

## Trekk av isbevegelsen og isavsmeltningen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter.

Av

ARNE TOLLAN

Disse undersøkelsene er gjort som kvarærgeologisk kartlegging for NGU innen og i tilknytning til landgeneralkart Jotunheimen. Feltarbeidet er utført i årene 1961 og 62.

Interessen for istidens spor i Nordre Gudbrandsdalen konsentrerte seg tidlig om dalen og de formene i løsmaterialet som finnes der. Det er et interessefelt som naturlig byr seg fram da en fra Dovre til Lesjaskogsvatnet finner ikke bare store og formrike løsmasser i dalbunnen men også «linjer» i dalsidene. De fanget oppmerksomheten i den diskusjonen som fra tid til annen har pågått om dreneringsveiene i området mellom hovedvannskille og senglasialt isskille.

Dette arbeidet tilsikter bl. a. å bringe til veie et grunnlag for å finne sammenheng mellom formene i dalen og på fjellet. *Fjellet* vil i denne sammenheng si Kjølønfjellene mellom Lesja og Vågå, fig. 1. Som et supplement er isbevegelsens retning under siste istid viet særlig oppmerksomhet.

### Isbevegelsens retning.

Tre vesensforskjellige formtyper har gitt opplysninger om isbevegelsens retning. Grovest antyder morenematerialets petrografiske sammensetning hovedretningen. Det er ikke forsøkt gjennomført en metodisk blokkanalyse, enda området skulle egne seg bra med bergarter som er lette å atskille i hovedgrupper, og bergartsgrenser omlag vinkelrett mot den fremherskende isbevegelsen som under siste istid var N- til NV-lig. En slik analyse burde også gi viktige pekepinner for avgjørelsen av de troligvis kompliserte og skiftende isstrømmene NØ for Jotunheimen.

Derneft gir skuringsstriper et visst bilde av retningene. Et problem som særlig utmerker skuringsobservasjonene er datering av ulike retninger. Denne ulempen er ikke så stor ved den tredje formtypen som gir retningsbestemmelse, nemlig drumliner og morenestriper, idet den ret-

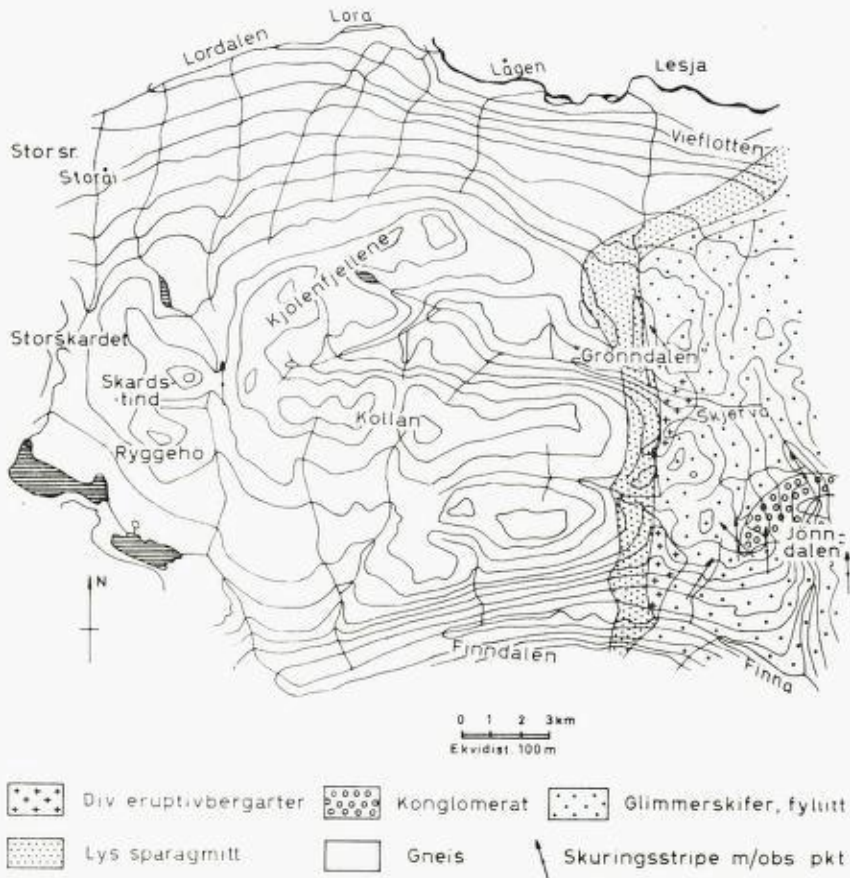


Fig. 1. Oversiktskart. Berggrunn og skuringsstriper.  
Berggrunnen vesentlig etter Strand 1951.

ningen disse viser vanligvis antas å stamme fra den siste delen av nedisningen.

En ganske kort omtale skal gjøres av løsmaterialets opprinnelse innen feltet. Det er petrografisk kvantitativt bestemt bare på 5 lokaliteter i Lesja. Hovedinntrykket er naturlig nok at lokale bergarter overveier. I gneisområdene utgjør således gneiser 70–100 % av morenematerialet. Innslaget av gabbroide bergarter, sannsynligvis fra Jotundekken, varierer mellom 2 og 10 %. Den største verdien stammer fra en dødis-"morene" av svakt glasifluvial karakter. Nærmeste skyvedekke ligger S

for Vågåvatn, ca. 30–35 km fra alle prøvelokalitetene. Også Rekstad har observert gabbroblokker i Lesja, men i små mengder (1896, s. 12).

Også i Finndalen er det markert forskjell i morenematerialets beskaffenhet på begge sider av bergartsgrensen. Det finnes morenemasser med ganske stort leirinnhold i feltets SØ-re fyllitt-hjørne, således flere steder ved elvesammenløpet Skjerva–Finna.

Skuringsobservasjonene er vist på fig. 1. Fordelingen av bergartene i området og deres innbyrdes ulike evne til å bevare skuringer gjør at de få observasjonene nesten utelukkende stammer fra SØ-hjørnet.

Skuringsobservasjonene grupperer seg i 3 hovedretninger:

- a) NNV – NV (3)
- b) N (5)
- c) NØ (1)

Aldersforholdet mellom a) og b) lar seg ikke sikkert avgjøre, da den eneste lokaliteten der de forekommer sammen er for mye forvitret. Det ser ut til at a) er minst influert av topografien og følgelig skulle være eldst av de to. Den større hyppigheten av b) antyder kanskje det samme. c) antas av forskjellige grunner å være den aller yngste bevegelsen.

Det som særlig gir støtte til en slik antakelse er et drumlinfelt ved Storsetrene inne i Lordalen, på dennes SØ-side. Feltet ligger ca. 1000–1150 m o. h. og har tilnærmet rektangulær form, ca.  $2,5 \times 6$  km, med lengste side parallell med Lordalen. Terrenget skråner 11–13 % mot NV. Drumlinene er utstrakt med samme lengderetning, NØ–SV. Den faller noenlunde sammen med dalens retning. Fig. 2 viser drumlinfeltet.

Forholdet mellom største lengde, L, og største bredde, B, er av interesse ved tolkningen av drumliner og drumlinoide former. Dette forholdet er beregnet for ialt 40 drumliner etter flyfotografier. Drumlinene varierer i bredde fra ca. 50 til ca. 225 m og i lengde fra ca. 175 til ca. 800 m. Gjennomsnittsdrumlinen er 450 m lang og 110 m bred.

Gjennomsnittlig forhold L : B er tilnærmet lik 4,1 : 1 og ekstremalverdiene 2,0 og 6,7. Charlesworth (1957), oppgir det gjennomsnittlige forhold mellom største lengde og bredde hos drumliner til 2,5 : 1.

Det ser ikke ut til å være noen lovmessighet i fordelingen av drumliner med forskjellig L : B-forhold. Det er heller ikke å vente i et så begrenset felt.

Tverrprofilen av de fleste drumlinene er avrundet, men enkelte mer skarpryggede forekommer. Den mest typiske og klassiske drumlinformen med en lang og stadig tynnere hale er ikke særlig utpreget her, men det

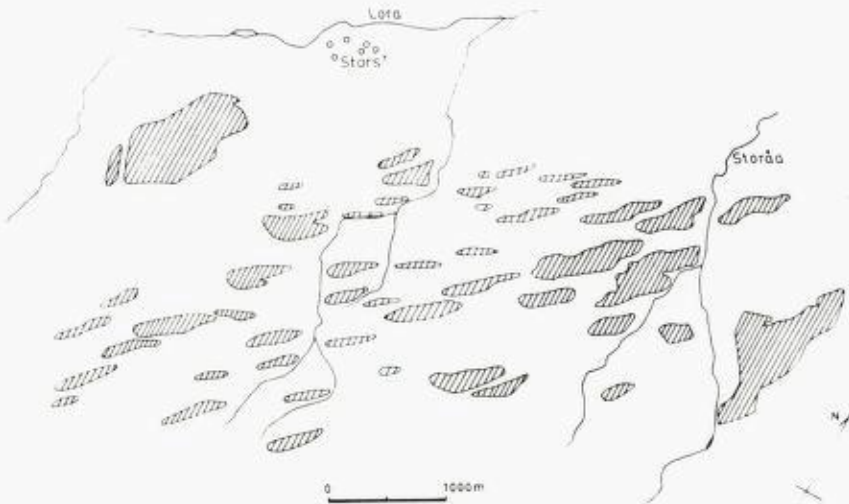


Fig. 2. Drumlinfelt i Lirdalen.

høyeste tverrsnittet ligger nærmest den butte «støt»-enden som er mot SV på alle formene. Foruten enkeltstående former forekommer doble og endog en 3-dobbelt sammenvokst drumlin. Den innbyrdes plassering er tydelig «en echelon». Mest utpreget er dette hos de komplekse formene.

I ytterkanten av feltet kan en finne større flater som tydeligvis er dannet i tilknytning til drumlinene. En slik flate i feltets SV-ende er størst og best bevart. Den er også grundigst undersøkt.

Den er ca.  $0,8 \times 1$  km stor og har form av en flat «kake» som er hvelvet svakt både på langs, NØ-SV, og på tvers. Den hever seg 15–20 m over terrenget omkring. «Kaken»s overflate er svakt bølget med forsenkninger og høyere mellompartier med samme lengderetning som dalen og drumlinene. Høydeforskjellen mellom topp og bunn kan være et par m og avstanden mellom forhøyningene over 100 m. At det virkelig dannes et stripemønster, en «fluted moraine», ser en best på flyfotografier. Like beskrivende er kanhende Fairchild's term «washboard structure». Retningen av stripene er ca. N 60° Ø. Overgangen fra «kaken» til omgivelsene er jamn og steil, men uten bratte ras-skråninger, unntatt i NØ-enden der en bekk skjærer seg gjennom.

Materialet er både i de egentlige drumlinene og i de flate «kakene» typisk morenemateriale, totalt usortert med nesten like store innhold av mo, sand og grus. Materialet virker hardt sammenpresset og er tungt å grave i. Ikke desto mindre har det gått et lite ras i en av drumlinflankene.

Når drumlinformer skal tolkes, viser det seg fra andre områder at forholdet  $L : B$  øker med økende isbevegelseshastighet. De foreliggende formene er stort sett gjennomsnittlige eller helst litt langstrakte, og de skulle følgelig vitne om en midlere hastighet. En kompliserende faktor er det grove gneismaterialet som tenderer til å gi brede og mindre perfekte former. En kan derfor kanhende slutte at hastigheten likevel ikke har vært rent liten. Som nevnt ovenfor har enkelte drumliner et ganske skarpt tverrprofil. Tilsynelatende gjelder det særlig små eksemplarer. Det må tas som en antydning om at oppbygningen av drumlinene holdt ved helt til bevegelsen i ismassene stoppet opp. Retningen av de skarpeste ryggene burde derfor gi den siste isbevegelsesretningen med stor nøyaktighet. De noe større formene som antas å være mer eller mindre fullførte ville lettere få overflaten avrundet av mindre forskyvninger i isbevegelsens retning. Noen påvislig forskjell i lengderetningen for skarp-ryggete og andre former er ikke iaktatt.

Disse forholdene viser at den siste aktive isbevegelse i Lordalen trolig foregikk mot ca. N 50° Ø. En sammenlikning med skuringsobservasjonene viser straks en avvikelse fra den vanligste N-lige retningen som antas å være dominerende under nedisningsmaksimum.

Et hittil ubeskrevet drumlinområde ligger ved Tundradalens munning mot hoveddalen ved Nordberg i Skjåk. Høyden er 1200–1270 m o. h. og feltet er utstrakt NØ–SV med isbevegelse mot NØ. Feltet består av 11 enkle og 1 dobbel drumlin. Formene er noe større enn i Lordalen, den lengste måler ca. 1050 m, men forholdet  $L : B$  er nær det samme. Et gjennomsnitt for de tydeligste gir et forhold omkring 4,5 : 1. Retningen svinger med dalmunningen fra N 30° Ø til N 60° Ø. Den fremherskende isskuringen i Skjåk er ellers stort sett NV-over, tildels SSV i vannskilletraktene mot Vestlandet. Drumlinfeltet i Tundradalen er ikke besøkt, men flyfotografier synes å vise at typen er identisk med Lordalens. Skulle derfor antakelsen av en siste isbevegelse mot NØ være riktig også i Tundradalen ser det ut til at Jotunheimens N-lige partier har vært sentrum for aktiv glasiasjon etter at ismassene lenger Ø i den egentlige Gudbrandsdalen var i stagnasjon. (Ramsli, 1947, Strøm, 1956 og Høltedahl, 1960.)

Som en konklusjon på disse undersøkelsene kan en da si følgende:

Isbevegelsen gikk i begynnelsen av siste istid trolig mot Ø. Svaberg i Finndalens N-side er modellert fra V, mens skuringsstriper i området går mot N. Under istidsmaksimum må bevegelsen ha vært N-lig og tildels NV-lig. De fleste skuringsstripene har retninger svakt V for rett N

og alle blokkundersøkelsene viste et større eller mindre innhold av gabbroide bergarter. Blant de N-lige retningene kan muligens utskilles en eldre NV-lig og en yngre N-lig. Mot slutten av nedisningen tyder flere ting på at isen beveget seg NØ-over fra Jotunheimen. Drumlinfeltene i Lordalen og Tundradalen er de sterkeste indikatorer på det, men også andre ting peker i samme retning.

### Avsmeltningsforløpet.

Kjølenfjell-området byr med en høydevariasjon mellom 600 og 1900 m o. h. rik anledning til å studere den typiske sonale inndeling i avsmeltingssporene som en finner i våre fjelltrakter. Denne inndeling karakteriseres av forskjeller både i material- og formtyper. Systematisk er den gjennomført av G. Holmsen i NGU's kvartærgeologiske kartbladbeskrivelser, og han har navngitt 4 «regioner» som kan finnes innen det aktuelle høydeintervall. Når det her er brukt tildels andre navn er det særlig fordi en forenkling har vist seg tilstrekkelig.

En inndeling i 3 er brukt i det følgende: høyfjellet, flyområdene og dalfyllingene. Mellom de to første er det beskrevet et fjerde form-miljø, nemlig overløpassene.

Materialmengden som få steder er sparsom, tiltar mot lavere høyder, og området kan fremvise svært formtypiske eksempler på de fleste avsmeltingsspor som er kjent fra andre fjelltrakter. Dreneringen må under avsmelningstiden ha hatt imponerende dimensjoner tatt i betraktning det ubetydelige lokale tilsigsfeltet idag. Grunnen er de tilskudd av smelte- og nedbørvann som må ha kommet fra store deler av de områder som nå dreneres til Otta-bassenget.

### *Høyfjellet*

Det som særpreger toppområdene er det frostsprengte materialet som over store strekninger danner blokkhav. Høydebestemmelse av det sammenhengende frostforvittringsfeltets nedre grense må nødvendigvis bli usikker. Først og fremst fordi grenseområdene gjerne er diffuse med gradvis overgang fra bregrus til frostsprengt materiale fra den underliggende berggrunn. Det blir derfor ofte en skjønnsmessig vurdering hvor en trekker grensen. Dessuten finner en hyppig tunger av urmateriale ned til lavere høyder enn frostforvitringen er vanlig der topografien byr muligheter for det. En finner også isolerte blokkfelter omgitt av morene, særlig der denne er tynn.

Mest typisk er blokkhavsforvitringen utviklet i gneisområdets toppområder, f. eks. i Kollans N-skråning ned mot Skjerva. Blokkene har dimensjoner fra hodestørrelse til 2–3 m diameter. Stripper med finere materiale som kan gi grobunn for en sparsom vegetasjon finnes, men er temmelig spredte. Disse stripene med finere fraksjoner er helst utstrakt med lengderetningen langs kotene.

Nedre grense for den sammenhengende blokkhavsforvitringen ligger stort sett omkring 1550 m o. h. på S-skråningen av Kollan. Skarpest er overgangen kan hende i feltets V-kant der blokkområdet går ned til et rennenivå med overløp over Storskardet. Høyden på grensen er her nær 1500 m o. h.

Til forskjell fra det S-lige Kollanområdet spiller morenematerialet en større rolle i N. Et jamnt, men tynt dekke av bregrus ligger i NØ-skråningen av Kjølén opp til ca. 1600 m o. h. Det er nok i blanding med forvitringmateriale, men er likevel furet av særdeles velbevarte spylereenner. N for Kjølén strekker det seg riktignok nedover 2 tunger med forvitringssur til ca. 1450 m o. h., men de er splittet av en forholdsvis tykk morene opp til 1550 m o. h. Aller høyest rekker det gjenkjennelige morenedekket over ca. 1650 m o. h. Massene er i denne høyden ikke særlig mektige, men tykkelsen er igjen ganske betydelig i feltets V-ligste del på begge sider av Storåi der den fører N-over fra Storskardet. Grensen til forvitringmateriale ligger her omkring 1450 m o. h.

I NGU's beskrivelse til de kvartærgeologiske kartbladene Røros og Østerdalen angis på forskjellige lokaliteter nedre grense for sammenhengende steinfløy så lavt som 1200 m o. h. i grunnfjellseruptiver og endog 1100 m o. h. i sparagmittformasjonen. (Holmsen, G., 1956, 1960 a). Dels gjelder dette enkelte særlig lavtliggende grenseområder, dels må en også ved en sammenlikning med det aktuelle felt ta hensyn til at de oppgitte høydene 15–1600 m o. h. er gjennomsnittsverdier for sammenhengende *grovblokket* forvitringssur. Forøvrig angir Holmsen (1960 b) nedre grense for Hindflyi der materialet er Jotuneruptiver til 1500 m o. h. Denne verdien som altså er i godt samsvar med målingene i Nordre Gudbrandsdal antyder kan hende en regional variasjon i grensens beliggenhet med avtagende høyder mot Ø (og naturligvis mot V-kysten). Mitt materiale er ellers for sparsomt til å kunne trekke vidtgående konklusjoner utenfor feltet. Sikkert er i allfall at bergartene har en avgjørende innflytelse på frostsprengningsgrensen og en større sammenlikning må ta hensyn til det.

Også i høyfjellet finnes spor etter dreneringen av smeltevannet. Slike

merker er oftest renner og grusakkumulasjoner av fluvial karakter. De ligger likevel så spredt at forsøk på detaljert rekonstruksjon av avsmeltningforløpet ikke har noen interesse. Det er all grunn til å anta at isen smeltet død ned. Den høyeste lokaliteten der en med sikkerhet kan påvise smeltevannspor er omkring 1710 m o. h.

I tilknytning til omtalen av høyfjellsområdene er det på sin plass å nevne særskilt de periglasiale fenomenene foruten frostsprengningen. Solifluksjonsformer inntar overalt innen området en fremtredende plass i morfologien. Særlig hyppige er de innen fyllitthjørnet i SØ, men også i gneismorenen er flytjordsvalker og steinstriper meget utbredt.

På flyene S for Kollan er de øverste jordlagene svært vasstrukne utover sommeren og telen går sent ut av bakken. Dette har trolig gjort sitt til å lette dannelsen av steinpolygoner som mange steder dekker flyene. Nær beslektet er en form som mest typisk er observert på N-siden av Kjølen. Det er vegetasjonsløse grusøyer. I utenlandsk litteratur er synonymt brukt «stony earth circle» og «Schuttinsel». De forekommer i det undersøkte området på moderate skråninger, 5–15 %, og har gjerne en steinholdig valk foran. Høyden der de forekommer er påfallende konstant omkring 1170 m o. h. Av noe spesiell art er en lokalitet der grusøyene finnes på drumliner. Dimensjonene er der særlig store, enkelte er over 4 m lange i lengste utstrekning. Til sammenlikning kan for Rondanetraktene oppgis 1–2 m diam. gjennomsnittlig. (Williams, 1956). En ytterligere eiendommelighet er en porøs struktur i finsand/grovmo-materiale noen cm under det øverste grove gruset. Blærer, 1–2 mm brede, gir snittet et pimpsteinaktig utseende. De faktorer som begunstiger dannelse av store grusøyer er særlig tynt snødekke (dyp inntrengning av frosten) og vindeksponering (skade på vegetasjonen). Finkornet morenemateriale er også gunstig. Liten tilgang på fuktighet kan begrense utbredelsen.

Morenematerialet i drumlinene har en normal kornfordeling og kan snauvt nok være utslagsgivende. Faktorene snødekke og vindeksponering har avgjort hatt betydning på de oppstikkende ryggene. Forøvrig antas at nedbøren i disse fjelltraktene er betydelig. Dalene i S og Ø ligger riktignok i regnskyggen og er kjent som aride, men Kjølensfjellene selv gir trolig mye av «skygge»-effekten. På en nærliggende lokalitet i drumlinfeltet viser et podsolert jordprofil med velutviklet  $A_2$ -horisont at infiltrasjonen er stor.



*Overløpass mot N*

Fra feltets S-lige halvdel fører en rekke pass mot N, i alt 10–12 av noenlunde størrelse. Høyden over havet varierer fra 12–1700 m. De fleste av passene viser spor etter en tidligere drenering. Sporene kan være renner i løsmasser og/eller fast berg, elvesenger av forskjellig bredde med vannslitt stein, renspylte områder og rygger med glasifluvialt materiale. Særlig tre av passene skiller seg ut ved sin størrelse og ved mengden av dreneringsspor. Disse passene vil bli kort omtalt her.

Det V-ligste av de store overløpene er Storskardet. Det ligger ca. 3 km V for Skardstind. Passhøyden er målt til 1478 m o. h.

SØ for skardet strekker det seg en 20–25 m bred terrasse. Høyden er rett S for skardet 1480 m o. h.. Overflaten består av blokkfri sand og grus og heller svakt ut mot dalen. Også midt i dalen viser bekkeskjæringer nokså ren sand og grus. Lenger S, ca. 500 m, ligger fluvialt eroderte blokker i dagen, men fremdeles med mye finere materiale omkring. Terrassekanten har så langt S som den er tydelig høyden 1484 m o. h., men i den S-lige delen stiger den merkbart. I innerkant er her berget blottlagt og vannslitt. Herfra og Ø-over i lia løper ensidige renner i svakt stigende høyder fra terrassenivået.

Gjennom selve passforsenkningen er nesten alle blokker skyllet bort og bare fjellet ligger i dagen. Passoverløpet er 80–100 m bredt og svære vannmasser må ha rent over mot N. Det er tydelig at de største vannmengdene må ha gått over det som i dag er hovedpasset, men et sekundært løp finnes også.

Det er en rimelig tolkning av forholdene å anta at en i området nærmest S for Storskardet har hatt en isdemt randsjø, men vel med svakt strømmende vann. Største lengdeutstrekning er ca. 1000 m. Det gir en helningsgradient langs kanten på noe under 0,4 %. Tilførselen av vann til terrassen har sikkert foregått lateralt langs Ryggehøys V-side. Muligens kan også noe smeltevann ha kommet subglasialt.

Dreneringen i passet har foregått i overløp med stadig forflytning mot V og lavere høyder etter iskantens vekksmeltning inntil det laveste passet ble fritt og randsjøen kunne demmes opp. Hvor store vannmassene egentlig var som rant over Storskardet vises ikke bare av erosjons- og spylingsformene i selve overløpet, men også av kraftige rennesystemer i Kjølensfjellenes NV-side.

Sentralt i Kjølensfjellene ligger «Grøndalen», (den har såvidt vites intet offisielt navn). Dalen er under passnivået, 1334 m o. h., fylt av sand og

grus av fluvial karakter. Langs hele lia SV for passet finnes former som viser iskontakt. Dødisgroper som innrammes av eskerrygger er f. eks. vanlige. Rundetheten av materialet tiltar mot passet som en skulle vente. Selve passområdet har renspylt berg på kantene og et residuum av fluvialt slitte blokker i forsenkningen som er todelt.

Dreneringen N-over fra «Grøndalen» har til å begynne med trolig gått langs iskanten. Isen må på denne tida ha hatt et betydelig fall N-over for at vannet skulle makte å grave en serie canyoner i fjellryggen V for dalen. Den framsmeltende V-sida av dalen var trolig for bratt til å holde ved like en lateral drenering og vannet tok sikkert veien ned til dalbunnen. Under nedsmeltningen ble dalsida snauspylt for alle løsmasser som måtte ha vært der. Dette materialet ble akkumulert i dalbunnen og særlig på den V-re delen. Da isen var smeltet ned til passhøyde kunne flater og ensidige renner planeres. I allfall en viss tid fortsatte vannet å renne ut dalen under isen. Det viser en eskerrygg på vannskillet. På et senere stadium har overløpet vært subaerilt. Alt tyder på at også den siste avflatningen S-over i dalen foregikk på denne tiden, men med nær kontakt til isrestene i dalbunnen som sikkert ikke lenger var noen effektiv barriere mot dreneringen.

Det tredje av de store overløpsområdene ligger i feltets aller Ø-ligste del. Passet fører mot N fra Skjervas knekk mot SSØ. Største høyde ligger ca. 2,5 km N for knekken og er målt til 1184 m o. h.

Fra denne største passhøyden strekker det seg i en skjev trekant mot SSØ og Skjerva et område med glasifluvialt materiale. Det er vesentlig sand i de høyere deler av trekanten, og overveiende mo, ofte i horisontale lag, i senkningene. Enkelte veiskjæringer viser grovere materiale på toppen av det finere. Over ca. 1200 m o. h. ligger et tynt og sparsomt dekke av morenegrus. Overgangen til dalbunnen med de finkornete sedimentene er ofte skarp og markeres nær den største passhøyden av en tosidig renne som bøyer ned mot dalbunnen noen m over passhøyden.

Som ved «Grøndalen» må dreneringen ha begynt lateralt med en vekk- og nedspyling av morenematerialet i lia V for passet. Størst virkning har denne avdekkingen hatt på de utstikkende tungene som begge steder ligger i passområdenes SV-re del. På den tid da isoverflaten var smeltet ned omtrent i passhøyde utarbeides den store rennen. Endel smeltevann kan godt tenkes å ha forlatt passet i løp på eller i isen. Det ville forklare at overløpsrennen er såvidt svakt eller diffust nedskåret. Men en finner ingen utvetydige eskere eller andre ryggformer en da måtte vente. Endelig kan smeltevann ha drenert under isen mot S. Dette har nok også vært

tilfelle. De store flatene med glasifluvialt materiale som finnes S-over i trekanten tyder på det. Så langt S som ved Jønndalen ligger finsedimenter av denne typen, ofte i haugformer som viser iskontakt. Dreneringen over passet har etter hvert tatt slutt og er blitt erstattet av subglasial drenering ut Skjervas dal.

### *Flyområdene*

Til denne sonen er regnet med områder mellom ca. 1000 og ca. 1500 m o. h. uavhengig av om de strengt tatt kan kalles flyer. Kriteriet har vært avsmeltningsformene. Overalt i dette høydeintervallet finnes merker etter smeltevannets transport og omlagring. Storslåtne canyoner veksler med strømterrasser, snaue bergflåg med eskerrygger.

Bare to typeområder vil bli omtalt mere i detalj her. Det ene gir eksempel på akkumulasjoner proksimalt i et dreneringssystem, det andre viser vannet som denuderende agens.

Praktisk talt langs hele Kollans S-side ligger i et påfallende skarpt avgrenset høydeintervall, 1425–1550 m o. h., akkumulert sand og grus i betydelige mengder. Avsetningene ser ut til primært å være sedimentert subglasialt, eller i allfall sublateral, i tunneller og hulrom i isen nær kanten. Skarpe iskontakter er det ikke mange av. Det skyldes en sekundær, lateral, bearbeidelse av løsmassene. Et iøynefallende trekk blant disse formene er rygger av fluvialt grus avsatt under isen som er overskårne av laterale og sublaterale dreneringsrenner. I de lavestliggende delene av slike områder er mye av materialet skyllet sammen og omleiret, gjerne i avflatete masser. Det synes rimelig at dette foregikk idet isen smeltet vekk fra området og vannet fikk mere løsmasser å arbeide med. Slike avflatninger kan ha terrasseaktig begrensning, men går oftest jamnt over i omgivelsene.

Den generelle dreneringsretning i området var i denne høyden mot V. Som nevnt er Storskardets høyde målt til ca. 1478 m o. h. Med det forhold i tankene at isen smeltet ned til omkring høyden i de største passene et stykke S og Ø for disse før den smeltet vekk fra passområdene, forekommer det sannsynlig at områdene med subglasiale avsetninger er noenlunde samtidige med frismeltingen av Storskardet og oppdemningen av den lille randsjøen der. Isen må allerede på det tidspunkt ha vært såpass oppsprukket og porøs at vannet lett kunne finne vei under den. Særlig gunstige har betingelsene vært for subglasial nedbøyning av ellers laterale renner der topografien danner innbuktninger.

Fra «Grøndalen»s pass strekker det seg et for det meste ubrutt belte med renspylt berg NV-over til traktene rett opp for sammenløpet Lora-Lågen. Her støter det sammen med et tilsvarende rent belte fra Storåi. Det er vannet som drenerte gjennom Storskardet og «Grøndalen» som her har konvergert og flytt bort under isen. Beltene er 500–1000 m brede og senker seg fra 1300/1400 m o. h. ved «Grøndal»spasset og fra ca. 1100 m o. h. nedenfor Storskardet til omkring 1000 m o. h. i sammenløpsområdet. Gradientene langs over- og underkantene ligger nær 2–2,5 %. Lengden av de to bare områdene er tilsammen 15–16 km. Dreneringen var høyst sannsynlig samtidig i de to greinene.

Betegnelse «bart» og «renspytt» berg må tas med visse reservasjoner. Enkelte steder ligger det tilbake blokkstriper av det tidligere morenedekket. I tilfeldige sprekker og forsenkninger i bergoverflaten kan også noe finmateriale være bevart.

Årsaken til en slik vidtgående vekkføring av løsmassene må være store vannmengder. Forholdene tyder på at vannet rant mer eller mindre langs iskanten. Gradientene omkring 2,5 % er i største laget til å kunne representere isoverflatens helning. Men en må ta i betraktning de spesielle lokale forhold. Store mengder vann, smeltevann fra isen og nedbørvann fra det frismeltete fjellet sto til rådighet. Særlig nedbørvannet vil kunne ha temperaturer godt over frysepunktet og en betydelig smeltning må kunne ventes i marginalsonen. Først og fremst i konfluensområdet, men også mere proksimalt i dreneringssystemene. Resultatet vil bli fallgradienter på vannet større enn isoverflatens helning også så lenge vannet løper marginalt. Derfor finner en også sjelden laterale renner med mindre enn ca. 2 % fall.

En konsekvens av en slik marginal smeltning vil være at også deler av isoverflaten vil dreneres til depresjonen. En vil vanskelig kunne avgjøre om de formene en finner stammer fra en slik drenering eller fra den iskantdirigerte. I allfall må en erkjenne muligheten av en super- eller englasial drenering ut mot marginalsonen i depresjoner.

Den dreneringen en finner spor etter på Kjølens NV-side er sett under ett preget av sublateral erosjon og akkumulasjon. Strengt laterale renner er en sjeldenhet og selv 300 m lengde på en ikke ren lateralrenne er snarere en maksimalverdi enn et gjennomsnitt. Derimot er det stor rikdom på tosidige renner med middels fallgradient. Uomtvistelige subglasiale renner er også hyppige. Trolig har de mange og lange bekkeløpene ført vann også under avsmeltningstiden.

De glasifluviale avsetningene inntar som overalt på flyområdene store

arealer. Akkumulasjonsmiljøet antas å være overveiende sublateralt og subglasialt. Under iskanten ville vannets transportevne brått avta og materialet avlastes. Den dyperegående subglasiale dreneringen viser på flyene hyppigere erosjons- enn akkumulasjonsformer. Eskere er ikke vanlige før en kommer ned i liene mot dalbunnene.

### *Dalfyllingene*

Materialet i dalbunnene omkring Kjølensfjellene er som ventelig kan være sterkt fluvialt preget. Dels er avsetningene primært glasifluviale, dels er de bearbeidet postglasialt. F. eks. gjelder dette Finndalen, der det innbyrdes forhold mellom materialtypene fremtrer klart. Morenedekket i bunnen er særlig langs dalbunnens sider overleiret av glasifluviale avsetninger i forskjellige former. Den meandrerende Finna har omleiret begge de to typene til et nokså homogent elvegrus.

Ved Loras utløp i hoveddalen ligger en vifte med terrasser som tidlig har fanget kvartærgeologenes oppmerksomhet. De er først omtalt av Rekstad (1896) og Øyen (1896) og senere av Reusch (1910) som antar at de er avsatt i en liten isdemt sjø. G. Holmsen (1918) kaller dem akkumulasjonsterrasser og betrakter dem som strandlinjer etter «Gudbrandsdalens bræsjø». Senest har Gjessing (1960) beskrevet terrassene. Han konkluderer at materialet må være akkumulert subglasialt og «modellert av elven i synkende trinn».

Her skal ikke gis en detaljert beskrivelse av terrassene, men bare nevnes et par observasjoner som kan hjelpe til å klargjøre dannelsen. I en av Loras skjæringer er blottet et snitt, fig. 3, som viser underst 3–4 m bunnmorene med en viss overvekt av mo/finsand-fraksjoner, fulgt av 5–6 m uregelmessig og ikke særlig godt skiktet glasifluvialt grovmateriale. Lagdelingen i snittet er steilt fallende mot N. De overste 2 m er horisontalt liggende, utvaskete og godt rundete blokker.

Materialet som bygger opp Loraterrassene må være kommet innefra Lordalen og tilført gjennom slukåser som danner nettverk i liene på S-siden av elva. Massene er avlastet i subglasiale ryggssystemer nede i dalbunnen. Snittet i terrassen vist på fig. 3 er instruktivt for å forstå oppbygningen. At en kan tilskrive en slik avsetningsmåte generell riktighet vises av de mange ryggene, av utvilsom subglacial opprinnelse som kommer til syne på trinene mellom terrasseflatene. Som Gjessing beskriver fra hoveddalen videre NV-over mot Lesjaskog er eskerdreneringen der et helt dominerende trekk i avsmeltningen. Terrasselistene og eskerryggene

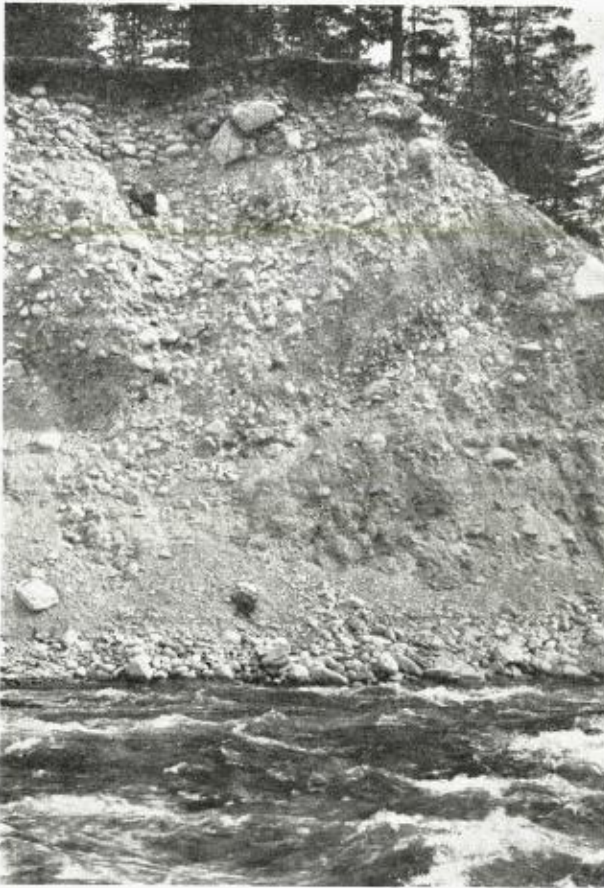


Fig. 3. Snitt i terrasse ved Lora. Skrålag med grovt glasifluvialt materiale.

ved Lordalens munning bøyer langs lia mot N og viser at vannet under akkumulasjonen fikk avløp over Lesjaskogsvannet.

Avflatningen av terrassene har trolig skjedd subaerilt av vann som strømmet ut dalen mot isresten ved munningen. Strømfurer og det utvaskete topplaget viser det. Terrassene faller sterkt mot NØ og mangler strandlinjehakk. Det har derfor ikke vært noen egentlig isdemt sjø her.

Andre terrasser i liene ned mot Lågen er undersøkt, blant dem den kjente Vieflotten lengre Ø i Lesja. Det er et umiddelbart inntrykk at liknende synspunkter kan brukes på dem som for Loraterrassene:

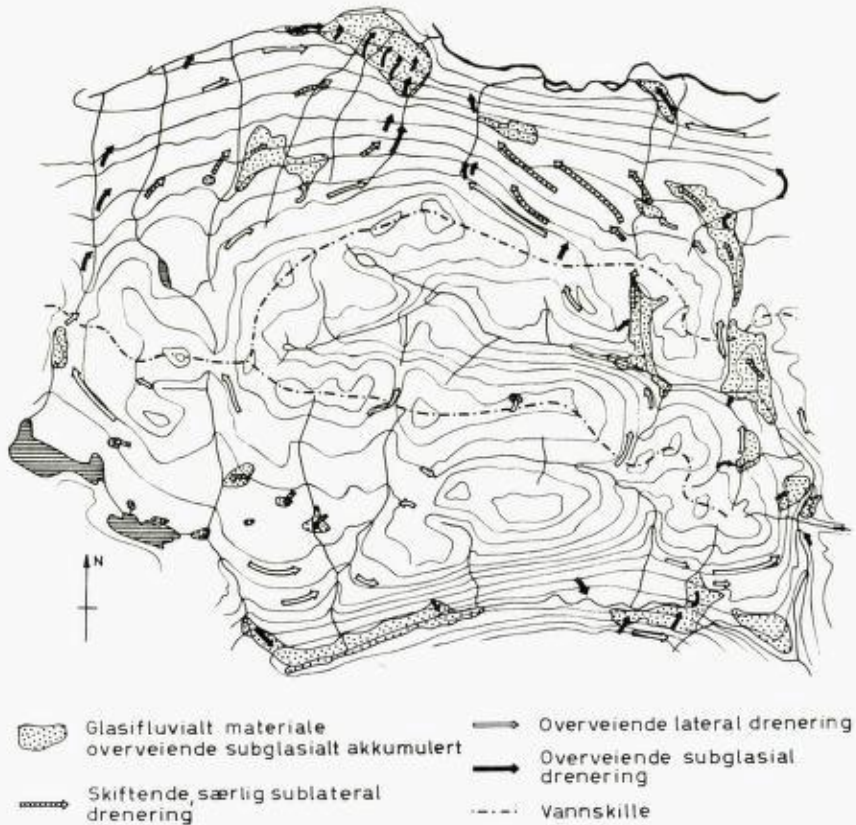


Fig. 4. Dreneringsformer og akkumulasjonsområder.

- 1) Subglasial akkumulasjon av kjernematerialet via rennesystemer som strekker seg flere hundre meter ovenfor terrassene, og i slukåser og andre ryggformer.
- 2) Subaeril avflatning av rennende vann i nærheten av iskanten, eller i en permeabel randzone.
- 3) Drenering bort fra terrassene under eller i isen, både ved akkumulasjonen og avflatningen.

### Konklusjon.

Kjølenfjellene viser et etter måten mektig morenedekke høyt til fjells. De høyeste tungene strekker seg over 1650 m o. h. Dette vitner om gunstige forhold for bevarelse av dekket under isskillet. Isens hastighet og

eroderende evne må her ha vært liten under nedisningsmaksimum. Det faktum at norske mammutfunn utelukkende stammer fra Lågenvassdraget peker i samme retning.

Var disse traktene beskyttet mot store forandringer under nedisningen, satte til gjengjeld avsmeltningstiden spor etter seg. Svære vannmasser fra S skyllet over fjellsidene etter som de smeltet fram av isen. Vannet tok med seg store mengder løsmateriale, rullet det og avsatte det nede i dalene. Denne omfattende materialtransporten til lavtliggende områder er et hovedmoment i avsmeltningsforløpet.

Nedsmeltingen av en skrå isoverflate har hatt konsekvenser for dreneringstypene. En betraktning av dreneringsformene omkring Kjølen og Kollan antyder visse generelle trekk. På fig. 4 er vist den regionale utbredelsen av formene. Da det naturlig nok er den siste dreneringen i et område som setter de sterkeste spor, kan den subglasiale dreneringen undervurderes ved betraktning av kartbildet. Erfaringen viser at områder med langvarig subglasial drenering med betydelig akkumulasjon på kort tid omdannes og preges av den sublaterale eller laterale rennedskjæringen idet randsonen passerer under nedsmeltingen. For å gi et fullstendigere bilde er på kartskissen også tatt med større områder med glasi-fluvialt avsatt materiale.

Det viser seg da at få og ubetydelige spor etter smeltevannet finnes rett S for de høyeste fjellene. Vannet har bøyd utenom og i SV- og SØ-områdene i Finndalen er lateral drenering fremtredende. At den subglasiale dreneringen likevel har tatt en god porsjon av vannmengdene viser dalfyllingene nede i Finndalen. En legger ellers merke til den sterke akkumulasjonen proksimalt i de tre største passoverløpene.

Kontrasten er merkbar når en betrakter de N-vendte fjellsidene mot Lesja. Lateral drenering der den forekommer er gjerne beskjeden, enda om flere unntak kan nevnes. Derimot er det overveiende merker etter sublateral og subglasial drenering med sterk akkumulasjon.

### Summary.

*Notes on the ice movement and deglaciation features in the mountain area in North Gudbrandsdalen valley, Central Norway.*

Glacial striae and ice-moulded forms indicate that the earliest direction of glacial flow was towards E, and that the flow at the maximum was towards N or NW. The late-glacial movement, however, seems to have



been towards NE, in particular because the long axes in recently discovered drumlins have this orientation. The corresponding centre of active glaciation was situated in the northern part of the Jotunheimen high mountain area, at a time when the remaining ice, east of the investigated area, was climatically dead.

The deglaciation period brought large amounts of melt water to the area. Magnificent clean-swept belts show the former water ways. During this stage considerable quantities of sand and gravel were carried to the valley bottoms successively. The transport history was partly complicated.

A general tendency to subglacial transport and accumulation seems to have occurred in particular during the first phase, at a given place. Later, sublateral and/or lateral transport, modifying the earlier accumulation forms, have taken place. On the mountain slopes sublateral drainage channels are common, in part cutting across earlier subglacial accumulations. Along the lower parts of the valley sides a variety of «dead ice» deposits of great thickness cover the bed rock. The last phase seems to have involved a subaerial levelling of the subglacial or submarginal deposits, resulting in sloping terrace forms. The upper part of the Gudbrandsdalen valley exhibit a most beautiful example of a landscape characterized by the melting of a dead ice. It must be remembered that the area is situated between the lateglacial ice divide and the present water divide.

The combined effect of topography and the slope of the ice surface counts for the difference in drainage pattern on either side of the Kjølensfjellene mountain ridge.

### Litteratur.

- Charlesworth, J. K.*, 1957: The Quaternary Era, I. London.  
*Fairchild, J.*, 1929: New York Drumlins. Proc. Rochester Acad. Sc., 7.  
*Gjessing, J.*, 1960: Isavsmeltingstidens drenering. Ad Novas, 3.  
*Holmsen, G.*, 1918: Gudbrandsdalens bræsjø. N.G.U., 83.  
 — 1956: Røros. N.G.U., 198.  
 — 1960 a: Østerdalen. N.G.U., 209.  
 — 1960 b: Jordartregioner i Norge. N.G.U., 213.  
*Holtedahl, O.*, 1960: Geology of Norway. N.G.U., 208.  
*Ramsli, G.*, 1947: Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. N. Geogr. T., 11.  
*Rekstad, J.*, 1896: Mærker efter istiden i det nordlige af Gudbrandsdalen. Arch. Math. Naturv., 18.  
*Reusch, H.*, 1910: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. N.G.U., 57.

- Strand, T.*, 1951: The Sel and Vågå map areas. N.G.U., 178.
- Strøm, K.*, 1956: The disappearance of the last ice sheet from central Norway. Journ. of Glac., 2.
- Williams, P. J.*, 1956: Preliminary report of investigations into certain solifluction and pattern ground features in Norway. Cambridge.
- Øyen, P. A.*, 1896: Strandlinjer i Gudbrandsdalen. Arch. Math. Naturv., 18.