedlagt et betydelig arbeid i den sørligere del. Dette tas opp til næyere diskusjon senere.

Om morener skrev han (Rekstad 1895): "Man har fra Lillehammer opefter dalen en række mere eller mindre tydelige endemoræner, der dog ingen gaar helt oversover dalen,"

Etter å ha omtalt den store morene ved Sandbovangen (mellom Sjø og Otta) konkluderte han: "Af morænenes størrelse kan vi se, at det maa have været en betydelig bræ, som frembrakte den, og her af kan vi igjen slutte, at isskillet dengang maa have ligget i nærheten af landets høideakse, thi det er ikke sælangt herfra til vandskillet".

Han regnet dog med at det har vært bredemte sjøer i N.Gudbrandsdalen (Rekstad, 1896). Disse skulle være demmet av ismasser fra Jotunheimen som kom ned Otta -og Heidalen.

W. Werenskiold (1911) sluttet seg for Frons vedkommende til Rekstad. Han utfylte bildet, ved fra endemorenene å finne sidemorener i dalsidene.

Foruten det tidligere nevnte, kom H. Reusch med flere motinnlegg mot A.M. Hansen (Reusch 1844, 1900, 1910). Han så på et par bredemte sjøer fra nåtiden (H. Reusch 1900): "Betragtninger af nutidens snemarker og deres isbræer leder os saaledes til at tænke os istidens sætesjøer opstående ved bræer nedskridende fra de dalene omgivende snedækkede høifjeldsvidder. Man behøver følgelig ikke antage nogen Hansensk "ispølse" liggende over landet, men kan komme til en forklaring, der langt mere stemmer overens med hvad nutidens geografiske forhold lærer os".

Allerede året etter (H. Reusch 1901 A) hevdet han imidlertid at isen i innlandet var død under avsmeltingen: "Overhovedet gaar min erfaring ud paa, at man i hele det søndenfjeldske Norge kun finder svage spor til endemoræner mellem kyststrøgene, hvor de til dels er betydelige, og de nuværende isbræegne. Afsmeltingen af istidens bræmasser kan ikke have gaaet for sig saaledes, at der, medens den stod paa, har ligget virksomme bræer som istung er ned gjennom de forskjellige dale. Mangelen paa endemoræner er en støtte for den forestilling, man er ledet ind paa af andre grunde (de opdæmmende innsjøer), at isdækket i den søndenfjeldske under afsmeltingen laa hen som en død masse, der gradvis aftog i tykkelse og omfang til, den ganske svandt bort".

Senere sa han (H. Reusch 1910) om de bredemte sjøer: "Mitt resultat er, at om der end kan ha eksistert sjøer, har det ikke vært store, dype vandmasser, efter hvis overflate seterne høit oppe i dalsiderne kan være mærker.

Den gamle indlandsis maa, efter hvad vi nærmest maa tenke os, ha smeltet paa den maate, at den gradvis blev tyndere og tyndere, samtidig med at bevægelsen i den ophørte.

Tilslut blev av isen i dalbunden enkelte rester liggende igjen, og disse opdæmte grunde og litet betydelige vandfylde bassiner. I disse avsattes sjøsediment, men heller ikke efter disse grund innsjøer har det ladet sig paavise nogen stranddannelser i form av strandlinjer. Hvad man har betegnet som sæter, er eldre dannelser, nemlig eiendommelige, ved stillestaaende og rindende vand modificerende sidemoræner, dannet paa grænsen mellom den døende bræ og dalsiden".

Det avgjørende arbeid om setene ble G. Holmsen (1915): "Brædæmte

sjøer i Nordre Østerdalen". Han utførte nemlig et svært markarbeid med nøyaktige nivellementer. Han brakte ved dette orden i alle setenivåene og fikk dem til å stemme med passhøydene. Hans konklusjon var direkte i tråd med A.M. Hansens idéer. Holmsen regnet med dype sammenhengende sjøer. Han har imidlertid også hatt noen vanskeligheter. Særlig hadde han ventet å finne svære elveløp over passpunktene. Å gå nærmere inn på G. Holmsens avhandling faller utenfor rammen her. Senere (G. Holmsen 1918) behandlet han N. Gudbrandsdalens bresjø.

H. Reusch (1917) kom så med noen bemerkninger i anledning av G. Holmsens arbeider. Han innledet med: "Læren om de brødæmte sjøer i Østerdalen er til en vis grad besnærende, saaledes som den i den senere tid har været fremsat, og jeg har selv nylig uten at gjøre nogen reservation omtalt den i min nye Norges geografi 2den del".

Jeg skal heller ikke gå inn på Reusch's argumenter, bare si at han vil modifisere Holmsens teori noe. Reusch hevdet at isen lå i dalen og at det vesentlig var randsjøer, eventuelt med supraglacial konneksjon.

Med dette avsluttes den lange, men fruktbare debatt om avsmeltingen i Det sentrale Norge - i denne omgang.

For Gudbrandsdalen skulle det gå en mannsalder uten nye arbeider. Det var C. M:son Mannerfelt (1940, 1945) som blåste nytt liv i studiene av Sentral-Norges isavsmelting. Hans grundige arbeid skisserte opp nye metoder og synspunkter som bygde på undersøkelser av nåtidige breer. Det er imidlertid ingen som har studert nedre Gudbrandsdalen under disse synsvinkler.

Rekstad og Werenskiolds oppfatninger om aktiv tilbakesmelting i Gudbrandsdalen synes å ha holdt seg. O. Høltedahl (1953, 1960) støtter i alle fall denne oppfatning i sine store oversiktsarbeider "Norges geologi" og "Geology of Norway". Jeg siterer (O. Høltedahl 1953): "Forholdene er her i hoveddalføret for det meste temmelig forskjellige fra de østlige dalførers idet det er mindre av de mektige dalfyllinger som vi ovenfor har hørt om Lienes morenedekke som er Gudbrandsdalens viktigste dyrkningsjord og som i stor utstrekning er av leirkarakter, går på lange

strekninger ned til de lavtliggende elvesletter. Det ser ut som det har vært en langt mindre smeltevanntransport og også mindre av dødis-smelting. Vi må da også være oppmerksom på at Gudbranddalen's beliggenhet er en annen enn de østligere dalførers, både med hensyn til forholdet til de største bresjø-områder og til det strøk som i særlig grad ga muligheter for en aktiv brevirksomhet langt fram i tiden, nemlig Jotunheimen.

Med dette kan det stemme at det på flere steder forekommer stor grusmasser som har vært oppfattet som endemorener".

J. Gjessing (1955) antyder imidlertid et annet syn (omtales nærmere senere).

FJELLOMRÅDENE

Undersøkelsene i fjellområdene har vesentlig hatt følgende formål:

1. Klarlegge smeltevannets dreneringsveier og på grunnlag av disse finne
2. isoverflatens skråningsretninger og en eventuell iskulminasjons beliggenhet.
3. Få et bilde av de glaciologiske forhold under avsmeltingen områdene omkring Gudbrandsdalen.

Jeg har bare vært interessert i en regional tolkning for angjeldende område og har ikke gjort noen detaljerte, prinsipielle studier. Noen uklare spor (særlig akkumulasjoner) er utelatt i omtalen, da de ikke har betydning for helhetsbildet.

Området mellom Gudbrandsdalen og Fryadalen

NV for Krøkla

De høyeste smeltevannspor jeg har funnet mellom Gudbrandsdalen og Fryadalen, ligger i kartkanten og straks N for kartet fig. 45, ved Krøkla. Herfra er vedlagt eget kart, fig. 57.

V for Skarven har vært overløp mot N til Lystjern. Her går en rekke slukrenner i løsmateriale ned lia. I det flate området omkring Lystjern har vært noe akkumulasjon. Videre har vannet fulgt Himlysas dal.

Lenger Ø, mellom Skarven og høyde 1207, er et dendrittisk mønster av renner mot Himlysa. De er helt overveiende i løsmateriale og 4-5 m. breie (fig. 58). De begynner ved passet og representerer tydeligvis yngre overløp enn de ovenfor omtalte. Ned mot Himlysa blir fallet så sterkt at vannet må ha gått ned under isen. Nede i dalen sees noen akkumulasjoner.

Ennå yngre overløp er, videre mot Ø, representert ved renner og små canyoner over vannskillet og nedover lia på N-sida, inntil det laveste punkt i passet, hvor det er et stort sadelskår, Mjølbelø, som bygdefolket kaller det.

Det er mange (de fleste små og utydelige) tilløp til Mjølbelø, i forskjellige nivåer. Tilløpene er svakt hellende og begynner uten brå nedskjæring. Vannet må derfor ha rent med rolig fart inn fra isoverflaten. Det øverste av disse løp ligger så høyt at det vesentligste av gjennomskjæringen av passet må være subaeril.

Selve canyonen begynner S for passet og skjærer seg gjennom dette. Bakveggen er bratt, så vannet fra de omtalte tilløp må ha fosset nedi. Canyonen er 10-15 m. dyp og noe breiere (fig. 59) og fortsetter 5-600 m. nedover lia.

Nedenfor er materialet akkumulert i en uryddig, men dog forholdsvis jevnhøy fylling. Materialet skiller seg ut fra morenen ved overflateformen og i flere snitt langs en setervei. Det er utvasket, men kantet og dårlig sortert.

Prinsippet i min tolkning er vist ved fig. 60. Hvor vannet har rent etter at det har akkumulert sitt materiale, er ikke mulig å si sikkert, da det ikke finnes noe spor, men det mest rimelige synes for meg å være at det har fortsatt videre nedover lia.

Ø for Mjølbelø er en canyon av samme størrelsesorden. Den begynner imidlertid et godt stykke ned i lia (N for Krøkla). Denne har jeg dessverre bare så vidt vært og sett på, og følgende tolkning bygger vesentlig på flybildestudier.

Det ser ut til at en rekke små overløp over vannskillet har

samlet seg, og så med samlet kraft uterodert denne canyon. Hvis dette er rett, må den være eldre enn Mjølbøla (et løp ser endog ut til å krysse denne), men dens aldersforhold til rennene lenger V er vanskelig å utlede. Under canyonen ser det ut til å gå en lite markert rygg mot Frya.

Konklusjon. Oversikt. Jeg har omtalt en rekke overløp over vannskillet som viser en N-lig komponent av isoverflatens helning, da den her lå ca. 1200 m.o.h.. Etter å ha fått kontakt med bakken har vannet gått ned under isen, og dets vei kan til dels følges langt nedover, men forsvinner alltid.

SV for Krøkla

I Krøklas li mot Avstjern er fire skvalserpentiner, etter Mannerfelts terminologi. De ligger tett ved hverandre, ifølge lommebarometer 1030 m.o.h.. Den største er 8-10 m. dyp og 10-15 m. brei i løsmateriale.

Vannet har her kommet på isoverflaten omlag fra Ø, svinget så vidt innom dalsida og rent ut på isen igjen med retning mot Kusåra.

Grønnfjell - Kvitberget

I dette området er flere smeltevannsløp over vannskillet til Fryadal, og også andre dreneringsmerker (fig. 45). Deres innbyrdes aldersforhold er ikke helt klar, men høydeforskjellen mellom overløpene tyder på at de N-ligste er de eldste. Da isoverflatens helning har hatt en Ø-lig komponent, er imidlertid dette ikke helt sikkert. For beskrivelsen er det enklest å begynne i SØ.

V for Kvitberget er ei slukrenne. Ved innløpet og mot SV er terrenget ganske flatt. Her sees svake spor etter rolige tilløp. Selve slukrenna er en canyon i fast fjell, 4-5 m. dyp, 6-7 m. brei. Videre nedover blir den betraktelig større, men her går det også en bekk i den. Ca. 750 m.o.h. er det ved renna en løsmaterialfylling med 15-20 m. høye ytterkanter. Dette kan være avsatt av smeltevann fra renna, men det var ikke mulig å avgjøre om det er glacifluvialt materiale.

Fra Torvmyren er det ei slukrenne mot Fryadalen. Over vannskillet er liten erosjon, nærmest bare avspylt berg, men renna skjærer seg snart 6-7 m. ned i fast fjell. Litt ned i lia delen seg før den faller ned i en større canyon (fig. 61). Denne største canyon begynner plutselig og er 12-15 m. dyp. Ovenfor er helt morenedekke (fig. 61) som viser at vannet ikke har kommet her.

Det ser ut til at denne største canyon er eldre enn overløpet fra Torvmyren, siden det sistnevnte svinger inn i denne. En mulig tolkning kan etter dette være: Supraglacialt smeltevann har her styrtet gjennom isen og uterodert den store canyon før isoverflaten smeltet ned til fjellet (fig. 62). Da isoverflaten var smeltet ned til passpunktet, fant et vanlig subaerilt overløp sted (fig. 63). Dette vann har så svingt inn i den store canyon.

Canyonen ender 120 m. (vertikalt) lavere enn vannskillet. Her er en stor akkumulasjon. Overflaten er temmelig flat og jevn, men virker likevel ikke subaerilt modellert. Det er en del store blokker (opptil flere m³) på flaten, hvorav noen er fra Sulseterfeltet. Ytterkanten står i rasvinkel og er 30-40 m. høy. Et lite snitt langs veien viser glacifluvialt materiale.

Beliggenheten viser klart nok at dette er en avsetning av smeltevann fra omtalte slukrenne. Da den ligger så mye lavere enn overløpshøyden, må den være avsatt subglacialt, noe også de store langtransporterte blokker på overflaten antyder. Jeg har ikke funnet noe spor etter hvor vannet har rent herfra. Dette, og hvorfor materialet er avsatt her, vil jeg omtale noe nærmere senere i kapitlet.

3-400 m. N for overløpet ved Torvmyren er ennå et overløp, ca. 15 m. høyere. Det er flere små løp som samler seg i en 6-8 m. dyp canyon. Denne går et stykke nedover lia, men deler seg så i flere løp som i begynnelsen er markerte, men lenger ned blir mer diffuse og vanskelige å følge.

Ytterligere en halv km. videre (NV) mot Gråsteinsletten er et overløp i løsmateriale, 10-12 m. breit, et par m. dypt. Det har i begynnelsen N-lig retning, men svinger så rett ned lia. Det

løser seg imidlertid snart opp i smårenner og blir vanskelig å følge.

S for det høyeste av Gråsteinsletten begynner et svært og buktende smeltevannsløp i løsmateriale, som på det største er 30 m. breit og 6-8 m. dypt (fig. 64). Det går 5-600 m. mot SØ før det skjærer gjennom høyderyggen til Fryadalen. Et stykke ned i lia løser det seg opp, men små løp og avspylt berg viser at vannet har fortsatt videre nedover.

Nær begynnelsen av dette løp ble det drevet nydyrking. Her var leirholdig bunnmorene. Bulldozerkjøreren sa imidlertid at det i rennene bare var litt torv øverst, og derunder tettpakket med stein, hvilket er naturlig på bunnen av ei så kraftig elv som det har vært her.

Nede i lia synes vannet fra dette løp og det forrige omtalte delvis å ha fulgt de samme veier. Som nevnt er løpene nokså diffuse, men kan likevel følges på flybilder. Et stykke ned i lia er det også små akkumulasjoner i rygger og hauger, inntil ca. 820 m.o.h. hvor en svar terrasse er bygget ut.

Terrassen er ca. 100 m. lang langs lia, og 40-50 m. brei. Framkanten står i rasvinkel og er anslagsvis 30 m. høy, et stort snitt i denne viser sortert materiale. Overflaten er helt jevn, men spor etter elveløp såes ikke (fig. 65).

Akkumulasjonen må ha foregått subglacialt på samme vis som ved renna fra Torvmyren. Dersom overflaten er modellert subaerilt, kan dette ha foregått senere. Heller ikke her er det mulig å følge vannet videre.

Mellom Gråsteinsletten og Grønnfjell finnes de N-ligste overløp. Et par er temmelig klare, men de fleste er små. De kan imidlertid følges ned mot Tronomyren og over i 5 meget markerte renner som herfra skjærer seg i løsmasser ned mot Kusåra. Det er svingete løp, som alle er omlag 10 m. dype og 20-25 m. breie (fig. 66).

Under disse rennene er det store akkumulasjoner med glacifluvial materiale, som regel med forholdsvis jevn overflate. De synes imidlertid å være i forskjellige nivåer, omlag 800-850 m.o.h.

- 14 -

Dette er det meget vanskelig å få oversikt over, da bjørkeskogen er så tett at en knapt ser en meter foran seg.

Sammenfatning over overløpene. Alle overløpene mot Fryadalen mellom Grønnfjell og Kvitberget viser at isoverflaten her har hatt en NØ-lig komponent, da den lå 900-1000 m.o.h. (Omtales noe mer senere.)

Betydelige vannmasser har gått over vannskillet og ned under isen i Fryadalen. 1-200 m. under isoverflaten har de akkumulert sitt materiale i konsentrerte, til dels terrasselignende akkumulasjoner. Ingen steder har det vært mulig å finne spor etter vannet videre!

Dette siste gjør det vanskelig å si hvilke forhold som har bevirket akkumulasjon så høyt opp i lia. Jeg har særlig tenkt på to ting:

1. Isen er under en viss tykkelse (30-60 m.) plastisk. Skal vannet holde tunneler åpne under denne grense, må det smelte isen like hurtig som denne siger sammen. Har vannet liten varme, kan det ikke trenge dypt.
2. Det kan tenkes å ha vært et noenlunde bestemt lengdeprofil dreneringsveiene under isen. Da omtalte slukrenner nådde dette nivå, akkumulerte de det meste av sitt materiale, og vannet rant noe roligere videre. Tanken bestyrkes av at akkumulasjonshøyden stiger innover dalen.

Det er i alle tilfelle vanskelig å forstå hvorfor vannet ikke har satt spor etter seg videre. Dette kan forklares ved

1. at det gikk englacialt videre, hvilket neppe kan hverken bevises eller motbevises.
2. Ved flere av rennene har jeg omtalt at vannet fra en markert renne spredde seg i flere små og nesten forsvant. Det kan tenkes at vannet fra akkumulasjonene nærmest sivet under hele isen videre ned mot dalbunnen, og derfor ikke satte noe spor etter seg.

3. Dersom akkumulasjonene var bestemt av et lengdeprofil i dreneringen under isen (se over), kan det tenkes at vannet fortsatte i en tunnel langs (eller nær) dalsida. Var dette profil noenlunde utjevnet, kan det hende at hverken akkumulasjon eller erosjon var så sterk at den satte noe merke etter seg. Det synes imidlertid lite sannsynlig at det har hersket så stabile forhold.

På Gråsteinslettens S-helling er en serie renner som er uterovert i løsmateriale og er opptil 6-8 m. dype (vanlig 3-4 m.) og 15-20 m. breie (fig. 67). De markerte renner er temmelig like store, men det er også små utflatninger og tegn etter vannstrømmer ellers.

Også genetisk er de ensartet. De begynner noe lavere enn vannskillet med Ø-lig retning, og ser her ut til å være strengt laterale. De svinger så mot S, samtidig som fallet blir sterkere. Etter 2-300 m. "løser de seg opp" og forsvinner i lange myrdrag mot Augla. Det synes helt klart at vannet har gått subglacialt denne vei, trolig i lite stabile og konsentrerte strømmer. På flybildene ser en imidlertid en stripning i myrene fra rennene mot Augla.

Hver renne skjærer seg gjennom innløpet til nærmeste renne i Ø (fig. 68). Således er den Ø-ligste eldst, og så blir de yngre etter hvert som en går mot V.

Rennene må være yngre enn de tidligere omtalte høyere opp på Gråsteinsletten, som går over vannskillet. Deres aldersforhold til overløpene lenger SØ, som ligger 20-30 m. lavere, er imidlertid ikke klart.

Ved Augla er noen glacifluviale akkumulasjoner som jeg regner er avsatt av vann fra de renner jeg nå har behandlet. Materiale skiller seg ikke ut i overflaten (ved former eller vegetasjon), og jeg skal derfor bare beskrive en lokalitet hvor det er et snitt. Det er der den lille bekken med retning fra Torvmyren kommer ned til Augla.

Nær (Ø for) bekkesammenløpet er et 10-12 m. høyt grustak (fig. 69). Da jeg var der, hadde dessuten veien rast ut og gitt et

snitt på 4-5 m. Tilsammen var det således en samlet snitthøyde på vel 15 m., med 4-5 m. avbrudd mellom de to snitt.

Fra nederste del av snittet var ennå noen meter ned til Augla, mens det øverst gikk helt opp til dalkanten. Ovenfor her er temmelig flat, dyrket mark.

Snittet gjennom veien var kommet helt ned på fast fjell. Her er meget god lagdeling. Alle lag er konforme og sammenhengende, fallende 30° mot SØ (ut Augla). Materialet er vesentlig sand - grus - småstein.

Grustaket var ikke brukt på en stund, så det var mye nedrast og hadde dessuten fått et overtrekk av utvasket kvabb. Etter noe arbeid fikk jeg imidlertid klarlagt stratigrafien nokså bra. Den er vist på fig. 70.

Det jeg har kalt usortert var det ikke mulig å komme til, men det såes så godt at jeg er temmelig sikker på at det er morene. Dette tyder på en subglacial akkumulasjon.

Snittet består vesentlig av krysskiktet sand - grus, men kvabblagene viser at det har vært vekslende forhold.

Hele den fluviale avsetning ligger så lavt at vannet kan ha kommet på "landoverflaten", og ikke nødvendigvis fra is. Den store materialføringen tyder også på at dette har vært tilfelle

Vannet må fra akkumulasjonen ha fulgt Auglas dal videre nedover. Akkumuleringen tyder på at dreneringen denne vei var treg, men vannet må likevel ha funnet seg vei, og her er det vel ikke mulig å forestille seg annet enn at det gikk ned under isen? Nye spor etter smelte vann finnes først nær Gudbrandsdalens bunn, men det er meget sannsynlig at dette er merker fra den samme drenering. Et sted må jo vannet renne, og det er lite trolig at det har rent ut av Auglas dype, trange dal når det først var kommet nedi. I så tilfelle skulle en vente å finne merker etter det i lia i Gudbrandsdalen.

Området N for Vinstradalen

Deler av dette fjellområde har både G. Ramsli (1948) og T. Lunde (1956) behandlet i sine hovedoppgaver. De to renner Ø for Silikampene er inntegnet etter T. Lunde.

Området omkring Masdølstjern

Bare av flybilder ser en at det omkring Masdølstjern er en mengde spor etter smeltevann. Da det i disse fjelltrakter forøvrig er få slike spor, har jeg benyttet dette felt som et nøkkelområde. Både Ramsli og Lunde har nevnt renner her, men bare en liten del av det som finnes. Dette er for så vidt overraskende, da formene til dels er meget klare. Observasjonene her stemmer for øvrig godt med det disse to har funnet lenger V

For å lette oversikten og spare plass, skal jeg her beskrive og tolke avsmeltingsfenomenene i den rekkefølge jeg mener de er dannet (se fig. 71).

1. V for kartkanten av fig. 45 hever Saukampen seg fra Krakstetten. I S-hellinga av Saukampen går en esker omlag horisontalt langs lia og går innerst på flaten på Krakstetten over i ei renne som skjærer gjennom vannskillet. Eskeren er liten, bare 1-2 m. høy, men er iøynefallende både på flybilder og i terrenget p.g.a. sin lengde på ca. 2 km.. Overløpet er et par meter nedskåret (litt i fast fjell). Noe ned i lia mot Øldalen går renna over i en esker igjen. Videre nedover er store akkumulasjoner, men disse er ikke bare kommet denne vei. Eskerne må være subglaciale. Renna synes av forholdene ved innløpet å være subaeril (meget breit innløp, flere roligeløp).
2. Under den først omtalte esker er små spor etter flere lignende. Lenger SØ på Krakstetten er en 3-4 m. dyp gjennomskjæring (hvorav en del i fast fjell), som fortsetter som slukrenne nedover lia. Også denne synes å ha gått over til å akkumulere lenger nede.

3. Ytterst på Krakstetten er en rekke renner som har lagt opp svære hauger (6-8 m. høye) glacifluvialt materiale V for Masdølstjern, tydeligvis subglacialt.
4. Gjennom dette materiale kan imidlertid lange renner følges over vannskillet mot N. I lia mot Øldalen gjør de en liten sving mot NV, før de med større fall går ned langs Lille Ø1. Disse renner er 6-7 m. dype og ca. 20 m. breie lengst N. V for Masdølstjern er de stykkevis strengt laterale (fig. 72) (ensidige). Rennene må være dannet langs en N-overhellige iskant over passet etter at Krakstetten var smeltet fram.
5. Den nevnte sving mot NV blir mindre og mindre jo lavere (og lenger Ø) rennene ligger og finnes ikke på de laveste. Svingen har vel sammenheng med det allerede etablerte sluksystem langs Lille Ø1a.

Fra Masdølstjern har smeltevann også drenert mot Ø, over passet til Stormyren.

6. Noen løp begynner en del høyere enn tjernet. Disse må vel til dels være samtidige med omtalte serie lateralrenner V for Masdølstjern.
7. Det laveste overløp er bare få meter høyere enn dagens vannstand, og synes å ha virket som utløp for tjernet (fig. 73)

De markerte løp er her av størrelsesorden 2 m. dype og 5-6 m. breie, men det er også en rekke utflatinger og små løp. Tilsammen må betydelige vannmasser ha gått over her. Videre nedover lia er det dels akkumulasjoner, dels renner. De N-ligste (og høyeste) har gått over passet til Øldalen, de lenger S har drenert til Stormyren, hvor det også sees små rester av eskere.

8. Til slutt har isen over Vinstradalen blitt så tynn at vannet ikke lenger kunne renne fra isoverflaten og inn i Masdølstjern. Fra denne tid finnes S for Masdølstjern en rekke skvalserpentinere nedover lia, de største er 15-20 m. breie og 5-6 m. dype. Fra de laveste synes vannet å ha gått ned under isen.

9. N for Krakstetten er et svært spylrennesystem. De fleste rennene er små, og det hele arter seg som en linjering av lia. I de øverste har vannet gått lengst mot SØ før det svingte ned i slukrennesystemet ved Lille Øla. Vannet fra de lavere spylrenner har bøyd tidligere ned under isen.

Dreneringen fra disse renner og overløpene kan følges som slukrenner og - eskere ned til Øla. Videre har det ikke vært mulig å finne spor etter det.

Isoverflatens helning. Overløpene viser at isoverflaten her ha hatt en N-lig og en Ø-lig komponent da den lå i 12-1300 m. høyde (omtales mer senere).

Dette er en helt annen konklusjon enn den T. Lunde (1956) kom fram til. Han har, som nevnt, ikke sett overløpene mot N, og bygger vesentlig på spylrennene N for Krakstetten da han sier: "Denne retningen (for isoverflatens helning) er nok så nær opp til den som skuringsobservasjonene gir oss for den siste isbevegelsen. Det vil si at isen bevarte samme helningsretning ved overgangen fra det dynamisk levende til det dynamisk døde stadiet her i traktene omkring Øldalen".

Skuringstripene (fig. 40) har her SØ-lig retning, mens de omtalte smeltevannspor viser at isoverflaten da de ble avsatt, hadde en skråning mot Ø, eller kanskje noe N for Ø. Dette omtales nærmere senere.

Området S for Vinstradalen

Jeg har vært på de aller fleste vannskiller, også S for kartet fig. 45. Mange steder er det tegn som kan tyde på drenering, men få steder er det så klare former at de kan brukes til en analyse av hoveddreneringsveiene.

Fra Gålåvann mot N til Jora

har vært et overløp (fig. 74). Det begynner som et lite, buktende løp i løsmasser i S, og går så over i myrdrag langs Jora.

Slik dot ligger sier ikke overløpet noe entydig om isover-

flatens helning. Isen må imidlertid ha vært høyere i NV, siden vannet ikke har tatt det naturlige utløp mot Vinstra.

Området ved Valsvann

Fra Valsvann er et betydelig overløp mot S. Det er 3-4 m. dypt og 10-15 m. breit i løsmateriale ved innløpet, og større nedover. Videre nedover Gjørsæterdalen er svære glacifluviale akkumulasjoner.

Over passet er også noe glacifluvialt materiale, som tyder på at eskere har gått over her før det subaerile løp.

Både Ø og V for Valsvann er eskere (5-6 m. høye) som går mot passet. I N-enden av vannet er også en rygg, trolig en esker. Analogt til de andre er det naturlig å regne at den har drener mot S.

Overløpet viser at isoverflatens helning har hatt en (trolig langvarig) S-lig komponent.

V for kartet, fig. 45

er høye fjellområder (se fig. 11). Dette kan forklare at så li smeltevann er kommet til de omtalte vidder. En finner da også at veldige vannmasser har drenert mot SØ i Espedalen. Dette er omtalt av G. Ramsli (1948). Jeg skal bare referere at det fra Espedalsvann har vært et veldig overløp mot SØ til Dritua. Her er en canyon så avskrekkende at den kalles Helvete, med opptil 30-40 m. dype jettegryter i anorthositt.

De glaciologiske forhold under avsmeltingen i fjellområdene

Smeltevannspor langs iskanten dannes bare under firngrensen. Ved å bruke Mannerfelts (1945) resonnement, kan jeg si:

1. Jeg finner smeltevannspor opp mot de høyeste fjelltopper.
2. Fjellene må følgelig ha ligget under firngrensen på den tid de smeltet fram.

3. Breen får da ikke noe næringsområde og må derfor ha vært klimatisk død.

De omtalte slukrenner tyder på at isen i det vesentligste også var dynamisk død.

Avsmeltingen har foregått vertikalt, slik at de høyeste fjell ble frilagt først, og så suksessivt de lavere områder. Jeg har ikke funnet noe tegn på at levende breer har eksistert i fjellområdene etter at de smeltet fram av innlandsisen.

"Dødissskille". Isoverflatens helning

En aktiv bre beveger seg den vei isoverflaten skrånner. Skuringstripene viser bevegelsesretningen, og derved skrånningen. Uregelmessigheter kan selvfølgelig forekomme, men kartet fig. 40 skulle vise skråningsforholdene temmelig klart ved siste isbevegelse.

Senere steg firnlinjen over isen, og avsmeltingen foregikk vesentlig vertikalt. Så lenge isen lå høyt over fjellene, hadde den trolig nokså ensartet skråningsretning over store områder. Etter hvert som større områder ble frilagt og isen mer oppdelt, ble antakelig lokaltopografiske forhold viktige for isoverflatens skrånning. Til sist lå isen bare i dalene, trolig neddyngget av materiale, og overflateskrånningene var antakelig helt annerledes enn da isen var uavhengig av topografien.

Vi kjenner ikke noe som viser skråningsretningen for en dødis direkte. Det vi kan bruke er spor etter smeltevannet, som jo vil renne den vei overflaten heller. Disse spor finner vi imidlertid bare der vannet har vært i kontakt med bakken, og da er det ikke lenger bare isoverflatens helning som er bestemmende. Vann fra isoverflaten har lagd lateralrenner og renner over vannskiller. Disse renner viser en komponent av isoverflatens gradient, og angir derved bare en sektor på 200^o, som gradienter må ligge i (fig. 75). Er det innen et lite område flere renner med forskjellige retninger, vil yttergrensene kunne snevres inn.

På fig. 76 er avsatt de yttergrenser som en del markerte renne i området ved Masdølstjern angir for isoverflatens gradient. Isen må her, ca. 1200 m.o.h., ha skrånet omlag mot Ø. Tar en i betraktning at alle overløp over vannskillet er mot NØ, er det temmelig sannsynlig at retningen har vært noe N for Ø.

På fig. 77 er vist resultatet for en lignende bestemmelse for området ved Gråsteinsletten mellom Gudbrandsdal og Fryadal.

Nå er det innen det område jeg har studert ikke så mange smelte vannspor at en slik bestemmelse lar seg gjennomføre flere steder. På fig. 78 har jeg imidlertid tegnet inn smeltevannsløp over vannskiller, også i tilstøtende områder. På grunnlag av disse og en rekke andre observasjoner (spylrenner etc.), kan følgende konklusjoner trekkes:

1. Også etter at isen ble død, har den hatt et kulminasjonsområde ("dødissskille"), hvorfra isoverflaten skrånet til begge sider.
2. "Dødissskillets" beliggenhet på den tid fjellene på vidda smeltet fram, kan beskrives temmelig godt. Noe tids-synkron bilde har jeg ikke forsøkt å komme fram til. Jeg måtte til det ha flere observasjoner av overflatens skråningsretning, og ennå mer av dens skråningsvinkel (ved hjelp av lateralrenner). Det er imidlertid klart at isoverflaten i det felt jeg har behandlet har hatt en (sterk?) Ø-lig komponent, slik at områdene Ø for Gudbrandsdalen smeltet fram før tilsvarende høye områder V for dalen.
3. "Dødissskillet" har ligget omlag over Vinstradalen og har her hatt en Ø-lig skråning. Videre har det gått S for Ringebu-fjellet. Mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen har A. Samuelson (1953) bestemt den siste isrestens beliggenhet til "et område fra og med Remdalen - Åstdalen i nord og til og med Tromsdalen - Eldådalen i syd". Dette er en naturlig fortsettelse mot Ø av det forløp jeg har skissert for "dødissskillet".

Sammenligner en dette "dødissskille" med det isskille skuringstripene viser, finner en at "dødissskillet" ligger 30-40 km.

lenger S. Iskulminasjonen har altså fra siste aktive fase til tiden fjellområdene 1000 - 1400 m.o.h. smeltet fram, flyttet seg 30-40 km. mot S.

En slik forskyvning omtaler P. Holmsen (1955, 1956) for Østerdalen. I områdene N for Vinstra har T. Lunde (1956) påvist dette, og jeg fører det bare videre på grunnlag av et større materiale. Lunde mener forøvrig at forskyvningen ikke er mer enn 10-20 km., men det skyldes bl.a. at han (som tidligere omtalt) legger "dødis skillet" N for Masdølstjern.

Denne forskyvning mot S er høyst overraskende. En skulle snarevente at isskillet forskøv seg mot vannskillet (eller høyere fjellområder) under avsmeltingen. P. Holmsen forklarte det i Østerdalen med smelteevnen til vannet i de bredemte sjøer. Når denne forskyvning nå viser seg å ha funnet sted også i disse V. like strøk (uten bredemte sjøer), må andre forklaringer finnes. Det er nærliggende (og lett vint) å si at det må være de klimatiske forhold som har forårsaket den "skjeve" smelting. Disse spørsmål må imidlertid løses i en større sammenheng enn det som er mulig i denne oppgave.

GUDBRANDSDALEN MED SIDEDALER

Oversikt

Før jeg begynner med beskrivelsene, skal jeg gi en liten oversikt over hvordan jeg mener avsmeltingen har foregått. De enkelte lokaliteter kan på denne måte settes inn i et helhetsbilde, uten for vidløftige diskusjoner hvert sted.

I Sør-Gudbrandsdal kunne to typer frontavsetninger tenkes å være dannet under isavsmeltingen:

1. Sandurer.
2. Endemorener.

Sandurer.

Betrakter en forholdene S for Gudbrandsdalen, har en de store front-deltaer på Romerike (-Minnesund). Dersom fronten fra disse trakk seg videre oppover dalene, skulle en, med de store smeltevannganger, vente utviklet sandurfelt (der dalene er slake), om avsmeltingen foregikk på samme vis. (Sml. f.eks. Sørlandsdalene, B.G. Andersen 1960.)

For fjellområdene omkring Gudbrandsdalen har jeg omtalt at isen var død under avsmeltingen. Hvis de samme forhold rådet under avsmeltingen i dalen, og det var en front som trakk seg tilbake måtte det dannes sandurer (se f.eks. Mannerfelt 1945). Gudbrandsdalen er nemlig over de største strekninger så slak (og var dengang p.g.a. nedtrykkingen ennå slakere) at endog mjele avsettes i dag, og jeg finner det usannsynlig at erosjon skulle dominere foran en eventuell front.

Ved å betrakte områdene omkring Gudbrandsdalen, kommer jeg altså til at eventuelle frontdannelser måtte være sandurer, dersom avsmeltingen fortsatte på samme måte i dalen som omkring. Sandurer finnes imidlertid ikke!

Endemorener

(og sidemorener) avsettes foran aktive breer. Det er slike

J. Rekstad (1895) og W. Werenskiold (1911) mente å påvise i Gudbrandsdalen. Jeg tror imidlertid å kunne bruke G. Holmsens (1955) ord om områder lenger SV, også om Gudbrandsdalen: "Ettersom den gamle antagelse ble det ikke skjelnet mellom ablasjonsmorener og endemorener, og enhver grushaug ble betraktet som en skuvrand etter dalbreen som hadde gjort en stans eller et lite fremstøt under tilbaketrekningen mot høyfjellet".

Det finnes nemlig ikke løsmasser med en endemorenes form i Gudbrandsdalen. J. Gjessing (1955) sier han "har besøkt en del løsavleiringer som tidligere ble antatt å være endemorener. Disse synes, i alle fall for en del, å være (glaci-) fluviale avsetninger. Materialet i mange er ført ned av sidebekker og kanskje i første omgang avlagt ved en iskant i dalsiden".

Det Rekstad og Werenskiold omtaler som morener i det område jeg har undersøkt, er vesentlig løsmasser som ligger foran sidedalenes munnings, nærmere bestemt foran Frya, Fossåen, Augla, Sula Vinstra, Veikla og Sjoa. Disse løsmasser mener jeg er avsatt av vann fra sidedalene. Dessuten skulle det haugete området under Sør-Fron kirke, sammen med avsetningene foran Fossåen og Augla, danne endemorener. Likeledes noen avsetninger ved Tårud, som jeg tolker som en esker.

Om alle disse løsmasser vil jeg si at de hverken har en endemorenes form eller tekstur - struktur (se beskrivelse bak), og det synes meg helt klart at det ikke er endemorener.

Konklusjon. Dersom en aktiv bre hadde trukket seg tilbake i Gudbrandsdalen, måtte den ha avsatt endemorener. Dette har jeg vist at den ikke har gjort, og det kan følgelig ikke ha eksistert noen aktiv dalbre under avsmeltingen. Jeg kan legge til at også alle andre observasjoner tyder på at den døde avsmelting jeg har omtalt i fjellområdene fortsatte under framsmeltingen av dalen.

På den annen side har jeg hevdet at det heller ikke er noen frontavsetninger dannet foran en død is.

Isen må altså i Gudbrandsdalen helt overveiende ha smeltet ned vertikalt, uten noen horisontal tilbakesmelting av en front.

Et sitat fra Mannerfelt (1945) synes å gi en god karakteristik av isen under avsmeltingen i Gudbrandsdal: "Vid stagnerande is eller under mycket tunna glaciärer däremot, kan vattnet finna väg under hela ismassan och samlar sig slutligen i en subglacial samlingsfåra i dalens botten under isen. I detta sammanhang är det senare dräneringssystemet av större intresse.

Genom att vattnet ständigt söker sig ned genom sprickor, brunnar och svaghetszoner i isen, blir denna alltmer underminerad, lucken och ihålig. Som tidigare framhållits, läkas icke såren i en stagnerande ismassa. Man får därför räkna med att denna under slutstadiet förtäres minst lika mycket genom subglacial och inglacial intern ablation som genom direkt uttunning av de morändränkta ytan".

Med et slikt avsmeltingsforløp er det også klart at løsmassene i dalen blir meget komplisert oppbygget (omtalt under "Morenedekket").

Før jeg tar til med den mer detaljerte behandling av isavsmeltingen i Gudbrandsdalen, er det fristende å gi et lite sitat fra de to som har vært inne på denne i de senere år:

J. Gjessing (1955): "I Gudbrandsdalen synes historien vanskeligere å tyde". (-enn i områdene lenger Ø.) P.E. Balteskard (1958): "Heller ikke her (Ø-sida av Frya) har jeg utført nøyaktig kartlegning, da jeg regner med at det som har skjedd under avsmeltingen har vært sterkt påvirket av forholdene i Gudbrandsdalen. Disse synes å ha vært svært kompliserte".

Området Frya - Harpefoss

I denne del av dalen er det først og fremst løsmasser ved munningene av Frya, Fossåen og Augla jeg skal omtale. Disse løsmasser har så mange likhetspunkter at jeg skal behandle deres genesis under ett, etter å ha gitt en nærmere beskrivelse av hver enkelt.

Fryas munning (kart fig. 79)

Feltarbeidet i dette område er i det vesentligste gjort sammen

med cand.mag. Ole Fr. Bergersen, som arbeider herfra og S-over i dalen.

Ved Fryas munning ligger svære løsmasser med opptil 60 m. mektighet. De begynner nederst på Berdals jorder og vider seg som ei vifte mot dalen. På V-sida senker overflaten seg sterkt mot Gudbrandsdalen og svakt mot lia i V (fig. 80). På denne sida er overflaten hauget, uten noe tegn til subaerile vannstrømmer.

Mot Gudbrandsdalen er løsmassene begrenset av høye (opptil 50-60 m.) erosjonskanter, og det er derfor ikke mulig å si hvor langt utover de har strukket seg tidligere. De kan imidlertid følges langs Kjønnåsen mot SØ.

Som det fremgår av kartet (fig. 79) er det på N -og Ø-sida av Frya flere elveterrasser, dannet i glacifluvialt materiale. Disse er høyest lengst fra elva og blir lavere mot dagens løp. Det er helt klart at disse viser forskjellige stadier i Fryas (postglaciale) nedskjæring gjennom massene. Den øverste er på toppen av massene og kan muligens være dannet av en akkumulerende elv, de øvrige er utvilsomme erosjonsterrasser (-løp). Ø for Dalen ender flere løp i ei kløft, som er fortsettelsen "bakover" av Fryas rette canyon. Kløfta ender dog 20-30 m. over elvas nivå i dag og må følgelig være "svært gammel".

Av overflateformene er det helt klart at løsmassene på begge sider av Frya har vært sammenhengende. Som omtalt har elva samtidig med å grave seg ned, også forskjøvet seg mot SV, og på denne sida er derfor bare én høy erosjonskant (fig. 81).

Ved rotpunktet av Fryas recente (postglaciale) vifte er et høyt snitt i erosjonskanten på V-sida av elva. Kanten er her ca. 55 m. høy, og snittet (et ras-sår) går helt opp, men er i de nedre deler mye nedrast.



30-40 cm Øverst er noe utvasket grus - stein.
Så et tynt lag grovsand.

3-4 m. Godt sortert mo - mjele. Fluvial lagning som ikke er forstyrret. (Fig. 82).

ca. 40 m. Den helt overveiende del av snittet består av dårlig sortert materiale. På tross av stort innhold av stein og blokker, står det til dels i loddrett vegg. Her er lagdeling, men den er dårlig. Materialet er en del slitt (Fig. 83).

Det undre materialets tekstur gir kanskje, i alle fall ved første øyekast, inntrykk av morene. Kornfordelingsanalysene (1 og 2, fig. 84) viser imidlertid en klar forskjell til den usorterte bunnmorene (6, fig. 84). Kurve 1. viser også for dårlig sortering. Som anmerket er anslagsvis halvparten (eller kanskje ennå mer) grøvre enn 2 cm (grus), og kurven ville opplagt være temmelig steil innen steinfraksjonen. Også lagdelinge og slitasjen av materialet tyder på vann-transport.

Materialet må være avsatt av en elv (strøm) med stor hastighet og materialføring, men som her plutselig har mistet det meste av sin fart, og derfor avsatt et dårlig sortert materiale.

På et sent stadium må det ha vært en meget rolig strøm, som avsatte det fine og godt sorterte materiale (pr. 3 og 4, fig. 84).

Topplaget av grus - stein kan være avsatt ved en økning av strømhastigheten, eller det kan være ablasjonsmorene.

Også et par andre snitt viser lagdelt glacifluvialt materiale med forholdsvis dårlig sortering, men med godt sorterte lag i blant. Prøve 5 (fig. 84) viser sand som jeg spadde opp nær rot-punktet for akkumulasjonen (i NV).

Bergarts sammensetningen er omtalt tidligere (s. 31). Tellingene

er gjort i det store snittet som er omtalt. Den dominerende rolle de lyse sparagmitter spiller, viser at materialet for en stor del må være kommet fra områdene N og Ø for Fryadalen.

Fossåens munning (kart fig. 85)

Med 50-60 m. høy erosjonskant ligger her glacifluviale masser med sin lengste utstrekning langs Lågen. Fossåens dal er for trang til at store masser kan ligge inne i munningen, som ved Frya. Ved sistnevnte elv hadde jo massene sin lengste utstrekning langs denne. Den høye erosjonskanten viser imidlertid at massene kan ha hatt en mye større utstrekning også ved Fossåen.

Det mest fremtredende av former er den jevnhøye overflate ca. 260 m.o.h., nærmest erosjonskanten (fig. 85, 90). Den har nesten preg av en terrasse. Jeg vil imidlertid presisere at overflaten fra Fossåen stiger mot Ø, og - overflaten er (var) overalt haugete. (Dette siste er vesentlig nå, fordi en rekke hauger er fjernet til veigrus, og det drives utplanering med bulldozer til åkrer.) Her er i det hele ingen spor etter subaeril (fluvial) planering.

En annen interessant ting med nevnte nivå (ca. 260 m.o.h.) er at det kan følges et par km. mot V, som små framspring i morene materiale.

Det fluviale materiale finnes imidlertid også over dette nivå, særlig på Ø-sida av Fossåen. Her finnes ingen markert overgang som tyder på forskjellig genesis. Et stykke Ø for Fossåen (helt til venstre på fig. 90) er det tvert imot forholdsvis jevn skråning helt ut til kanten, med dårlig utvikling av omtalte nivå.

Det finnes ved Fossåen ingen store snitt, men jeg har sett en rekke små (et par avmerkinger på fig. 85 gjelder flere snitt nær hverandre). Unntatt ett lengst V er imidlertid alle i hauger.

Alle snittene viser det samme: Glacifluvialt materiale, vesentlig dårlig sortert, men med noen godt sorterte lag. Store blokker såes av og til, både i snitt og på overflaten.

Det Ø-ligste snittet (fig. 85) var ca. 2 1/2 m. høyt. Overflat formen var nærmest som en brei rygg nedover lia, men dette kan skyldes bekkeerosjonen på sidene. Hele snittet viste utvasket materiale (vesentlig sand - grus - småstein), med noen godt sorterte lag. Pr. 8 (fig. 89) skulle være typisk, pr. 7 er tatt i et godt sortert lag. Materialet er noe slitt, men ikke runde. En svar blokk såes.

Snittet lengst NV viste bare sand - grus (1 1/2 m.). Pr. 14 (fig. 89) skulle være typisk.

Det beste snittet finnes i en lav haug nær Fosse. (Ved veien vel 100 m. V for Fossåen.) Det er vist på fig. 86 og beskrevet på fig. 87. Kornfordelingsanalysene finnes på fig. 88.

Snittet er meget representativt for mine observasjoner omkring Fossåen: Mest fluvialt materiale av fraksjonene sand - grus - stein, dårlig sortert og lite rundet. Iblant kommer meget godt sorterte lag, oftest av fraksjonene mo - sand.

Steintelling nr. 5 er tatt i dette sist omtalte grustak. Telling nr. 4 er i snittet ved Svelle. Her er det mye blokker, som også er klassifisert (se s. 31). Materialet stammer helt overveiende fra sparagmitt - og kambrosilurformasjonene, som står langs dalen og innover vidda i S. De få Jotundekkesteiner stammer opplagt fra morenen.

Auglas munning (kart fig. 92)

Ø for Augla ligger løsmasser som ei ca. 200 m. brei hylle (fig. 91), med innerbegrensning omlag langs Riksvei 50. Overflaten er noe ujevn, og stykkevis er en rygg ytterst. Flaten gir ikke inntrykk av å være en fluvial terrasse. Den begrenses av en 40-60 m. høy erosjonskant, dels mot Auglas postglaciale vifte, dels mot en rekke skar som bekker har skåret gjennom kanten.

I erosjonskanten synes det å være bare glacifluvialt materiale (sand - grus - stein). Særlig sees dette langs en ny vei fra Sør-Fron st. mot Østgård. Inne på flaten så jeg utgraving av ei

tomt. Materialet hadde karakter av bunnmorene. Heller ikke i overflaten har en her inntrykk av glacifluvialt materiale.

Det er vanskelig å si hvor mye av hylla som er oppbygget av glacifluvialt materiale. Jeg kan her innskyte at mektigheten er liten innerst, da løsmassene ligger på og utover ei dalhylle i fast fjell (som sees i den største bekken). Det er mulig at de glacifluviale materiale bare er en rygg (esker?) ytterst. Den indre del av flaten kan være dannet ved at morene fra lia ovenfor er vasket og sklidd ned og har lagt seg mot ryggen. Lenger ø i Sør-Fron har jeg sett ei like stor flate, hvor snitt tvers over hele viser at den er oppbygget slik.

Auglas postglaciale vifte er dels ei "erosjonsvifte". Den har gravd seg ned i løsmasser, trolig glacifluviale -, og de NV-lige deler av vifta ligger høyt over det elva kan nå, selv i storflom.

Ovenfor Riksvei 50 er hauget terreng på begge sider av Augla. På Ø-sida er dette temmelig klart glaci-fluviale masser. Her er flere grytehull, og snitt viser sortert materiale. Prøve 18 og 19 (fig. 56) er tatt her. Pr. 18 viser glacifluvialt materiale pr. 19 er tatt nær overflaten i samme snitt som 18, og dette kan være ablasjonsmorene.

På V-sida av Augla er det vanskelig å se hva som er morene og hva som er glacifluvialt.

Ø for Rudi var sommeren 1960 et ras mot elva som viste glaci-fluvialt materiale. Det var øverst et loddrett snitt på ca. 2 m., men også lenger ned såes enkelte lag.

I snittet var øverst ca. 1/2 m. dårlig sortert materiale, vesentlig sand - grus, opptil stor stein, pr. 23, fig. 93. Det kunne være utrast.

Herunder var ca. 1/2 m. med finere materiale, pr. 22. Som kurven viser, er det dårlig sortert, men likevel lagdelt (diskordant til underliggende).

Under dette var 1/2 m. mektig serie kvabb - sand. Prøve 21 er

fra et forholdsvis fint lag. Det var meget pent lagdelt (og sortert).

Videre nedover var synlig ca. 40 cm. godt sortert og lagdelt sand - grus - småstein. Pr. 20 er herfra, men jeg har anmerket i dagboka at det kom med materiale fra flere lag. Sorteringen er således bedre enn kurven viser.

Alle de glacifluviale masser omkring Augla består helt overveiende av sparagmitt - fyllitt. Telling nr. 6 er gjort i det avmerkede snitt ved Riksvei 50 straks Ø for Augla. Den synes å være representativ også for de andre snitt. Det store antall fyllitter tyder på tilførsel fra vidda i N.

Ulberg

Ved Ulberg har bekken lagt ut ei flomvifte. Bekken går imidlertid utover her i flom også i dag, og det er ikke mulig å si om det er glacifluvialt materiale under.

Oversikt

Ved munningen av Frya, Fossåen og Augla ligger store løsmasser som jeg mener er ført ut sidedalene med rennende vann. Tidligere (J. Rekstad 1895, W. Werenskiold 1911) er det hevdet at dette er morenemasser. Akkumulasjonene har imidlertid et klart rot-punkt ved elvene, og lignende masser finnes ikke andre steder.

Det bergartmaterialet de er oppbygget av sier ikke noe entydig om transportretningene. Det store antall lyse sparagmitter ved Frya viser imidlertid at massene her må være kommet ut Frya-dalen. Også for Fossåen og Augla tyder tellingene på tilførsel fra elvenes dreneringsområder, og skiller seg i alle fall klart fra det som fra Vinstra er ført langs Lågen.

Kornfordelingsanalysene er samlet i et Md - So-diagram på fig. 94. De fleste ligger i det område R. Selmer-Olsen (1954) avgrensner for glacifluviale sedimenter. Noe er dårligere sortert, og en del lag er meget godt sorterte.

Spørsmålet er så hvordan disse masser er avsatt i forhold til isen. At is har vært til stede, viser grytehullene og den høye oppbygging. Dette siste må nemlig skyldes isstøtte på et eller annet vis, da det ikke finnes noe tegn til en fullstendig oppfylling av løsmasser i dalen.

Det er to muligheter som synes mest rimelige for disse massers forhold til isen, nemlig lateral eller subglacial akkumulasjon. Uten at jeg har noe klart bevis synes alle ting å tyde på subglacial opprinnelse:

1. Var disse masser avsatt lateralt, måtte en vente å finne lateralavsetninger, eller - erosjon, også i høyere nivå. I Gudbrandsdalen eller sidedalenes sider har jeg ikke noe steder funnet spor etter lateraldrenering.
2. Likeledes skulle en vente å finne spor etter subaeril planering på massene. Dette finnes ikke (unntatt yngre erosjons-spor), og massene skråner også sterkere mot Lågen enn de postglaciale vifter.
3. Etter det en vet om døde breer, er det helt usannsynlig at en liten rest i dalbunnen skulle kunne demme opp de betydelige vannmasser som har ført materialet fram. (Sml. sitat fra Mannerfelt under oversikten foran.)
4. Jeg har tidligere omtalt en omfattende subglacial drenering i disse dalene. Selv om det ikke er mulig å følge vannet kontinuerlig, må en regne med at når det først var kommet dypt ned, ville det også fortsette under isen. Når isen senere ble tynnere, skulle også betingelsene for subglacial drenering være bedre.

Konklusjon. Idet fjellområdene rundt Gudbrandsdalen smeltet fram, tok vannet til å renne ned under isen. Det fulgte oftest dagens dreneringsveier, og det finnes derfor de fleste steder ikke klare spor etter det.

Idet disse subglaciale elvene munnet i Gudbrandsdalen, avtok fallet plutselig. (Se profilene fig. 16.) Det meste materialet

ble derfor akkumulert i vifter med dårlig sortering. Hovedbetingelsen for akkumulasjonene var således den samme som for de postglaciale vifter.

Akkumulasjonene er begrenset av erosjonskanter og har følgelig strukket seg lenger enn i dag, hvor langt er det ikke mulig å si. Konsekvensen blir imidlertid at " ... vattnet finna våg under hela ismassan och samlar sig slutligen i en subglacial samlingsfåra i dalens botten under isen". (Mannerfelt, 1945). Denne "samlingsfåra" har trolig vært en esker over lange strekninger, men den er omlagret av Lågen i postglacial tid. Senere skal jeg imidlertid omtale et par små rester, og S-over i dalen finnes den også (Ole Fr. Bergersen, pers. med.).

På tross av den prinsipielle forskjell ved at dreneringen i Atnedalen var mot vannskillet, er det store likheter mellom det jeg her har omtalt og det J. Gjessing (1960) omtaler for sidedalene og deres akkumulasjon i Atnedalen.

Området Harpefoss - Vinstra (kart fig. 95)

Dalbunnen i denne del karakteriseres av store masser fluvialt materiale, hvor det er vanskelig å skille mellom hva som er senglacialt (glacifluvialt) og hva som er postglacialt. I tolkingen av dette område må jeg derfor trekke inn forhold som ikke har noe med isavsmeltingen å gjøre.

Terskelen ved Harpefoss er av stor betydning for forståelsen, særlig av Vinstras vifte. Terskelen er så stor (høy) at område ovenfor er et bekken i fast fjell. Jeg har tidligere vist (s. 9) at Harpefossens canyon er postglacial. Bekkenets utløpshøyde har altså senket seg ca. 20 m. i sen -og postglacial tid.

Området Svartløkken - Granmorken

På S-sida av Lågen, mellom Harpefoss og Vinstra, er noen glaci-fluviale akkumulasjoner som det ikke er så enkelt å sette inn et helhetsbilde.

Svartløkken

Akkumulasjonene her er små og har uklare grenser, ikke minst fordi en stor del er dyrket. S-ligst (merket med snitt på fig. 95) er en liten rygg med blokker og dårlig sortert materiale i overflaten. Herunder er godt sortert materiale, vesentlig grus (prøve 28, fig. 99). Her er lite Jotundekkesteiner.

N-ligst (nederst) på jordene (fig. 96) er materialet meget fint og godt sortert (prøve 27, fig. 99). Dette synes å ha en mektighet på 1 - 2 m.

Som det fremgår av fig. 95 er det en liten canyon i lia ovenfor. Det virker rimelig at dette er en del (begynnelsen?) av løpet som har avsatt omtalte glacifluviale materiale, og at dette da er avsatt subglacialt.

På den høyeste elvterrassen (nedenfor Svartløkken) er en 2-3 m

høy haug (tegnet med prikker og begrensningsslinje på fig. 95), bestående av lagdelt fluvialt materiale (sand - grus - stein). Bergartsinnholdet (telling nr. 8) er et helt annet enn i de omtalte masser høyere opp. (Sml. også telling 9 og 10.) For det første utgjør skyvedekkesteiner en betydelig del, for det annet er det lite skifre, men tilsvarende mye kvarts med små skiferfliser. Dette siste tyder på lengre transport, hvilket også rundingen viser.

Særlig ut fra teksturen, men også av overflateformene, tolker jeg dette som en liten erosjonsrest av en esker langs dalen.

Rudland

Under Rudland (mot Vinstra kraftverk) er glacifluviale masser av mektighet på flere ti-tall meter. Det er ikke mulig å skille dem ut på overflateformene (se fig. 96). Her finnes et snitt, hvorfra jeg vedlegger to fotografier (fig. 97, 98). Disse er tatt med bare 20-30 m. avstand og viser at massenes tekstur - struktur varierer sterkt. Steintelling nr. 9 er tatt i dette snitt, og viser liten innblanding av langtransportert materiale

Jora

Nedenfor Øium er en akkumulasjon som tydelig er avsatt av Jora. Den virker subaerilt planert på overflaten og har en anslagsvis 30 m. høy erosjonskant mot Lågens elveslette.

Materialet er meget dårlig sortert og består vesentlig av løse skifre (telling nr. 10).

Avsetningene V for Jora har ikke så klare overflateformer og synes vesentlig å bestå av sand - grus.

Oversikt

Jeg har kort omtalt noen løsmasser som ligger langs nedre del av lia. De er oppbygget av materiale som stammer fra lia og

fjellområdene i S, men for øvrig har sterkt vekslende tekstur og struktur.

Det skulle ikke være tvil om deres glacifluviale opprinnelse, men forholdene er ikke (med det materiale jeg har i dag) så klare at det er mulig å trekke noen sikre slutninger om hvordan de er avsatt.

Jeg vil dog peke på at de manglende overflateformer (unntatt ved Øium), og også at det ikke finnes klare spor etter vannet som har avsatt massene, tyder på subglacial opprinnelse. Subaerilt rennende vann er nemlig mer entydig formdannende enn subglacialt vann. Dette passer også med mitt helhetssyn (sml. omtale Frya - Harpefoss).

Den subaerile planering ved Øium kan være forårsaket av et høyere innløp til Harpefossen. Harpefossens terskel kan også ha hatt betydning for akkumuleringen av de andre masser. Jeg vil i denne anledning også peke på at Lågen har svinget over så og si hele dalbunnen her, så det er vanskelig å danne seg noe bilde av løsmassenes utstrekning idet isen forsvant.

Avsetninger ved Sula

Ø for Toksen

På Ø-sida av Sula, rett overfor Toksen, er en høy rygg. Toppen er ca. 20-30 m. over elva, 9-10 m. over lia innenfor. Den slutter brått i SØ, men synes å kunne følges i utstående partier videre mot SØ.

I N-enden er et snitt: Øverst er et ujevnt, opptil 1/2 m. mektig lag usortert materiale, med enkelte stein. Derunder 50-70 cm. kvabb. Under kvabben var synlig et par meter svært dårlig sortert, men tydelig lagdelt materiale (sand - grus - stein - blokker).

Dette ser ut til å være en esker, men det kan også være en erosjonsrest av større løsmasser. Dens (alders-) forhold til løsmassene lenger ned ved Sula er det ikke mulig å utlede.

Vifta

Lenger nede, med rot punkt omlag 300 m.o.h., ligger (glaci-) fluviale masser som ei vifte. Grensene mot den morenedekte li er nokså utvasket (av skred og nedvasket materiale).

V-sida av Sula

Lengst i V er en høy, subaerilt utformet overflate som ender i en høy erosjonskant. I denne er det et snitt (fig. 101) som viser lagdelt materiale, med lagene sterkt fallende mot S. Sorteringen er imidlertid dårlig. Det er mye stein - små blokker men så kittet av finmateriale at det står i høye vegger. Prøve 33 (fig. 100) viser sorteringen av det finere materiale. Både tekstur og struktur er meget likt det som utgjør det meste av det store snitt ved Frya (s. 68). Steintelling nr. 11 er foretatt i dette snitt.

Fra den omtalte avplanering (270 m.o.h.) er en rekke erosjonsspor ned til Sula.

Ø-sida av Sula

Også på Ø-sida er viftas overflate subaerilt utformet, men den er bratt og preget av erosjon.

Nedenfor Brandvol er noen rygger (fig. 102). Øverst er de en naturlig fortsettelse av en jevn, svakt skrånende overflate. Her er de breie og flate, men blir smalere utover. Dalene mellom dem er tydelige erosjonsformer.

I den ene ryggen er nederst et snitt på tvers, 50 m. langt og 1 m. høyt. Materialet er ganske godt sortert (prøve 30, fig. 100), vesentlig sand - grus. Tydelig, men uregelmessig lagdeling, fallende $10-15^{\circ}$ mot SØ. På begge sider av ryggen er lagene avkappet.

Det synes helt klart at massene Ø for Sula har vært høyere oppbygget, minst til overflaten av ryggene. Det som sees i dag

er vesentlig en subaeril erosjonsoverflate. Erosjonen har senere fortsatt nærmere Sula, og det finnes en rekke spor etter nedskjæring i det område som er betegnet subrecent vifte.

Oversikt, konklusjon

Den omtalte vifte begrenses av til dels meget høye erosjonskanter til en elveterasse Moen - Solbrå - Øien, dannet av Lågen - Vinstra tidlig i postglacial tid (se senere). Både akkumulasjon og overflatemodellering (-erosjon) av omtalte vifte må altså ha foregått før denne tid. Senere har Sula lagt ut sin postglaciale vifte på elveterassen.

Den "høye vifte" må etter det ovenstående være seneglacial, og jeg regner at oppbyggingen har foregått omlag på samme måte som omtalt for Frya - Fossåen - Augla. Overflateplaneringen og erosjonen ved Sula blir en parallell til erosjonsterrassene ved Frya, men ved Sula har det foregått i mye større bredde. Dette skyldes trolig at erosjonen ikke gikk så hurtig.

Sammenligningen halter ved at det mangler iskontaktformer ved Sula. Den høye oppbygging synes imidlertid å måtte skyldes isstøtte. Det er vanskelig å tenke seg at Sula skulle kunne legge opp slike svære masser på en kort tid etter at isen forsvant, og de høyeste deler er alt for høye til å kunne forklares av et høyt innløp til Harpefossen. Eventuelle grytehull kan være utvasket av den omtalte modellering - erosjon.

Vinstras avsetninger

Med rotpunkt ved Lo, ligger ei veldig vifte ved Vinstras munning i Gudbrandsdalen. De N-lige deler sees på fig. 24, det øvrige på fig. 103.

I N er et høydeparti i fast fjell (ved Sundet) som tvinger Lågen mot NØ, og derved legger det meste av Vinstras vifte i le for Lågens erosjon.

Overflateformer

Viftas rot punkt ligger i dag omlag 30 m. høyere enn elva. De høyeste deler er bevart langs lia både mot N og SØ. Lenger ut på vifta er en rekke erosjonskanter som viser forskjellige stadier i elvas nedgravning i vifta.

Helt i N (ved kirken) er en "terrasse" som ligger 20-25 m. høyere enn Lågen. Dette er de mest distale deler mot N av Vinstras vifte. (Se også under "Snitt".) På den tid vifta var så høy, måtte Lågen være noe oppdemmet ovenfor, og sedimenter (kvabb - sand) som tyder på dette finnes da også i N (i kartkanten på fig. 95).

Både overflateformene og bergartsmaterialet (sml. f.eks. tellingene 7, 11 og 12) viser klart at elveterrassen Moen - Solbrå - Øien hovedsaklig er en fortsettelse av Vinstras avsetninger (vifte).

Snitt

Jeg skal omtale to snitt, først det som ligger SV for kirken (nær landsgymnaset).

Fig. 104 viser dette snitt (grustak). Fra SSV kommer en rygg. På fotografiet fig. 105 sees klart at lagene i (under) ryggen og i flaten ved sida av henger sammen. Det er altså ingen tvil om at ryggen er en erosjonsrest. Dette er av stor interesse fordi vifta her omkring tildels er temmelig kupert. Selv om dette også i overflaten ser ut til å være erosjonsspor, er det en sikkerhet når også snitt viser det samme. Den høyden av vifta (266 m.o.h.) som ryggen på denne måte viser, gjør forbindelsen til den høye "terrasse" (260 m.o.h.) ved kirken helt klar

Kornfordelingsanalyse nr. 34 (fig. 99) er tatt i dette snitt. Det er også steintelling nr. 13 som omtales noe mer under.

Det neste snitt som skal nevnes ligger Ø for Bryn. Det viktigst her vises av fig. 106, nemlig de lange, sammenhengende lag. Det samme er iaktatt også i de andre snitt i vifta.

- 51 -

Disse regelmessige forhold med lange lag, konforme med overflaten, tyder - så vidt jeg kan skjønne - på subaeril oppbygging.

Steintelling nr. 12 er gjort i dette snitt. Som en ser har Vinstras vifte et mye større innhold av detritus fra Jotundekkenene enn de tidligere omtalte vifter. Dette er lett forklart, da Vinstras nedslagsfelt omfatter store deler av disse dekkene. Det har imidlertid den store betydning at det i området nedenfor er mulig å skille materiale som er kommet fra Vinstra fra andre akkumulasjoner (se fig. 44).

Vinstradalen

Som en støtte for konklusjonene om Vinstras vifte skal her kort omtales noen forhold i Vinstradalen.

Ved Dalen

er glacifluviale masser (fig. 45) som til dels har ryggform (fig. 107). Det er bare en liten rest som er bevart, det øvrige er rast ned og tatt av Vinstra. Det er likevel så mye igjen at jeg mener å kunne slutte at det er en esker. Den er hovedsaklig oppbygget av stein og blokker, som viser klar fluvial slitasje, (fig. 107). Det som er meget viktig er bergartsinnholdet. Jeg har ikke utført noen eksakt telling, da det slår en i øynene at Jotundekkebergarter utgjør en meget stor del. Den fluviale transport må altså ha vært lang, da slike bergarter utgjør en minimal del av morenen omkring.

Konklusjonen blir at dette er en rest av lang subglacial dreneringskanal, som har ført svære vannmasser ut Vinstradalen.

Ved Gålå

høyere opp enn den nå omtalte esker, finnes et område med haugelacifluvialt materiale. Dette nevnes hovedsaklig fordi disse masser så og si utelukkende består av fyllitt. Dette viser

klart at eskeren ved Dalen ikke kan ha hatt noen tilførsel av betydning herfra. Det viser også hvor utvetydig en kan skille ut masser som er kommet ut Vinstradalen, fra masser med mer lokal opprinnelse.

I Kvikne bakside

ligger fluviale masser som ei hylle, omlag 400 m.o.h. Snitt langs en ny vei viser lange sammenhengende lag, svakt fallende mot Gudbrandsdalen. Bergartsinnholdet (telling nr. 18) er omlag som for Vinstras vifte.

Ytterst på Tungen er et par erosjonsterrasser i omlag samme nivå.

Jeg har ingen pålitelige høydetall, men høyden passer omtrent med det høyeste av Vinstras vifte. Da også struktur og bergart innhold peker på det samme, regner jeg derfor at dette er rest er av den dalfylling som nødvendigvis måtte være til stede da Vinstras vifte var på det høyeste.

Lenger inn (høyere) på Tungen er hauger av godt sortert materiale. Selv om en nå er nokså nær Jotundekkenene, viser steintellingen (nr. 19) en klar forskjell fra det som er kommet langs Vinstra (telling nr. 18). Jeg kan også innskyte at materialet i haugene er mye mindre rundet.

Oversikt. Konklusjon

Oppbyggingen av vifta er allerede behandlet en del under "post glacial erosjon" (s. 11).

Eskeren ved Dalen viser som omtalt en betydelig subglacial drenering ut dalen. Både ut fra dette, og fra sammenligningen med de øvrige dalmunninger, er det rimelig å anta at det har vært akkumulert materiale subglacialt ved Vinstras munning. Dette lar seg imidlertid ikke påvise, og om akkumulasjon har eksistert, er den senere fullstendig dekket eller omlagret.

Alt mitt materiale tyder på at Vinstras vifte slik den fremtrer i dag, er helt subaerilt oppbygget.

Like etter at isen forsvant må Vinstra ha ført veldige løsmasser (omtales mer under). Harpefossen hadde på den tid et innløp som lå vel 20 m. høyere enn i dag. Hele bassenget ovenfor fossen ble fylt av løsmasser, og Vinstras vifte ble bygd opp til en høyde (rotpunkt 30 m. høyere enn dagens løp) som var bestemt av innløpshøyden til Harpefossen.

På denne tid var Vinstra, p.g.a. den veldige materialføring, helt dominerende i forhold til Lågen. I N finnes sedimenter etter en "oppdemming" av Lågen, og terrassen Moen - Solbrå - Øien viser at elva gikk helt inntil NØ-lia (og eroderte i Sula senglaciale avsetninger).

De store høyder, både på Vinstras vifte og terrassen Moen - Solbrå - Øien, viser at alt dette foregikk temmelig snart etter isavsmeltingen. Det vesentligste av postglacialtida har det nemlig foregått erosjon: Innløpet til Harpefossen har stadig senket seg, og med dette hele elveløpet ovenfor (fig. 108). Dette viser seg ved en rekke erosjonskanter på Vinstras vifte og nedover mot Harpefossen.

Det er også helt klart at Vinstras materialføring har avtatt meget sterkt (se under). Da materialtilførselen er en viktig betingelse for viftas oppbygging (og brattheten av lengdeprofil et ned til Harpefossen), ville derfor Vinstra ha erodert også med konstant innløpshøyde til Harpefossen. Dette gjenspeiler seg i at lengdeprofilen synes å være blitt slakere, idet nedskjæringen ved viftas rot punkt er over 30 m., mens Harpefossen innløp er senket omlag 10 m. mindre (fig. 108).

Det skisserte forløp synes å ha en rimelig forklaring i forholdene høyere opp i Vinstradalen.

Som tidligere nevnt omtaler G. Ramsli (1948) at dreneringen i isavsmeltingstida gikk mot SØ fra Espedalen. Denne drenering mente han var langvarig, og han skriver bl.a.: "Etter at isen var smeltet bort i Slangens, Olstappens, Breisjøens og Espedalsvatnets bassenger, dannet det seg en sammenhengende sjø

her, mens Vinstradalen nedenfor Olstappen fremdeles var sperret. Senere skriver han: "Hvor lenge "Storsjøen" har eksistert, kan en neppe fastslå, men at den har hatt en forholdsvis lang levetid, vitner de store terrassene ved Vinstra og Hinøgla om". ("Storsjøen" er den oppdemmede sjø i Espedalen, omtalt i først sitat.)

Hvis dette er riktig, har altså dreneringen gått til Gausdal til isen var så og si helt bortsmeltet. I Vinstradalen må isen ha demmet. Dette synes ikke urimelig ut fra at jeg tidligere (s. 62) har lokalisert et "dødissskille" her. Bare denne døde is må imidlertid ha vært for svak til å demme så store vannmasser. De (s. 35) omtalte mektige løsmasser som fyller dalen i Skåbu må ha utgjort den virkelige demning, og dette kan også forklare at dreneringen til Gausdal varte så lenge.

En dag har imidlertid vannet brutt gjennom demningen og fulgt dagens dreneringsvei ut Vinstradalen. I hele dalen var det da veldige mengder løsmateriale, både morene og glacifluvialt materiale. Dette ble tatt med av elva, som således en tid førte helt eksepsjonelle løsmaterialmengder.

Den svære vifta ved munningen kunne nå bygges opp på relativt kort tid. Etter hvert har materialføringen avtatt (samtidig med at innløpet til Harpefossen har senket seg), og elva har gravd seg ned i disse avsetninger.

Således kommer jeg til en helt annen genesis for Vinstras vifte enn for de glacifluviale vifter foran de andre elvemunningene. Det er ikke mulig å trekke noen klar (naturlig) grense for hva som er glacifluvialt og hva som er postglacialt på Vinstras vifte, det blir nærmest et definisjonsspørsmål.

Området Vinstra - Kvam

Det er i dette område få klare spor etter isavsmeltingen. I stedet for å komme med store beskrivelser og diskusjoner for å forklare det som finnes, skal jeg gå lett over det som ikke bidrar til forståelse av helheten.

Sundet - Tårud

Som nevnt er det her et høyledrag i fast fjell som Vinstras vifte er lagt imot (og ligger i le bak).

På N-sida av høyden går en rygg (fig. 109) av meget godt sortet sand (prøve 35, fig. 99) fra Lågen og oppover. Krysskikting antyder en strømretning mot S, hvilket også er rimelig.

Da ryggen går oppover bakke, synes det ikke å være andre mulige forklaringer enn at den er avsatt subglacialt. Enkelte stein i overflaten kan også tyde på dette, men noe ablasjonsmorene av betydning finnes ikke. Den uvanlig gode sortering som finnes i hele ryggen, viser at dette må være deler av en lang dreneringsvei.

Det finnes i området glacifluvialt materiale (vesentlig sand) også utenom denne ryggen (fig. 45), men det har ikke klare overflateformer og er i det hele vanskelig å avgrense.

Over høyledraget er det for øvrig et blokkfelt med blokker på opptil 3-4 m. i tverrsnitt (fig. 110). Blokkene består vesentlig av lys sparagmitt. En lignende type, meget sterkt oppsprukket, står oppe i fjellveggen i V, hvorfra blokkene trolig har kommet. Det er imidlertid ikke lett å forklare hvorfor det her skal være en så stor ansamling i forhold til dalen for øvrig.

Viken - Kløvdalen

Ved Viken begynner en 6-8 m. høy rygg (fig. 111) som litt lenger S går inn mot dalsida, og derved mister sin klare ryggform. Den synes likevel å fortsette et stykke.

En gammel (høy) elveterrasse etter Lågen går inntil ytterkanten og ryggen kan derfor være en erosjonsform.

I overflaten er hele veien en god del stein og blokker. I selve ryggen er ingen snitt, men i dens fortsettelse langs dalsida er et par som viser helt usortert morene (fig. 112). På tross av likhet i form er ryggen derfor neppe en esker.

Høyere opp (mot Kløvdalen) er ei "hylle" som synes å være helt oppbygd av løsmasser (skogkleddt på fig. 111).

I overflaten er mye svære blokker, og det som ellers sees av løsmateriale (på dyrket mark) har morenekarakter, men store snitt finnes ikke.

Jeg skal heller ikke for denne akkumulasjon diskutere genesis nærmere. Jeg vil dog peke på at bekken i Kløvdalen går i en dyp canyon ned til akkumulasjonen. Det er derfor mulig at løsmassene for en del er glacifluviale.

Ved Steinen

kommer en stor rygg på skrå ut fra den bratte dalside (fig. 113). Den er et par hundre meter lang, og senker seg sterkt fra fjellveggen mot elva (hvor den har forårsaket stryk). Ryggen er anslagsvis 30 m. på det høyeste. På overflaten er en del blokker, som i alle fall for en stor del er kommet fra fjellveggen postglacial tid.

Store snitt finnes ikke, men i overflaten er materialet utvasket. På gården hadde de gravd en del, og de sa det var sand.

Uten skikkelig snitt er det ikke mulig å si noe sikkert om dannelsen, da formen slett ikke er åpenbar.

Veiklas vifte

er svær og har presset Lågen helt over på S-sida av dalen. Her finnes ikke noe glacifluvialt materiale høyere enn den recente vifte, og det må være omlagret om det tidligere har vært til stede.

På S-sida av dalen fra Kvam mot V

er svære glacifluviale akkumulasjoner. Stykkevis (fig. 114) ligger løsmasser høyt oppover lia. Så langt jeg har brakt i erfaring, er imidlertid det glacifluviale materiale begrenset

oppad til ca. 300 m.o.h. Det overliggende er morene - og skredmasser.

Under Lien er en rekke snitt langs en ny vei (fig. 114). Materialet er godt lagdelt og sortert (fig. 115, 116, prøve 36 fig. 99), og består av fraksjonene sand - blokker, men det vesentligste av grus - stein fraksjonene. Her er et sandlag på ca. 1 m. mektighet som kan følges over 100 m. i forskjellige snitt.

Da det ikke finnes forstyrrelser, må altså materialet være avsatt primært på sin nåværende plass.

Tekstur og struktur viser at materialet er avsatt av betydelig vannmasser, og de store mektigheter viser at forholdene i stor trekk må ha vært temmelig stabile.

Steintellingene (15, 16, 17) tyder på at det meste av materiale er kommet fra Sjoadalen.

Forholdene i dalen ellers viser at dette ikke kan være rester av en dal-fylling. Det må altså ha vært isstøtte på et eller annet vis. Materialet må da være avsatt enten lateralt eller subglacialt.

Som omtalt er det ikke forstyrrelser i materialet, og akkumulasjonen må ha begynt helt ved dalbunnen og bygd seg opp 50-60 m. Dette kan jeg ikke forestille meg har foregått lateralt. Isen måtte da ha ligget som en tynn streng i dalen, så måtte elva langs S-sida ha erodert seg gjennom isen og begynt å akkumulere materiale på dalbunnen, og deretter fylt opp den 40-50 m. dype kanalen.

De store morene -og skredmasser ovenfor tyder også på at materialet ikke er akkumulert subaerilt. Disse måtte nemlig da ha sklidd ned i elva og blitt omlagret.

Jeg kommer derfor til at materialet må være avsatt i en tunnel under isen. Oppbyggingen har begynt fra isens bunn, og tunnelen har hatt dalsida som den ene vegg. Materialet ligger derfor uforstyrret. Da isstøtten forsvant, sklidde morenemateriale fra

lia ovenfor ned og la seg ovenpå dette glacifluviale.

Isavsmeltingen i dalen. Sluttord

Hovedresonnementet og konklusjonene ga jeg i en oversikt i begynnelsen av kapitlet, og de skal ikke gjentas her.

Grunnlaget for konklusjonene er selvfølgelig de beskrivelser jeg nå har gitt. Så vidt jeg kan bedømme, viser nesten alle de store akkumulasjonene at det har vært død avsmelting, og jeg har ikke funnet noe som klart tyder på aktiv avsmelting.

Vanskelighetene ligger først og fremst i å gi detaljerte tolkninger for de enkelte avsetninger og å binde disse sammen, selv om en har for øye at avsmeltingen har vært død. Formene er nemlig i Gudbrandsdalen både uklare og, hva som kanskje er verre, usammenhengende.

Hovedtrekkene synes imidlertid å være at vannet har fulgt de nåværende sidedaler ned under isen i Gudbrandsdalen, og akkumulert en del av sitt materiale ved munningene, før det fortsatt i en tunnel langs dalen. Det er påfallende at jeg i dalen overhodet ikke har funnet spor etter lateraldrenering. Det tyder på at de subglaciale løp stadig var åpne.

Jeg har foreløpig ingen sikre holdepunkter for å parallellisere eller tidsbestemme avsmeltingen i Gudbrandsdalen i forhold til områdene lenger S. U. Hafsten (1958) har imidlertid et par pollenanalyser fra Hedemarken som gir en pekepinn. Jeg siterer Hafsten (1960): "The pollen analyses made so far do not give much information about the different stages of the ice retreat, except that the southern part of the Mjøsa region was free of ice during late Pre-boreal time, cp. the genuine late Pre-boreal spectra at the bottom of the Vålertjern diagram".

Jeg vil ikke trekke noen vidtgående slutninger ut fra dette. For det første antar jeg at isen lå temmelig lenge i Mjøsas basseng. For det annet har jeg omtalt at isen i Gudbrandsdalen hovedsakelig smeltet vertikalt. Jeg vil derfor anta at en stor del av fjellområdene jeg har behandlet smeltet fram i Pre-boreal

tid. Det ser derimot ut til at Gudbrandsdalen ikke ble isfri før en gang i Boreal tid.

En videre parallellisering er neppe mulig før mer grundige isavsmeltingsstudier blir utført i områdene S-over til -og omkring Mjøsa. Det viktigste synes imidlertid å være et nett av pollenanalyser, sammen med C_{14} -dateringer.

De løse overslag jeg har gjort foran har imidlertid også en viss verdi. Ut fra det pollenanalysen forteller (se f.eks. Hafsten 1960), kan vi nemlig si at klimaet under isavsmeltinge i Gudbrandsdalen må ha vært varmere enn i dag og også forholdsvis tørt. Dette gir en god støtte for min framstilling av forløpet av smeltingen.

POSTGLACIALE ELVE -OG SKREDAVSETNINGER

Jeg har tidligere (s. 9) behandlet den fluviale erosjon i fast fjell i postglacial tid. Den er forholdsvis liten. Med løsmassene har det derimot skjedd betydelige forandringer, både som følge av skred og fluvial aktivitet. Av hensyn til omfang på oppgaven skal jeg ikke gi noen systematisk behandling av dette. Det er imidlertid meget viktig å ha disse forandringer for øye, om en vil klarlegge løsmassenes karakter og former ved slutten av istiden. Jeg skal derfor kort nevne noen eksempler.

Elveviftene

Foran sideelvene ligger svære vifter som nesten fyller hele dalbunnen, og trenger Lågen til motsatt side. Særlig tydelig er dette helt Ø på fig. 45, hvor Lågen først trenges mot N-sida av Fossåen og så mot S-sida av Frya.

Jeg har tidligere (s. 37) pekt på at opphavsmaterialet til disse svære viftene må være morene (og andre løsmasser) som elvene har tatt med. Hovedbetingelsen for avsetningen er at sideelvene har så usammenlignbart mye større fall enn Lågen (fig. 16), og derfor kan frakte materiale som er mye grovre enn det Lågen kan ta med.

Storofsen i 1789

Storofsen er den største flomkatastrofe som er kjent i Norge. Det var den gang store ødeleggelser både p.g.a. flom i elvene og skred. Disse agensers arbeid blir i slike år sterkt aksentuert i forhold til vanlige år, men en skal ikke se bort fra at det nettopp er i vårflommene, og andre ekstraordinære situasjoner, de største forandringer skjer.

Storofsen er omtalt av en rekke forfattere, men helt vesentlig ut fra historisk interesse. For Fronsbygdene (som er omlag det område kartet, fig 45, omfatter) foreligger en hovedoppgave av

W. Sommerfeldt (1943), som, ut fra arkivstudier, gir et meget detaljert bilde. Jeg skal gi en kort omtale av Storofsen som helt vesentlig bygger på denne oppgave.

Årsaker og forløp

Høsten 1788 regnet det mye i Fron. Senere kom langvarig barfrost, så telen ble meget dyp. Om våren tok det derfor lang tid før telen gikk, og jorda ble gjennombløtt. I begynnelsen av juli ble det vedvarende kraftig regnvær, som kulminerte med veldige nedbørmengder 21.-22. juli. Resultatet var at det gikk tett i tett med jordskred.

Før, og samtidig med, regnet var det mildvær, så det ble kraftig snøsmelting i fjellet. Sammen med nedbøren forårsaket dett den største flom som er kjent i Lågen. Lågen og sideelvene (unntatt Vinstra) har få vann som kan virke som reguleringsbassenger, så flommen herjer ofte fælt.

Omfang

Jeg skal først gi noen tall på skadene for Fron (tatt fra Sommerfeldt 1943), som indirekte gir en pekepinn om omfanget også fra et geologisk synspunkt.

Tallene er fra lagrettserklæringer om skattelettelser. Disse omfatter bare gårder hvor det ble holdt synsforretninger, og er derfor for små. For å bøte på dette oppgis tall fra amtmanden i parentes. Noen nærmere vurdering skal jeg ikke gi.

Antall ødelagte hus: 492 (809),

" skadete " : 91 (270).

Verdiforringelse i % av gårder med synsforretning: 53 %,
i % av alle gårders anslåtte verdi: 29 %.

1584 (2015) mål åker ble helt ødelagt, det vil si 20 % (25 %) av det samlede åkerareal i bygdene. Dessuten ble en del skadet for en tid. Hertil kommer at 2207 mål (2626 mål) eng ble helt ødelagt.

For hele Christians amt oppgir amtmannen:

Ødelagt åker	5827 mål
Skadet "	3156 "
Ødelagt eng	53630 "
Skadet "	28330 "
Ødelagte hus	3256
Skadete "	786
Omkomne mennesker	68

Skred

Det var skredene som gjorde de verste ødeleggelser, fordi de fleste gårdene lå oppe i lia.

Skredene synes stort sett å kunne deles i to typer:

1. Den forholdsvis finmaterialrike morenejord ble som omtalt helt gjennombløt. Den indre friksjon ble derved så liten at jorda ikke lå stabilt i dalskråningene, og den glei ut.
2. Regnvannet samlet seg i bekker og andre løp og eroderte sterkt. Jorda langs sidene ble undergravd og raste ut som omtalt under pkt. 1. Løpene ble på den måten tyntflytende jordskred.

Det var et veldig antall skred. Lensmannen skriver at han fra Ulberg i Sør-Fron kunne telle mer enn 60 skred (Sommerfeldt 1943). I bygdene Kvikne og Skåbu fikk alle gårder skade av skred.

Som fig. 117 og 118 finnes et par kart som er tegnet etter Sommerfeldt (1943). Da kartene bare viser skred som lagretten omtaler, må en regne med at det var atskillig flere (særlig i utmark hvor skaden ikke var av så stor økonomisk betydning). Kartbildet fra Skåbu er det samme ut hele Vinstradalen: Nesten sammenhengende skredsår ned mot elva på begge sider.

Flommen i Lågen

Det er hugget inn så pass mange flommerker langs dalen i 1789, at en kan få et bra bilde av størrelsen.

Over de flatere deler steg elva 8-10 m., og sto som en buktend gjørmesjø, full av trær, tømmer og hus. De fleste steder la de igjen et lag på 1-2 m. over matjorda. Dette matjordlag finnes igjen ved graving i elvesletta i dag, og er kjent fra en rekke lokaliteter. Det er mye tykkere enn matjordlaget som er dannet siden 1789, og det tyder på at det var lenge siden en så stor flom hadde funnet sted også før 1789.

I 1938 var stor-flom i Lågen, og H. Klæboe (1939) gir for den noen data og sammenligninger som jeg skal gjengi en del av.

Først skal jeg ta med en tabell fra to målestasjoner hvor det finnes oppgaver også fra eldre flommer:

Måle- sted	1789		1860		1938	
	Vannstand m	Vannføring m ³ pr.sek.	Vannst.	Vannf.	Vannst.	Vannf.
Losna	ca. 10,5	ca. 4000	ca. 7,0	ca.2700	6,37	2600
Lalm	" 8,1	" 1700	" 6,5	" 1200	6,80	1300

Lalm ligger i Ottadalen, så det er målingene ved Losna som interesserer mest i denne sammenheng.

På fig. 119 gjengir jeg lengdeprofiler fra Hunderfossen til Harpefossen etter Klæboe (1939), og på fig. 120 lengdeprofil av Harpefossen.

I Harpefossens canyon steg vannet 21 m. i 1938. Sammenligner en med vannføringen (og vannstandsøkningen) ved Losna i tabellen ovenfor, er det sannsynlig at Lågen steg over 30 m. i Harpefossen i 1789. Dette synes å stemme med observasjonene, da det i 1938 ennå var 3 m. igjen opp til veibrua (Klæboe 1939), mens elva i 1789 flommet ut over canyonen (Sommerfeldt 1943).

LITTERATURLISTE

Forkortelser:

AMN	Archiv for Matematik og Naturvidenskab
NMN	Nyt Magazin for Naturvidenskaberne
NGU	Norges Geologiske Undersøkelse
NGT	Norsk Geologisk Tidsskrift
N Geogr. T	Norsk Geografisk Tidsskrift
GFF	Geologiska Föreningens Förhandlingar (Stockholm)

- Ahlmann, H. W:son, 1919, Geomorphological studies in Norway. Geogr. Annaler 1.
- Andersen, B.G., 1960, Sørlandet i sen -og postglacial tid. NGU 210.
- Asklund, B. och Marklund, N., 1954, Aktuella Skandinaviska Fjällproblem. (med bidrag av P. Holmsen, C. Oftedal S. Skjeseth m.fl.) GFF 76.
- Balteskard, P.E., 1958, Isavsmeltingen i fjellområdet sydøs for Rondane. Hovedoppgave i fysisk geografi ved Universitetet i Oslo.
- Blytt, A., 1891, Kalktuffen ved Leine. Naturen.
- 1892, En kalktuf fra Faaberg. Naturen.
- 1892, Om to kalktufdannelser i Gudbrandsdalen med bemerkninger om vore fjelddales postglaciale geologi. Kr.a. Vid.-selsk. forh.
- Bjørlykke, K. O., 1913, Norges Kvartærgeologi. NGU 65.
- Cotton, C.A., 1942, Climatic Accidents in Landscape-making.
- Dietrichson, B., 1945, Litt om relieffet langs Vinstra og fjellfolkets kamp mot tyngdekraften. N. Geogr. T. 10.
- 1950, Det kaledonske knuteområde i Gudbranddalen. NGT 28.
- 1953, Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser. NGU 184.

- Dietrichson, B., 1957, Valdressparagmitten og det såkalte gabbrokonglomerat i Sjødalen. NGU 20
- Five, I., 1919, Elvevollene i Gudbrandsdalen. Jordbundsbeskrivelse nr. 17.
- Gjessing, J., 1955, Orientering om noen isavsmeltningsstudier som er i gang i Østlandets fjelltrakter. NGT 35.
- 1960, Isavsmeltingstidens drenering. Ad novas 3.
- Hafsten, U., 1958, Jordbrukskulturens historie i Oslo -og Mjøstrakten belyst ved pollenanalytiske undersøkelser. Viking 21/2:
- 1960, Se Høltedahl, O.
- Hansen, A.M., 1886, Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. AMN 10.
- 1890, Strandlinjestudier. AMN 14-15.
- 1895, Om beliggenheten av braskillet. NMN 34.
- Helland, A., 1913, Norges Land og Folk. V Kristians Amt
- Holmsen, G., 1915, Brødæmte sjøer i Norde Østerdalen. NGU 73.
- 1918, Gudbrandsdalens bråsjø. NGU 83.
- 1951, Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. NGU 176.
- 1954, Oppland. NGU 187.
- 1955, Hallingdal. NGU 190.
- 1956A, De fem jordartregioner i Norge. NGU 195.
- 1956B, Røros. NGU 198.
- 1960, Østerdalen. NGU 209.

- Holmsen, P., 1951, Notes on the ice-shed and ice-transport in Eastern Norway. NGT 28.
- 1954, Se Asklund, B.
- 1955, Om den siste isrestens beliggenhet i de østlandske daler. NGT 35.
- 1956, Ytre Rendal og Stor-Elvdal. (De løse avleiringer.) NGU 194.
- Holtedah, O., 1924, Studier over isrand-terrassene syd for de store østlandske sjøer. Vid.-Selsk.
- 1953, Norges Geologi. NGU 164.
- 1960, Geology of Norway. (Med bidrag av U. Hafsten m.fl.) NGU 208.
- Hørbye, J.C., 1855, Det erratiske Phænomen paa Rigsgrændsen. NMN 8.
- 1857, Observations sur les phénomènes d'érosion en Norvège. Universitetsprogram 1.sem. 1857.
- Kjerulf, T., 1871, Om skuringsmerker, glacialformasjon og terrasser. I Grundfjeldet 1871. II Sparagmitfjeldet 1873.
- 1879, Udsigt over Det sydlige Norges geologi.
- Klæboe, H. og Schou, G., 1939, Storflommen august - september 1938. N.Geogr.T. 7.
- Lunde, T., 1956, Isavsmeltingen i et område sør for Sjødalen. Hovedoppg. i fys. geogr. ved Universitetet i Oslo.
- Låg, J., 1948, Undersøkelser over opphavsmaterialet for Østlandets morenedekker. Meddelelser fra Det norske Skogforsøksvesen: 35.
- Mannerfelt, C.M:son 1940, Glacial-morfologiska studier i norska hög fjäll. N.Geogr. T 8.

- Mannerfelt, C.M:son, 1945, Några Glacialmorfologiska formelemer
Geogr. Annaler 27.
- Nordhagen, R., 1921, Kalktufstudier i Gudbrandsdalen.
Vid.-Selsk.
- Oftedahl, C., 1943, En presset norit ved Sulseter, N.Frc
NGT 23.
- 1953, Dekketektonikken i den nordligste del
av det østlandske sparagmittområde.
NGU 188.
- 1954, Se Asklund, B.
- Ramsli, G., 1947, Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene
N.Geogr.T. 11.
- 1948, Kvartærgeologiske undersøkelser i
Skåbu og Espedalen. Hovedoppg. fys.
geogr. ved Universitetet i Oslo.
- Rekstad, J., 1895, Bræbevegelsen i Gudbrandsdalen mod
slutningen av istiden. AMN 17.
- 1896, Mærker efter istiden i det nordlige
af Gudbrandsdalen. AMN 18.
- 1898, Mærker efter istiden i Gudbrandsdalen
II. AMN 20.
- Reusch, H., 1886, Vieflotten i Gudbrandsdalen. Naturen
10.
- 1894, Har der existeret store, isdæmmede
indsjøer paa østsiden af Langfjeld-
ene. NGU 14.
- 1900, Bræsjøer i fordums tid. Det Norske
Geogr. Selsk. 10.
- 1901A, Høifjeldet mellom Vangsmjøsen og
Tisleia. (Valdres.) NGU 32.
- 1901B, Nogle bidrag til forstaaelsen af
hvorledes Norges dale og fjelde er
blevne til. NGU 32.

- Reusch, H., 1910, De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. NGU 57.
- 1917, Nogen bemerkninger i anledning av seene i Østerdalen. NGU 81.
- Samuelson, A., 1953, Innlandsisens avsmeltning i fjellstrøket mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen. N.Geogr.T. 14.
- Schiøtz, O.E., 1892, Om merker efter istiden og isskillet i den østlige del af Hamar Stift, samt om indlandsisens bevægelse. NMN 32.
- 1895, Om isskillet's bevægelse under avsmeltningen av en indlandsis. NMN 34.
- Selmer-Olsen, R., 1954, Om norske jordarters variasjon i korrugering og plastisitet. NGU 186.
- Skjeseth, S., 1954, Se Asklund, B.
- Sommerfeldt, W., 1943, Ofsen i 1789 og noen av virkningene av den i Fron. Hovedoppg. i fys. geogr. ved Universitetet i Oslo.
- Strand, T., 1940, Oversikt over fjellbygningen i Nordre Gudbrandsdalen. NGT 20.
- Strøm, K., 1943, The Uldal Earth Pillars. N.Geogr.T. 9.
- 1945, Geomorphology of the Rondane Area. NGT 25.
- 1956, The disappearance of the last ice sheet from central Norway. Journal of Glaciology 2.
- Werenskiold, W., 1911, Fjeldbygningen inden rektangelkart Søndre Fron's omraade. NGU 60.
- 1915, The surface of central Norway. Memorial Vol. Transcont. Excursion of 1912. Am.Geogr.Soc. 7, N.Y.
- 1931, Et sprekkesystem i Gudbrandsdalen. NGT 12.

- Wråk, W., 1908, Bidrag til Skandinaviens relieffkronologi
Ymer.
- Øyen, P.A., 1896, Strandlinjer i Gudbrandsdalen. AMN 18.
- 1898, Bidrag til Jotunfjeldenes glacialgeologi.
NMN 36.
- 1899, Kontinentalglaciation og lokalnedisning.
AMN 21.
1916. Istiden. Naturen.