

Løsmateriale og isavsmeltning i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal.

Av
OLE FREDRIK BERGERSEN

Innhold.

Innledning	13
Mål	13
Historikk	14
Orientering om egne undersøkelser	15
Berggrunns morfologisk oversikt	16
Granulometriske og morfometriske undersøkelsesmetoder	17
Kornfordelingsanalyser	17
Steintellinger	18
Rundethetsanalyser (Morfometri)	22
Autoktont morenemateriale	26
Utbredelse og former	26
Materialet	30
Genesis	30
Autoktont glaci fluvialt materiale	31
Smeltevannspor og glaci fluvialt materiale på vidda	32
Glaci fluvialt materiale i dalsidene	35
Vestad	36
Vifteformete akkumulasjoner i Gudbrandsdalen	37
Våla	37
Tromsa	41
Frya	42
Genesis for løsmassene ved Våla, Tromsa og Frya	42
Brynsåene i Øyer	45
Andre avleiringer med autoktont glaci fluvialt materiale	47

Allokton materiale	49
Klare glacifluviale avleiringer	49
Dalneset ved Fåvang stasjon	50
Tretten	52
Øyer	54
Hovemoen	56
Usikre glacifluviale avleiringer	57
Allokton morene	58
Gausdal – Oversikt over løsmaterialet og Gausas dreneringshistorie	61
Sammendrag av isavsmeltningsforløpet og de forskjellige glacifluviale avleiringer i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal	65
Summary	66
Litteratur	70
Tabeller	72

Innledning.

Siden 1959 har jeg hver sommer foretatt kvartærgeologisk kartlegging for Norges geologiske undersøkelse under ledelse av statsgeolog, dr. philos. Gunnar Holmsen og statsgeolog Per Holmsen, og det er en del av resultatene av denne kartleggingen som her legges fram.

Også Norges almenvitenskapelige forskningsråd har gitt økonomisk støtte til feltarbeidet.

Det undersøkte området omfatter nedre Gudbrandsdalen, men det er foretatt supplerende studier i dalføret Østre Gausdal, som omfatter Østre Gausdal og Gausdal, se fig. 1.

Det nære samarbeid jeg har hatt med cand. real. Jan Mangerud, som har arbeidet nord for meg i Gudbrandsdalen, har betydd mye for de resultatene som legges fram.

Per Holmsen har under arbeidet vist stor interesse for mine problemer, og stadige diskusjoner med ham har vært inspirerende og utviklende.

Begge disse skylder jeg stor takk.

For forskjellig hjelp og støtte under arbeidet takker jeg også professor, dr. philos. Just Gjessing.

Mål.

Målsettingen for arbeidet har vært:

1. Å anvende noen granulometriske og morfometriske metoder for å få en objektiv og kvantitativ materialbeskrivelse.

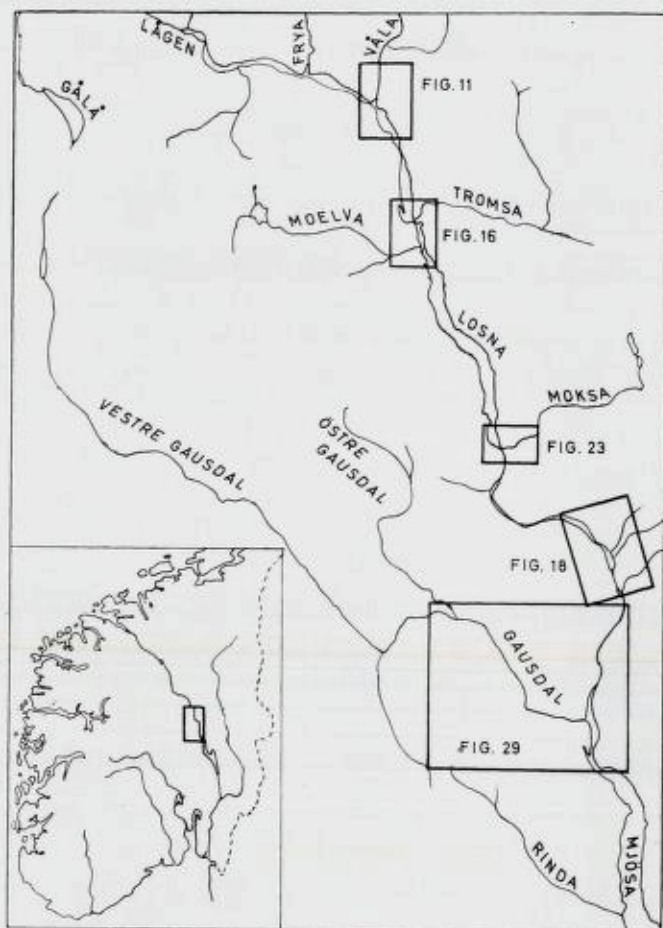


Fig. 1. Nøkkelkart over det undersøkte område.

Key map of the investigated area.

2. Gi en genetisk klassifikasjon av det glacigene løsmaterialet i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal, bygd på metodene som er nevnt under pkt. 1 med støtte i formstudier.
3. Klarlegg isavsmeltningsforløpet i nevnte områder.

Historikk.

Det som tidligere er skrevet om løsmaterialet i Gudbrandsdalen, behandler i første rekke isavsmeltingen.

REKSTAD (1895, 1896, 1898) så løsavsetninger som han tolket som endemorener opp gjennom dalen, og ut fra skuringsobservasjoner og flyttblokkstudier fant han at isen hadde beveget seg ut fra Jotunheimen, og dels på skrå over Gudbrandsdalen. Også WERENSKIOLD (1911) antar en aktiv tilbaketrekking av innlandsisen og tolker større løsmasseakkumulasjoner som sidemorener eller endemorener. Det samme gjør VOGT (1943). I oversiktsarbeidene til O. HOLTEDAHL (1953, 1960) hevdes de samme oppfatninger, og Holtedahl, som RAMSLI (1947), antar at Gudbrandsdalen hadde aktive breer etter at andre fjellområder lå under firngrensen. Jotunheimens store nedbør og høyde skulle tilsi dette.

Undersøkelser på vidda Ø og V for Gudbrandsdalen har brakt for dagen karakteristiske dødisfenomener som viser at avsmeltningen her, stort sett, foregikk som omkring Østerdalen lengre Ø (MANGERUD 1963, HOLMSEN 1960, GJESSING 1955, 1960, RAMSLI 1948, LUNDE 1956, BALTESKARD 1958, SUNDE 1954, MOLDEKLEIV 1952, SAMUELSEN 1953, o. fl.). I selve Gudbrandsdalen påpeker GJESSING (1955) at de tidligere antatte endemorener har fluvial karakter. MANGERUD (1963) finner ingen spor etter aktiv avsmeltning i midtre Gudbrandsdal, tvertimot, de eksisterende former tolker han som spor etter en død avsmeltning, i tråd med MANNERFELTS (1945) og GJESSINGS (1960) synspunkter for andre områder.

Heller ikke jeg tolker større løsavleiringer i dalen som randdannelser. Avsetningene som Rekstad o. a. regnet for endemorener og sidemorener, er glacifluviale avleiringer, og disse vil i det følgende bli tolket som eskers og vifter dannet subglaciale.

Orientering om egne undersøkelser.

Løsmaterialet i Gudbrandsdalen – særlig i dalbunnen – er komplekst både med hensyn til sammensetning og genesis. Formene er utydelige, og ofte forekommer det motsetning mellom ytre form og materialets tekstur. De resultater om løsmassene som her legges fram, bygger derfor først og fremst på materialstudier og i mindre grad på formene.

Gudbrandsdalens løsmasser deles i avleiringer bygd opp av lokalt = autoktont materiale og avleiringer som inneholder en betydelig del fremmed = alloktont materiale. Begrepene defineres statistisk ut fra enkle steintellinger, mens rundethetsanalyser har utfylt og støttet inndelingen (se s. 22). Det har vært praktisk å bruke forholdet jotundekkebergarter – sparagmitt (omfatter alle sedimentære bergarter utenom Valdressparagmitt) som det beste mål for dette:

Autoktont materiale inneholder i de undersøkte områder under 3 % jotundekkebergarter.

Alloktont materiale har betydelig mer, som regel over 10 %.

Berggrunns morfologisk oversikt.

Praktisk talt hele det undersøkte området ligger i sparagmitt-avdelingen. Mot V og N er kambro-ordoviciske sedimentbergarter, og på mindre partier i NØ fins rester av undre jotundekke. Området er altså, bortsett fra de små jotundekke-restene, kun bygd opp av sedimentære bergarter (fig. 3). For mine undersøkelser og tolkninger av løsmaterialet i Gudbrandsdalen betyr imidlertid tilførte bergarter knyttet til jotundekkene lengre V og NV svært mye.

Sparagmittens strøkretning langs Gudbrandsdalen er stort sett Ø-V, med et svakt fall mot N. Bergartene har skifrihet som kan være vanskelig å skille fra primær lagdeling, og med karakteristisk oppsprekking langs lagflatene og i retninger omtrent loddrett på denne. Området er gjennom-satt av en mengde sprekker, evt. forkastninger med retning N-S til NØ-SV.

Det er åpenbar sammenheng mellom disse geologiske betingelser og anlegget av dalene. Selve Gudbrandsdalen følger dels forkastninger, dels strøkretninger og dels synes anlegget epigenetisk. Sidedalene derimot, er alle anlagt langs de dominerende sprekkeretningene, med unntak av noen få strøkdaler.

Gudbrandsdalen er en typisk iserodert dal, hvor lengdeprofilen viser en rekke trinn med traue og terskler, og tverrprofilen U-form – ofte med dalhyller, som er tolket som rester etter eldre dalbunner. Sidedalene er alle fluvialt formet, utgravet vesentlig i interglaciale tider og hengende i forhold til hoveddalen. Geomorfologiske studier av hoveddalen og sidedalene antyder en maksimal senkning av Gudbrandsdalens dalbunn på opptil 100 m under siste istid (MANGERUD 1962, BERGERSEN 1963).

Dalene er dypt nedskåret i vidda, den andre geomorfologiske storform som området naturlig inndeles i. Viddeområdet befinner seg mest mellom 900 og 1000 m o. h., og de relative høydeforskjeller overgår sjelden 200 m. Mens dalene har fått sin vesentlige utformning i kvartær tid, har nok vidda beholdt sitt prekvartære, sannsynligvis tertiære utseende.

Granulometriske og morfometriske undersøkelsesmetoder.

Granulometriske og morfometriske undersøkelsesmetoder omfatter etter KØSTER (1960) kornfordelings- og rundethetsanalyser, såvel som steintellinger og lengdeakseorienteringer.

Av slike metoder nyttet i det foreliggende arbeid betyr kornfordelingsanalyser, rundethetsanalyser og steintellinger mest. Metodikken og resultatene av disse metodene skal derfor kommenteres nærmere.

Kornfordelingsanalyser.

Metodikken som er fulgt, ligger svært nær den SELMER-OLSEN (1954) arbeidet etter.

Det er forsøkt samlet prøver etter følgende retningslinjer:

1. Prøvene skal være et representativt utvalg for løsmaterialet i dalen,
2. – dog slik at hovedvekten er lagt på morene- og glacifluvialt materiale.
3. Avleiringer med mye stein-blokk-materiale er unngått.
4. I sorterte avleiringer er det samlet prøver av de best sorterte og de dårligst sorterte partier.

Korn større enn 20 mm har vært holdt utenom analysene. Denne delen er forsøkt anslått i prosent av hele materialet. Det viser seg at dersom denne delen utgjør mer enn ca. 30 %, bør de utregnete parametre Md og So ikke sammenliknes.

Ved de fleste prøver er det anvendt en kombinasjon av sikting (kvadratiske maskeåpninger) og hydrometeranalyse, og i grenscområdet for disse – omkring 0,06 mm – oppstår en diskontinuitet. Resultatet av analysene er likevel trukket opp som kontinuerlige kurver, da de to kurvegreinene oftest møtes pent. Analysene er tegnet kumulativt med utregnet Median (Md) og Sortering (So) etter Selmer-Olsens definisjoner: $Md = Q_{50}$, $So = \log Q_{75}/Q_{25}$.

Alle analysene er samlet i tabell 2 og sammenstilt i et Md–So diagram (fig. 2). I samme diagrammet er inntegnet Selmer-Olsens begrensninger for variasjoner i Md og So hos forskjellige sedimenttyper.

Mitt materiale er for lite til å ta opp alvorlig diskusjon over detaljer i Selmer-Olsens inndeling, men enkelte hovedtrekk kan påpekes:

1. Md–So punktene fordeler seg utover diagrammet i grupper på de samme steder som hos Selmer-Olsen.
2. De grenser Selmer-Olsen trekker opp for de forskjellige sediment-

typer faller oftest sammen med det materialet jeg har samlet, men det fins betydelige avvik:

- a. Mange av materialprøvene jeg har klassifisert som morene-materiale faller utenfor Selmer-Olsens grenser for morene.
- b. Også noen av prøvene fra lokaliteter jeg oppfatter som klare glaci-fluviale avleiringer, faller på grensa eller utenfor hans inndeling for slike.

Analyseresultatene er anvendt på følgende måte:

1. Kurver er brukt som hjelpemiddel til beskrivelse av løsmaterialet.
2. Kurver er også brukt for å påvise likheter og variasjoner innen de akkumulasjonstyper løsmaterialet inndeles i.
3. Analysene har ofte kunnet avgjøre om det foreliggende materiale er (glaci-)fluvialt eller utvasket morene. I slike tilfeller er analysene brukt som støtte for klassifiseringen.
4. Endelig er samtlige analyser brukt i et samlet diagram som skulle vise løsmassenes variasjon i kornstørrelse og sortering (fig. 2).

Kornfordelingsanalyser forkortes K 1-73.

Steintellinger.

Da opphavsmaterialet i forskjellige avleiringer i Gudbrandsdalen åpenbart er svært forskjellig, har jeg utført statistiske steintellinger for:

1. Å skille ut avleiringer med karakteristiske bergartsammensetning og
2. å finne ut noe om transportretning (-strekning) for materialet.

Dette benyttes til belysning av materialtransporten gjennom dalføret under siste del av nedisningen.

Ved tellingene er følgende metodikk fulgt:

Den mest undersøkte fraksjonen har mellomakse 2-8 cm, men noen kontrolltellinger er foretatt på blokker. Det er plukket ut tilfeldige stein fra et så konsentrert område som mulig. Antallet har alltid vært 100. Blokkene er tallet en og en til 100 er nådd.

Av to grunner er det valgt en enkel inndeling av bergartene:

1. Oftest består en løsmasseakkumulasjon i det undersøkte område av bare lokalt materiale, eller det er en høy frekvens helt fremmede, åpenbart langtransporterte bergarter.
2. Det er meget vanskelig å bestemme sikkert opphavslokalitetene for de forskjellige sparagmitt- og kvartsittbergarter. Residualkvarts kan

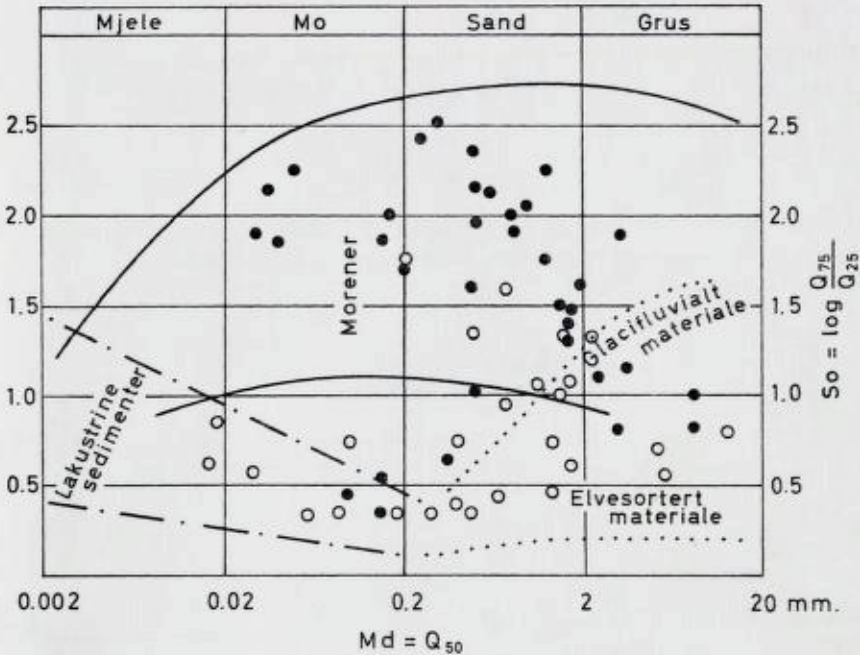


Fig. 2. Median-Sorterings (Md-So) - diagram over kornfordelingsanalyser. Inndeling av sedimenttyper forenklet etter Selmer-Olsen (1954). Åpen ring = glacifluvialt materiale, fylt ring = morenemateriale.

Md-So - diagram of samples. Areas of the various sediment types according to Selmer-Olsen (1954), simplified. Open rings = fluvioglacial material, points = till.

sjelden skilles ut som sparagmitt eller ordovicisk bergart. Blant de fremmede, langtransporterte bergarter opptrer et uendelig antall forskjellige typer fra jotundekkenene og tilstøtende områder (jotungabroer, trondhemitter, Valdressparagmitter, øyegneiser o. a.). Noen av disse kan nok lett skilles ut, men sikkert opphavssted er nesten alltid vanskelig å angi.

Inndelingen som er valgt for de fleste tellinger, faller da av seg selv:

1. Sparagmitter og kambro-ordoviciske bergarter. Disse blir her kalt sparagmitter.
2. Jotundekkebergarter. Disse blir kalt jotunbergarter.
3. Usikre (sannsynligvis sjelden sparagmitt). Disse blir på figurene regnet sammen med jotunbergartene.

På enkelte av tellingslokalitetene ville utvilsomt resultatene blitt mer frapperende dersom det var skilt ut langtransporterte sparagmitter, men dette viste seg å være meget tidkrevende og vanskelig.

Denne enkle metodikken har vært praktisk og har gjort steintellingsmetoden til et meget nyttig redskap for feltarbeidet. Med en så grov inndeling blir uøyaktigheten naturligvis redusert til et minimum. De kontrolltellinger som er foretatt, synes å vise at 100 stein er et tilstrekkelig antall til normalt å gi et representativt bilde av steinmaterialet i vedkommende avleiringstype.

Telling S 7, 8, 9, 17 er foretatt i samme snitt:

Nr.	Sparagmitt	Jotunbergarter	Usikre
7	86	14	0
8	82	17	1
9	83	17	0
17	82	17	1

Et annet eksempel er tellinger på Vålas recente vifte

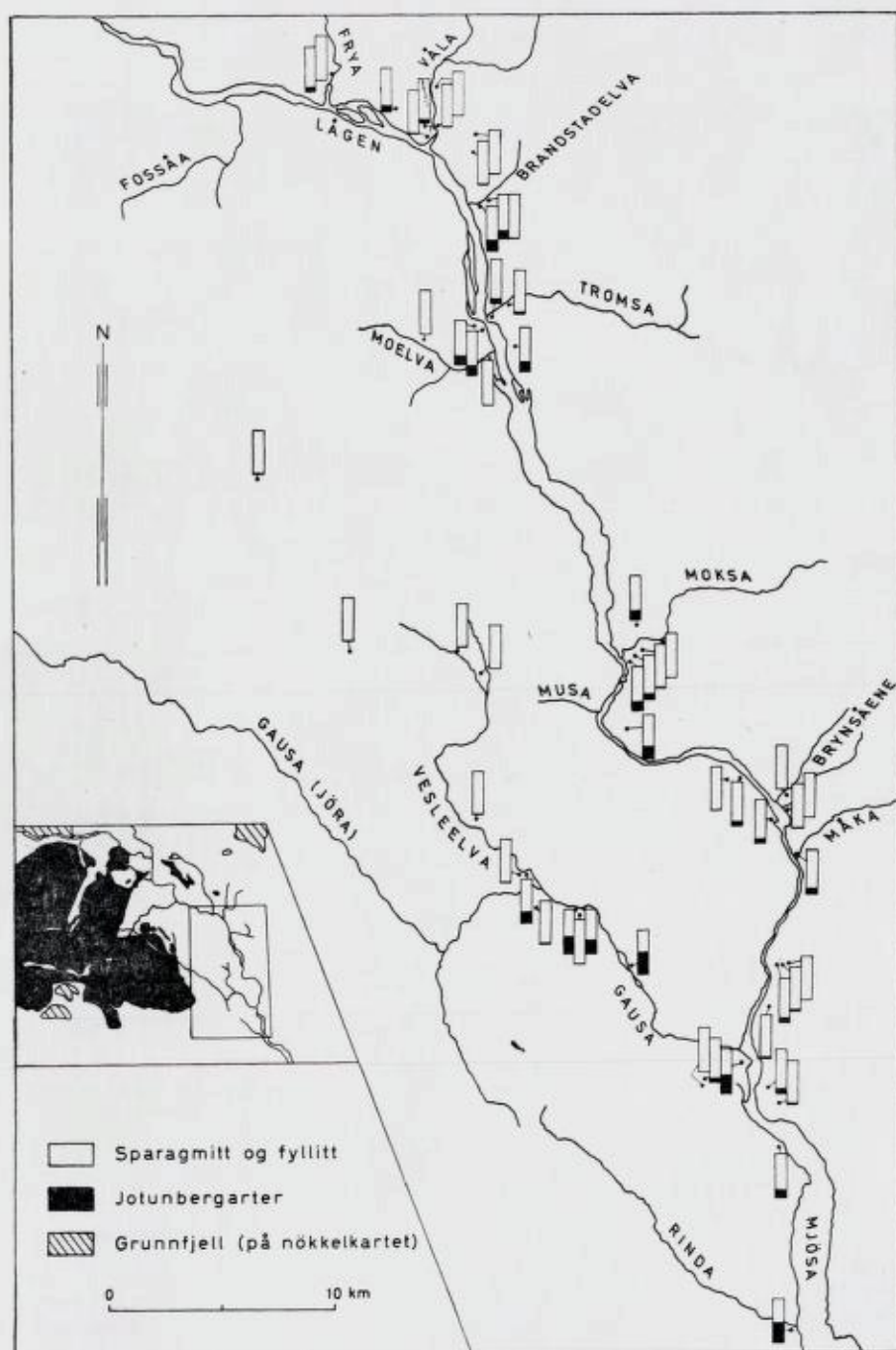
Nr.	Sparagmitt	Jotunbergarter	Usikre
64	99	1	0
65	94	3	3
66	99	1	0
67	98	2	0

Steintellinger gir ikke noe representativt bilde av alle fraksjoner i en avleiring, men kontrolltellinger på blokker viser at tellingene gir et riktig bilde av de grove fraksjonene. Bergartenes ulike motstandsevne mot nedbrytning byr på interessante problemer, men dette skal jeg ikke komme nærmere inn på. Nevnes skal bare at jotunbergartene – som regel – er meget resistente, mens mesteparten av sparagmittene lett brytes ned.

Resultatene av tellingene er samlet i tabell 3 og framstilt i histogrammer (fig. 3). Ved alle lokalitetsbeskrivelser er det utført tellinger, her blir det da henvist til tabellen og histogrammene.

Fig. 3. Kart over lokaliteter for steintellinger. Innfelt: forenklet geologisk oversiktskart.

*Map of sampling localities, histograms of petrographic composition.
Framed: simplified geological outline map.*



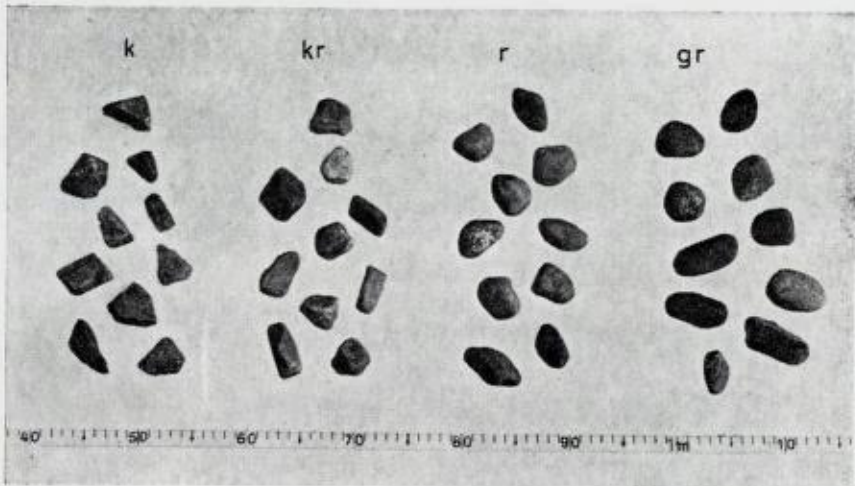


Fig. 4. Sammenlikningsstandard for rundethetsbestemmelse i klasser: kantet (k), kantkantrundet (kr), rundet (r), godt rundet (gr).

Standard set for classification of roundness. Abbreviations see Norwegian text.

Steintellingene har vært det viktigste kriterium til min hovedinndeling av områdets løsmasser i autoktont og alloktont materiale, se s. 15.

Steintellinger forkortes S 1–88.

Rundethetsanalyser (Morfometri).

Rundethetsanalyser er lite nyttet i norsk kvartærforskning, andre enn H. HOLTEDAHL (1950, 1955) har jeg ikke sett bruke det. Jeg finner det derfor nødvendig å komme litt nærmere inn på min metodikk, og på de resultatene slike analyser kan gi.

Framgangsmåten ved analysene har stort sett vært den samme som REICHEL (1961) bruker. Etter at 100 stein (mellomakse 2–8 cm) er samlet som beskrevet under *Steintelling*, er disse fordelt på 4 klasser etter visuelle kriterier. Klassene benevnes kantet (k), kantrundet (kr), rundet (r) og godt rundet (gr) (fig. 4).

Følgende kriterier er fulgt:

- Kantet: Steinen er uregelmessig, mer enn halvparten av kanter og hjørner er skarpe.
- Kantrundet: Over halvparten av hjørner og kanter er slitt, men kantene er enda tydelige. Steinen er ikke gjennomgående konveks.

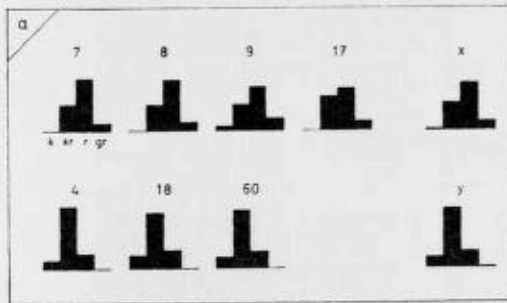


Fig. 5 a

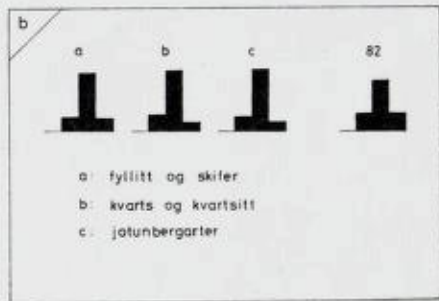


Fig. 5 b

Fig. 5. a) Rundethetsbestemmelser: avvik fra gjennomsnitt av flere prøver fra samme lokalitet. M 7, 8, 9, 17 av alloktont materiale (se s. 52). M 4, 18, 60 av autoktont glaci-fluvialt materiale (se s. 43).

Roundness analyses, deviation from an average of several samples from same locality.

x = average of allochthonous material 7, 8, 9, 17.

y = average of autochthonous fluvio-glacial material 4, 18, 60.

b) Relasjon mellom morfogram av monomikt og polymikt (glaci-)fluvialt materiale, samme lokalitet (Gausa, fig. 29). M 82 polymikt (fyllitt + skifer = 23 %, kvarts = 11 %, kvartsitt = 23 %, jotunbergarter = 43 %). Monomikt: a = fyllitt + skifer, b = kvarts + kvartsitt, c = jotunbergarter.

Morphograms, relations between monomictous and polygenous material. Locality: Gausa, fig. 29. Polygenous: 82 (phyllite + shale = 23 %, quartz = 11 %, quartzite = 23 %, Jotun nappe rocks = 43 %). Monomictous: a = phyllite etc, b = quartz + quartzite, c = Jotun nappe rocks.

Rundet: Steinen er tydelig konveks. Omrisset i minst ett plan er på bare små uregelmessigheter nær rundt eller ovalt. Kantene sees bare delvis og overflaten er glatt, men ikke helt uten uregelmessigheter.

Godt rundet: Steinen er regelmessig konveks. Omrisset er tydelig rundt eller ovalt i minst to plan. Overflaten er glatt.

Etter VALETON (1955) og Reichelt skal den omtalte rundethetsanalyse med inndeling i klasser etter visuelle kriterier, gi vel så gode resultater som andre metoder. De fleste andre brukte metoder bygger på tidkrevende målinger (av akser, innskrevne sirklers radier osv.), og med utregning av en rundethetsindeks (Indice d'émoussé) (bl. a. CAILLEUX 1947, PETTIJOHN 1949, KØSTER 1960). Bak de aller fleste rundethetsanalyser som er utført både i Europa og Ameriká, ligger det imidlertid slike målinger.

Mine analyser tyder på at metoden til REICHELTL gir gode resultater. De kontrollundersøkelser som er foretatt, har alle gitt overraskende gode overensstemmelser med den første undersøkelsen. Fig. 5a viser variasjonen i 4 prøver fra det samme grustaket (materialet er hentet ved tre anledninger) (M 7, 8, 9, 17), og variasjonen i tre prøver fra de glacifluviale massene ved munningen av Våla (M 4, 18, 60). Som det framgår er variasjonene små og nesten utelukkende innen mellomgruppene kr og r. Dette tyder på at 100 stein gir et representativt morfogram av en avleiring som antas å være oppbygd av det samme materialet.

Ulike bergarter rundes med ulik hastighet, avhengig av faktorer som bergartens sammensetning og struktur, forvitringsstadium og klima. Disse tingene synes imidlertid ikke å spille avgjørende rolle for resultatet. For fluviale avleiringer er morfogrammene for jotunbergarter, kvartsitter og sparagmitter (uten kvartsitter) nær identiske (fig. 5 b). Da mitt steinmateriale kan deles i to grupper (sparagmitt og jotunbergarter), og mange avleiringer kun har monomikt materiale, har området vært gunstig for morfometriske undersøkelser. Avleiringer med stort skiferinnhold egner seg imidlertid ikke til slike analyser. Oppsmuldringen av løse bergarter er en prosess som begrenser metoden (jmf. M 19, fig. 6).

Analysene er samlet i tabell 3 og tegnet i histogrammer (morfogrammer) og samlet på fig. 6.

Rundetheten er en funksjon av mange variable faktorer, men de viktigste er transportlengde og transportmedium. Avrundingen tiltar med transportlengden, men forskjellige transportmedia framkaller karakteristiske avrundethetstyper, og disse synes oftest å kunne skilles fra hverandre. Reichelt sier: «Je ein solcher Diagrammtyp besteht für solifluidale, moränische und fluviatile Ablagerungen, auch fluvioglaziale Schuttmassen sind erkennbar».

På grunnlag av steintellingene er avleiringene i det undersøkte området delt i to hovedgrupper, de med autoktont og de med alloktont materiale. Hovedgruppene er videre oppdelt etter genesis (morene, glaci-fluvialt, fluvialt). Det viser seg da at morfogrammene får en typisk form i hver gruppe, slik at de i tilfeller hvor andre kriterier svikter, kan benyttes til genetisk inndeling av løsmaterialet.

Inndelingen er følgende (jmf. fig. 6):

Type Aa Autoktont morenemateriale. Kanrundet materiale dominerer. Kantet materiale utgjør mer enn rundet og godt rundet tilsammen.

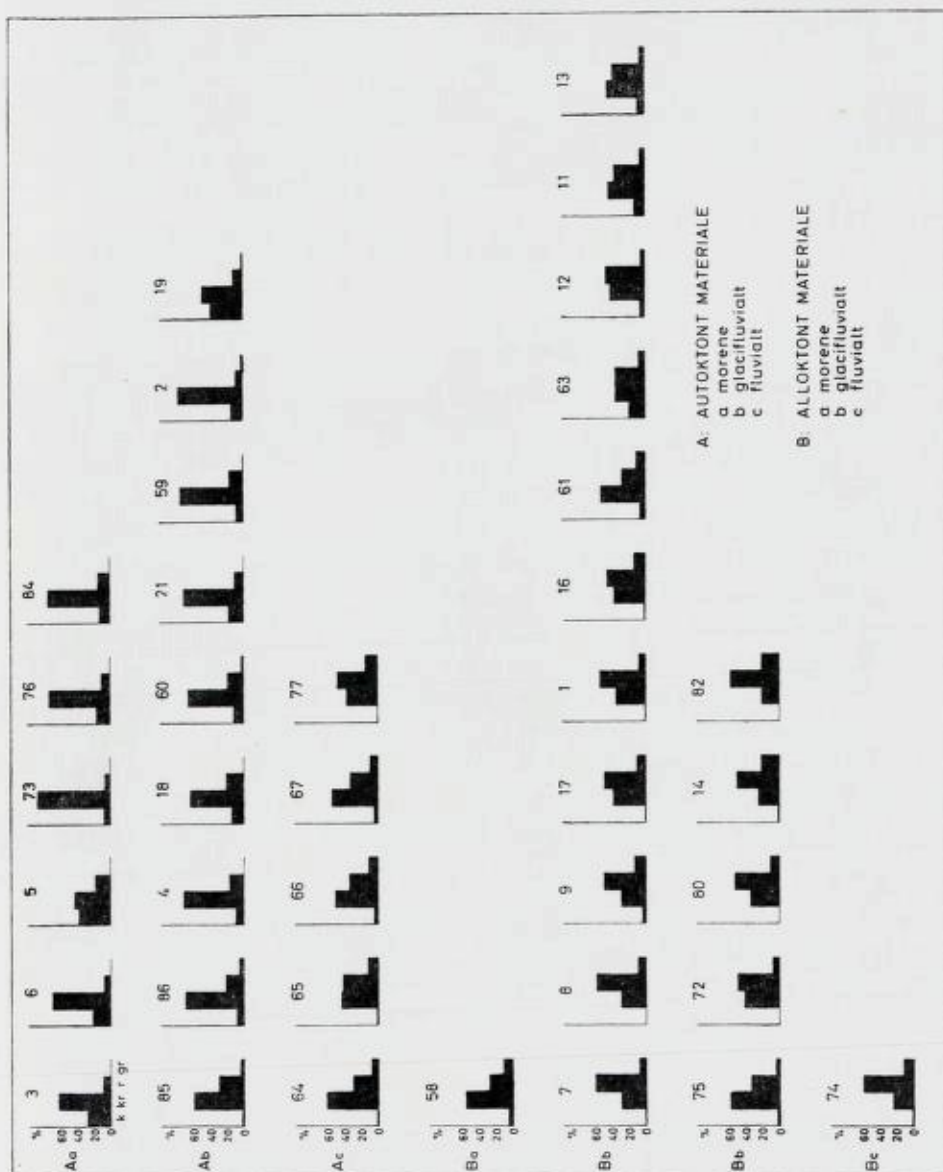


Fig. 6. Oversikt over samtlige morfogrammer, klassifisert etter materialets sammensetning og genesis.

Morphograms of all samples investigated, classified according to combined analyses.

- Type Ab Det samme materialet som Aa, men glacifluvialt omlagret. Her er det kantete materialet blitt kantrundet, men rundet utgjør fortsatt under 20 %.
- Type Ac Dette stammer også fra Aa, men har en kort, kraftig fluvial transport bak seg (recente vifter fra sidedalene). Den fluviale transport er få kilometer. 50 % av materialet er rundet.
- Type Ba Alloktont morene. Materialets avrunding skyldes en (glaci-) fluvial fortid (se s. 61).
- Type Bb Glacifluviale avsetninger med alloktont materiale. Her er like mye rundet og ikke-rundet materiale, og samme morfogram-type som Ac.
- Type Bc Fluvialt alloktont materiale. Overgangen fra glacifluvial til fluvial avrunding er naturligvis jevn. Avrundingen kan kalles fluvial når 70 % (eller mer) av materialet er rundet/godt rundet.

På grunnlag av morfometriske studier kan man altså i mange tilfeller avlese løsmaterialets transporthistorie.

Men undersøkelsene viser også at det ikke alltid er mulig ut fra isolerte analyser å skille morene- og glacifluviale avleiringer. Påstanden til Reichelt om at også glacifluvialt materiale har gjenkjennelig morfogram, holder i Gudbrandsdalen for autoktont materiale, men ikke for alloktont. I det hele tatt, avgjørende betydning for metodens brukbarhet er selvfølgelig løsmaterialets fortid. Løsmaterialet i Norge er vesentlig glacigent, og da landet – sett under ett – har vært erosjonsområde under nedisingene, stammer mesteparten av dagens løsmateriale fra siste istid. Bare sjelden er løsmaterialet omleiret flere ganger. Derfor er morfometriske undersøkelser ekstra verdifulle og velegnete hjelpemidler i norsk kvartær-forskning.

Rundethetsanalyser forkortes M.

Autoktont morenemateriale.

Utbredelse og former.

Løsmaterialet på vidda, i sidedalene og i hoveddalens dalsider er vesentlig autoktont morenemateriale, men morenedekkets mektighet varierer sterkt.

På *vidda* er dekket tynt, sjelden over to meter og ut mot hoveddalen er det nesten bart.

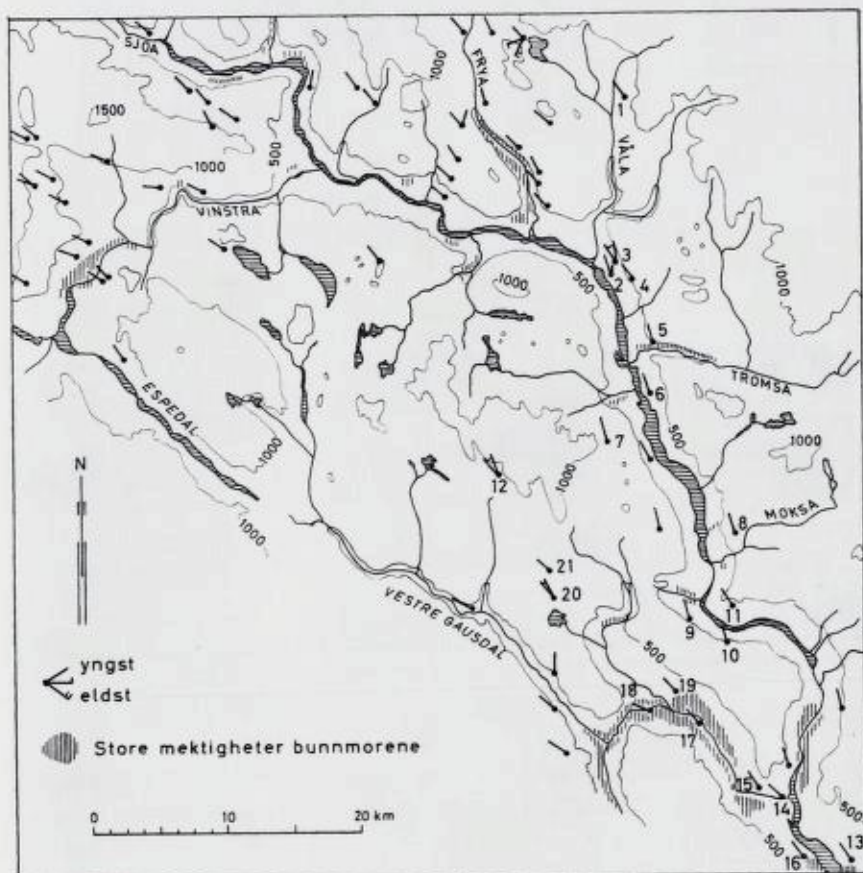


Fig. 7. Skuringsstriper. Tallene refererer til tabell 1. Unummererte er hentet fra Mangerud (1963), Rekstad (1895, 1898), Vogt (1943), Enger (1964), Holmsen (1960).

Områder med vertikal skravering angir særlig store mektigheter av bunnmorene (mer enn 10 m).

Glacial striae, compiled from several sources. Number refer to table 1. Vertical hatching: areas with lodgment till of more than 10 m thickness.

I hoveddalens dalsider er eksposisjonen bestemmende for mektigheten. Dalnes, bergknatter og dalinnsnevninger har ikke sammenhengende dekke, mens dalutvidelser, dalsideinnbuktninger og typiske le-posisjoner – sett nedover dalen – lokalt kan ha mektigheter langt over 10 m. Et tverrprofil av dalen viser normalt de største morenemektigheter et par hundre meter under viddekanten.



Fig. 8. Skredlandskap, Aarneslien, V-sida av Losna. I valken med jernbaneskjæringen skal det være funnet tømmer, som ifølge tradisjonen stammer fra bygninger som ble tatt av Storofsen i 1789.

Gullied landscape west of Losna. In the railway cutting was found timber that, according to tradition, derived from buildings that were destroyed by landslide in 1789.

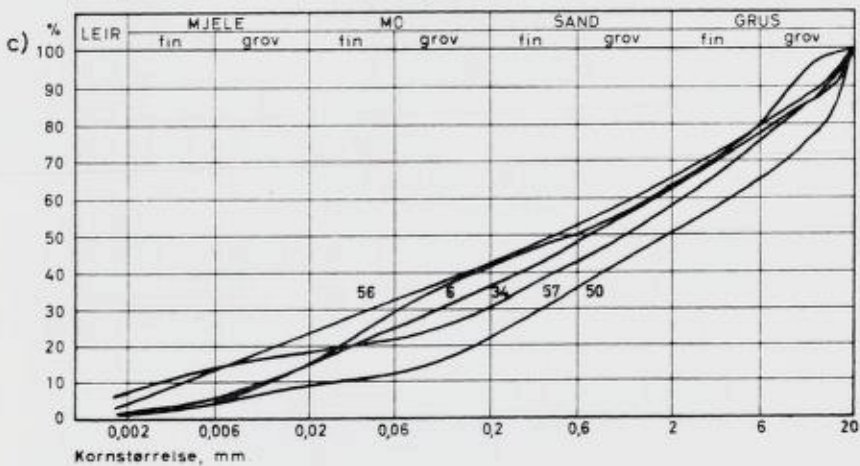
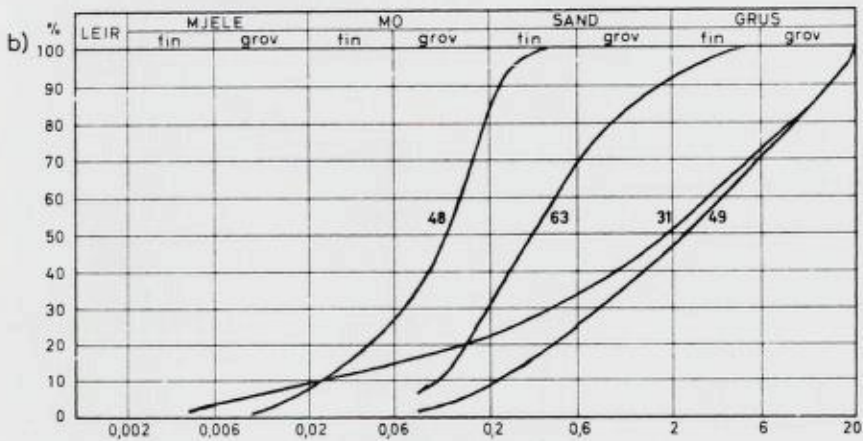
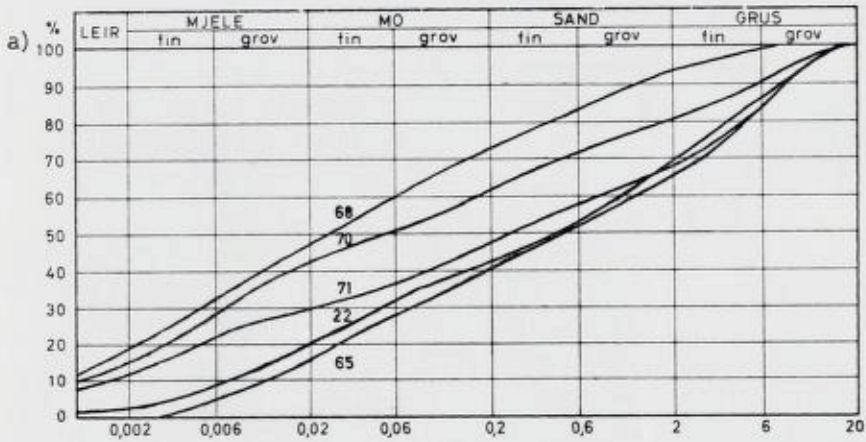
De aller største mengder morenemateriale fins imidlertid i *sidedalene* og i *Gausdals dalbunn*. Ved slutten av siste istid har åpenbart mange av dalene vært fylt av morenemateriale – kanskje opptil 100 m over dagens elveløp. Dette gjelder ikke bare daler som ligger på tvers av siste isbevegelse, men også daler med skuring ut dalen (fig. 7). Store mektigheter morenemateriale fins i mange daler fortsatt, men elver og bekker har i sen- og postglacial tid fraktet det meste ut i hoveddalen og bygd ut store vifter.

I Gausdal har hele dalbunnen vært oppfylt av minst 50 m morenemateriale (moreneleire) fra Kalstaddalen til nedenfor Follebu, en strekning på over 5 km. Gausa har senere skåret seg gjennom avleiringene (fig. 29).

Overflaten av disse avleiringene synes opprinnelig å ha vært ganske

Fig. 9. Kornfordelingsanalyser av autoktont materiale. a) bunnmorene, b) utvasket morenemateriale, c) skredmateriale. Nummere refererer til tabell 2.

Cumulative curves of grain size distribution of autochthonous till. a) lodgment till, b) washed till, c) slide material, originated from a). Numbers refer to table 2.



jevn, men i dag er formene preget av sekundær erosjon. I dalsidene ligger bekkedalene og skredgropene så tett at massene mellom får ryggform. Nede i dalbunnen fins, som skredvifter, rester etter de nedsklidde masser (fig. 8). Sekundærformene er i stor grad postglaciale.

Materialet.

Det autoktone morenematerialet er monomikt, lokalt og kantet-kant-rundet (fig. 4). Struktur og sortering varierer sterkt ikke minst på grunn av vekslende bergarter i undergrunnen, men generelt kan materialtypen betegnes usortert og uten lagdeling.

Trass i lokale variasjoner kan det skilles mellom avleiringer med utvasket og uutvasket materiale (fig. 9). Overflatematerialet mangler ofte de finere fraksjoner, ellers fins utvasket materiale særlig på vidda og i Gudbrandsdalens dalsider. De store dalfyllingene, derimot, består av et fullstendig usortert materiale.

Som det framgår av fig. 9 er kornfordelingen innen autoktont morenemateriale meget varierende; kornfordelingsanalyser isolert er derfor ikke et brukbart kriterium til å skille morene fra glacifluviale avleiringer.

Genesis.

Autoktont morenemateriale er det samme som LÅG (1948) kaller autokton morenejord, og som han sier er transportert kun få kilometer.

Avleiringene som nå er sammenfattet under ett, har utvilsomt forskjellig alder og dannelse. Det er nærliggende å tolke finstoffholdige avleiringer som morene fra isens aktive fase, mens utvasket materiale antas stamme fra avsmeltningstida (ablasjonsmateriale eller utvasket bunnmorene).

I prinsippet er dette greit, men i de enkelte tilfeller av avleiringer, derimot, er det ugjørlig å trekke grenser mellom disse. Abblasjonsmorenen har i sjeldne tilfeller vist seg å være meget finstoffholdig.

Moreneavleiringer bygd opp av autoktont materiale kan da todeles:

1. Sidedalers og dype bekkedalers store løsmasser er bunnmorener akkumulert under lengre perioder av siste istid, i enkelte tilfeller muligens helt tilbake til begynnelsen av denne. Mange av disse dalene har ligget på tvers av isbevegelsen under hele nedisningen, og antas å ha vært oppbevaringssted for interglacialt materiale, med bl. a. mammutrester.

De uvanlige mektigheter moreneleire i Gausdal har begrenset arealutbredelse, men er høyst interessante. Mer enn 50 m bunnmorene (-leire) må presumptivt antas å representere et langt tidsrom av akkumulasjon. Nøyere studier, særlig granulometriske og morfometriske undersøkelser av slike lokale morene-«feller» (som fins i de fleste av Østlandsdalførene), vil kunne gi mange nye opplysninger om forløpet av siste istid i vårt land. Ved å betrakte disse massene som uttrykk for en kontinuerlig akkumulasjon – med muligheter for avbrudd – vil de kunne fortelle om avleiringsvilkår, isbevegelser, isbevegelsens forandringer osv.

Usorterte morenemasser av mindre mektighet spredt utover vidde og dalsider er, som regel, bunnmorene fra siste del av nedisningen.

2. Kanskje det meste av materialet i dalsidene og på vidda er avleiret eller utvasket under avsmeltningstida som dødisavleiringer.

Avleiringenes utvaskete karakter viser at miljøet under akkumulasjonen var rikt på vann, og det intraff nettopp under avsmeltningen. Derfor er det ingen grense mellom disse avleiringer og rene glaci-fluviale avleiringer. Det fins alle overganger i sortering og struktur, og det blir et definisjonsspørsmål hva som er morene og hva fluvialt. G. HOLMSEN (1955) kaller slike områder for «Dalenens breelvavleiringers og ablasjonsmoreners region».

Autoktont glaci-fluvialt materiale.

Med glaci-fluvialt materiale menes, som regel, i glacialt miljø fluvialt omleiret materiale, oftest morenemateriale. Ved kartlegging av løsmateriale savner man imidlertid ofte adekvate kriterier til å nyansere glaci-gene sedimenter. Dette gjør seg særlig gjeldende i store, dype dalfører hvor kort, men kraftig drenering fra sidene transporterte materiale mot dalbunnen. Slike «vifte»-sedimenter er fluviale i sin genesis, men verken sortering, avrundning eller orientering har oppnådd sine fluviale karakteristika. Når jeg forsøker å skille glaci-fluvialt materiale fra morenemateriale, blir det derfor et stort grenseland mellom disse avleiringene.

Det som her kalles autoktont glaci-fluvialt materiale, omfatter alle glaci-fluviale avleiringer utenom hoveddalens avleiringer med alloktont materiale.

Materialet, som høyst er transportert noen kilometer, er kjennetegnet ved følgende:

Avrundingen. Innen steinfraksjonen utgjør kantet materiale mindre enn rundet, som også er under 20 %. Kantrundet materiale dominerer (fig. 6).

Sorteringen. Sorteringen er ofte dårlig, men gjennomgående bedre enn i morenen (fig. 2).

Strukturer. Fluviale strukturer som lagdeling og orientering av kornenes akser, men disse kriterier svikter ofte.

Ved sida av disse materialkriterier har selve *akkumulasjonsformen* oftest, men ikke alltid, røpet glacifluvial genesis (esker, vifte).

Foruten å være en meget interessant løsmaterialtype, representerer avleiringene med autoktont glacifluvialt materiale verdifulle vitnesbyrd om hva som skjedde i området under isavsmeltingen. Før akkumulasjonene i hoveddalen beskrives og diskuteres, er det derfor nødvendig å gi en oversikt over smeltevannspor på vidda som kaster lys over dalenes avleiringer (fig. 10).

For å lette oversikten deles avleiringer med autoktont glacifluvialt materiale i:

1. *Smeltevannspor og glacifluvialt materiale på vidda.*
2. *Glacifluvialt materiale i dalsidene.*
3. *Vifteformete akkumulasjoner i Gudbrandsdalen.*
4. *Andre avleiringer med autoktont glacifluvialt materiale.*

Smeltevannspor og glacifluvialt materiale på vidda.

På fjellpartiet mellom Gudbrandsdalen og Frydalen har MANGERUD (1963) funnet flere smeltevannløp over kjølen fra V. Nedover Frydalens V-side har vannet dels laget erosjonsspor, dels akkumulert materiale ned til ca. 600 m o. h. Vannet har gått i slukrenner til omtrent dette nivå, herfra og utover Frydalen er det ikke funnet flere spor etter vannet. Dalsidene ned til bunnen er dekket av store morenemasser.

Fjellet Ø for Frydalen har BALTESKARD (1958) undersøkt, og han har fra dette området beskrevet dreneringsspor som viser at vann først drenerte til Frydalen, senere fulgte det terrengets helning til Nordåas dal. På Frydalens Ø-side kan smeltevannet følges i slukrenner ned til ca. 650 m o. h. (Venabygd kirke). Her er glacifluvialt materiale akkumulert i ryggform. Videre nedover lia er det verken tydelige erosjons- eller akkumulasjonsspor etter vannet.

I Nordåas dal er det heller ikke funnet spor etter vannet etter at dette

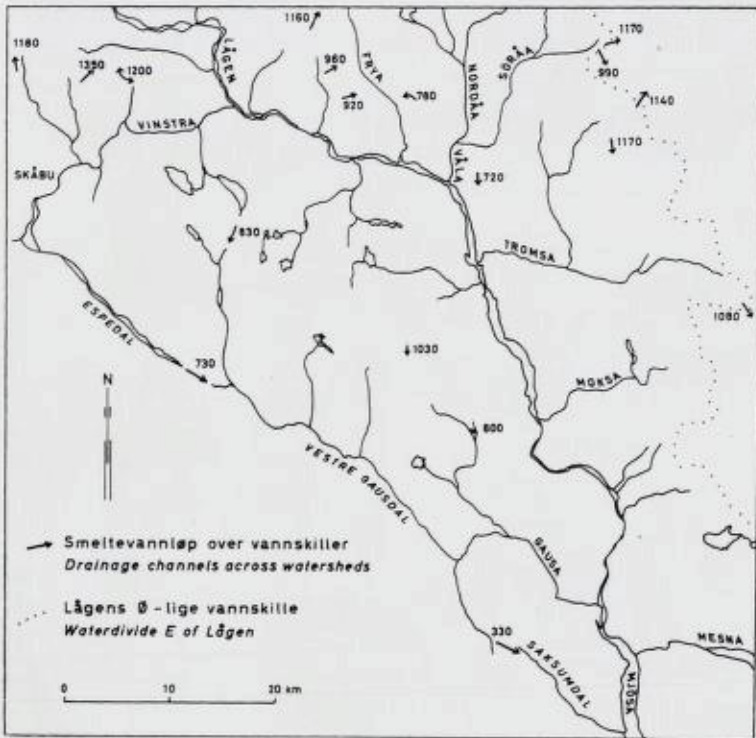


Fig. 10. Kart over isdirigert drenering over vannskiller. Egne og andres observasjoner, Mangerud (1963), Ramsli (1948), Holmsen (1960), Enger (1964).

Drainage across water-divides. Observations by author and others.

har forsvunnet ut mot dalen. Interessante er to skvalserpentinere ca. 740 m o. h. (Balteskard).

Langs vannskillet Lågen–Glåma S for Ringebuffjellet har flere hovedfagsstudenter drevet avsmeltningsstudier. Disse har funnet at de fleste dreneringsspor over vannskillene peker mot Østerdalen, men enkelte løp viser også vanntilførsel fra Glåmas nedslagsdistrikt mot Gudbrandsdalen (G. HOLMSEN 1960).

Observasjoner fra disse fjellområdene synes å vise at nedbør- og smeltevann da det fikk kontakt med bakken, stort sett fant veien under isen ut sitt eget dalføre. De dreneringer som ikke fulgte terrengets bratteste helning, var bestemt av lokale kulminasjoner og depresjoner på isoverflaten.

Imidlertid er det ikke lyktes å følge vannet til bunns i de dype dalene,

slik bl. a. GJESSING (1960) har gjort for en rekke dalfører mellom isskillet og vannskillet. Tvertimot, i Frydalen f. eks. ser det ut til at vannet har akkumulert materiale ca. 600 m o. h., og deretter fortsatt englacialt.

Vidda mellom Gudbrandsdalen og Gausdalene er fattig på avsmeltningsspor. De som fins, viser at smeltevannet gikk til Vestre Gausdal, som på denne tida drenerte store deler av Vinstras nedslagsfelt (se s. 61).

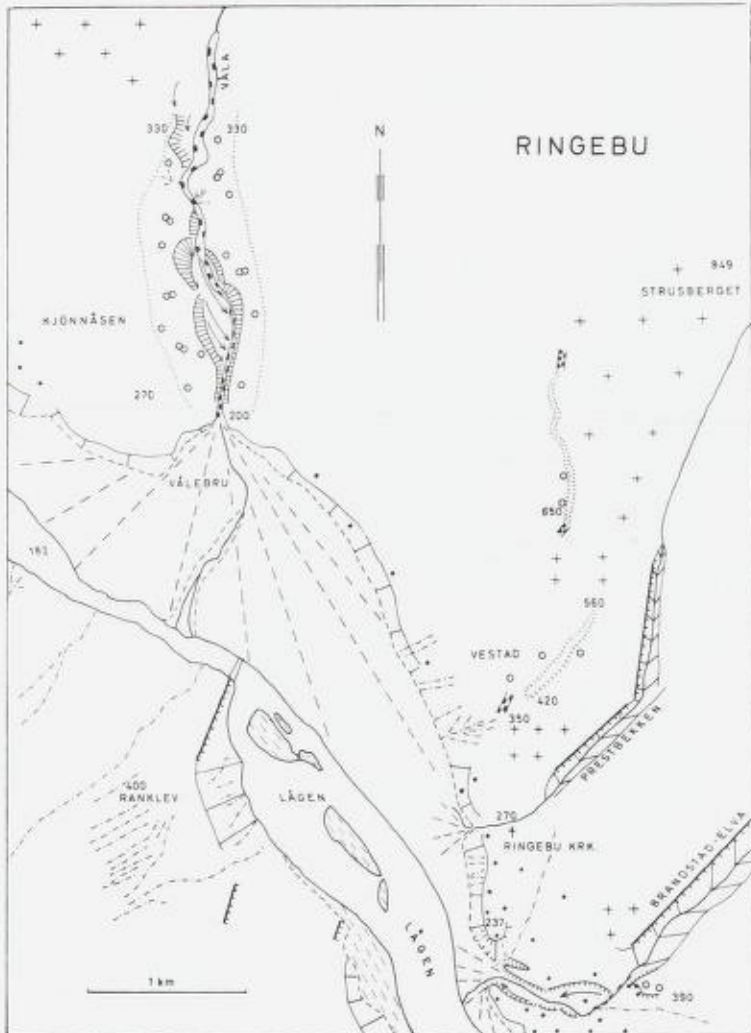


Fig. 11.














Trass i at avstanden til jotundekken utgjør mindre enn 25 km i is-bevegelsesretningen, inneholder morene- og glacifluviale avleiringer på vidda også her under 3 % jotunbergarter.

Glacifluvialt materiale i dalsidene.

Mens smeltevannsporene på vidda er relativt hyppige, er de i Gudbrandsdalens dalsider sjeldne. De smeltevannløp som er fulgt ut i Frydalen, forsvinner som nevnt, sporeløst ca. 600 m o. h., og heller ikke ved andre sidedaler er det lykkes å følge vannets vei.

Fig. 11. Skisse over Ringebu-området (grunnlag: Widerøes flybilder 1 : 15 000).

Morphological sketch map of the Ringebu area.

-  Fluvial, dypt nedskåret dal. – *Fluvial, deeply incised valley*
-  Le-side, sterkt plukket av isen. – *Lee-side, heavily plucked by ice*
- + + Avspylt fjell. – *Washed bedrock*
-  Markert dalvegg mellom dalhulle og elveseng. – *Prominent slope below bedrock ledge along the lower valley side*
-  Kanjon. – *Canyon*
-  Erosjonskant, elveløp i løsmasser. – *Erosional slope, drainage channel in loose deposits*
-  Glacifluvialt autoktont materiale. – *Fluvioglacial autochthonous material*
-  Glacifluvialt alloktont materiale. – *Fluvioglacial allochthonous material*
-  Sortert sand og grus i dalhyllas nivå. Store blokker. – *Well sorted sand and gravel on bedrock ledge. Large blocks*
-  Område med grytehull. – *Area with kettle holes*
-  Esker. – *Esker*
-  (Sub-)recent vifte, elveseng. – *(Sub-)recent alluvial fan, river bed*
-  Skredfurer og bekkefar. – *Gullies and/or ephemeral brooks*
-  Åpent snitt i løsmateriale. – *Open section*
- M Funnsted for mammut (Fåvang). – *Mammoth fossil finding locality (Fåvang)*

Bare ett sted i nedre Gudbrandsdalen er det observert utvetydig spor etter smeltevann fra vidda til hoveddalens bunn, nemlig ved Vestad i Ringeby.

Vestad (fig. 11).

Parallelt med Prestbakkens nedre del løper en 10–20 m høy løsmasse-rygg litt på skrå ned lia. Ryggen begynner der hvor dalsida slaker litt av, 560 m o. h. og vokser raskt nedover lia. Ryggens overflate heller 15–20° i løpsretningen; ryggen stopper brått med ytterkant i rasvinkel, ca. 400 m o. h.

Snitt i massene forteller at ryggen er fluvialt oppbygd, og bestående av sand-grus-stein-blokk-materiale, med steinfraksjonen dominerende. Steinene er kantrundet (M 59) lys sparagmitt, noe som viser at transporten har vært minst 1 km siden denne bergart først står ca. 1 km unna. På sidene av ryggen vises at materialet er lagdelt, med bratt fall langs ryggen. Oppå og inni akkumulasjonen ligger spredte, store kantete blokker som fremmede elementer. Overflatematerialet virker mer usortert enn materialet dypere ned.

Ovenfor ryggen er lia bratt og avspylt. 500 m N for ryggen sees smeltevannspor langs lia. Tydeligst er en 1 km lang, opp til 10 m høy esker, som slynger seg langs lia, ca. 650 m o. h. Mindre eskers parallelt med den nevnte, viser at dette er sublaterale spor.

Nedenfor ryggen er det skåret ned en 150 m lang kløft i fast fjell. Kløfta har en litt mer S-lig retning enn ryggen, men terrenget fra ryggen heller mot den. Det renner ikke vann i kløfta i dag, og da det ikke er tegn til akkumulasjon nedenfor utløpet, 350 m o. h., har det neppe gått vann i den i postglacial tid.

Genesis. Ryggens beliggenhet, form og materiale viser at den er en slukås (esker).

Dette betyr at smeltevann fant seg vei ned under isen fra iallfall 560 m o. h. og ned til 400 m o. h., sannsynligvis helt ned til dalbunnen. Det vann som akkumulerte ryggen, eroderte antakelig videre ned til dalbunnen.

Materialets lagdeling viser at akkumulasjonen ligger primært oppbygd direkte på undergrunnen. Materialet kommer i sin helhet fra N-NØ, vesentlig fra Strusberget. Vannet som akkumulerte materialet, antas være kommet på isoverflaten mot Strusberget fra N. Strusberget, 849 m o. h., stakk allerede opp av isdekket. Dreneringsspor Ø for Strusberget

tyder på at smeltevannet først gikk over et pass ca. 730 m o. h. til Brandstadelva. Senere svingte vannet over på V-sida av Strusberget og dannet de sublaterale spor. Der lia var tilstrekkelig bratt, ser det ut til at vannet «sklidde» nedover (avspylte partier) til det fikk åpnet en subglacial kanal mot dalbunnen.

Interessant er det at eskeren løper på skrå av dalsidas helning, nøyaktig parallelt med de dype kløftdalene til Prestbekken og Brandstadelva (fig. 11). Disse dalene er begge meget markerte hogg i dalsida med langt høyere og steilere N-side enn S-side. Kløftene må ha forårsaket spenninger i isdekket, slik at det kan tenkes at eskerens anlegg følger en svakhet (sprekk) i isen parallelt med kløftene. Påfallende er det også at akkumulasjonen stopper (og erosjonen begynner) i samme høyde som nedskjæringene slutter, ca. 400 m o. h.

Vifteformete akkumulasjoner i Gudbrandsdalen.

Ovenfor de (sub-)recente viftene med rot punkt 20–30 m over Lågen, fins det ved de største sideelvene store glacifluviale løsmasser akkumulert med vifteform og med rot punkt, ca. 100 m over de recente vifters rot punkt, inn mot sidedalene. Disse løsmassene som tydeligst opptre ved Frya, Våla og Tromsa, og utenfor Brynsåene i Øyer, er tidligere tolket som side- og endemorener (REKSTAD 1895).

Da forholdene ved munningen av Frya, Våla og Tromsa er helt analoge, skal bare løsmassene ved Våla, som jeg har undersøkt best, beskrives nærmere. Ellers blir disse avleiringene behandlet under ett.

Våla (fig. 11).

Våla har skåret seg tilbake og ned gjennom den 1 km brede dalhylla, Kjønnåsen. På begge sider av Vålas trange kanjonaktige dal er det en forsenkning i dalhylla, og det er i denne de glacifluviale massene ligger akkumulert på begge sider av elva. Massene begynner brått som hauger og rygger vel 1 km fra hoveddalen, og de strekker seg langs elva i et par hundre meters bredde fram til Ringebu. De senker seg fra 330 m o. h. innerst til ca. 280 m ytterst mot hoveddalen, hvor de ender på dalhylla, som her er avspylt.

Langs Våla ser en, tydeligst på V-sida, bevarte spor etter tidligere løp. Disse ligger i forskjellige nivå og viser at Våla har skåret seg ned i massene etter at disse ble akkumulert. Mot elva står massene i ras flere steder.



Fig. 12. Overflateformer på de glacifluviale avleiringer ved munningen av Våla. Bildet er tatt mot NØ på V-sida midt inne på avleiringen.

Surface of fluvioglacial deposits at the mouth of Våla.

Overflaten som på avstand ser jevn ut, er på begge sider av elva småkupert av et utall små hauger og hull, tett i tett (fig. 12). Enkelte steder er det observert spredte kantete blokker i overflaten. Bortsett fra noen tørre elveløp etter Vålas nedskjæring er det ikke funnet spor etter subaerile vannløp. Mektigheten av akkumulasjonen er ikke målt, men ved interpolering av bergoverflatens beliggenhet, kan denne anslås til gjennomsnittlig 30–40 m. Det er klart at massene må ha vært sammenhengende tvers over Våla.

Det er foretatt en rekke analyser av materialet i denne og i tilsvarende akkumulasjoner, men før disse omtales nærmere, vil jeg forutskikke det resultat at analysene forteller om samme type materiale overalt. For øvrig viser de snitt som har vært tilgjengelige at variasjonene i kornstørrelse og kornfordeling er meget store. Men en viss sortering er funnet overalt. Analysene på fig. 13 representerer variasjonen innen ett enkelt snitt, 2 m høyt, og hvor bare de finere til middels grove partier er undersøkt. Noen steder viser massene tydelig lagdeling, andre steder mangler enhver struktur (fig. 14). Et generelt trekk synes å være at overflatematerialet er dårligst sortert, men tydelig utvasket for mo-mjele fraksjonene. Enkelte steder består imidlertid overflaten av flere meter mektig godt sortert, lagdelt sand-mo. Det er sjelden å se annet enn lys og mørk

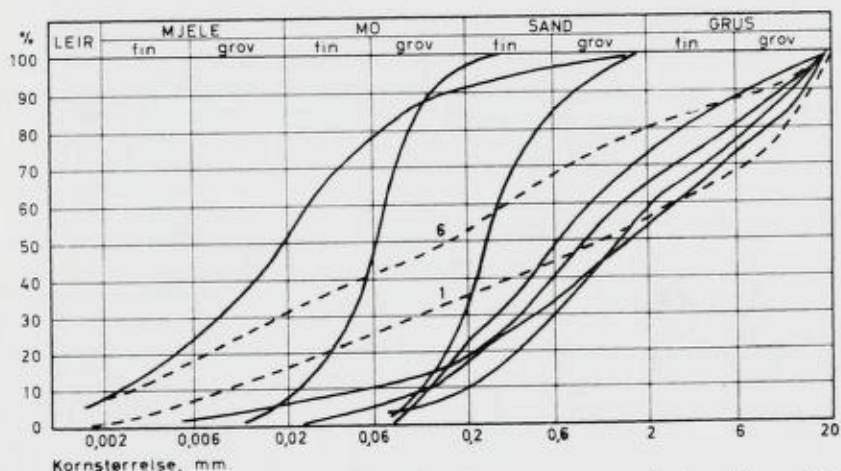


Fig. 13. Kornfordelingsanalyse av materialet innen et to meter høyt snitt av avleiringen på fig. 12, sammenliknet med områdets bunnmorene (stiplet). Numrene refererer til tabell 2.

Grain size distribution of a 2 m section of deposits shown in fig. 12. Broken-lineal curves represent local till (for comparison). Numbers correspond to numbers in table 2.



Fig. 14. Autoktont glaci-fluvialt materiale kaotisk akkumulert. Materialtype Ab, se s. 26. Eksemplet er tatt to meter under overflaten litt utenfor venstre bildekant på fig. 12. *Autochthonous fluvio-glacial deposit. Section near locality photo fig. 12. Type Ab, fig. 6.*

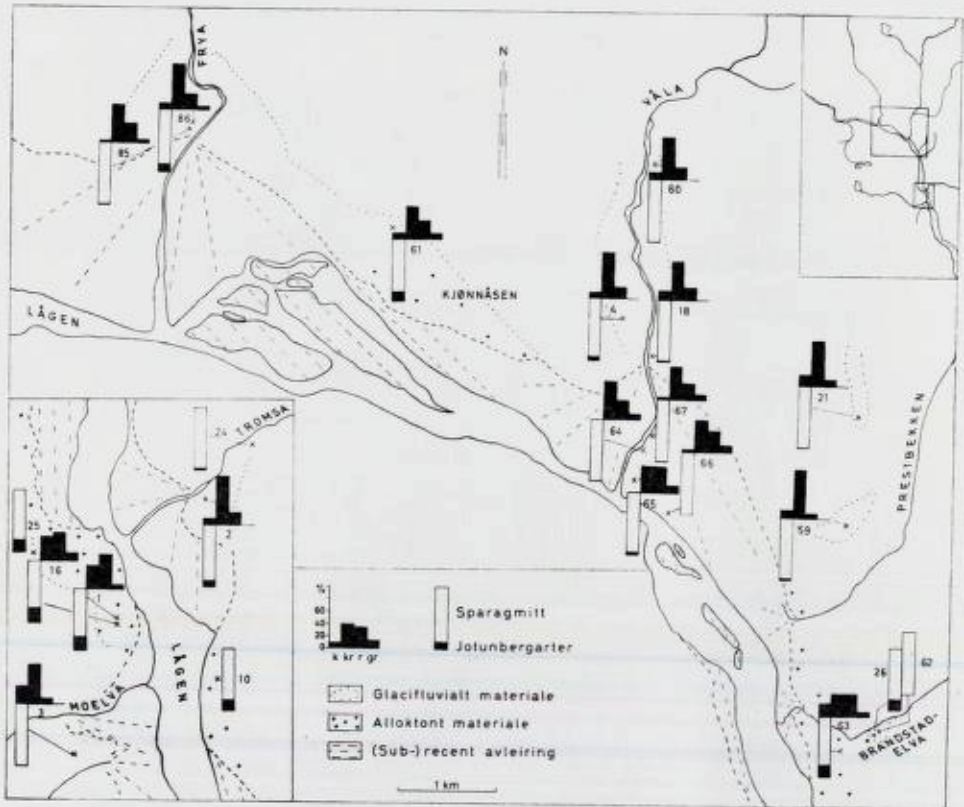


Fig. 15. Steintellinger og rundethetsanalyser i området mellom Frya og Fåvang (jmf. fig. 11 og 16).

Sketch map of sampling localities between Frya and Fåvang.

kvartsittisk sparagmitt, og overveiende lys. I overflaten forekommer noen få jotunbergarter.

Avrundingen er påfallende konstant, nesten bare kantrundet stein (fig. 15). Da det ikke var mulig å øyne noen forskjell på steinmaterialet i området nærmest Gudbrandsdalen, ble også analyser utført inne ved akkumulasjonens høyeste punkt på Ø-sida. Undersøkelsen viste at såvel oppbygning, som materialet, stort sett, var det samme som lengre ute. Også avrundingen var den samme (M 60, fig. 15).

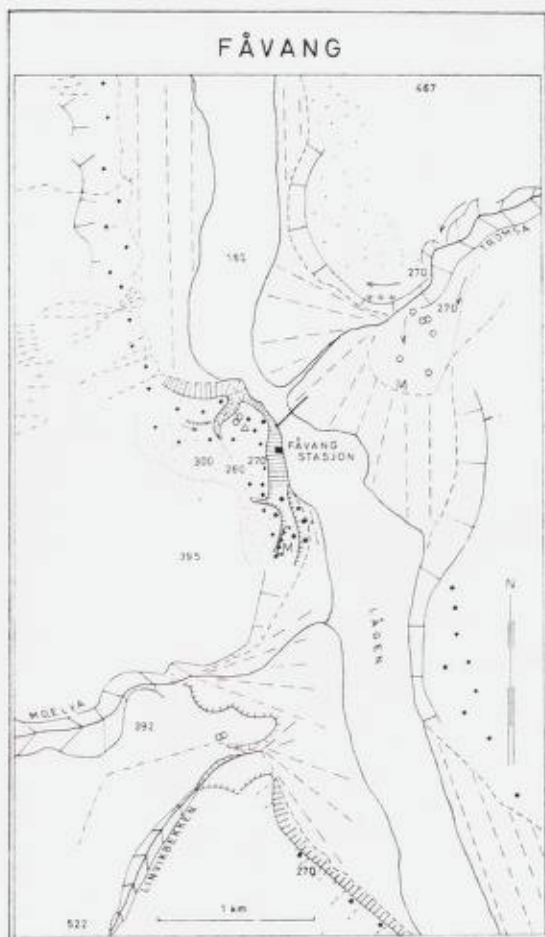


Fig. 16. Skisse over området Fåvang (munningen av Tromsa og Moelva).
Grunnlag og tegnforklaring som for fig. 11.

Morphological sketch map of the Fåvang area. Legend see fig. 11.

Tromsa (fig. 16).

Ved Tromsa er forholdene nær de samme som ved Våla angående både berggrunnsformer og løsmasser. Også her fins det klare vitnesbyrd om at løsmassene er akkumulert i dødsmiljø, med bl. a. flere store grytehull.

Glacifluvialt materiale når opp til 290 m o. h.

Frya.

Undersøkelsene ved Frya er utført sammen med Jan Mangerud, og området er også omtalt av ham.

Forholdene likner de ved Våla, men to ting kaster mer lys over løsmassetypen:

1. Mens løsmassene ved Våla og Tromsa ender brått mot dalen, er det ved Frya mulig å følge glacifluviale løsmasser ganske langt utover Kjønnåsen. Materialet er ikke akkumulert i klare former, men grytehull og hauger forteller om dødismiljø. Materialet røper at disse avleiringene er blandet med annet (glaci-)fluvialt materiale. Akkumulasjonen når 280 m o. h. (jmf. fig. 15).
2. I et 40–50 m høyt snitt mot Frya viser steintellingene (S 85, 86) at jotunbergarter opptrer ganske hyppig i de øvre deler av snittet, mens de er sjeldne i de undre (fig. 15). Da jotunbergartene her utvilsomt stammer fra Sulseterfeltet (en rest av undre jotundekke) oppe på fjellet mellom Gudbrandsdalen og Frydalen, er det sannsynlig at Fryas glacifluviale avleiringer først er bygd opp av materiale fra N og Ø, deretter og til slutt fra V.

Genesis for løsmassene ved Frya, Våla og Tromsa.

Som det senere framgår (avsnittet om *Alloktont materiale*), skiller disse avsetningene seg fra andre glacifluviale avleiringer i dalbunnen ved sitt karakteristiske materiale.

Materialet forteller at løsmassene ved sideelvene Frya, Våla og Tromsa er avsatt av rennende vann som kom ut sidedalene, fordi:

1. Massene er bygd opp som vifter med rotpunkt lengst inn mot sidedalene, og med skråning mot hoveddalen.
2. Mange steder er det iaktatt god lagdeling, ofte med bratt fall ut langs sideelva.
3. Alle kornfordelingsanalyser over materialet tyder på en fluvial dannelse. Selv om materialet er gjennomgående dårlig sortert, så viser alle prøver et underskudd på de finere fraksjoner. De to stiplede kurvene av den lokale bunnmorenen på fig. 13 viser slående kontrasten mellom disse to materialtypene. At dårlig sortering ofte opptrer i fluvialt materiale kan en se på de recente viftene. Disse viser en kornfordeling som kan minne om den omtalte type glacifluviale løsmasser (fig. 17).



Fig. 17. Sub-recent viftemateriale ved rotpunktet av Våla. Materialtype Ac, se s. 26. Merk forskjellen i avrundethetsgrad og struktur på materialet her og på fig. 14.

Section in subrecent fan of the river Våla. Material of type Ac, fig. 6.

4. Materialet i avleiringene er autoktont (som morenematerialet), forskjellig fra materiale transportert langs dalen. Steintellingene sier ikke i dette området så mye om transportretningen og opphavsmaterialet som lengre S i dalen, da jotunbergartantallet her forstyrres (økes) av Sulseterfeltet og små gabbroområder Ø for Frydalen. Det er imidlertid ikke en gang ved Frya fullt så høy jotunbergartfrekvens som i dalbunnens andre fluviale avleiringer.

Morfogrammene av typen er interessante (M 4, 18, 60, 2, 85, 86, fig. 15). Disse viser at steinmaterialet knapt er mer rundet enn morenematerialet (jmf. fig. 6). En fluvial transport har ikke vært lengre enn at kantet opphavsmateriale er blitt kantrundet, mens kantrundet har beholdt sin form. I samme forbindelse er det relevant å trekke en sammenlikning med materialets avrunding på de (sub-)recente viftene. Her vises en klar forskyvning til rundet – godt rundet for hele Vålas vifte (M 64, 65, 66, 67, fig. 15). Materialet stammer

hovedsakelig fra de store morenemassene innover dalen (stadig skred), og har heller ikke så mange kilometers elvetransport bak seg. Dette viser at materialet i de omtalte akkumulasjoner ikke er transportert fram på samme måte eller med samme transportlengde som dagens viftemateriale.

Den utbredte dødis-topografi en finner overalt på massene uten tegn etter subaerile vannløp på overflaten, tyder på et subglacialt akkumulasjonsmiljø. Akkumulasjonene er likevel bygd opp som vifter med en felles akkumulasjonsbasis betydelig høyere enn i dag. Nøyaktig hvor høy denne var, kan ikke angis, men den befant seg ved Fåvang omkring 280 m o. h.

Materialets opphav er morene. Både bergarts sammensetning og avrunding viser det. Mektighetene røper at bare en liten del av materialet kan stamme fra en glacifluvial erosjon i fast fjell. Det kantrundete materialet i avleiringene viser at den fluviale transport har vært ekstremt kort. Da det ikke fins tydelige erosjonsspor, som entydig forteller hvor materialet er hentet, kan en gjette at mye stammer fra høyereliggende deler av de nærmestliggende dalsider. Disse er ofte nesten fri for løsmateriale. De mektige bunnmorener innover sidedalene har naturligvis også avgjørende betydning som materialkilde.

Materialets *transportvei* bakover kan ikke følges direkte, men den må ha vært under-, oppå- eller i isen.

En subglacial transport må ventes å ha fjernet eller omleiret mer av de store morenemassene i sidedalenes lavere deler. Et subglacialt fluvialt miljø ville også ha rundet materialet noe, da dette miljøet er minst så slipende som subaerilt miljø (bl. a. JÄCKLI 1957). Viftenes begynnelse *over* morenemateriale, og flere skrålag mot hoveddalen, også inne ved rotpunktet, taler i mot en slik transportvei.

En streng supraglacial drenering er vanskelig å forene med de subglaciale avleiringsformene.

En veksling mellom supra- og englaciale vannstrømmer synes å forklare de foreliggende observasjoner. Ved tidspunktet for disse akkumulasjoner må fjell og deler av vidda ha vært isfrie, mens dalene fortsatt var fylte av is. Smeltevann og nedbørvann smeltet seg vei ned mot dalbunnen. Intet tyder på at vannet lyktes å nå bunnen i sidedalene, tvertom, som nevnt s. 32 så forsvinner smeltevannsporene midt i dalsida. Vannet må altså ha gått supra- og englacialt ut sidedalene, og nådd dalbunnen først ved munningen. Mot denne konvergente vannstrømmer fra mange

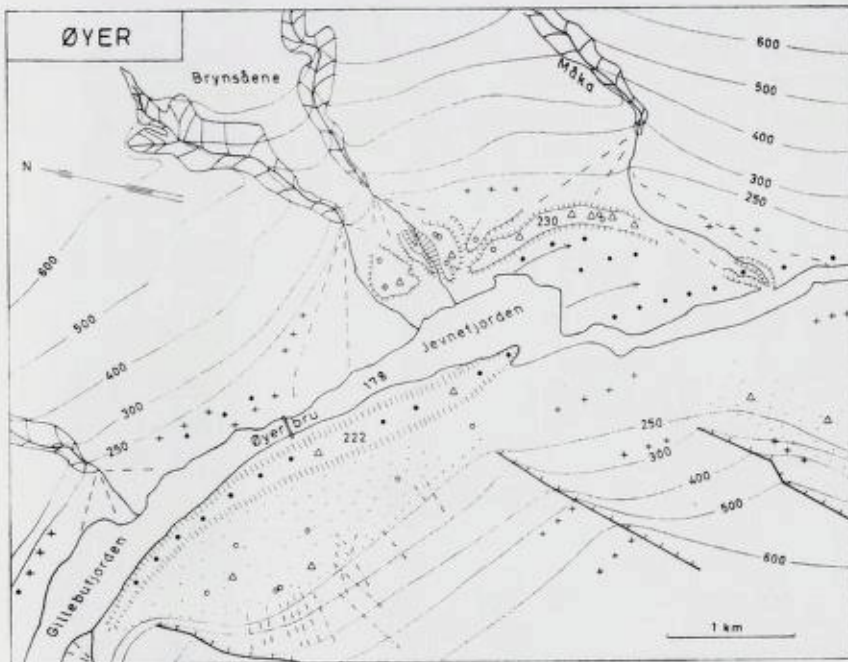


Fig. 18. Skisse over Øyer-bekkenet (grunnlag: Widerøes flybilder og topografiske kart).
Tegnforklaring som for fig. 11.

Morphological sketch map of the Øyer area. Legend see fig. 11.

kanter, og materialet som vannet førte med seg, ble styrtet sammen fordi vannet her hadde sin lokale erosjonsbasis. Under så skiftende og mangfoldige forhold som kunne tenkes inntreffe i dette miljøet, kan de unormalt dårlige sorteringer i store deler av avleiringene forklares, likeså de ualminnelige variasjoner i kornstørrelse.

Brynsåene i Øyer (fig. 18).

Løsmassene i Øyerbekkenet er forskjellige i oppbygning og materiale, og er overordentlig vanskelig å finne ut av. Store deler av løsmassene utenfor Brynsåene henger morfologisk sammen med masser de genetisk ikke hører sammen med.

Brynsåene og Måka kommer ned i store kløfter som ender brått i dal-sida, ca. 100 m over dalbunnen. Langs, og nede i kløftene ligger autoktont morenemateriale, som ved utløpet er modellert av åene til utydelige

terrasser 250 m o. h. Denne høyden tjener i dag som rotpunkt for åenes vifter. Mellom åene ligger det i dalbunnen en stor skogkledd løsmasseakkumulasjon, som mot S fortsetter som en blokkstripe, og videre S-over går sammen med en løsmasserygg (esker), som kommer over Lågen fra V-sida i S-enden av Jevnefjorden (se s. 54).

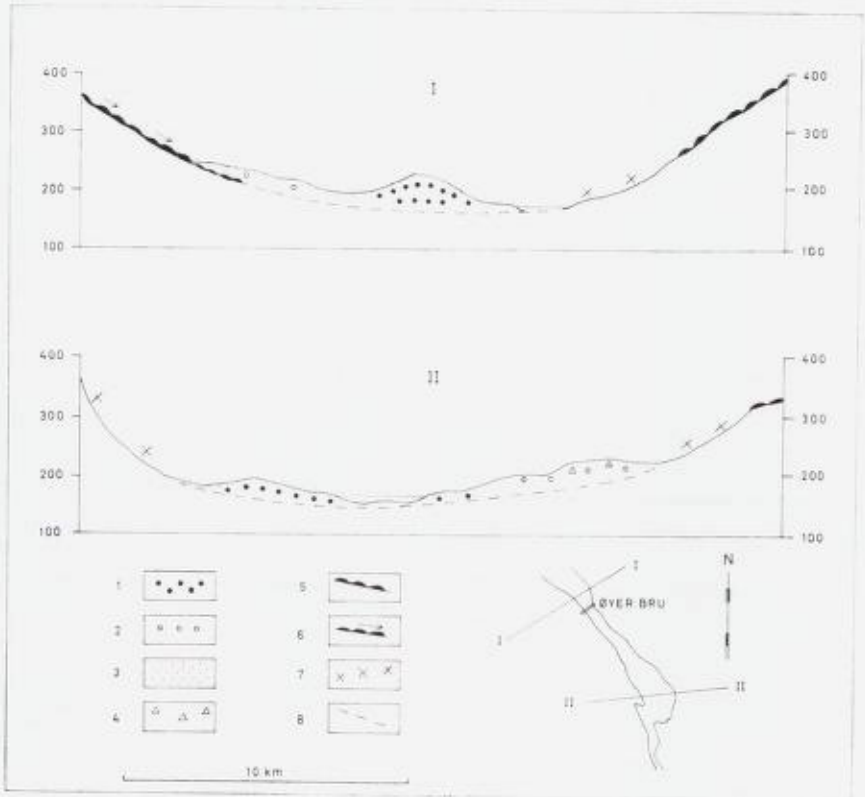


Fig. 19. Tverrprofiler over Øyer, tegnet etter Kart over Øyer herred 1 : 10 000. Profilene viser en sonal fordeling av forskjellige løsmaterialtyper, jmf. fig. 25.

Sections across the main valley in Øyer.

- | | |
|---|---|
| 1. Alloktont glacifluvialt materiale
<i>Allochthonous fluvioglacial material</i> | 5. Autokton bunnmorene
<i>Autochthonous till</i> |
| 2. Autoktont glacifluvialt materiale
<i>Autochthonous fluvioglacial material</i> | 6. Autokton bunnmorene, med skred
<i>Autochthonous till, gullied</i> |
| 3. Godt sortert sand-grus
<i>Well sorted sand and gravel</i> | 7. Avspylt berg
<i>Washed bedrock</i> |
| 4. Store blokker
<i>Large blocks</i> | 8. Antatt begroverflate
<i>Estimated bedrock surface</i> |

Akkumulasjonen er sterkt preget av sekundærformer som Lågen og de tre åene har laget. I dag er det bare en av åene som skjærer seg gjennom avleiringen, men flere 10–20 m dype tørre daler forteller at de alle har hatt labile løp. Overflaten, som når 230 m o. h., er ujevn med hauger og grytehull uten tegn etter fluvial modellering over de høyeste deler (fig. 19).

Både i overflaten og dypere ned fins det en rekke svære blokker av lokal opprinnelse (kvartsittisk Brøttumspargmitt). Snitt i massene viser at de er bygd opp av lagdelt, autoktont materiale, ofte med N-lig fallkomponent. Lagene er til dels godt sortert, men det fins lag av de forskjelligste fraksjoner, også rene blokkførende lag (fig. 20).

Steintellinger viser at opphavsmaterialet er lokalt (fig. 3). Men det er påfallende at steintellinger i overflaten viser et visst innhold av jotunbergarter (S 19, 46), mens det dypere ned er meget nær 100 % Brøttumspargmitt. Dette stemmer også godt overens med observasjoner i snittene. Den øverste meter av materialet virker annerledes enn resten: rundere steiner og lysere materialfarge (fig. 20).

M 19 er morfometrisk undersøkelse av gjennomsnittsmaterialet, 2–3 m dypt. På grunn av høyt skiferinnhold er resultatet usikkert, men materialets likhet med morenemateriale er imidlertid klar nok.

Genesis. Materialet, avleiringens gode lagdeling og overflateformene forteller at løsmassene utenfor Brynsåene er autoktont glaci-fluvialt materiale sannsynligvis akkumulert subglaciale. Videre viser materialet og lagenes fallretning at vannet ikke gikk langs dalen, men må være kommet fra sida (sidedalene). Akkumulasjonen tenkes derfor som en rest etter ei vifte med rotpunkt 250 m o. h.

Huden av fremmed materiale, som dekker avleiringen, tydeligst nærmest Lågen, er analog til forhold ved andre avleiringer (f. eks. Våla). Dette fremmede materialet er kommet på plass etter akkumulasjonen av det autoktone materialet, og omtales senere (s. 57, punkt 3).

Andre avleiringer med autoktont glaci-fluvialt materiale.

Ved sida av de forholdsvis forklare avleiringer utenfor munningen av sideelver avsatt av vann fra disse, opptrer en type til av autoktont glaci-fluvialt materiale:

Langs hele dalen fins det mindre akkumulasjoner av godt sortert sandgrus, oftest av lokal opprinnelse. Under omtalen av den autoktone

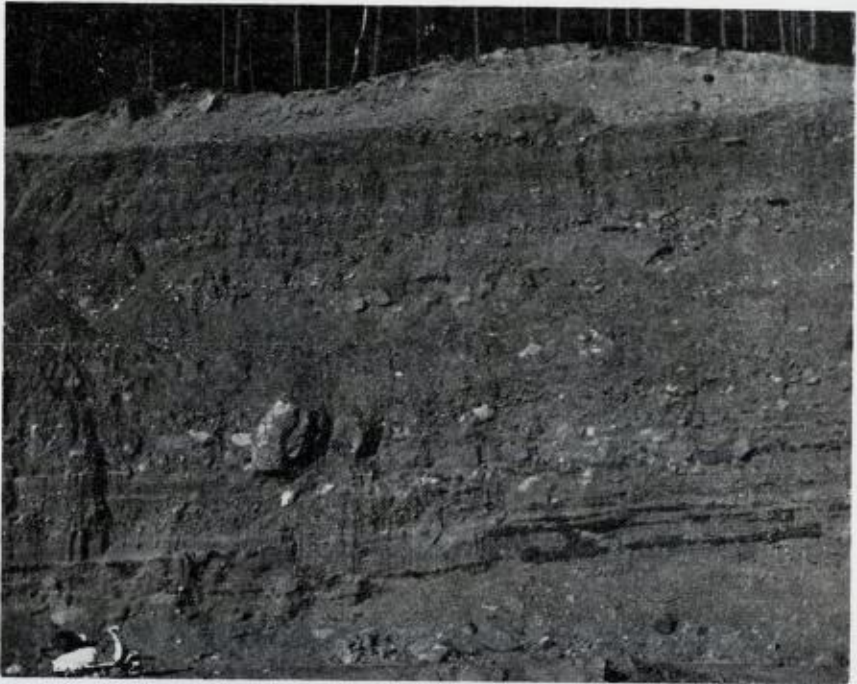


Fig. 20. Snitt i de glacifluviale avleiringer utenfor Brynsåene, sett mot ØNØ. Lagene, som har N-lig fallkomponent, består av materiale med svært forskjellig kornstørrelse. Merk den lyse materialdelen øverst.

*Section in autochthonous fluvioglacial deposit in front of Brynsåene.
Light-coloured layer on top consists of allochthonous material.*

morenen har jeg påtalt at denne ofte har sterkt utvasket karakter. Når små sand-grus-akkumulasjoner skilles fra morenen, skyldes dette at disse forekomstene så hyppig forekommer på «dalhyllenivå», i. e. 200–300 m o. h., og ofte kan følges over lange strekninger. Mange steder ligger slike akkumulasjoner over usortert morenemateriale.

Materialtypen er karakterisert ved sin gode sortering, og er oftest dominert av sand (fig. 21).

Som annet autoktont glacifluvialt materiale er også sanden vesentlig resultatet av en omfattende avspyling, og avleiret ved en akkumulasjonsbasis vesentlig høyere enn i dag.

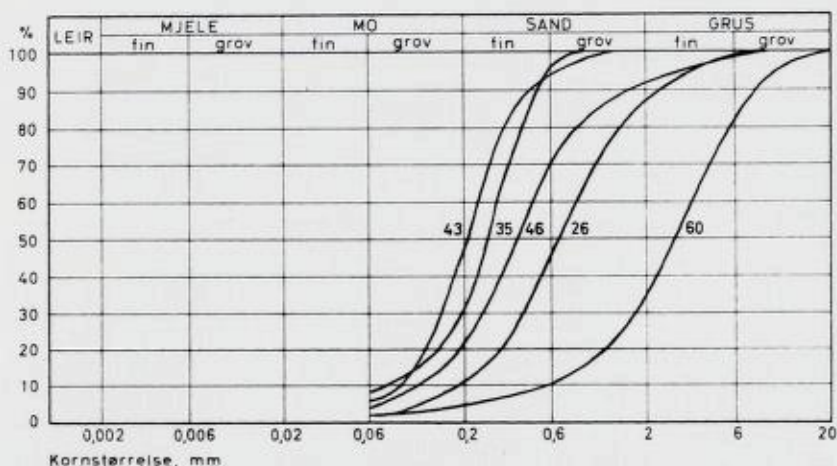


Fig. 21. Kornfordelingsanalyser av sand-grus på «dalhyllenivå», 200–300 m o. h.
Numrene refererer til tabell 2.

*Grain size distribution of well sorted "sand" at low level. See Summary.
Numbers correspond to numbers in table 2.*

Alloktont materiale.

Langs hele nedre Gudbrandsdalen opp til ca. 200 m over Lågen fins det avleiringer, som av ytre form, oppbygning og kornfordeling likner avsetningene omtalt foran, men som skiller seg fra disse i *materiale*.

Det alloktone materialet, kjennetegnet ved ca. 10 %, eller mer jotunbergarter, og avrundet steinfraksjon, har åpenbart et annet opphav og en annen transporthistorie enn det autoktone materialet. Selv om det enkelte steder er ugjørlig å trekke klar grenselinje mellom autoktont og alloktont materiale, er det oftest lett å skille materialtypene ved hjelp av enkle steintelling og rundethetsanalyser.

Genetisk sett synes alloktont materiale å opptre på tre måter:

1. *Klare glacifluviale avleiringer*
2. *Usikre glacifluviale avleiringer.*
3. *Moreneavleiringer.*

Klare glacifluviale avleiringer.

Tre steder i nedre Gudbrandsdalen opptrer alloktont glacifluvialt materiale i større mengde og i markerte formelementer, nemlig ved dal-

neset ved Fåvang stasjon, ved munningen av Moksa, Tretten og i en stor rygg på V-sida av Gillebufjorden i Øyer. Dessuten er store deler av Hovemoen i N-enden av Mjøsa også bygd opp av slikt materiale.

Dalneset ved Fåvang stasjon (fig. 16).

Foran, oppå og utover dalneset ved Fåvang stasjon ligger betydelige glacifluviale løsmasser. Dalneset er høyest i S, hvor fast fjell når opp til overflaten av løsmassene, ellers ser det ut som bergoverflaten senker seg N-over slik at løsmassene er mektigst i N. I Lågens nivå sees fast fjell (Birikalk) hele neset rundt.

Fra en forholdsvis jevn, ca. 200 m bred overflate, 90 m over Lågen, står løsmassene i N og Ø i rasvinkel. De glacifluviale massene strekker seg innenfor flaten opp til 300 m o. h., ellers er området dekket av autokton morene. N for dalneset sees glacifluvialt materiale i dalbunnen her og der, men skredmateriale (autokton morene) har ødelagt eventuelle former. Flaten, 270 m o. h., er høyest ut mot dalen, overflaten har grytehull og enkelte kantete blokker.

Mens det i N er få snitt som kan fortelle om avleiringens oppbygning, fins det i S et stort sandtak med høye vertikale vegger. Som det framgår av fig. 22 er materialet sortert og lagdelt med skiftende kornstørrelser. De nederste 6–8 m er markert finere (sand-grus-stein), enn det ovenforliggende (stein), grensen mellom disse delene er skarp. Det grove materialet er overleiret av et mektig dekke av sand med lite stein og blokker, og uten lagdeling. Sanddekket representerer overflaten av løsmassene. I de lagdelte partier, hvor lagene er nær horisontale, viser sedimentasjonsstrukturer at vannet som avleiret massene, strømmet *langs* dalen fra N mot S.

Steintellinger (S 1, 16, 29, fig. 15) forteller at fra 14 til 21 % av steinmaterialet er av jotuntype, altså langtransportert. Mindre enn 5 % stammer fra dalneset (Birikalk). Morfometriske studier viser at over 60 % av steinene er rundet eller godt rundet. Dette er svært forskjellig fra tidligere omtalt glacifluvialt materiale, hvor denne prosent lå på ca. 20 (fig. 6).

Av betydelig interesse er et mammutfunn (del av ryggvirvel) som ble gjort i dette materialet av sjåføer Kåre Johansen, Fåvang, vinteren 1959. Virvelen, som er beskrevet av HEINTZ (1962), lå i det grove materialet 8 m under overflaten, 40–50 m over Lågen.

I N-re del av dalneset er overflatematerialet dårligere sortert enn

lengre S, men materialet, som er sammenkittet antakelig p. g. a. kalk, er det samme. Mektigheten er stor, i en bekkedal i løsmassene er dalsidene 25 m høye.

Genesis. De lagdelte glacifluviale masser, som bl. a. er blottet i det store snittet, er rester etter en større subglacial drenering langs Gudbrandsdalen.

Dette følger av:

1. De meget godt bevarte strukturer viser at materialet ligger primært. Var materialet akkumulert oppå is, ville disse bli forstyrret da isen smeltet.
2. Det høye innhold av alloktont materiale vitner om transport fra NV, men da ingen av sidedalene i det undersøkte området har avleiringer med annet enn autoktont materiale, og det heller ikke på fjellet eller



Fig. 22. Snitt i de alloktone glacifluviale avleiringer ved Fåvang stasjon, sett mot V. Stokken er ca. 2 m lang.

Section in allochthonous fluviglacial deposit, gravel pit at Fåvang railway station. Pole 2 m long.

høyt oppe i dalsidene er funnet alloktont materiale, må dette være transportert langs hoveddalen.

3. Morfogram over materialet viser at dette har en betydelig fluvial transport bak seg.
4. Sanddekket over de lagdelte grove sedimenter er fluvialt avsatt, men kan ikke være avleiret av subaerile elver da det ikke er spor etter slike. Tvertimot, grytehull og kupert terreng røper ismiljø.
5. De store blokkene oppå avleiringene kan bare forklares kommet på plass ved hjelp av is. Sannsynligvis er de ablasjonsmateriale, de ikke-subaerile terrengformer taler mot at dravis har fraktet dem i et høyere nivå av Lågen (90 m over dagens nivå).
Altså må de lagdelte avleiringer under være subglacialt avsatt.

Tretten (fig. 23).

Ved Tretten stenger en fjellterskel den 59 m dype innsjøen Losna. Videre S-over er Gudbrandsdalen trang og slyngete, tilpasset tektoniske forhold. Mens dalnesene, særlig på V-sida, er avspylte og nakne, ligger det ganske store løsmasser i en innbuktning i dalsida ved Moksas munning.

Ulik alle andre sideelver i Gudbrandsdalen kommer Moksa ned dalsida uten dalnedskjæring (BERGERSEN 1963). Ved munningen ligger det akkumulert betydelige glacifluviale masser med utydelig vifteform på begge sider av elva. På S-sida av Moksa når massene 225 m o. h., inn mot dalsida løper S for Tretten kirke en svakt markert flate. Utenfor denne er massenes overflate ujevn med flere grytehull. Ytterst har både Moksa og Lågen erodert.

Et snitt ved Tretten bru forteller om avleiringens innhold og oppbygning (fig. 24). Snittet er dominert av et grovt, sortert og lagdelt materiale. Over dette følger lagdelt sand, 2–4 m, og over denne igjen grovt materiale uten lagdeling. Steintelling S 7, 8, 9 og 17 og morfogram av de samme, stammer fra dette snittet. Materialet er polymikt, og tellingene viser at jotunbergartene er representert med 14–17 %. Over 60 % av steinene er rundet – godt rundet, altså klar fluvial behandling.

Lengre N, på andre sida av Moksa, ligger det tilsvarende løsmasser, og her når avleiringene opp til 300 m o. h. Materialet er hovedsakelig lagdelt sand. Ved overgangen til den autoktone morene høyere opp, er det alloktone materialet mer usortert. Moksa har skåret seg ned, dels modellert flater i dette materialet. De avspylte dalnesene på begge sider av Lågen har bevart små partier med fluvialt alloktont materiale. Øvre

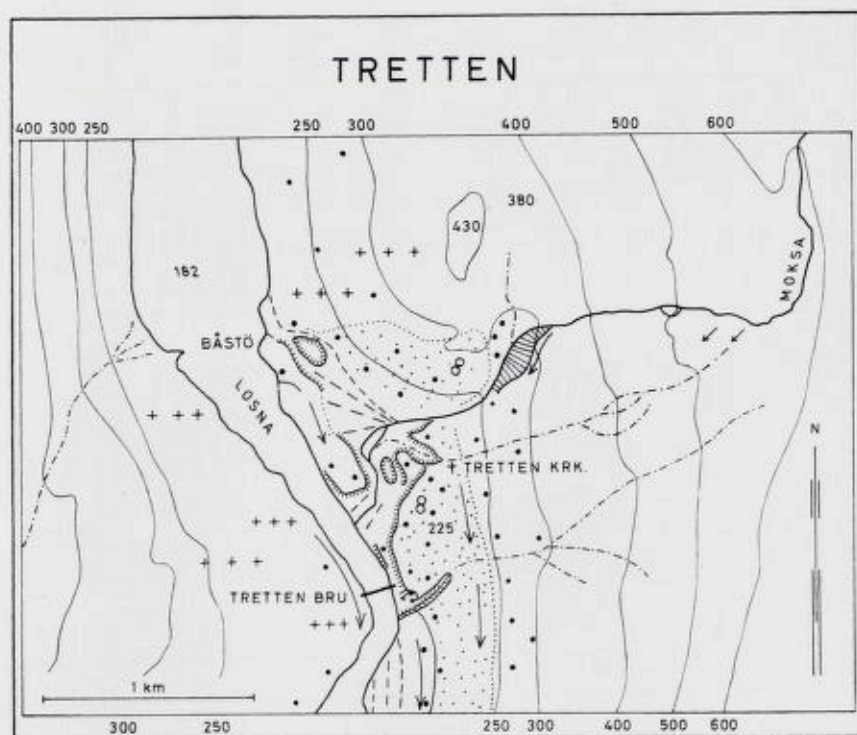


Fig. 23. Skisse over området Tretten (Moksas munning).
Grunnlag og tegnforklaring som for fig. 11 og 18.

Morphological sketch map of the Tretten area. Legend see fig. 11.

grense for avspyling er vanskelig å angi nøyaktig, men den ligger vel 300 m o. h.

Genesis. Trass i at de glacifluviale massene ved Moksas ligger med toppunkt inn langs denne, viser materialets sammensetning og avrunding at transporten har foregått langs hoveddalen. At materialet er grovest i dalbunnen, taler også mot en vifteavsetning. Avleiringens form røper at akkumulasjonen fant sted i ismiljø.

De lagdelte partier i dalbunnen må være avleiret subglacialt, mens det øvre grove materialet antas være ablasjonsmateriale etter en englacial, evt. supraglacial drenering. Autokton sand langs dalsida er ført ut over avleiringen fra dalsida av bekker og Moksas under siste fase av avsmeltingen.



Fig. 24. Snitt i alloktone glacifluviale avleiringer ved Tretten, sett mot Ø.
Ablasjonsmateriale på toppen.

Section in allochthonous fluvio-glacial deposit at Tretten. Possible ablation material on top.

Avleiringene høyere opp, N for Moksa, er vanskeligere å tolke. Her ligger materialet S for et høydeparti (fig. 23) med laveste terrengpunkt i Ø 380 m o. h. (uten fluviale spor). I V er berget avspylt, og her senker overflaten seg raskt mot dalbunnen. Da avleiringens høyeste deler er i Ø, taler dette mot avleiring fra V.

Av dette kan en slutte at det vann som avleiret det alloktone materialet, gikk mer enn 100 m høyere enn dagens Lågen, og da det ikke er funnet tydelige lateralspor langs Losna, antas dreneringen å ha vært englacial. Denne englacial dreneringen langs Gudbrandsdalen synes å ha ført til akkumulasjoner der vannet har truffet dalnes.

Øyer (fig. 18).

Under beskrivelsen av løsmassene utenfor Brynsåene, er det nevnt en løsmasserygg som krysser Jevnefjorden i Øyer (s. 46). Ryggen løper langs Gillebufjorden i 4–5 km lengde og når opp i 222 m o. h., som er



Fig. 25. V-re dalside i Øyer, sett mot S. Fra dalside til dalbunn sees følgende løsmaterialtyper, jmf. fig. 19:

1. Bunnmorene med skredspor. 2. Skredmateriale (stripe med gårder). 3. Autoktont glacifluvialt materiale (skogleddt). 4. Kvabb i forsenkninger (oppdyrket). 5. Esker, 4–5 km lang, med alloktont glacifluvialt materiale (skogleddt).

Gudbrandsdalen in Øyer. View towards the south. Big esker (forested) along opposite side of the river. Zoneicwise distribution of deposits, see fig. 19.

44 m over Lågen og opptil 20 m over dalbunnen innenfor ryggen. Overflaten er på avstand jevn og regelmessig (fig. 25), men i virkeligheten er den småkupert med en rekke grytehull. Flere ting tyder på at dalbunnens dypeste parti på sine steder ligger under ryggen, som altså utelukkende har fått sin form av løsmasser. Også innenfor, V for ryggen, er løsmassene over 10 m mektige.

De snitt som fins, forteller at ryggen er bygd opp av glacifluvialt alloktont materiale. Ved første øyekast virker materialet – trass i god lagdeling – lite fluvialt. Mye er kantet og fliset, og en del store, kantete skiferblokker ligger innleiret. Den lokale skifergrunn påvirker også bergartsammen-setningen, for selv om materialet tydelig er alloktont, så viser steintel-linger at jotunbergartene bare utgjør 5–12 % (S 11, 47, 49, 56).

Skiferen gir morfometriske undersøkelser usikker verdi, men M 11 viser at gjennomsnittet er betydelig mer rundet enn autoktont fluvialt materiale, f. eks. utenfor Brynsåene (fig. 6, M 11 og 19).

På Ø-sida av Lågen – i fortsettelse av ryggen – er avleiringene på grunnlag av materialstudier fulgt fram til Måka (S 13, 57, M 13). Av-

leiringens form er her ubestemt, men massene er utvilsomt erodert av Lågen. Lenger Ø hever løsmasser seg opp til 230 m o. h. Disse er en direkte fortsettelse av løsmassene utenfor Brynsåene og er hovedsakelig bygd opp av lokale kjempeblokker, opp til 100 m³ store. Overflaten, som overalt har grytehull, viser alloktont materiale her og der, særlig i V-skråningen. Høydepartiet har en 10 m høy erosjonsskråning mot Ø, og det er iøynefallende hvordan høydepartiet hindrer Måkas løp rett ut i dalen. Denne har først måttet renne N-over, senere har den funnet seg vei langs dalsida S-over, med vekslende elveløp.

Også på V-sida av Lågen er forholdene kompliserte. Løsmassene innenfor ryggen er glacifluviale, vesentlig sand dekket av kvabb i forsinkinger, og strekker seg opp til 250 m o. h. Innerst har akkumulasjonene typisk dødis-karakter med grytehull og diffuse ryggformer ut mot dalen. Massene blir begrenset i V av skredmasser (fig. 25).

Et interessant trekk ved disse sandavleiringene, som fortsetter flere kilometer S-over, er tydelig lagdeling med fall N-over.

Steinmaterialet inneholder merkbart mindre alloktont materiale enn i den store ryggen (fig. 3).

Genesis. Ut fra form og materiale tolker jeg ryggen gjennom Øyer som en esker, dannet subglaciale ved en langsgående drenering gjennom Gudbrandsdalen. Eskeren ble antakelig bygd opp over dalbunnens dypeste parti.

Også det vann som avsatte sandpartiene innenfor eskeren, rant under isen. Dette framgår av overflateformene, ablasjonsmaterialet og strømningsretningen. Vannstrømmene som avsatte sanda, var smeltevann på vei mot dalbunnen fra dalsidene. Sparsomt dekkete dalsider høyere opp antyder at opphavsmaterialet er den lokale bunnmorene, som også her har vært utsatt for en utvaskning eller full avspyling, jmf. s. 48.

Kvabben ble antakelig avleiret etter at Lågen fant sitt nåværende leie, da det mellom eskeren og dalsida oppsto et bekken hvor smeltevann og nedbørvann har tilført fine sedimenter. At det i grytehull eller andre steder på eskeren ikke er kvabb, viser at det neppe har vært demt opp større vannmengder.

Hovemoen (fig. 29).

De store løsmassene som utgjør Hovemoen Ø for sammenløpet av Lågen og Gausa, er tidligere beskrevet, bl. a. VOGT (1943). Massene blir

av ham oppfattet som en endemorene for en Gausdalsbre, og dette synes å være den gjeldende oppfatning (O. HOLTEDAHL 1953).

Mine iakttagelser av disse løsmassene (og andre i nærheten), særlig av løsmaterialets sammensetning, tyder imidlertid på at Hovemoen ikke er noen randdannelse, men hovedsakelig rester av en esker etter en drenering fra Gudbrandsdalen. Antakelig er denne eskeren en fortsettelse av eskeren gjennom Øyer.

Usikre glacifluviale avleiringer.

Utenom de fire nevnte lokaliteter (Fåvang, Tretten, Øyer, Hovemoen) er det i nedre Gudbrandsdalen ikke funnet store avleiringer med glaci-fluvialt alloktont materiale. Heller ikke godt bevarte strukturer er sett andre steder.

Langs hele dalen er det imidlertid spredte rester etter fluvialt materiale av samme type. Disse er som regel uten lagdeling og med så varierende sorteringsgrad at de ofte ikke kan skilles fra morenemateriale. Utvetydig morenemateriale opptrer mellom Måka og Fåberg, ellers kan avleiringer med alloktont materiale sammenfattes i følgende punkter:

1. De avleiringer som benevnes som usikre glacifluviale, fins ikke utviklet i tydelige primærformer. Materialet ligger som et dekke gjennom dalen, mektigst i dalinnbuktninger, hvor mektigheten kan være 10 m, ellers særlig oppå og utover dalhylla 50–100 m over dalbunnen.
2. Alloktont materiale påtreffes aldri høyere opp i dalsidene enn ca. 400 m o. h., og her er det lokale materialinnslaget langt sterkere enn nær dalbunnen. Likevel er grensene mellom avleiringer med alloktont – og avleiringer med bare autoktont materiale – oftest meget markerte, ikke på ytre form, men i sin materialkvalitet (fig. 26). Avleiringene inneholder alltid en høy frekvens av jotunbergarter og andre ikke-lokale bergarter, og disse er tydelig fluvialt slitt. Bergartsammensetning og avrunding er nær den samme for alt alloktont materiale nær dalbunnen, oppe i dalsida blander lokalt materiale seg sterkere inn.
3. Stratigrafisk er avleiringene vanskelig å plassere. Enkelte steder er materialet omleiret allokton morene, andre steder er det nevnt hvordan alloktont materiale ligger som en hud over autoktont materiale.
4. Langs hele nedre Gudbrandsdalen, særlig i den bratte V-sida, er det alloktone materialet i dalsidene blitt blandet med eller overlågt av nedsklidd autoktont morenemateriale. Fra det autoktone morene-

dekket er det vasket ut store mengder sand som på tilsvarende måte dekker alloktone avleiringer, som f. eks. ved Fåvang og Tretten.

Hele veien er materialblandingene modellert til skrånende hyller i sammenhengende nivå, ca. 280 m o. h. ved Fåvang målt i innerkant, synkende til ca. 250 m o. h. i Fåberg. Yttersidene av hyllene er sterkt preget av ravedannelse, men enkelte steder sees spor etter rennende vann. Oppå hyllene er det ikke noe sted påvist elveløp.

Genesis. De usikre glacifluviale avleiringene tolker jeg som ablasjonsmateriale etter en englacial, eventuelt sublateral drenering gjennom Gudbrandsdalen. Denne dreneringen nådde opp til 200 m over dagens Lågen.

Disse slutninger trekkes fordi:

1. Ikke noe sted er dette materialet funnet akkumulert i klare former med primære strukturer, bortsett fra de foran nevnte subglaciale avleiringer og sekundære avleiringer i dalbunnen.
2. Alle eksponerte steder av dalsidene er nesten rene for løsmateriale. Under 400 m o. h. fins det på slike steder spredte rester med fluvialt alloktont materiale i forsenkninger og andre le-lokaliteter. Også utenom eksponerte dalsider under nevnte høyde er det lite autoktont materiale der ikke morene har sklidd ned.
3. Fluviale erosjonsspor i berggrunnen er ikke funnet.

Observasjonsmaterialet sier lite om vannet holdt seg hovedsakelig langs dalsidene (sublateral drenering), eller om dalsidekontakten særlig ble nådd ved dalnesene.

Alloktion morene.

Mellom Måka og Fåberg ligger det på begge sider av dalen store alloktone løsmasser med utpreget morenetekstur. Massene kan følges kontinuerlig på Ø-sida, på V-sida er det lite igjen ved Fåberg. Mot hoveddalen står materialet med bratt erosjonskant, og mektigheten er flere steder minst 30 m. Øvre grense for materialtypen er meget markert ved ca. 260 m o. h., ovenfor er dalsida avspylt eller dekket av autoktont morenemateriale.

Overflaten på det alloktone materialet er forholdsvis jevn og svakt skrånende mot dalen, tydelig modellert med erosjonskant ofte ca. 250 m o. h. Også nedenfor denne har dalsidene vært utsatt for sterk spyling, og dalbunnen er nesten ren for løsmasser. Foruten de recente bekkevifter fins

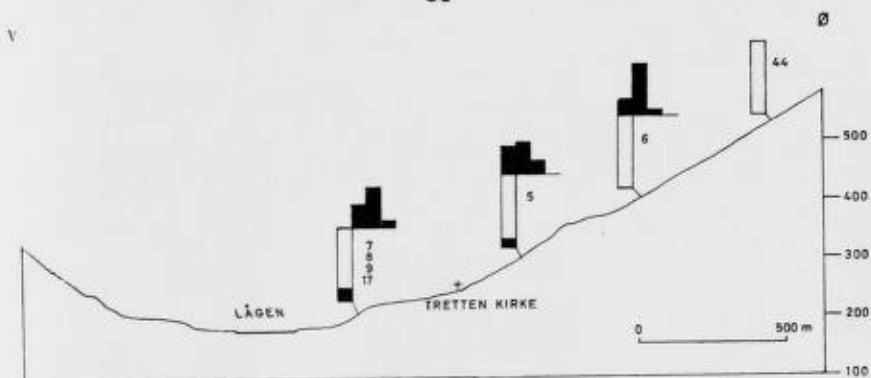


Fig. 26. Bergarts sammensetning og avrunding av steinfraksjonen i løsmaterialet i dal-sida Ø for Tretten. Tegnforklaring som for fig. 15.

Petrographic composition and morphograms of pebbles distribution in cross-section of the valley at Tretten. Legend see fig. 15.

det imidlertid små rester etter morenematerialet, og dette viser at løsmassetypen antakelig har fylt hele dalbunnen, men er fjernet av sterke langsgående vannstrømmer etterhvert som erosjonsbasis (Mjøsa) senket seg.

Det mest interessante ved materialtypen er steinmaterialets iøynefallende sammensetning. Steintellingene viser at mye av materialet er langtransportert (S 58, 68, 69), dette er helt forskjellig fra den autoktone morenen.

Sterkere enda tiltrekkes oppmerksomheten av steinenes form. Svært mye av materialet er rundet, ca. 40 % (M 58).

Kornfordelingsanalyser (fig. 27) og fraksjonenes blanding, f. eks. med steiner plassert i finmateriale, tilsier at avleiringene er morene. Måling av lengdeaksens horisontalretning på 125 stein viste at materialet ligger orientert parallelt med nærmeste tydelige skuringsstripe (fig. 28). Da stedet hvor orienteringen ble foretatt, synes utelukke en slik orientering av andre agenser enn is, er det grunn til å tro at disse massene er bunnmorene.

Genesis. Fordi alloktont materiale kun fins i hoveddalens lavere deler, må materialtransporten ha foregått langs dalføret. Noen dalbre på slutten av nedisningen er det ikke funnet spor etter, transporten antas derfor være styrt av isstrømmer i innlandsisen. At isstrømmer forekommer i en innlandsis, og at disse følger dalfører, er kjent fra Grønland (FLINT 1957).

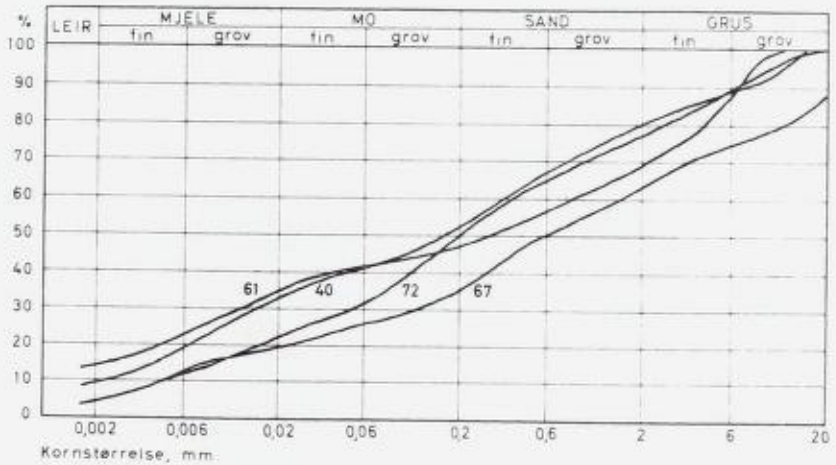


Fig. 27. Kornfordelingsanalyser av allktont morenemateriale.
Tallene refererer til tabell 2.

Grain size distribution of allochthonous till. Numbers correspond to numbers in table 2.

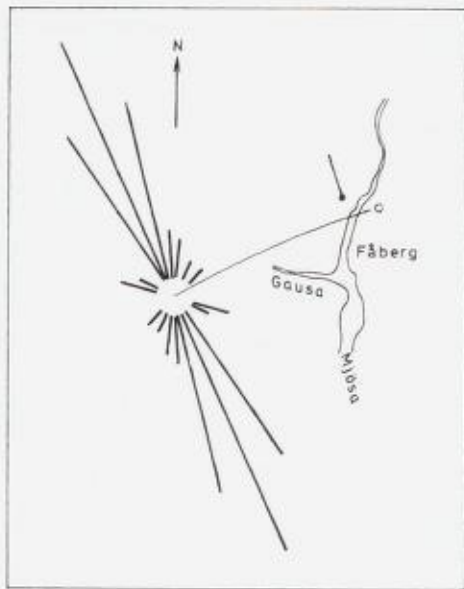


Fig. 28. Lengdeaksens orientering på 125 stein i allkton morene.
Nærmeste skuringsstripe er inntegnet.

Orientation of 125 elongated pebbles in allochthonous till. Compare glacial striae.

Også LÅG (1948) finner det lengst transporterte materialet i de lavere deler av terrenget, men forholdet er helt omvendt av hva LUNDQUIST (1940) hevder for Bergslagen. Her ligger det fineste og lengst transporterte materialet i de høyere nivåer. Det samme hevdes å ha generell gyldighet i Sverige (LUNDQUIST 1957, s. 331).

Steinmaterialets avrundning i morenen innbyr til enkelte refleksjoner. Avrundingen, som er av samme grad som i alloktont glacialfluvialt materiale (fig. 6), avspeiler en fluvial fortid. De mektige morenemassene som tidligere (s. 30) er antatt å inneholde interglacialt materiale, har ikke noe fluvialt preg (fig. 6, type Aa). Allokton morene har derfor ingen sammenheng med disse. På den annen side kan heller ikke avrundingen ha skjedd under avsmeltningen, siden steinene befinner seg i bunnmorenen.

Avrundingen må ha skjedd ved drenering under den aktive fase av nedisningen, men å si noe nærmere om dette er vanskelig.

Gausdal.

Oversikt over løsmaterialet og Gausas dreneringshistorie.

Løsmassestudier i Gausdal utfyller resultatene fra Gudbrandsdalen og særlig kaster observasjoner fra dette dalføret lys over siste del av isavsmeltningen i området.

Dalføret Østre Gausdal (som omfatter Østre Gausdal og Gausdal, se fig. 1) er kort, men kraftig senket av iserosjon, så kraftig at selve Gudbrandsdalen blir hengende i forhold til det. Dalsidene er likevel slake og ikke uten dype, interglaciale bekkedaler. Dalbunnen, flat og vid, er fylt av mektige løsmasser, ikke bare leirmorene, se s. 28, men utstrakte dødisavleiringer i øvre og store fluviale masser i nedre del av dalføret.

Gjennom Ø. Gausdal renner Vesleelva, ei beskjeden elv som på ingen måte «passer» i det store dalføret. 15 km fra dalmunningen kommer imidlertid Storelva – Gausa – inn i dalføret gjennom den trange Kalstadalen fra Vestre Gausdal.

Etter dalførenes forløp og størrelse å dømme utgjorde Espedalen–V. Gausdal–Saksumdalen en gang ett dalsystem, og også under avsmeltningstida er det kjent at vann fra Vinstras nedslagsfelt drenerte denne vei (REKSTAD 1898). Dette skjedde samtidig med utformingen av de store jettegrytene, Helvete, i Espedal (RAMSLI 1948). ENGER (1964) finner at denne dreneringen går subglacialt inntil isdekket blir for tynt til å presse vannet over passpunktet i Saksumdal (335 m o. h.). Deretter

ble vann demmet opp mot dette passpunktet. Kalstaddalen, med bunn 290–260 m o. h., var på dette tidspunkt fylt med bunnmorene til minst 320 m o. h., men alt tyder på at isen ble lengst bevart i Ø. Gausdal, slik at det var denne som utgjorde den virkelige demningen. Ved ett tidspunkt brast demningen, og Gausa fikk det løp den har i dag.

Det som skjedde under isavsmeltningen før vannet brøt gjennom Kalstaddalen, er det få spor etter. Mangel på smeltevannspor og glaci-fluviale avleiringer i øvre del av dalføret og på vidda gjør det klart at dalføret Ø. Gausdal ikke førte store smeltevannmasser. De beskjedne spor som fins, viser en vertikal avsmeltning med isoverflaten hellende mot SØ.

Da demningen brast og store vannmengder fra V. Gausdal flommet ut i den ca. 50 m dypere Ø. Gausdal, ble det laget en rekke erosjonsspor i morene, delvis også i fast fjell opp til 310 m o. h. (fig. 29). De mest markerte spor løper på S-sida av Gausa som lateralrenner, som etter hvert bøyer ned mot dalbunnen. Høyestliggende dreneringsspor har de lengste lateralløp. Grytehull og skvalserpentinere peker også hen på ismiljø.

Selv om lateralfenomenene på begge sider av Kalstaddalen er mange, synes vannet raskt å ha skåret seg ned til den dal Gausa går i i dag. Erosjonsbasis for dalen, altså Mjøsa, lå på dette tidspunkt nær 168 m o. h. Selv om det lå isrester i dalen, virket denne basis inn forbi Follebu, og dalførets nederste del ble derfor oppfylt av Gausas materiale, ytterst med deltaskiktning (fig. 30). Erosjonsrester langs dalen, tydeligst ved Flåkåli, viser at hele nederste del av dalføret ble fylt av Gausas avleiringer opp til ca. 168 m o. h. Overflaten av avleiringene viser ingen tegn på ismiljø.

Fig. 29. Skisse tegnet etter Widerøes flybilder, 1 : 15 000. Lengdeprofilen av Gausa er tatt fra Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesens Vassdragsnivellmenter i Norge.

Morphological sketch map of the deposits at the mouth of Gudbrandsdalen and along the river Gausa. Longitudinal profile of the river Gausa. Histograms of roundness and rock composition of pebbles.

- | | |
|---|--|
| 1. <i>The upper accumulated terrace</i> | 8. <i>Washed bedrock in the valley-floor</i> |
| 2. <i>Lower terrace, 135–150 m a. s. l.</i> | 9. <i>Upper limit of fluvioglacial deposits</i> |
| 3. <i>(Sub-)recent alluvial fan, riverbed</i> | 10. <i>Upper limit of allochthonous material in Gudbrandsdalen</i> |
| 4. <i>Erosional slope</i> | 11. <i>Area with kettle-holes</i> |
| 5. <i>Deep fluvial cutting in till</i> | 12. <i>Sampling locality</i> |
| 6. <i>Drainage channels in till</i> | |
| 7. <i>Canyon</i> | |

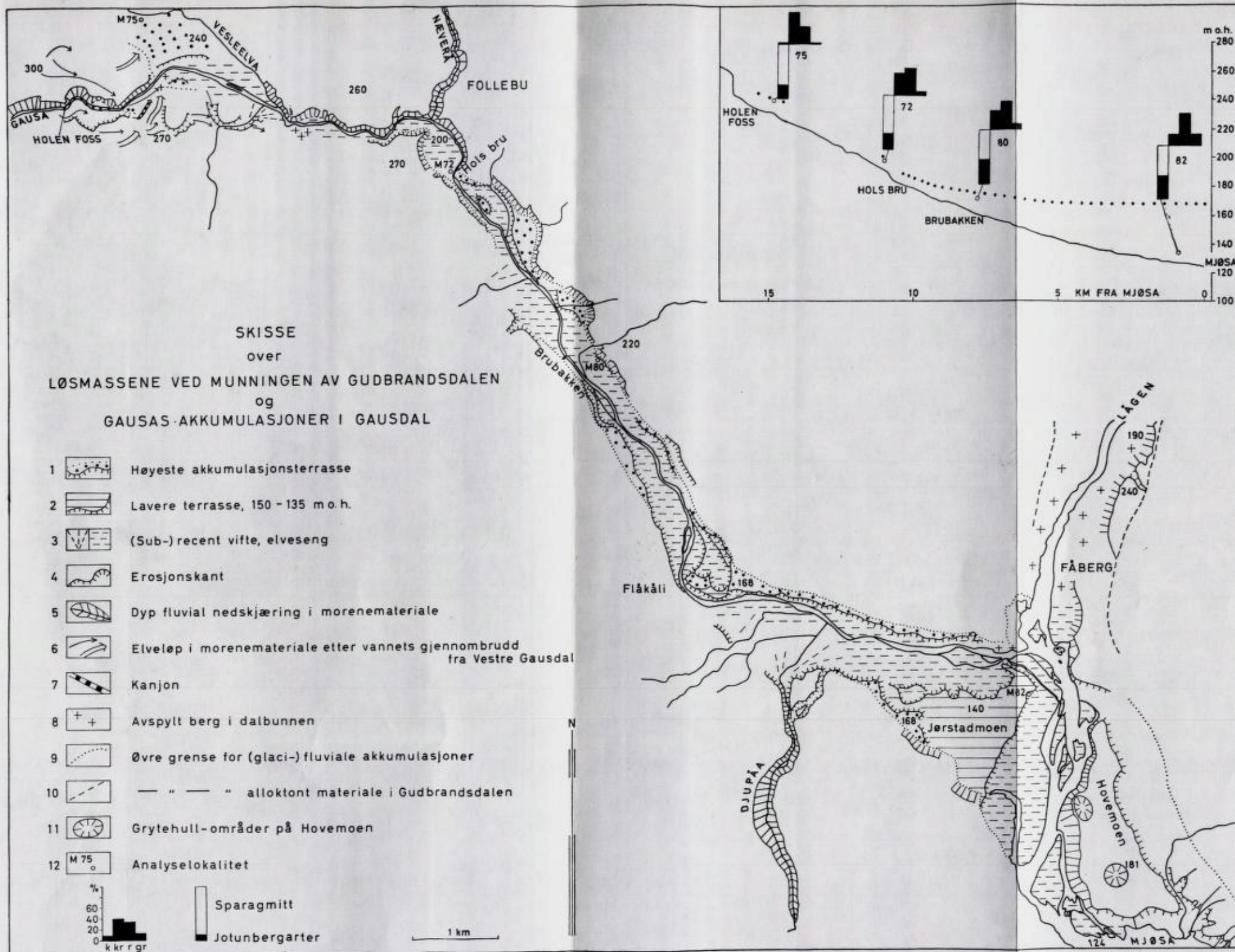


Fig. 29.



Fig. 30. Deltaskiktning i Gausas sen-glaciale akkumulasjon nær Mjøsa. Terrassehøyde ca. 135 m o. h. Lokalitet for S 82, M 82.

*Late-glacial delta of the river Gausa, gravel pit near lake Mjøsa.
Top-set at ca. 135 m a. s. l. Locality 82 of fig. 29.*

For å forstå denne store akkumulasjonen må en huske at Gausa dengang drenerte store deler av Vinstras nedslagsfelt. Like avgjørende som vann, var store løsmasser som antakelig befant seg i V. Gausdal. Nedenfor er omtalt hvorfor moreneleira i Kalstaddalen og Ø. Gausdal neppe var den viktigste materialkilden.

Ved utløpet av Rinda er den høyeste fluviale akkumulasjon etter dreneringen over passet i Saksumdalen 190 m o. h. (Enger). Også her finner man deltaskiktning.

Selv om erosjonssporene er rikelige, og akkumulasjonene stort sett typiske, er materialstudier også i Gausdal nødvendig for å forstå løsmassenes genesis.

Som i Gudbrandsdalen kan det skilles mellom autoktont og alloktont materiale, og etter nøyaktig de samme kriterier (fig. 3). Det viser seg nemlig at alle moreneavleiringer består av autoktont materiale med mulig

unntak av mindre forekomster nær dalmunningen, og det samme gjelder alt fluvialt materiale som ikke er avleiret av Gausa.

Alloktont materiale opptrer først og fremst i de formklare fluviale akkumulasjoner etter Gausas gjennombrudd, bygd opp til ca. 250 m o. h. som vifte ved munningen av Kalstaddalen, som erosjonsrester i dalbunnen ned til Follebu og herfra til Mjøsa som sammenhengende terrasser. Dessuten sees spredte avleiringer etter en høyere drenering langs Gausa, særlig i de nevnte lateralspor. Her og der fins også mange jotunbergarter i moreneleira, men disse synes alltid å befinne seg nær overflaten og antas derfor være sekundære. Alloktont materiale er ikke funnet høyere enn 300 m o. h.

Mens det alloktont materialet i Gudbrandsdalen har en usikker opprinnelse, viser steintellingene at det alloktont materialet i Gausdal har fulgt Gausa og dermed kommet fra V. Gausdal. Tellingene i Vesleelva, altså før Gausa kommer inn i Ø. Gausdal, viser at jotunbergartene opptrer i samme antall som i vanlig autoktont materiale, nemlig under 3 % (S 77, 78). Av dette følger også at det høye innhold av jotunbergarter i alloktont materiale ikke (bare) kan skyldes en anrikning av disse bergarter fordi de motstår slitasje bedre enn sedimentære bergarter. Hvis det – mot formodning – skulle finnes horisonter i moreneleira med jotunbergarter, ville disse naturligvis gi en anrikning i de fluviale sedimentene, men da slike utenom overflaten ikke er funnet, kan de ikke ha avgjørende betydning.

Meget interessant er økningen av rundetheten i distal retning. Morfogram av de alloktont sedimentene innerst ved Kalstaddalen tilsvarer morfogram for glaci-fluvialt materiale, mens avrundingen 15 km lengre ute er typisk fluvial (fig. 29). Analysene antyder at avrundingen tiltar jevnt på denne strekningen.

Mens det i områdets autoktont steinmateriale sjelden fins over 3 % jotunbergarter, opptrer disse svært rikelig i Gausas avleiringer, opptil 50 %. Bemerkelsesverdig er det at det ved Rindas glacielle delta i Mjøsa også opptrer nesten 50 % av disse bergartene i steinfraksjonen (fig. 3), og at det samme gjelder Vinstras senglacielle vifte i Gudbrandsdalen (etter Mangerud ca. 60). Dette viser for det første jotunbergartenes evne til å motstå transport siden disse tre lokaliteter ligger mer enn 25 km fra nærmeste jotundekke, Rinda og Gausa vesentlig mer (sml. fig. 3).

Dernest avspeiler bergartsammensetningen, som er så ulik sammensetningen i andre avleiringer i disse områdene, tre epoker av Vinstras dreneringshistorie under avsmeltningstida. Som nevnt ble smeltevann

fra Vinstra først drenert under isen gjennom Espedalen–Vestre Gausdal–Saksumdalen til Mjøsa. Etter området skuringsstriper å dømme samsvarer denne retningen med siste isbevegelse, og isoverflaten hellet derfor denne vei. Dette forhold, og de mektige morenefyllinger i Skåbu og Kalstaddalen, hindret drenering gjennom henholdsvis Vinstradalen og Ø. Gausdal (fig. 7).

Omsider brast demningen i Kalstaddalen og vannet drenerte da, som omtalt foran, ut i Ø. Gausdal. Tredje etappe ble innledet da vannet fra Vinstras øvre del skar seg gjennom løsmassene i Skåbu, og Vinstra fikk det løp den har i dag.

Sammendrag av isavsmeltningsforløpet og de forskjellige glacifluviale avleiringer i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal.

Hittil er isavsmeltingen nevnt mange ganger, men uten noen samlet oversikt over forløpet slik dette kan tydes ut fra de foreliggende observasjoner. Observasjonene forteller lite om avsmeltingen mens isen var aktiv. Skuringsstriper viser at isen i store trekk fulgte hoveddalførene mot SØ, konvergerende mot Mjøsa. Men enkelte skuringsstriper på skrå av dalen røper at isbevegelsen – selv på slutten av nedisningen – ikke var særlig avhengig av Gudbrandsdalens slyngete forløp (fig. 7).

Bevarte dødisformer i dalsider og på vidda antyder at isbevegelsen opphørte mens isen enda dekket vidde og daler. Antakelig rant nedbør- og smeltevann nå vesentlig supraglacialt i isoverflatens regionale helningsretning, som må ha vært mellom S og SØ. Så snart fjell og vidde begynte å stikke opp av den nedsmeltende is, fant vannet vei ned mot hoveddalens bunn under isen. Oftest fulgte vannet sidedalene, men det nådde ikke dalbunnen før i hoveddalen, hvor subglaciale kanaler allerede var etablert. Spor etter drenering i tunneler langs hoveddalen er de lagdelte avleiringene med alloktont materiale ved Fåvang, Tretten, Øyer og Hove-moen.

Smeltevann fra sidene akkumulerte på vei til hovedløpet autoktont materiale, som eskers på vidde eller i dalsider (Vestad), som vifter nær dalbunnen der akkumulasjonsbasis ble nådd (Frya, Våla, Tromsa, Brynsåene). Drenering fra sidene og langs dalen foregikk samtidig slik at materiale transportert langs dalen stadig ble iblandet autoktont fra sida. Likevel avtar antall jotunbergarter påfallende lite i distal retning.

Mens denne drenering foregikk antas den lokale erosjonsbasis å være

bestemt av forholdene lengre S, muligens av havnivået ved Minnesund (marin grense 192 m o. h.). Erosjonsbasis synes å senke seg nedover Gudbrandsdalen fra ca. 280 m o. h. ved Fåvang til ca. 250 ved enden av dalføret, noe som gir en gradient på ca. 0,6 m/km.

Oppå dalbunnens subglaciale avleiringer ligger et teppe av alloktont materiale avleiret til ca. 400 m o. h. i Ringeby, synkende til ca. 260 i Fåberg. Dette materialet er knyttet til en omfattende avspyling som nådde litt høyere. Også denne dreneringen kan ha vært avhengig av den samme regionale erosjonsbasis siden akkumulasjonen når opp til 260 m o. h. i Fåberg. I så fall kan dreneringen ha vært samtidig med den subglaciale. Men det er også mulig at materialet først ble skyllet fram noe senere, forårsaket f. eks. av en tapningskatastrofe lengre N i dalføret.

De diffuse formelementer som denne dreneringen etterlot seg, må være spor etter englaciale vannstrømmer. Mye av materialet er derfor ablasjonsmateriale.

Etterhvert ble isresten i dalen så opptært at vannet helt fulgte terrenget. I dalsidenes nedre deler ble det avleiret store sand-grus-mengder vasket ut av bunnmorenen høyere opp. Heller ikke denne aktiviteten ga tydelige formelementer.

Da erosjonsbasis sank, skar elver og bekker seg kraftig ned i sine tidligere akkumulasjoner, og det foregikk en storstilt omleiring av det glaciogene materialet. Denne prosess foregår enda.

Forholdene i Saksumdalen og Gausdal forteller at de siste isrester i området – antakelig i Østre Gausdal og Mjøsa – forsvant da Mjøsa i N sto ca. 170 m o. h. Etter HAFSTEN (1958) var de S-lige deler av Mjøsa isfrie allerede i preboreal tid med havstand ca. 130 m o. h. i Oslo-området, men det kreves flere observasjoner, ikke minst til bestemmelse av landhevningisobasene, før disse områdene kan korreleres.

Summary.

Deglaciation and classification of glaciogene material in lower Gudbrandsdal and Gausdal, Central Norway.

In the present paper are published some preliminary results of a study on glaciogene material in two strongly glaciated valleys in Central Norway, namely Gudbrandsdalen and Gausdal. Particular attention has been paid to petrographic, morphometric and granulometric analyses that give information of the origin and transportation of the material.

At an early stage of the study it was noticed that, in Gudbrandsdalen, deposits that granulometrically should be classified as glacial till contained water-worn pebbles in conspicuous quantities. This observation necessitated a systematic investigation of the relation between the petrographic composition and morphometric properties in general, particularly of the pebble size. The pebble material is classified into two groups according to the distance travelled. This simple grouping is favoured by the distribution of the geological units from which the material derive. The local component consists of various sparagmites occurring within the investigated area. The far-travelled component consists of igneous and metamorphic rocks from the far-off Jotun nappes and associated complexes.

According to the content of far-travelled material the deposits are classified into two major groups, *autochthonous* deposits, usually containing less than 3 % of Jotun rocks, and *allochthonous* deposits, containing 10 % or more of Jotun rocks.

The petrographic composition of the pebbles gives a rough idea of the travelled distance of the material. In order to get an idea about the mode of transport (either by ice or by water), the roundness of the pebbles was investigated. Several systems of classification were considered, and the most simple one turned out to be the most useful. The pebbles were classified into four groups on the basis of visual comparison with a carefully chosen standard set. The groups are:

1) Angular, 2) subangular to subrounded, 3) rounded, and 4) well rounded.

The corresponding abbreviations in the Norwegian text and in morphograms are: 1) k, 2) kr, 3) r and 4) gr.

The groups 1) and 2) include material that essentially has been transported by ice, however, in the case of group 2) there are certain reservations. The groups 3) and 4) include water-worn material. The reservation concerning group 2) is that a certain portion of the subangular or subrounded material in some cases seems to have been transported a considerable distance by running water in englacial or superglacial channels. On the other hand, a transport by swift streams over rocky ground, or over boulder-covered river-beds seems to result in the pebbles becoming rounded after a few kilometres or less.

The combined petrographic, morphometric and granulometric analyses resulted in a very complicated picture. As the morphological features of the deposits in Gudbrandsdalen are not in many cases conclusive as

regards their mode of formation, the author attempted a classification of the deposits according to the results of the combined analyses. His classification comprises two major groups, each with three subdivisions (fig. 6):

- Aa – Autochthonous moraine, dominated by local and subangular (and angular) material. The group comprises all kinds of till, except a certain kind of lodgment till (Flint, 1963, p. 121) at the bottom of the main valley (Ba).
- Ab – Autochthonous fluvio-glacial deposits. The material is of local origin, pebbles are mostly of subangular – to subrounded shape. The material, derived from till, has been washed and transported by water for a short distance only, and is accumulated in subglacially formed fans and eskers transversal to the main valley.
- Ac – Autochthonous fluvial deposits. About 50 % of the pebbles are rounded or well rounded. The material originates from till and has been rounded during a subaerial water transport, and accumulated in alluvial fans and river beds during postglacial time.
- Ba – Allochthonous moraine. The material can be described as till with numerous frequent rounded pebbles. The roundness is due to a fluvio-glacial transport in the past, before being embedded in the till. This is no ordinary ablation till. The rounded pebbles, being mostly of far-travelled origin, and the occurrence at lower levels only, leads to the impression that the water-transport went on subglacially, while the ice was still moving.
- Bb – Allochthonous fluvio-glacial deposits. Morphometrically analogous to Ac. This material was deposited in great meltwater channels, englacially and subglacially, along the lower parts of the main valleys. The frequency of rounded and far-travelled pebbles is distinctly higher than in the material of group Ab.
- Bc – Allochthonous fluvial deposits. 70 % or more of the pebbles are rounded and the material has been transported subaerially by running water for a long distance.

Sharp boundaries between the various morphological elements are rare in the field. Similarly, there are no sharp limits between the groups and subdivisions of the classification above when applied to the actual deposits. This diffusive nature illustrates the complexity of the mode of formation of the quaternary deposits in this part of Norway.

Several interesting relations emerge from the combined analyses of

the material. The allochthonous material is found only at a low level within the main valleys, up to 200 m above the valley bottoms. Further, the allochthonous component of the pebble size apparently is more rounded than the autochthonous component. In conclusion, the allochthonous material seems to have been transported along the valley at a low level, i. e. subglacially, and to a great extent by water. The relative frequency of rounded, allochthonous pebbles embedded in till indicate that the subglacial drainage went on at a time when the ice was still active. All the tributary valleys, on the contrary, were partly filled with autochthonous till, and neither glacial flow nor important drainage seem to have occurred during the active stage of glaciation. Huge quantities of till still remain in several of these small, deeply incised tributary valleys (fig. 7). The mammoth fossils, most of which are found in fluvio-glacial deposits, are believed to have been washed out from such till deposits in places protected from glacial erosion, indicating that interglacial deposits, if such are still present, are to be found in the small, deeply cut tributary valleys.

The large-scale morphology of the area is not the subject of this paper. However, a few features may be mentioned. A cross section of the main valley shows a characteristic profile of the bedrock.

A younger, narrower depression is cut into the bottom of the wider, older U-shaped valley. The morphology of the main valley and the tributary valleys indicate that the wide profile is a modified interglacial valley, and the narrow, deep, central part has been removed by glacial erosion during the last ice age.

The intersection of the older and the younger profile is represented by a bedrock ledge along the lower part of the valley sides. The above mentioned small and deep tributary valleys enter the main valley on this ledge. This typical morphological feature is seen in figs. 11 and 18. The slope from the ledge down to the sediments, which fill the younger valley, is steeply inclined and bedrock is often exposed. A well sorted sediment type (sand and gravel) is deposited on this ledge, mostly washed out from the autochthonous till of the valley sides above by brooklets entering the margins of the dead ice.

The youngest morphological feature of the Gudbrandsdalen district consists of gullies and ravines in the valley slopes and accumulations of landslide or avalanche material at the foot of the slopes. The displacements occur very irregularly during heavy rainfalls. In 1789, the great catastrophe year in Central Norway, rainfalls of extreme intensity and

duration caused innumerable landslides, and large areas in Gudbrandsdalen were partly remodelled. Within two communities in the upper part of the valley, namely Vågå and Fron, about $\frac{1}{4}$ of all cultivated land was destroyed by landslides, river erosion, and floods. The landslide material consists mostly of lodgment till of the type Aa. Prehistoric landslides have also evidently occurred. As a consequence, landslide material and flood sand is often found along the valley bottom and the lower part of the slopes, covering deposits of another kind.

An outline of the drainage history is given in the last chapter. At the time when part of the high mountain region became ice-free, and when ice still filled the valleys, a strong englacial and subglacial drainage started through the valleys. Primary dead ice deposits are present all over the area between the mountains and valley bottoms, and indicate that the ice became dead at this early stage. Fluvio-glacial deposits, earlier supposed to represent end moraines, are traces of this drainage.

Toward the end of the deglaciation period, a number of terrace-like accumulations got their primary shape. Their base is supposed to have been influenced or directly imposed by the ever sinking sea level far to the south.

Litteratur.

- Balteskard, P. E.* 1958: Isavsmeltingen i fjellområdet sydøst for Rondane. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Bergersen, O. F.* 1963: Geomorfologiske og kvartærgeologiske studier i nedre Gudbrandsdalen. – Hovedoppg. i naturgeogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Cailleux, A.* 1947: L'indice d'émoussé: définition et première application. – C. R. Somm. Géol. France (cit. Reichelt).
- Enger, K. A.* 1964: Vestre Gausdal i kvartærtiden og spesielt under isavsmeltingen. – Hovedoppg. i naturgeogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Flint, R. F.* 1963: Glacial and Pleistocene Geology. – N. Y.
- Gjessing, J.* 1955: Orientering om noen isavsmeltningsstudier som er i gang i Østlandets fjelltrakter. – Norsk Geol. Tidsskr. 35.
- 1960: Isavsmeltingstidens drenering. – Ad Novas 3.
- Hafsten, U.* 1958: Jordbrukskulturens historie i Oslo- og Mjøstrakten belyst ved pollenanalytiske undersøkelser. – Viking 21/22.
- Heintz, A.* 1962: Tre nye mammutfunn i Norge. – Norsk Geol. Tidsskr. 42.
- Holmsen, G.* 1955: De fem jordartsregioner i Norge. – NGU 195.
- 1960: Østerdalen. – NGU 209.
- Holtedah, H.* 1950: A study of the topography and the sediments of the continental slope west of Møre, W. Norway. – Bergen Univ. Årbok.
- 1955: On the Norwegian Continental Terrace etc. – Bergen Univ. Årbok.

- Holtedahl, O.* 1953: Norges Geologi. – NGU 164.
 — 1960: Geology of Norway. – NGU 208.
- Jäckli, H.* 1957: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – Bern.
- Køster, E.* 1960: Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. – München.
- Lunde, T.* 1956: Isavsmeltingen i et område sør for Sjødalen. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Lundquist, G.* 1940: Bergslagens minerogena jordarter. – Sveriges Geol. Unders. 34.
 — 1957: i *N. H. Magnusson, E. Granlund og G. Lundquist: Sveriges Geologi.* – Stockholm.
- Låg, J.* 1948: Undersøkelser over opphavsmaterialet for Østlandets morenedekker. – Medd. fra Det Norske Skogforsøksvesen 35.
- Mangerud, J.* 1962: Geomorfologiske og kvartærgeologiske studier i og omkring midtre Gudbrandsdal. – Hovedoppg. i geomorfologi – kvartærgeologi ved Univ. i Bergen. (Unpublished).
 — 1963: Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal. – NGU 223.
- Mannerfelt, C. M:son* 1945: Några glacialmorfologiska formelement. – Geogr. Ann. 27.
- Moldekleiv, F.* 1952: Kvartærgeologisk undersøkelse av Ringebu fjellets sydøstre del. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Pettijohn, F. J.* 1949: Sedimentary Rocks. – N. Y.
- Ramsli, G.* 1947: Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. – Norsk Geogr. Tidsskr. 11.
 — 1948: Kvartærgeologiske undersøkelser i Skåbu og Espedalen. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Reichelt, G.* 1961: Über Schotterformen und Rundungsgradsanalyse als Feldmethode. – Pet. Mitt.
- Rekstad, J.* 1895: Bræbevegelsen i Gudbrandsdalen mod slutningen af istiden. – Arch. Math. Naturv. 17.
 — 1896: Mærker efter istiden i det nordlige Gudbrandsdalen. – Arch. Math. Naturv. 18.
 — 1898: Mærker efter istiden i Gudbrandsdalen. – Arch. Math. Naturv. 20.
- Samuelsen, A.* 1953: Innlandsisens avsmelting i fjellstrøket mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen. – Norsk Geogr. Tidsskr. 14.
- Selmer-Olsen, R.* 1954: Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. – NGU 186.
- Sunde, K.* 1954: En undersøkelse av isavsmeltingen innen Stor-Elvdalens vestre fjellområde. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Valeton, J.* 1955: Beziehungen zwischen petrographischer Beschaffenheit, Gestalt und Rundungsgrad einer Flussgerölle. – Pet. Mitt.
- Vogt, J.* 1943: De terrasseformede morener ved Lillehammer. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Werenskiöld, W.* 1911: Fjeldbygningen inden rektangelkartet Søndre Frons omraade. – NGU 60.

Tabell 1. *Skuringsstriper* (egne observasjoner).

Henv. til nr. på kart fig. 7	Lokalitet	H. o. h.	Retning 360° korrigert misvisning
1	1 km N for Nordstulen, Ringebu	940	145
2	Gutu, Ringebu	360	16 og 180
3	2 km N for Vestad, Ringebu	500	148 - 167
4	Roen, Ringebu	600	145
5	Hilstad, Tromsdalen	600	163
6	Øvre Præstangen, Fåvang	300	159
7	Bonnsæter, V for Losna	640	163
8	Kleva, N for Tretten	600	164
9	Musdalslien, Tretten	400	163
10	Lassesæter, Tretten - Gausdal	600	163
11	Rindal, Øyer	360	146
12	Peer Gyntveien, Fagerhøi-Fyksensæter	1000	136 - 157
13	Maihaugen, Lillehammer	220	145
14	Gausa bru, Fåberg	140	134
15	Gustum, Fåberg	250	142 - 146
16	Trosset, Fåberg	290	144
17	Hols bru, Østre Gausdal	200	130 - 138
18	Holen foss, Østre Gausdal	260	112
19	1 km V for Follebu kirke	450	134
20	Liseter, Østre Gausdal	820	140 - 150
21	Austli fjellstue, Østre Gausdal	840	130

Tabell 2. Kornfordelingsanalyser.

Det er regnet ut Md og So bare for de analyser som har under 30 % stein/blokker (fraksjoner større enn 20 mm).

Forkortelser: gl.fl. - glaciifluvial

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	> 20 mm	Md	So
1	Guriberget, Frydalen	morene	450		1,1	2,26
2	Våla, recent vifte	fluvial	200	75%		
3	Ved Våla	gl.fl.	260		0,03	0,58
4	→	*	*	75%		
5	Brenna, Kjønnaen	morene	250	75%		
6	Prestegarden, Ringeby	skred	300		0,8	2,00
7	Venabygd kirke	gl.fl.	600		0,1	0,75
8	→	*	*	50%		
9	Prestbekken, Ringeby	morene	300	50%		
10	→	*	*		0,45	1,59
11	Ringeby realskole	gl.fl.	220		0,06	0,33
12	→	*	*		1,55	1,33
13	→	*	*		0,28	0,36
14	→	*	*		0,75	0,96
15	→	*	*		1,05	1,08
16	→	*	240		1,5	1,00
17	→	*	220		0,018	0,84
18	Dørfossen, Våla	morene	970	75%		
19	Ved Våla	gl.fl.	300		0,18	0,35
20	→	*	*		0,09	0,34
21	Skjeggstad, Ringeby	morene	220	30%	3,1	0,79
22	Kaus, Ringeby	*	600		0,5	1,95
23	Brandstadelv bru	gl.fl.	380	30%	1,6	1,10
24	→	*	*		0,016	0,63
25	Bråten, Ringeby	morene	600	25%	1,7	1,43
26	Ved Tromsa, N-sida	gl.fl.	300		1,25	0,48
27	Troståker, Ringeby	*	220		1,65	0,61
28	→	*	*		1,2	0,77
29	Ved Tromsa, N-sida	morene	340		0,95	2,04
30	→, over 29	*	*	60%		
31	→, S-sida	*	560	30%	1,7	1,28
32	Aasen, Strandelva	*	500		3,3	1,94
33	Lauvåsen, Forbunds fjell	*	800	50%		
34	Ranklev, Ringeby	skred	420		0,8	1,90
35	Elstad, Ringeby	gl.fl.	230		0,5	0,36
36	→, over 35	*	*		0,73	1,59
37	→	*	250		0,2	1,73
38	Ved Tromsa, S-sida	*	220	75%		
39	→, recent vifte	fluvial	200	25%	5,5	0,70
40	Sagåa, Hunder	morene	240		0,17	2,00
41	Ved Tromsa, S-sida	*	300		8,5	1,02
42	→	*	330		3,5	1,15
43	Borgeneset, Losna	gl.fl.	250		0,4	0,40
44	Ved Moelva, Fåvang	morene	250		8,5	0,82
45	Moheim, Fåvang	gl.fl.	275		2,2	1,32
46	→	*	*		0,7	0,46
47	Ved Moelva	morene	640		1,5	1,51

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	> 20 mm	Md	So
48	Linvikbekken, Fåvang	*	210		0,1	0,44
49	→→	*	*		2,5	1,10
50	Aarneslien, Fåvang	skred	250		1,9	1,62
51	Grustak, Fåvang stasjon	gl.fl.	220	30%	11,0	0,8
52	Løsnes, Fåvang	*	240		4,0	1,3
53	→→, under 52	*	*		0,5	1,36
54	Ved Moksa	morene	260		0,16	0,53
55	→→, under 54	*	*		0,15	0,35
56	Kvam, Øyer	skred	400		0,45	2,36
57	Musa, Tretten	*	270		1,1	1,74
58	Svingvoll, Østre Gausdal	gl.fl.	500		0,4	0,75
59	800 m SØ for Skeikampen	morene	700		1,7	1,48
60	Innenfor Husemoen, Hunder	gl.fl.	225		6,0	0,56
61	Skog, Fåberg	morene	240		0,3	2,52
62	3 km N for Svingvoll	*	600		0,036	2,13
63	→→, under 62	*	*		0,35	0,67
64	Mo, Tretten	*	340		0,5	1,03
65	Ved Moksa, Tretten	*	640		0,5	2,15
66	Rindal, Øyer	gl.fl.	390		4,5	1,32
67	Sagåa, Hunder	morene	240		0,66	2,11
68	Trosset, Fåberg	*	180		0,03	1,94
69	Hols bru, Gausdal	*	200		0,04	1,85
70	Djupåa, Fåberg	*	350		0,05	2,25
71	Flåkåli bru, Gausdal	*	150		0,25	2,42
72	Onsum, Fåberg	*	300		0,2	1,69
73	Brubakken, Gausdal	*	190		0,15	1,85

Tabell 3. *Steintellinger og rundethetsanalyser*

Forkortelser: gl.fl. = glaciifluvial
 sp. = sparagmitter (med kvarts og kvartsitt der disse ikke er skilt ut).
 jo. = jotunbergarter
 kv. = kvartsitter
 (B) = blokker (større enn 20 cm)
 u. = ubestemt

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
1	Fåvang st. grustak	gl.fl.	200	sp. jo.	79 21			
					100	1	36	55 8
2	Tromsnes	*	200	sp. jo. u.	88 6 6			
					100	8	75	17 0
3	Moelva, Fåvang	morene	250	sp. jo.	98 2			
					100	28	63	9 0
4	Våla	gl.fl.	290	sp. jo. u.	92 5 3			
					100	10	73	17 0
5	Mo, Tretten	morene	300	sp. jo.	88 12			
					100	38	43	18 1
6	Ø for Mo, Tretten	morene	410	sp. jo. u.	97 2 1			
					100	22	70	8 0
7	Tretten bru, grustak	gl.fl.	200	sp. jo.	86 14			
					100	1	30	61 8
8	→	*	*	sp. jo. u.	82 17 1			
					100	1	30	59 10
9	→	*	*	sp. jo.	83 17			
					100	5	30	51 14

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
10	Løsnes, Fåvang	gl.fl.	230	sp. jo. u.	81 18 1			
					100			
11	Øyer, N i esker	*	200	sp. jo. u.	87 12 1			
					100	13	44	37 6
12	Rindheim, Tretten	*	250	sp. jo. u.	72 27 1			
					100	6	42	47 5
13	Åsletten, Øyer	*	200	sp. jo. u.	83 15 2			
					100	9	46	39 6
14	Gausa, Jørstad sandtak	*	130	sp. jo.	70 30			
					100	2	38	46 14
15	→	*	*	sp. jo. u.	54 42 4			
					100			
16	Som 1	*	200	sp. jo. u.	76 20 4			
					100	2	38	46 14
17	Som 7	*	200	sp. jo. u.	82 17 1			
					100	1	39	50 10
18	Som 4	*	290	sp. jo. u.	96 2 2			
					100	15	64	21 0

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
19	Brynsåene, sandtak	gl.fl.	215	sp. jo. u.	97 2 1			
					100	38	48	12 2
20	Hovemoen, Fåberg	*	170	sp. jo.	89 11			
					100			
21	Haugsvveen, Ringebu	*	600	sp. jo. u.	98 1 1			
					100	18	71	11 0
22	Frya	*	200	sp. jo. u.	90 9 1			
					100			
23 (B)	Hovemoen, Fåberg	*	170	sp. jo.	79 21			
					100			
24	Tromsa, NØ for Brenna	morene	300	sp. jo.	96 4			
					100			
25	Moheim, Fåvang	gl.fl.	290	sp. jo. u.	82 17 1			
					100			
26	Brandstadelv bru	*	380	sp. jo. u.	82 15 3			
					100			
27 (B)	→	*	*	sp. jo. u.	82 16 2			
					100			
28	Tullirydningen, Fåvang	morene	640	sp. jo.	99 1			
					100			

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	g
29	Som 1	gl.fl.	200	sp. jo.	86 14			
						100		
30	Aarneslien, Fåvang	morene	300	sp.	100			
31	Som 19, 10 m dypt	gl.fl.	210	sp.	100			
32 (B)	→←	*	*	sp.	100			
33 (B)	→←	*	*	sp.	100			
34	Hovemoen, Fåberg, i N	*	170	sp. jo. u.	86 12 2			
						100		
35 (B)	→←	*	*	sp. jo. u.	95 4 1			
						100		
36	→← , midt på i Ø	*	*	sp. jo.	97 3			
						100		
37 (B)	→← →←	*	*	sp. jo. u.	96 2 2			
						100		
38 (B)	→← →←	*	*	sp. jo. u.	96 3 1			
						100		
39	Trosset, Fåberg	morene (?)	140	sp. jo. u.	82 16 2			
						100		
40 (B)	→←	*	*	sp. jo. u.	93 6 1			
						100		
41	Rinda, Mjøsa	gl.fl.	140	sp. jo. u.	56 40 4			
						100		

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
42 (B)	Rinda, Mjøsa	gl.fl.	140	sp. jo.	78 22	<hr/>		
					100			
43	Moksa	*	350	sp. jo. u.	79 11 10	<hr/>		
					100			
44	Moksa, ved dammen	morene	540	sp.	100			
45 (B)	--	*	*	sp.	100			
46	Brynsåene, Øyer	gl.fl.	220	sp. jo.	98 2	<hr/>		
					100			
47	Som 11	*	200	sp. jo. u.	93 5 2	<hr/>		
					100			
48 (B)	--	*	*	sp. jo. u.	96 3 1	<hr/>		
					100			
49	--	*	*	sp. jo. u.	89 7 4	<hr/>		
					100			
50	Sandtak V for 11	*	200	sp. jo.	99 1	<hr/>		
					100			
51 (B)	--	*	*	sp. jo. u.	94 5 1	<hr/>		
					100			
52	--	*	*	sp. jo. u.	95 3 2	<hr/>		
					100			

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	g
53	Svingvoll, Østre Gausdal	gl.fl.	450	sp.	100			
54	Grasdalselva, Peer Gyntvei	*	980	sp. jo.	97 3			
					100			
55	Jørstadmoen, Fåberg	*	135	sp. jo. u.	44 50 6			
					100			
56	Øyer, S i esker	*	200	sp. jo. u.	89 9 2			
					100			
57	Åsletten, Øyer	*	200	sp. jo. u.	87 11 2			
					100			
58	Skog, Fåberg	morene	235	sp. jo. u.	94 5 1			
					100	5	56	28 11
59	Vestad, Ringebu	gl.fl.	480	sp. jo. u.	96 3 1			
					100	14	77	8 1
60	Våla	*	340	sp. jo.	99 1			
					100	12	66	19 3
61	Kjønnåsen, Ringebu	*	280	sp. jo. u.	84 14 2			
					100	7	54	28 11
62	Brandstadelv bru	*	380	sp. jo. u.	98 1 1			
					100			

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
63	Brandstadelva	gl.fl.	290	sp. 78 jo. 20 u. 2				
					100	20	36	36 8
64	Våla, recent vifte	fluvial	190	sp. 99 jo. 1				
					100	0	62	30 8
65	→	*	*	sp. 94 jo. 3 u. 3				
					100	2	44	42 12
66	→	*	*	sp. 99 jo. 1				
					100	4	51	34 11
67	→	*	*	sp. 98 jo. 2				
					100	4	55	33 9
68	Ensby, Øyer	gl.fl.	230	sp. 91 jo. 9				
					100			
69	→	*	240	sp. 90 jo. 10				
					100			
70	→	*	255	sp. 95 jo. 5				
					100			
71	→	*	265	sp. 99 jo. 1				
					100			
72	Hols bru, Gausdal	*	200	sp. 57 kvarts 14 jo. 29	0	24	28	5 5 0 3
					100	0	42	50 8

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
73	Hols bru, Gausdal	morene	210	sp.	72	7	59	6 0
				kvarts	23	0	23	0 0
				kv.	3	0	3	0 0
				u.	2	0	2	0 0
					100	7	87	6 0
74	→	fluvial	190	sp.	57	2	15	33 7
				kvarts	5	0	3	2 0
				jo.	37	0	6	26 5
				u.	1	0	1	0 0
					100	2	25	61 12
75	Segalstad bru, Gausdal	gl.fl.	240	sp.	54	2	32	17 3
				kvarts	18	1	13	4 0
				kv.	3	0	3	0 0
				jo.	25	0	11	13 1
					100	3	59	34 4
76	Munningen av Kalstaddalen	morene	270	sp.	92	16	67	9 0
				kvarts	5	0	4	1 0
				jo.	3	0	2	1 0
					100	16	73	11 0
77	Vesleelva, 100 m NV for 75	fluvial	240	sp.	79	0	25	39 15
				kvarts	19	0	11	8 0
				jo.	2	0	1	1 0
					100	0	37	48 15
78	→ , kontrolltelling	*	*	sp.	99			
				jo.	1			
					100			
79	Ingrida bru, Gausdal	*	170	sp.	97			
				jo.	3			
					100			
80	Brubakken, NØ for Gausa	gl.fl.	165	sp.	39	0	18	17 4
				kvarts	6	0	2	3 1
				kv.	9	0	5	4 0
				jo.	46	0	10	30 6
					100	0	35	54 11
81	→ , kontrolltelling	*	*	sp.	31			
				kvarts	3			
				kv.	12			
				jo.	54			
					100			

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
81 a)	Brubakken, NØ for Gausa, 100 sparagmitter	gl.fl.	165	sp.	100	1	39	51 9
81 b)	→← , 100 jotunbergarter	»	»	jo.	100	0	28	60 12
82	Vollbakken sandtak, Fåberg	»	130	sp.	23	0	4	11 8
				kvarts	11	0	3	7 1
				kv.	23	0	6	13 4
				jo.	43	0	8	27 8
					100	0	21	58 21
82 a)	→← , 100 sparagmitter	»	»	sp.	100	0	17	68 15
82 b)	→← , 100 kvarts og kvartsitter	»	»	kv.	100	0	19	71 10
82 c)	→← , 100 jotunbergarter	»	»	jo.	100	0	17	72 11
83	Austli fjellstue, Ø. G.	morene	820	sp.	98			
				jo.	2			
					100			
84	2 km N for Svingvoll	»	540	sp.	84	10	64	10 0
				kvarts	14	2	9	3 0
				jo.	2	0	1	1 0
					100	12	74	14 0
84 a)	→← , 100 sparagmitter	»	»	sp.	100	12	78	12 0
85	Frya, lavt i snittet	gl.fl.	210	sp.	95			
				kvarts	3			
				jo.	1			
				u.	1			
					100	3	61	31 5
86	→← , høyt i snittet	»	240	sp.	89			
				kvarts	4			
				jo.	7			
					100	9	71	24 6
87	Onsum, Fåberg	morene	300	sp.	90			
				jo.	10			
					100			
88	→←	»	330	sp.	99			
				jo.	1			
					100			