

NGU



Norges geologiske
undersøkelse
Skrifter 58

Harald Sveian: Lønsdal og Graddis
Beskrivelse til kvartærgeologiske
kart 2128 III og 2128 II – M 1:50 000
(med fargetrykte kart)

Universitetsforlaget 1984

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

Lønsdal og Graddis

Beskrivelse til kvartærgeologiske kart 2128 III og 2128 II – M 1:50 000 (Med fargetrykte kart)

HARALD SVEIAN

Sveian, H. 1984: Lønsdal og Graddis. Description of the Quaternary geological maps 2128 III and 2128 II – 1:50 000. *Nor. geol. unders., Skr.* 58, 1–40.

The map-sheets Lønsdal and Graddis, 2128 III and 2128 II, cover parts of the area of a Quaternary mapping programme carried out by NGU in the Saltfjellet district of Nordland, north Norway. The superficial deposits are classified according to their genesis and described. The directions of ice movements have been reconstructed mainly on the basis of glacial striae and drumlins, and the course of deglaciation established based on ice movements, marginal moraines, meltwater drainage and the distribution of glacial deposits.

The ice movements can be divided into three main phases: 1) the oldest observed direction towards the west; 2) a younger direction towards the northwest; 3) a phase at the end of the deglaciation when all the high mountains were icefree, but glacier tongues flowing from the inland ice further east still occupied the valleys.

During the deglaciation c. 9,000 yrs. B.P. there were readvances of the inland ice, each one depositing marginal moraines, glaciofluvial and glaciolacustrine deposits. At the end of the deglaciation extensive ice-dammed lakes developed, especially in the northern parts of the area of map-sheet Lønsdal.

Till is the most common deposit; thick deposits occur mainly in the valleys, but also in a wide drumlin-area 900 – 1,200 m a.s.l. towards the Swedish border. Above c. 1,200 m a.s.l. a thin, discontinuous cover of till is commonly mixed with frost-wedged debris. In the valleys there are large glaciofluvial and glaciolacustrine deposits. Fluvial deposits consist of reworked glacial and glaciofluvial accumulations. Talus, slide and avalanche deposits and bogs are also present.

A short account is given on the planned national park at Saltfjellet.

H. Sveian, Norges geologiske undersøkelse, P.O.Box 3006, N-7001 Trondheim, Norway

INNHold

Forord	2
Generell del	2
Kvartærtiden	3
Løsmassenes dannelse	4
Det kvartærgeologiske kartet	5
Tegnforklaringen	5
Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart	8
Spesiell del	8
Berggrunn og landskap	8
Isbevegelser og isavsmelting	10
Regional oversikt	12
Isbevegelser innen kartbladene	12
Isavsmelting og smeltevannsdrenering innen kartbladene	14
Løsmasser	20
Morenemateriale	21
Breekvavsetninger (Glasifluviale avsetninger)	27
Bresjøavsetninger (Glasilakustrine avsetninger)	32
Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger)	33
Ur (Talus)	33
Skredavsetninger	33
Torv- og myrdannelser (organisk materiale)	33
Verdifulle områder for undervisning og forskning. Verneplaner	34
Kvartærgeologi	34
Verneplaner	36
Summary	37
Etterord	38
Litteratur	39
Tillegg	39
Løsmassenes anvendelse	39

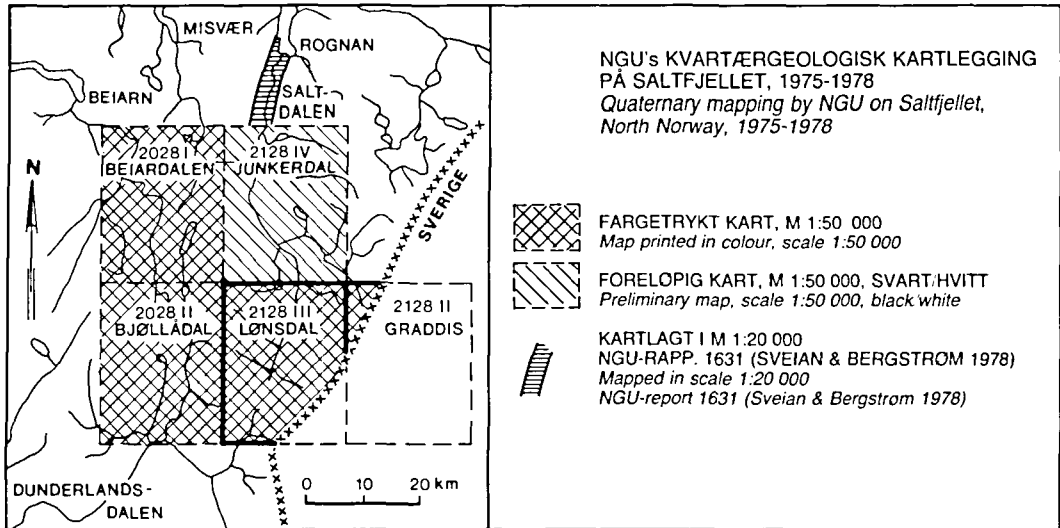


Fig. 1. Oversikt over NGUs kvartærgeologiske kartlegging på Saltfjellet 1975–1978. *Quaternary mapping by NGU on Saltfjellet 1975-1978.*

Forord

NGU utførte i 1975 og 1976 kvartærgeologisk kartlegging i M 1:50 000 i noen utvalgte områder på Saltfjellet etter oppdrag for Saltfjell-Svartisenutvalget i Bodø. Kartleggingen bygger på feltarbeid og utstrakt bruk av flyfotografier. Målsettingen var å skaffe et oversiktlig materiale til belysning av isavsmeltningshistorien og områdets verdi i forsknings- og undervisningssammenheng før det ble berørt av eventuelle vassdragsreguleringer. Det henvises til NGU-rapporter (Kjærnes et al. 1976, Gjelle & Sveian 1977 og Sveian 1977) og dessuten til NGU-publikasjon nr. 348, (Sveian et al. 1979).

Senere har NGU utgitt trykte kvartærgeologiske kart i M 1:50 000 (Fig. 1). Kartbladene Lønsdal og Graddis ble feltkartlagt, men i de aller høyeste fjellområdene er kartleggingen stort sett basert på flyfototolkning.

Denne kartbladbeskrivelsen består av tre hovedkapitler:

- *Generell del* gir en kort innføring i generell kvartærgeologi, bl.a. løsmassenes dannelsesmåter, og kartets innhold. Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart følger deretter.
- *Spesiell del* omhandler forholdene innen kartbladene Lønsdal og Graddis med rekonstruksjon og beskrivelse av den kvartærgeologiske historien, beskrivelse av løsmassene og en kort kommentar til verneverdige områder og de foreliggende verneplaner for Saltfjellet.

- *Tillegg* inneholder en generell oversikt over løsmassenes anvendelse til praktiske formål.

Generell del

Kvartærgeologi er læren om den yngste geologiske perioden – *kvartærtiden*. Løsmassene som dekker berggrunnen i Norge er hovedsakelig avsatt i siste del av denne perioden.

Løsmassene er en fundamental naturressurs på linje med vann og luft. De utgjør selve grunnlaget for plante- og dyreliv, og dermed for landbruk og bosetting. Presset på våre løsavsetninger har økt sterkt i de senere årene, spesielt i og omkring tettstedene. Disponering av arealer til byggegrunn, kommunikasjonsnett, uttak av grunnvann, søppelplasser, resipient og massetak for bygge- og anleggsvirksomhet er eksempler på forskjellig utnyttelse av løsmassene. De fleste av disse bruksmåtene fører til at arealer og masser beslaglegges for alltid eller for lang tid. Ofte vil en bruksmåte utelukke de andre, og dette kan gi grunnlag for konflikter. Ved fysisk planlegging blir naturressursene derfor viet stadig større oppmerksomhet, bl.a. gjennom vårt lovverk.

Bare en liten del av Norges areal er dekket av mektige løsmasser, og nydannelse skjer ikke i nevneverdig omfang. Riktignok foregår det langsomme prosesser som f.eks. oppbygging av elvedelta, forvitring og myrdannelse, men i hovedsak

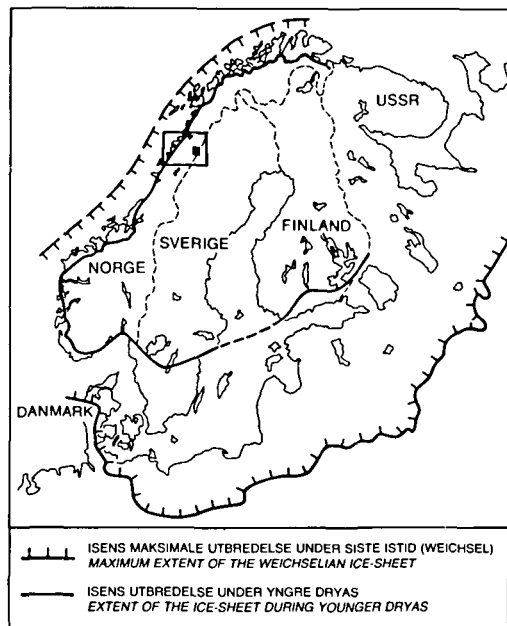


Fig. 2. Innlandsisens utbredelse under to forskjellige faser av siste istid (Weichsel-istiden).
The extent of the Scandinavian continental ice-sheet during two different stages of the last Ice Age (Weichselian).

må løsmassene betraktes som en begrenset og ikke-fornybar ressurs. Vår bruk av dem må sees i lys av dette (se Tillegg).

Kvartærgeologiske kart med beskrivelser viser løsmassens utbredelse og dannelsesmåte, delvis deres sammensetning, egenskaper og overflateformer. Dessuten gir kartene informasjon om betydning for tolkning av den geologiske utviklingshistorien. De er et nødvendig hjelpemiddel for å oppnå fornuftig arealdisponering og en best mulig forvaltning av løsmassene.

For lesere som ønsker en litt bredere innføring i kvartærgeologi, anbefales et hefte av Per Holmsen: "Grunnlag i kvartærgeologi", NGU-publikasjon nr. 347, Universitetsforlaget, 1979.

Kvartærtiden

Kvartærtiden omfatter den yngste perioden (2-3 mill. år) av Jordens historie. Denne perioden er preget av store klimasvingninger med istider og varmere mellomistider. Under istidene var landet mer eller mindre dekket av innlandsbreer som gravde ut og transporterte med seg store mengder løsmateriale. Mye av dette materialet ble fraktet ut i havet og avsatt der. De avsetningene som

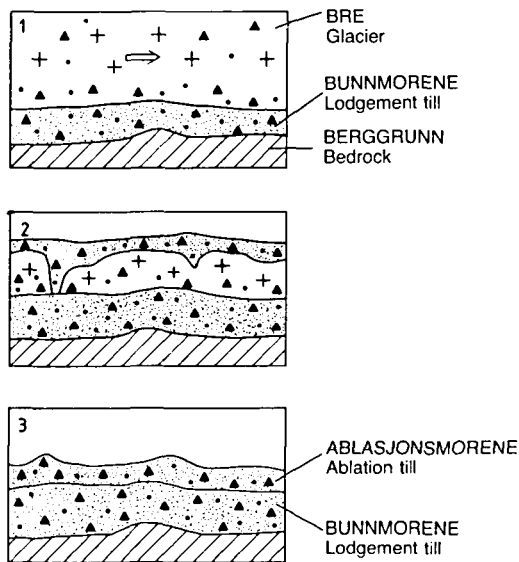
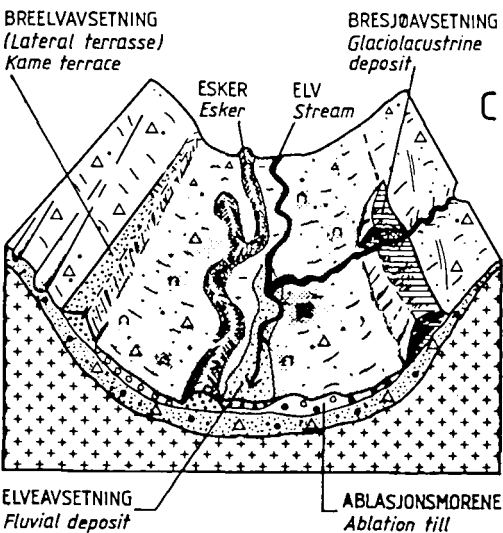
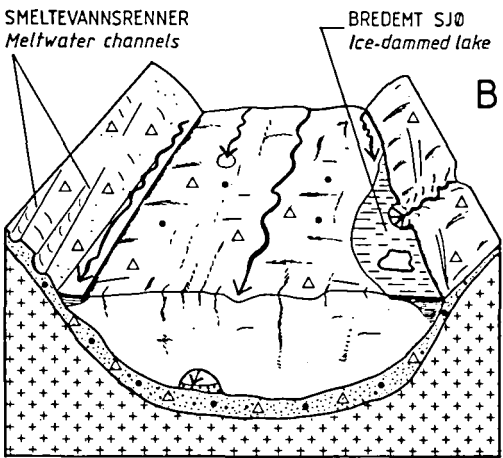
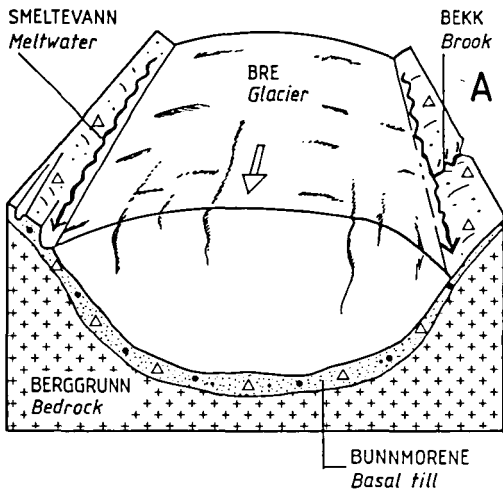


Fig. 3. Dannelse av morenemateriale. 1. Bre i bevegelse transporterer/avsetter materiale. 2. Stagnert bre smelter og avsetter materiale fra breen og breoverflaten. 3. Bunnmorene (underst) og ablasjonsmorene. Etter Reite (1983).
Genesis of till. 1. Till deposited by a moving glacier. 2. Till deposited from a stagnant glacier. 3. Lodgement till and ablation till. After Reite (1983).

finnes på land i dag, er for det meste dannet under og etter siste istid.

Siste istid (Weichsel) begynte for vel 100 000 år siden. Svingninger i klimaet førte til at isens utbredelse og mektighet varierte ganske meget, og det har trolig vært perioder da innlandsisen var delvis borte. Den største utbredelse nådde isen for ca. 18-20 000 år siden da den dekket hele Skandinavia (Fig. 2), og tykkelsen i de sentrale deler var opp til 3000 m.

Under avsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble isdekket stadig tynnere, slik at det delte seg opp i fjord- og dalbreer som smeltet hurtig tilbake på grunn av det mildere klimaet og kalvingen i de dype fjordene. Kortvarige klimaforverringene førte til at iskanten stoppet opp eller rykket litt fram igjen og dannet karakteristiske randavsetninger (brerandtrinn). Det mest markerte brerandtrinnet ble dannet i Yngre Dryas tid for ca. 10 000 - 11 000 år siden. I Norge kan det følges mer eller mindre sammenhengende fra svenskegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til riksgrensen i Øst-Finnmark (Fig. 2). Det finnes også yngre markerte brerandtrinn dannet i Preboreal tid ca. 9 000 - 10 000 år før nåtid. Den endelige avsmeltingen av de sentrale deler av isdekket skjedde



hurtig, og for ca. 8 500 år siden var størstedelen av innlandsisen forsvunnet. Senere har det generelt vært mildt klima, og de norske høyfjellene var trolig isfrie i en lengre periode før dagens breer ble dannet.

Tyngden av de store ismassene førte til at jordskorpa ble presset ned. Da isen smeltet vekk, hevet landet seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noe mindre ute ved kysten. På grunn av treghet i jordskorpa har det tatt lang tid å gjenopprette likevekten helt. Selv i dag skjer det en meget langsom stigning av landmassen. Denne landhevingen har ført til at mange områder, som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjordbunn, nå er tørt land. Det øverste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk, kalles den marine grense (MG). I kyststrøkene av midtre Nordland er MG 90–100 m og den stiger østover til ca. 130 m i indre fjordstrøk. Ingen arealer innen disse kartbladene ligger under MG.

Løsmassenes dannelse

Nåtidens løsmasser i Norge er hovedsakelig dannet under siste nedisning (*glasigene avsetninger*) og den etterfølgende isfrie perioden (*postglasiale avsetninger*). De er derfor meget unge i forhold til løsmassene i andre land hvor nedisning ikke fant sted.

De glasigene avsetningene er dominert av *morenemateriale* som ble tatt opp eller brutt løs fra berggrunnen, transportert og avsatt direkte av isbreene. Ut fra dannelsesmåten kan en grovt inndele morenematerialet i to grupper: *bunnmorène* og *ablasjonsmorène*, se Fig. 3. *Bunnmorène* inneholder materiale som ble fraktet i den undre delen av isen hvor det foregikk en kraftig oppknusing av materialet. Karakteristisk for *bunnmorène* er fast pakning, innhold av alle kornstørrelsesfraksjoner og lite eller ingen lagdeling. *Abblasjonsmorène* inneholder materiale som ble transportert inne i breene eller på breoverflaten hvor partiklene har vært utsatt for mindre ned-

Fig. 4. Skisse som viser dannelsen av noen karakteristiske avsetningstyper ved nedsmelting av en dalbre. A: Breen beveger seg som vist med pil. Drenering og erosjon i morenedekket langs kantene. B: Stagnerende is og smeltevannsdrenering både langs kantene, oppå og under breen. Avsetning av breelv- og bresjøsedimenter. C: Området helt avsmeltet.

Sketch showing the formation of some characteristic deposits during the melting of a valley glacier. A: Ice movement as indicated by arrow. Drainage and erosion of the till along the ice margins. B: Stagnant ice with lateral, subglacial and supraglacial drainage. Deposition of glacioluvial and glaciolacustrine sediments. C: The area deglaciated.

knusing. Det har vanligvis vært en del smeltevann til stede. Da isen smeltet bort, ble ablasjonsmorenen avsatt over bunnmorenen, eller direkte på fjell der hvor bunnmorenen manglet.

Isavsmeltingen førte til at store smeltevannsstrømmer gravde (eroderte) kraftig og store mengder løsmateriale ble transportert og senere avsatt som *breelvavsetninger* (Fig. 4). Vannet samlet seg i sprekker og tunneler i eller under isen, eller i løp langs iskanten. Noe av løsmaterialet ble avsatt i direkte tilknytning til disse smeltevannsløpene (esker, kame, lateralterrasser), mens en stor del ble ført med smeltevannsstrømmene helt ut til brefronten og spylt ut i innsjøer og bredemte sjøer eller i havet og fjordene. I forbindelse med berandtrinnene, da iskanten lå mer eller mindre i ro, ble det dannet særlig store avsetninger av sand, grus og stein. Der breelvene munnet ut fikk vi mange steder bygd opp delta til datidens vannivå. De groveste massene ble vanligvis avsatt i skrålag nærmest iskanten, mens de fineste silt- og leirkornene ble ført lenger ut og avsatt i horisontale lag på bunnen. De gamle breelvdeltaene finnes i dag som terrasseformer.

Breelvavsetningenes beliggenhet er ikke bare knyttet til dagens vassdrag. Ved innlandsisens gradvise nedsmelting ble vannets dreneringsveier bestemt av samspillet mellom landformene og isoverflatens beliggenhet og helning. Dette førte til dannelse av breelvavsetninger på en del steder hvor det i dag ikke er elver eller sjøer, f.eks. i dalsider, på høgfjellet m.v.

Langs kanten av breene ble det enkelte steder demmet opp bresjøer hvor til dels store mengder løsmasser ble avsatt (delta, terrasser). Det finkornige materialet som ble ført ut i bresjøene, ble avsatt som slamlag på bunnen og finnes i dag ofte som tykke silt- og finsandlag (kvabb) over andre løsavsetninger. Disse *bresjøavsetningene* har oftest tydelig lagdeling. I enkelte større bresjøer ble det dannet et grovere lag av strandvasket materiale over finsedimentene.

De postglasiiale avsetningene er dannet etter at isen smeltet vekk. Landhevingen førte til at elvene fikk senket sin erosjonsbasis og begynte å grave (erodere) og omlagre tidligere avsatte løsmasser.

Elve- og bekkeavsetninger er dannet av rennende vann, og finnes vesentlig som elvesletter, terrasser, vifter og delta. Eldre delta av sand og grus med tydelige skrålag finnes som store, frittliggende terrasseflater på tilsvarende måte som breelvdeltaene, men i lavere nivåer enn disse. Ved dagens elvemunninger bygges det også ut delta.

Der fjelloverflaten ble liggende naken etter at

isen forsvant, tok de nedbrytende kreftene straks til å virke. *Forvittringsmateriale* er løsmasser dannet på stedet ved kjemisk eller mekanisk nedbrytning. I høgfjellet er frostforvittringen særlig aktiv og enkelte områder kan være dekket av frostsprengte blokker (blokkhav).

I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosesser som jordsig (solifluksjon), ras, steinsprang og skred vært særlig aktive. *Ur* er brukt som fellesbetegnelse for avsetninger dannet ved steinsprang. *Skredavsetninger* er brukt for vifteformede avsetninger ved foten av bratte fjellsider når snøskred/jordskred er antatt viktigste faktor for dannelsen.

Torv- og myrdannelser oppstår når produksjon av organisk stoff er større enn nedbrytningen. Dette skjer der vanntilstrømningen er stor og undergrunnen er mettet opp til overflaten. Forskjellige typer av myrer dannes, avhengig av vann- og terrengforhold. Omvandlingsgraden for torven i myrene kan variere meget.

Det kvartærgeologiske kartet

Kartets nøyaktighetsgrad

Et kart i målestokk 1:50 000 er et oversiktskart der områdenes dominerende løsmasstype er vist. Under tegningen har det derfor vært nødvendig å foreta en generalisering i mange områder. Viktige detaljer kan være overdrevet på kartet. Dette gjelder vanligvis størrelsen på små avsetninger, dreneringsspor og små fjellblotninger. Andre detaljer kan være utelatt. Grenselinjene på kartet kan være utydige i mange tilfeller, men ofte er det en gradvis overgang fra en avsetningstype til en annen, og da er overgangssonen gjengitt som en tynn grenselinje på kartet.

Lokalitetsangivelse

Lokalitetsangivelse foretas ved hjelp av kartgrunnlagets UTM-koordinater (6 sifre). Veiledning om bruken av koordinatene finnes i kartrammen. Ved denne angivelsen er lokaliteten fastlagt innenfor en 2 x 2 mm rute på kartet (100 x 100 m i terrenget).

Tegnforklaringen

Løsmasser

Løsmassene er inndelt etter dannelsesmåte og -miljø. Det er således de ulike geologiske prosesene som avspeiles gjennom fargebruken på kartet. Eksempelvis har alle løsmasser som er transportert og avsatt av rennende vann gule og orange

farger, mens løsmasser som er transportert og avsatt av is gis grønne farger. Enkelte avsetningstyper, f.eks. *morenemateriale*, har i tillegg en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet brukes for moreneområder med få eller ingen fjellblotninger. Berggrunnens småformer trer ikke tydelig fram på grunn av morenemektigheten som vanligvis er fra en halv til noen få meter. Lokalt kan imidlertid mektigheten være langt større.

I mange områder vil det være svært vanskelig og tidkrevende å skille bunnmorene og ablasjonsmorene fra hverandre i felt. Når disse ikke er skilt fra hverandre med farger, vil ablasjonsmorene kunne opptre særlig i områder hvor kartet er påført symboler for hauget og blokkrik overflate.

Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen brukes for arealer hvor mektigheten er liten. Berggrunnens småformer trer tydelig fram, og som regel finnes mange små fjellblotninger. I enkelte mindre berggrunnsforskninger kan mektigheten være mer enn en halv meter.

Randmorene brukes som betegnelse på ryggformede israndavsetninger (endomorener og sideomorener) dannet ved breframstøt eller kortvarige stopp under isavsmeltingen. Størrelsen varierer fra små rygger, stedvis blokkbelter i fjellområder, til store endomorener i dalgangene og brede randmorene-"belter" i dalsidene. I tilknytning til mange av dagens breer er det også dannet unge randmorener. Kornfordelingen i randmorener kan variere meget. Avsetningene består vesentlig av morenemateriale. Stedvis opptrer breelavsetninger (sortert sand og grus) i veksling med morenemateriale, særlig i endomorene.

Breelavsetninger (Glasifluviale avsetninger) kjennetegnes ved at materialet er lagdelt og sortert etter kornstørrelse. Sand og grus er oftest de dominerende kornstørrelser. Stein- og grusfraksjonen er som regel rundet. Avsetningene kan ofte ha stor mektighet.

Ryggformet breelavsetning (Esker) er dannet av breelver i sprekker eller tunneler i stagnerende breer. Ryggene kan ha en hud av ablasjonsmorene.

Bresjoavsetninger (Glasilakustrine avsetninger) er løsmasser avsatt ved relativt rolige strømningsforhold i bredemte sjøer. De kjennetegnes ved nær horisontal lagdeling, og består oftest av finsand og silt.

Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger) er dannet etter istiden ved at rennende vann har gravd, transportert og avsatt materiale. Disse avsetningene har mange fellestrekk med breelavsetningene, men de er som regel bedre sortert, og har ofte mer rundet materiale. Elve- og bekkevifter, særlig ved foten av bratte skrånninger, kan imidlertid inneholde sortert og lite rundet materiale. Finkornige flomlag forekommer i overflaten på elvesletter. Elve- og bekkeavsetningene kan av og til inneholde små mengder organisk materiale.

Forvittringsmateriale kjennetegnes ved at fragmentene er skarpkantet, og det er vanligvis en gradvis overgang fra løsmasse til det faste fjell. Kun bergarter fra den underliggende berggrunnen finnes i materialet. Kornstørrelsen kan variere mye. I høyfjellet gir frostforvitringen vanligvis et skarpkantet blokkmateriale (blokkhav).

Ur (Talus) består vesentlig av skarpkantet stein og blokk som er løsnet i fjellet og avsatt ved steinsprang.

Skredavsetninger brukes for vifteformete avsetninger ved foten av bratte fjellsider, dannet ved jord- eller snøskred. Kornstørrelsen er ofte stein og blokk, men ytre deler av viftene kan bestå av grus og stein. Mektigheten er ofte flere meter.

Torv- og myrdannelser (organisk materiale) er brukt som fellesbetegnelse for forekomster av torv, dy og gytje med mektighet større enn ca. 0,3 m.

Bart fjell

Bart fjell er skilt ut med egen farge når feltene er av tilstrekkelig størrelse. Symbolet for liten fjellblotning brukes for mindre blotninger innen områder med ellers sammenhengende løsmassedekke.

Små og vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre løsmasser/bart fjell Disse avsetningene angis med bokstavsymboler. I områder dominert av andre løsmasser brukes symbolene for avsetninger i overflaten som har for liten mektighet eller er for små til at de kan skilles

ut med egen farge, og for avsetninger som er innblandet i den dominerende løsmassetypen. I områder dominert av bart fjell brukes symbolene for løsmasser vesentlig i små forsenkninger og sprekker.

Kornstørrelse

Kornstørrelser for sorterte avsetninger (vanntransportert materiale) er angitt på kartet og bygger hovedsakelig på feltvurderinger. Det er foretatt en visuell bedømmelse av materiale nær overflaten. Ved omtalen av sorterte avsetninger angis hovedfraksjonen i substantivform. Dersom andre fraksjoner inngår med mer enn 10%, er disse omtalt i adjektivform, f.eks. sandig grus (mest grus, sand utgjør mer enn 10%, andre fraksjoner mindre enn 10%).

For usorterte avsetninger, f.eks. morenemateriale, er kornstørrelser ikke vist på kartet, men blokkrik overflate og store enkeltblokker kan være angitt.

Mektighet og lagfølge

Opptre det flere avsetningstyper over hverandre i et område, er det øverstliggende presentert på kartet med farge dersom mektigheten er mer enn ca. 0,5 m og den arealmessige utbredelsen er tilstrekkelig. Mektighet og lagfølge er angitt med tall og bokstavsymboler for henholdsvis dyp og kornstørrelse eller avsetningstype der hvor data foreligger. Dataene er oftest basert på studier av vegskjæringer, grustak, elvenedskjæringer, etc.

Isbevegelsesretning

Skuringsstriper viser isens bevegelsesretninger. De er dannet ved at løsmateriale i isens såle har skurt og slipt fjelloverflaten i bevegelsesretningen. Isskuringsobservasjonene er tatt på mest mulig flatt- og frittliggende lokaliteter for å unngå retninger som er bestemt av helt lokale topografiske forhold.

I tillegg til skuringsstriper kan det dannes buformete riss (*parabelriss*) og bruddformer (*sigdbrudd*) i fjelloverflaten. Isen kan også utforme selve fjelloverflaten med langstrakte, ryggformete svaberg (*rundsva*). Rundsva har en slak støtside og en brattere leside.

I løsmasser kan de yngste isbevegelsene avspeiles gjennom *drumliner* og *parallele furer i moreneoverflaten (fluted surface)*. Drumlin er en langstrakt, strømlinjeformet morenerygg avsatt mens isen var i bevegelse. Noen av ryggene kan være bygd opp omkring en kjerne av fjell. Lengdeaksen viser isbevegelsesretningen på den tid dannelsen fant sted. Fluted surface er dannet av

løsmateriale i isens såle og viser siste isbevegelsesretning.

Dreneringsspor etter breelver

Breelvnedskjæring, smeltevannsløp, lateralt smeltevannsløp, og smeltevannsløp i fjell (gjel) er alle erosjonsspor etter breelver i forbindelse med isavsmeltingen. Breelvnedskjæring nyttes for større erosjonskanter i løsmasser. Laterale smeltevannsløp brukes for løp i løsmasser langs iskannten. Overløp over passområde kan være mer eller mindre tydelige løp enten i løsmasser eller i fjell.

Andre symboler

Strandvoll dannes i strandsonen ved at løsmateriale kastes opp på land og avsettes i voller under stormperioder. Materialet er ofte grovt, godt sortert og meget godt rundet.

Hauger og rygger brukes for områder karakterisert av mindre hauger og vilkårlige orienterte rygger. Disse formene er vanlige i områder med dødisavsmelting. Rygger av denne typen er korte og har uregelmessig form.

Ryggform brukes for lange, smale og markerte rygger, oftest i moreneområder. Symbolet benyttes særlig når det er vanskelig å bestemme dannelsesmåten.

Høyt blokkinnhold på overflaten brukes om særlig blokkrike felter.

Blokker på overflaten av sorterte avsetninger angir uvanlig høyt blokkinnhold på overflaten.

Stor blokk brukes for enkeltblokker (> 5 m³).

Dødisgrop er en forsenkning i løsmasser dannet ved smelting av mer eller mindre begravde isrester ("død" is).

Iskontaktskråning er en skråning i løsmateriale dannet mot en iskant.

*Karne (haugformet breelvavsetning)*¹ brukes for isolerte hauger av breelvmateriale dannet i sprekker eller hulrom i stagnerende breer.

Steinstriper, strukturmark og flytjordtunger (solifluksjonstunger) er frostfenomener i mineraljord. Steinstriper dannes i hellende terreng. Strukturmark dannes i flatt eller svakt hellende terreng og består av mer eller mindre regelmessig fem- eller sekskantede polygoner i et sammenhen-

gende mønster. Den alminneligste typen har steinmateriale anrikt langs kantene, mens midtpartiet består av finkornig materiale som ligger noe høyere enn kantene. Det finnes også omvendte polygoner hvor midtpartiet er lavest og anrikt på stein. Diameteren på polygonene er fra 1 – 10 m. Solifluksjonstunger dannes i hellende terreng som valker med tungeform. Jorden siger bare noen få mm pr. år. Høyden av tungens front er sjelden over en meter, bredden kan være flere titalls meter.

Nedskjæring av elver (eller breelver) er en bratt skråning i løsmasser dannet ved elve- eller bekkeerosjon (eller opprinnelig anlagt av breelver).

Terrassekant markerer skråning som begrenser en terrasseflate. Når skråningen skyldes breelver eller elveerosjon, er symbolet erstattet av nedskjæringssymbol.

Vifteform brukes først og fremst på elve- og bekkevifter, men er også brukt på skredvifter og flomskredvifter i en del områder. Enkelte breelveravsetninger kan også ha vifteform.

Raviner er erosjonsformer dannet ved langsom utvasking av overflatevann eller grunnvann. De har ofte form av lange, smale dalsøkk med v-formet tverrprofil. Ravinedannelse er vanligst i finkornige løsmasser, men forekommer også i grovkornige avsetninger.

Eksempler på bruk av kvartærgeologisk kart

Arealplanlegging

En forsvarlig vurdering av arealbruk i planleggingssammenheng krever blant annet inngående kjennskap til løsmassene. I en rekke lover, f.eks. bygningslov, jordlov, lov om naturvern og lov om vannforurensning, er det uttrykt at naturforholdene skal tas i betraktning når beslutninger om arealdisponering blir gjort. Kvartærgeologiske kart og beskrivelser, samt eventuelle temakart utarbeidet på basis av disse, gir fundamentale opplysninger om grunnforhold, tilgangen på spesielle ressurser som sand og grus, dyrkningsjord m.m. Kartene bør anvendes allerede i en tidlig fase av planarbeidet. Dermed vil en i større grad kunne plassere utbyggingsområder slik at en bl.a. sparer viktige ressurser og unngår dårlig byggegrunn.

Bygge- og anleggsarbeider

Ved konkrete utbyggingsprosjekter vil kartene aldri erstatte detaljerte grunnundersøkelser, men de kan brukes på planstadiet til å avgrense områder hvor detaljundersøkelser er nødvendige. De gir også informasjon om eventuelle forekomster av byggeråstoffer i området.

Malmleting

Kvartærgeologiske kart er av grunnleggende betydning for malmleting i områder dekket av løsavsetninger. Blokkleting, tungmineralanalyser og geokjemiske analyser er vanlig benyttede letemetoder i løsmassene. Tolkning av resultatene er vesentlig for å kunne spore tilbake til malmforekomstene i fast fjell. Dette krever godt kjennskap til de kvartærgeologiske forhold, f.eks. løsmassenes lagfølge, transportretning og -lengde.

Vern – fredning

I de senere år har interessen og behovet for sikring av verneverdig natur økt. Dette gjelder også løsmassene, ut fra følgende målsettinger:

- å sikre områder eller objekter som dokumentasjon for Norges kvartærhistorie for bruk i undervisning og naturvitenskapelig forskning
- å verne sjelden og egenartet natur
- å verne verdifulle friluftsområder

På grunnlag av et kvartærgeologisk kartverk kan en disponering av løsmasser til ulike praktiske formål samordnes med verneplaner slik at en totalt sett kommer fram til den beste løsning.

Annen bruk

Kartene kan anvendes i forskning og undervisning i geologi, geografi og planleggingsfag. Videre er kartene et velegnet utgangspunkt for spesialundersøkelser innen grunnvann, ingeniørgeologi og geoteknikk. De vil også utgjøre et viktig grunnlagsmateriale ved oppbyggingen av ressursoversikter og ressursregnskap.

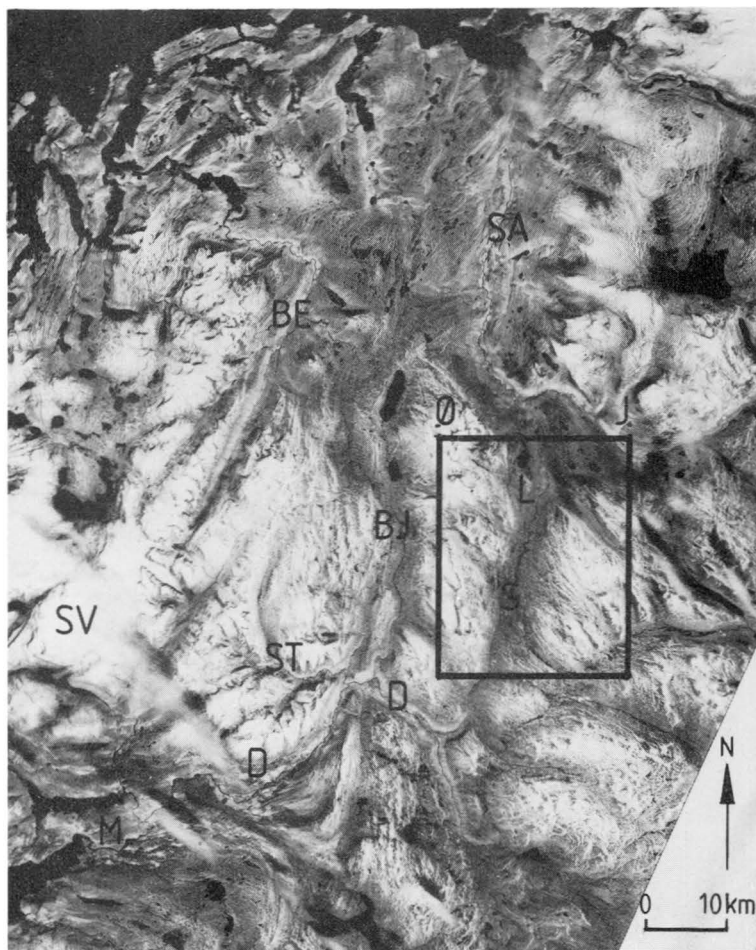
Spesiell del

Berggrunn og landskap

Kartbladene Lønsdal og Graddis omfatter sørøstre del av Saltfjellet, et stort fjellområde mellom svenskegrensa og Svartisenmassivet (Fig. 5 og 8). I øst dominerer viddene og de brede, åpne dalene med rolige landskapsformer. Lenger vest øker høydeforskjellene, og høye tinder og trange

Fig. 5. ERTS-bilde av Saltfjell-Svartisenregionen. BE=Beiardalen, BJ=Bjøllådalen, D=Dunderlandsdalen, J=Junkerdalen, L=Lønsdal, M=Mo i Rana, S=Stødi (vannskille mellom Dunderlandsdalen og Salt-dalen (SA)), ST=Stormdalen, SV=Svartisen, Ø=Ølfjell.

ERTS-photograph of the Saltfjell-Svartisen region. (For names, see the Norwegian text).



daler overtar. De store dalene Salt-dalen, Lønsdalen, Beiardalen og Bjøllådalen har lengdeutstrekning i nord-sørretning langs berggrunnens hovedstrukturer.

En berggrunnsoversikt er gitt i Fig. 6. Grunnfjellsmassivet i Lønsdalområdet (Nasafjellvinduet) dekker størsteparten av kartbladene. Det representerer de eldste bergartene, mer enn 1800 mill. år gamle, og består av lys granitt og granitisk gneis (Sigmond et al. 1984). De omliggende arealene består av yngre skyvedekker bygd opp av skifer, fyllitt, kvartsitt og kalkbergarter. Disse bergartene er senere sterkt påvirket av den kaledonske fjellkjedefoldingen for ca. 400–500 mill. år siden.

Ved Lønsdalbladets vestkant ligger flere fjelltopper i 1400–1500 m høyde. De danner en tinderekke langs vannskillet mellom Lønsdalen og Bjøllådalen. I de høyeste nord- og østvendte bot-

nene ligger det i dag små breer (Fig. 7). Dalene mellom tindene går i retning østsørst-vestnord-vest, og har pass mot Bjøllådalen i ca. 1000 m høyde.

Lønsdalen er en vid og flat dal med dalbunn 600–700 m o.h. Fra Stødi (153 837) til Sørrelva (190 975) faller den knapt 100 m over en strekning på ca. 15 km. Videre nordover blir fallet betydelig større ned mot Salt-dalen.

Ved østlige Saltfjellet går det markerte daler i sørst-nordvestretning, f.eks. Junkerdalen og Dypenådalen. Denne retningen er også meget markert på svensk side. Junkerdalen er utformet langs grensen mellom grunnfjell i sør og yngre bergarter i nord. Ved nordkanten av kartblad Graddis ligger dalbunnen 500–600 m o.h. Den mindre, men parallelle Dypenådalen er formet i grunnfjellet.

Øst for Lønselva hever videlandskapet seg

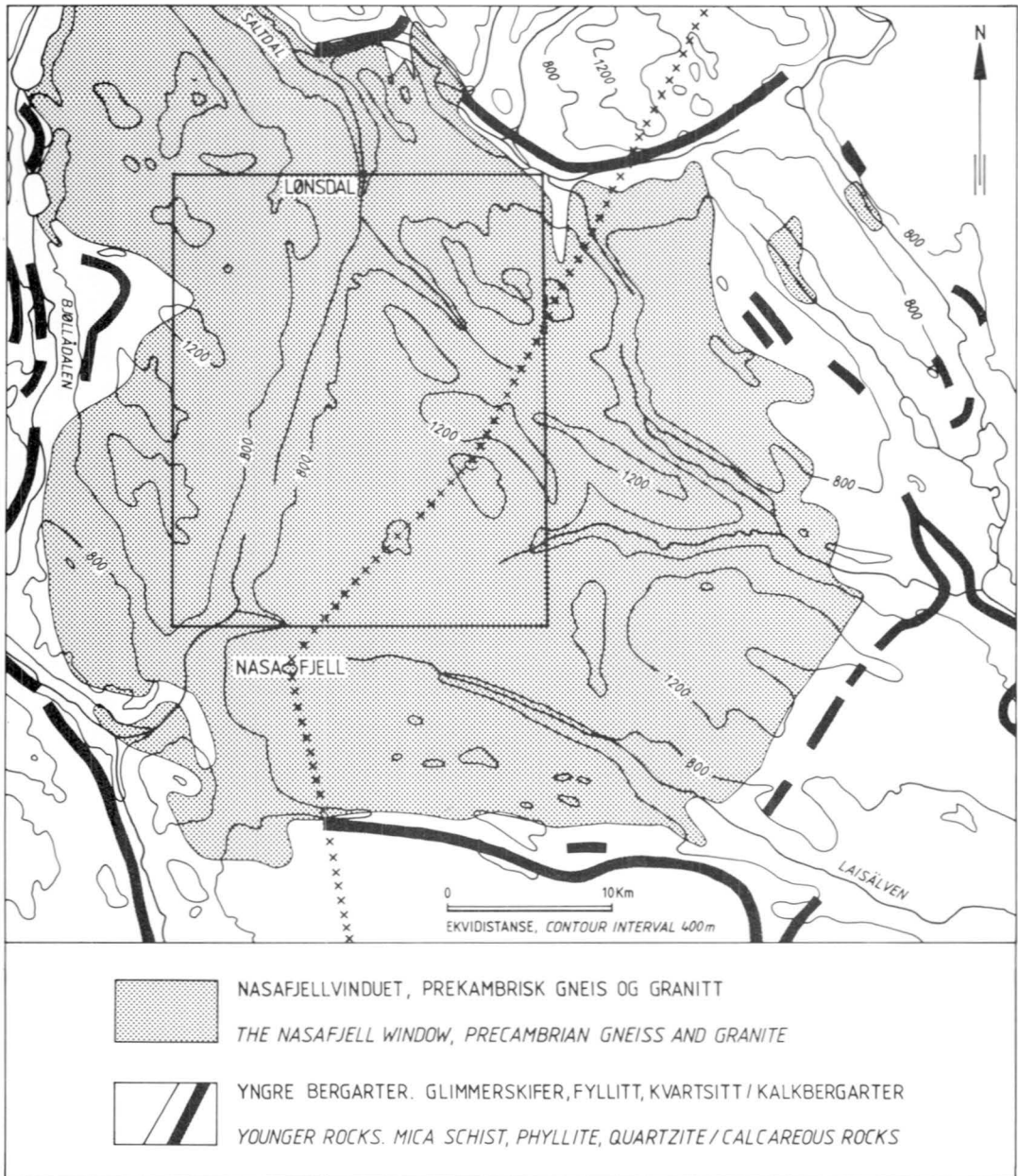


Fig. 6. Berggrunnskart, forenklet etter Sigmond et al. (1984) og Kulling (1982). Kartblad Lønsdal er innrammet. Geological map, simplified after Sigmond et al. (1984) and Kulling (1982). The map-sheet Lønsdal is framed.

opp mot ca. 1100 m o.h. Flere markerte topper er enda høyere. Straitasçåk'ka (275 865) når opp i 1571 m o.h. Viskisfjellet (265 988), 1379 m o.h. har markert lengdeutstrekning sørøst-nordvest.

Lengst sør på kartblad Lønsdal ligger den trange og dypt nedskårne Randalselva's dal. Den utgjør øverste del av Dunderlandsdalen.

I dalbunnene og nedre del av dalsidene fins det

ofte mye løsmasser. Her er detaljene i landskapet preget av formelementer fra isavsmeltingen.

Isbevegelser og isavsmelting

Hovedtrekkene er gjengitt nedenfor i den regionale oversikten. Deretter følger en detaljert beskrivelse av forholdene innen kartbladene.

Regional oversikt

Innlandsisen nådde langt ut på kontinentalsokkelen utenfor Nordland for knapt 20 000 år siden (Fig. 2). Morenerygger ute på sokkelen kan skrive seg fra denne tiden. Noen av dem kan også være eldre (Andersen 1979). Under avsmeltningsperioden lå isskillet, som var innlandsisens høyeste parti, langt øst for hovedvannskillet og hadde lengdeutstrekning parallelt med dette (Ljungner 1949, Ulfstedt 1980). Det betyr at ismassene stort sett beveget seg i vest- til nordvestlig retning over Nordland. Etter hvert som iskanten trakk seg tilbake fant det samtidig sted en nedsmelting av innlandsisens overflate slik at isen ble tynnere. Isbevegelsene ble da mer og mer styrt av det topografiske underlaget.

Sveian et al. (1979), Vallevik (1981) og Nordnes & Sund (1953), har vist at det på Saltfjellet fant sted en kontinuerlig dreining fra den eldste vestlige bevegelsen (tidlig fase i Fig. 9), til en yngre bevegelse mot nordvest. Dreiningen skjedde mest sannsynlig mens iskanten trakk seg inn mot kystområdene (Fig. 8) der den ble ligende for ca. 12 000 – 10 700 år siden under *Vassdaltrinn* og *Straumøy-/Glomfjordtrinn* (Andersen et al. 1981). Vallevik (1981) knytter den nordvestlige bevegelsen til tiden omkring *Straumøy-/Glomfjordtrinn*.

Den kontinuerlige dreiningen av isbevegelsene ble av Nordnes & Sund tolket slik at isskillet måtte ha forflyttet seg mot sør. Sveian et al. (1979) og Sveian & Vallevik (1983) delte derimot Rekstads (1912, 1913) oppfatning om at topografien, særlig det høye fjellmassivet ved Svartisen i vest, i økende grad må ha tvunget isstrømmen til å dele seg i en nordvestgående mot Salten og en sydvestgående mot Rana. De dypt nedskårne dalene Beiardalen og Saltdalen har også hatt stor betydning for dreiningen av isen. Den lokale bredannelsen i Svartisen antas å ha vært relativt liten på denne tiden (Rasmussen 1981). Påvirkningen av lokale brestrømmer herfra på avbøyningen av innlandsisens strømmer over Lønsdalen var derfor ubetydelig.

Under tilbaketrekningen etter *Straumøy-/Glomfjordtrinn* stanset iskanten bl.a. ved Skjerstad ca. 10 000 år før nåtid (Fig. 8). Dette korresponderer bra med Nordlitrinn i Rana (Andersen et al. 1982). Inne på Saltfjellet var isbevegelsene mot nordvest trolig uforandret fra *Straumøy-/Glomfjordtrinn*.

Senere trakk iskanten seg tilbake til indre fjordstrøk (Fig. 8). Da ble det også dannet markerte randtrinn: *Misværtrinn* og *Ølfjelltrinn*. Mindre markert er det yngre *Lønsdaltrinn*. På

Saltfjellet og videre nordover er disse trinnene kartlagt og tidfestet til 9500–9000 år før nåtid (Andersen et al. 1981, Bøen 1980). Lenger sør er trinnene ikke undersøkt i samme grad. Korrelasjoner til Rana er foreløpig vanskelig, men Andersen et al. (1981) mener på grunnlag av ¹⁴C-dateringer at Hemnesmorenene i Rana tilsvarer *Misværtrinn*.

De høyeste fjelltoppene på Saltfjellet begynte å stikke opp av isen allerede før *Misværtrinn* (Sveian & Vallevik 1983). Under *Ølfjelltrinn* var mange av toppene isfrie (Fig. 10A). I slutfasen lå isen bare i dalgangene som utløpere fra det mer sammenhengende isdekket lenger øst. Men også da var det bevegelse i ismassene (Sveian et al. 1979). En rekke randmorener i Saltdalen, Harodalen, Bjøllådalen og Tespdalen viser dette. Nå eksisterte det ved søndre kartkant et skille mellom nordgående isbevegelse mot Saltdalen og en vest-sørvestgående mot Dunderlandsdalen slik Rekstad (1912) antydte. I Lønsdaltraktene gikk smeltevannsdreneringen mot nordvest og nord (Fig. 11).

Bare lokalt finnes det spor etter dødisavsmelting på Saltfjellet. Tydeligst ser en dette i form av dødisgroper, eskere, iskontaktskrånninger og morenehauger i Lønsdalen (200 970–170 890), se Fig. 25. Dødisavsmeltingen har på langt nær hatt så stort omfang som det Nordnes & Sund (1953) antok.

Til slutt har det trolig vært en rask tilbaketrekning av isen inn på svensk område. Her lå det betydelige ismasser igjen i noen tid etter at de norske fjellene var smeltet fri (Ulfstedt 1977). Under slutfasen eksisterte det store bredemte sjøer mellom hovedvannskillet og den østenforliggende isen (Fig. 23). Disse sjøene drenerte vestover. I Junkerdalen og ved Graddisilva (340 025) er det tydelige spor etter slik drenering i form av gjel og avspylt fjelloverflate (Fig. 24).

Isbevegelser innen kartbladene

Rekonstruksjonen av isbevegelsene (Fig. 9) er hovedsakelig basert på isskuringsstriper. De relative aldersforhold er bestemt på lokaliteter med kryssende isskuringsstriper eller striper på støt- og lesider. For de yngste bevegelsene har også brebrandavsetninger og drumliner vært av stor betydning for rekonstruksjonen. Rekonstruksjonen bygger dessuten på en mengde observasjoner utenfor kartbladet (Sveian 1984, Sveian & Vallevik 1983). Under feltarbeidet ble det lagt relativt liten vekt på skuringsobservasjoner i høyereliggende områder.

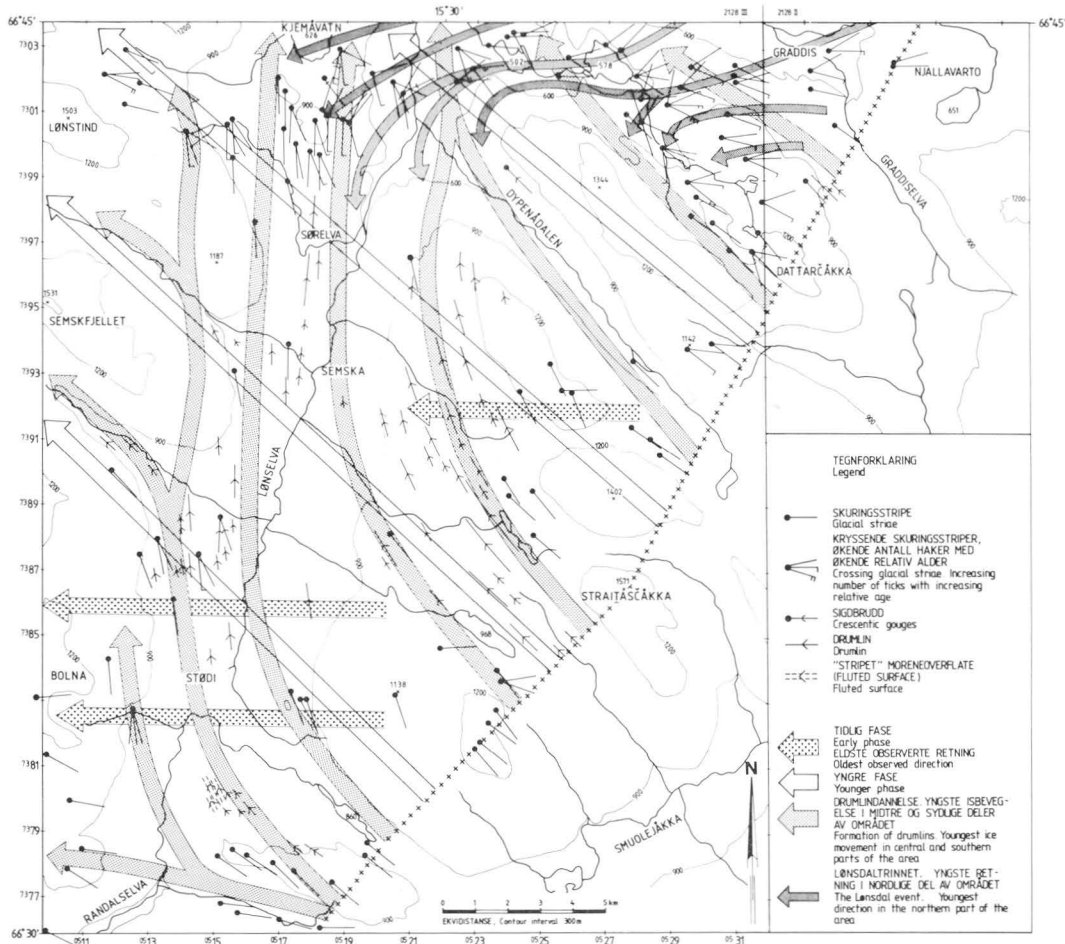


Fig. 9. Isskuringsobservasjoner og drumliner innen kartbladene. Rekonstruksjon av isbevegelsene med store piler. *Glacial striae and drumlins within the map-sheets. Reconstruction of the ice movements indicated by large arrows.*

De eldste skuringene (Fig. 9) på noen få frittliggende lokaliteter viser isbevegelse mot vest i 1200–1300 meters høyde ved vestre kartkant, og på Lingafjellet (256 925). Denne eldste bevegelsen synes praktisk talt uavhengig av topografien siden bevegelsen går på tvers av de store dalene. Den representerer mest sannsynlig en istykkelse så stor at iskanten har nådd helt ut på kontinentalsokkelen.

Etter hvert som istykkelsen avtok, ble nedre del av Beiardalen (Fig. 8) nordvest for kartbladet gradvis en av hoveddreneringsveiene for innlandsisen (Sveian & Vallevik 1983). Dette var medvirkende til den før nevnte avbøyningen mot nordvest over Lønsdalen. Den nordvestlige isbevegelsen (yngre fase i Fig. 9) svarer til Straumoy-Glomfjordtrinet og til fase B for nabokartet Beiardalen, 2028 I. Den har trolig vært opprett-

holdt helt til isen ble så tynn at bevegelsen ble avbøyd mot nord gjennom Lønsdalen på grunn av topografien.

Overgangen til yngste fase (drumlindannelse, Fig. 9) kan ha startet omkring Ølfjelltrinnet tid. Da var isbevegelsen i Lønsdalen ennå noe påvirket av nordvestgående brestømmer gjennom passpunktene mellom Bjøllådalen og Lønsdalen ved vestre kartkant (Fig. 10A). Etter Ølfjelltrinnet opphørte isbevegelsen gjennom disse fjellpassene etter hvert som breoverflata ble liggende lavere enn passene (Fig. 11A-B). Innlandsisen lå fremdeles over hele Lønsdalsområdet. Den beveget seg nordover i Lønsdalen mot Saltdalen, og vestover ved søndre kartkant mot Dunderlandsdalen. Også da var det aktivitet i breen. Ved vestre kartkant finnes flere randmorener avsatt ved små framstøt mens breoverflata generelt sett senket seg. Det

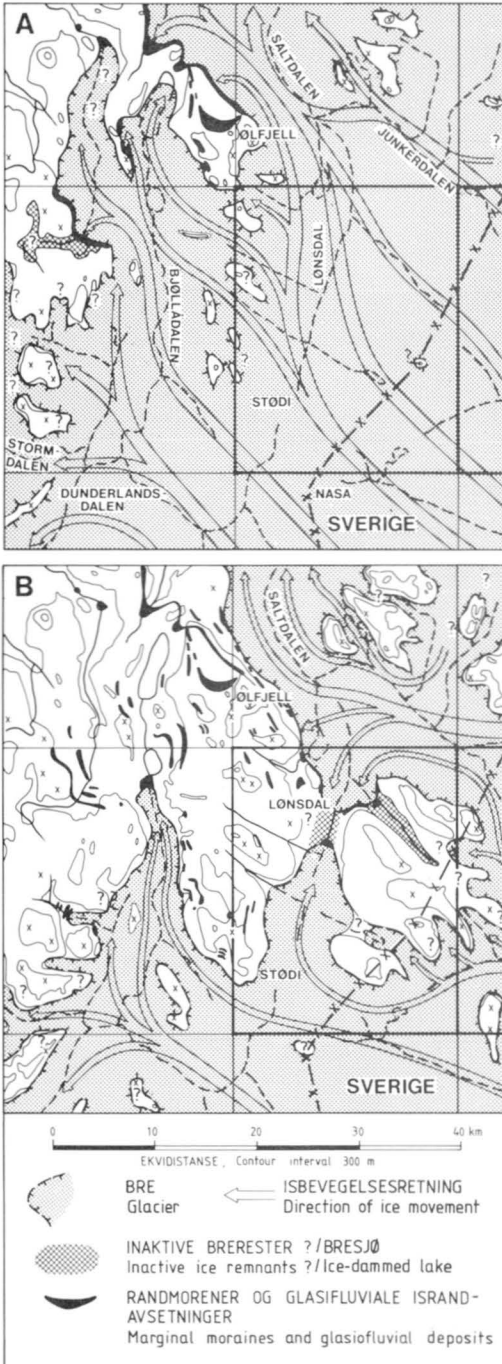


Fig. 10. Rekonstruksjon av to stadier under isavsmeltingen på Saltfjellet. A: Ølfjelltrinnet. De vestligste høyfjellene var nunatakter. B: Lønsdaltrinnet. Sikker rekonstruksjon i Lønsdal-Saltdalområdet på grunnlag av randmorener, iskuring og bresjøavsetninger. Usikker korrelasjon med brefrontene sør i Lønsdalen og i Bjøllådalen. Isbevegelser i Sverige etter Ulfstedt (1980).

Reconstruction of two stages of the deglaciation on Saltfjellet. A: The Ølfjell event. The western high mountains were nunataks. B: The Lønsdal event. Reliable reconstruction in the Lønsdal-Saltdal area on the basis of marginal moraines, glacial striae and glaciolacustrine deposits. Tentative correlation with the ice fronts south of Lønsdal and in Bjøllådalen. Ice movements in Sweden after Ulfstedt (1980).

dalen – Saltdalen (Lønsdaltrinnet). Dette førte til vest- og sørvestlige isbevegelser ved nordre kartkant inn mot Lønsdaltrinnets randavsetninger (Fig. 10B og 11C). En lang rekke skuringsobservasjoner dokumenterer denne siste isbevegelsen (Fig. 9).

Isavsmelting og smeltevanns-drenering innen kartbladene

Nedenfor gis en kronologisk beskrivelse og diskusjon av isavsmeltningsforløpet f.o.m. tiden omkring Ølfjelltrinnet (Fig. 10, 11 og 23). Det er viktig å være klar over at breoverflaten i hele området først hadde en helning mot nord og nordvest. Under Lønsdaltrinnet ble situasjonen imidlertid endret da breframstøtet fra Junkerdalen delvis blokkerte for dreneringen mot nord. Det dannet seg store bredemte sjøer i sentrale deler av Lønsdalen og i Dypenådalen. På grunn av at isskillet lå langt inne på svensk område, drenerte smeltevatn fra store arealer øst for svenskegrensen over mot Norge så lenge ismassene blokkerte for dagens dreneringsveier mot Bottenviken.

Rekonstruksjonen av Ølfjelltrinnet (Fig. 10A) bygger på data fra kartleggingsarbeidet på Saltfjellet (Fig. 1) og isbevegelsesretningene på svensk side (Ulfstedt 1980). Ølfjelltrinnet representerer et betydelig framstøt av innlandsisen. Det avspeiles først og fremst i de store israndavsetningene vest og nord for Ølfjellet (Sveian et al. 1979, Bøen 1980, Sveian & Vallevik 1983). Tolkningen av Ølfjelltrinnet sør for Ølfjellet er i samsvar med tolkningen i Sveian & Vallevik (1983) og Sveian (1984). Breoverflata lå ca. 1200 m o.h. ved Ølfjelllets østside samtidig som overflatehelningen og brebevegelsesretningen var mot nord og nordvest i Lønsdalen. Dette betyr at breoverflata sannsynligvis har nådd opp til ca. 1400 m o.h. ved Stødiområdet i sørvesthjørnet av kartblad Lønsdal. Bare de høyeste toppene mel-

store drumlinfeltet øst for Lønsdalen viser at brebevegelserne bøyde av fra nordvestlig ved riksgrensen til nordlig langs Lønselva.

Etter at sentrale deler av Lønsdalen var avsmeltet, fant det sted en reaktivering av isen i Junker-

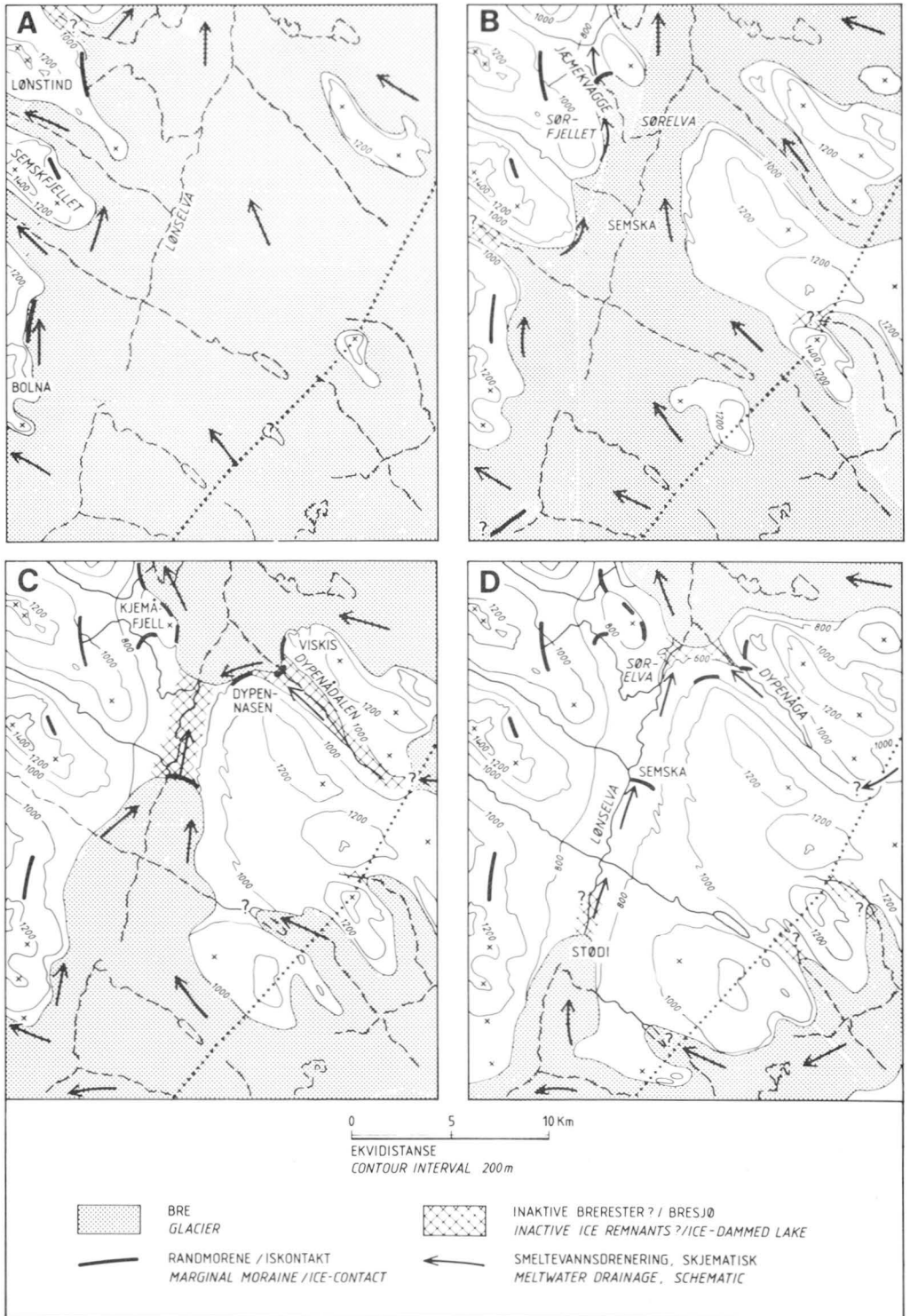


Fig. 11. Rekonstruksjon av isavsmeltingen innen kartblad Lønsdal. C tilsvarer Fig. 10B.
Reconstruction of the deglaciation within the map-sheet Lønsdal. C corresponds to Fig. 10B.

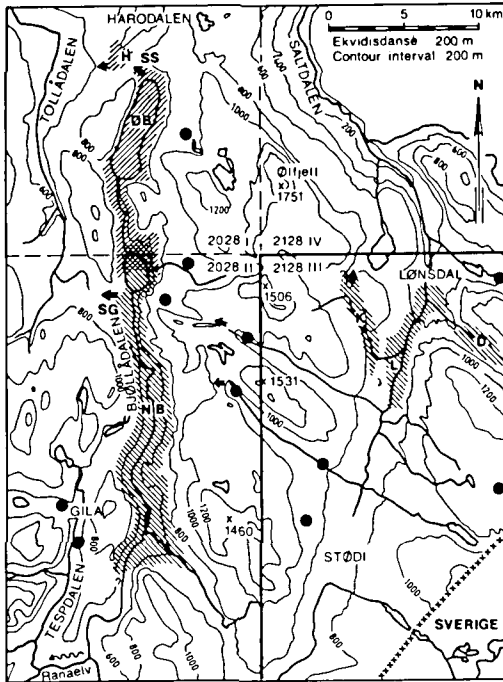


Fig. 12. Skjematisk oversikt over bresjøområdene på Saltfjellet. Rastrerte områder viser største mulige utbredelse av de store bresjøene (se for øvrig teksten). Utløp over passområder er vist med piler. Prikker viser små lokale bresjøer. H=Harodalsjoen, SS=Steinskar, OB=Øvre bresjø i Bjøllådalen, NB=Nedre bresjø i Bjøllådalen, SG=Stallogropa, K=Bresjøområdene i Kjemådalen, L=Bresjøområde i Lønsdalen og D=Bresjøområde i Dypenådalen.

Schematic map of the ice-lake areas on Saltfjellet. Shaded areas show the largest possible extent of the large lakes (see the text). Overflow channels are shown with arrows. Dots show small local lakes. H-lake Harodalsjoen, SS-Steinskar overflow channel, OB-lake Øvre bresjø at Bjøllådalen, NB-lake Nedre bresjø at Bjøllådalen, SG-Stallogropa overflow channel, K-lake area at Kjemådalen, L-lake area at Lønsdalen, D-lake area at Dypenådalen.

lom Bjøllådalen og Lønsdalen stakk opp som nunataker. Sveian et al. (1979) antydte et mere sammenhengende nunatakområde og en noe lavere breoverflate her.

Under den videre nedsmeltningen ble det dannet flere randmorener ved vestre kartkant. Fig. 11A viser situasjonen omtrent da morenene øst for Lønstind (132 005), i Semsfjellet (120 950) og nord for Bolna (110 880) ble dannet. De førstnevnte av disse har en helning på ca. 25 m/km mot nord. Brukes en tilsvarende gradient for breoverflata vil vi finne at alle de nevnte morenene er avsatt omtrent på samme tid, men de behøver ikke å være helt samtidige dannelser. Like vestenfor kartbladet gikk det smeltevannsdrenering vestover gjennom passene mot Bjøllå-

dalen (Sveian 1984). For øvrig drenerte smeltevannet mot nord.

Fig. 11B tilsvarer omtrent dannelsen av smeltevannsrennene i østsida av Sørfjellet (165 963 – 150 003) og breelv- og bresjøavsetningene i nordre del av Jæmekvaggi (160 998). Omtrent på denne tid, eller litt tidligere, ble det avsatt bresjøavsetninger nord for Straitasçåk'ka (270 876). De store breelvavsetningene vest for Dypen-nasen (210 970) kan tolkes som sublaterale akkumulasjoner fra den kraftige nordgående dreneringen som gjenspeiles i mønsteret av smeltevannsløp i morenedekket lenger sør (Fig. 13). Avsetningene er gjennomskåret av løp, og de kan være utbygd gradvis nedover lia etter hvert som isdekket ble tynnere.

Hele dalsida øst for Lønselva er preget av den nordgående dreneringen, spesielt de laveste områdene langs overgangssonen mellom morenedekket og breelvavsetningene (200 960 – 170 870). Her fins tallrike lateralrenner og nedskjæringer (Fig. 14), smale lateralterrasser, slukåser og subglasiale renner og vifter.

Sanduren i Jæmekvaggi (165 003) kan knyttes til sørligste del av lateralrennesonen i østsiden av Sørfjellet. Den er avsatt helt opp mot et lokalt passpunkt over til Kjemåvatnet. Begrensningen i sør er en tydelig iskontaktskråning. Herfra streker det seg en skarp ryggformet 5–10 m høy esker ca. 1,5 km mot sørøst. Dette har vært en betydelig tilførselskanal til sanduren. Sammen med løpene på sandurflata viser eskeren at smeltevannsdreneringen kom fra sørøst. Bresjøavsetninger ble avsatt både nordvest og sør for sanduren, trolig i suksessivt lavere nivåer etter hvert som isrestene smeltet ned (Fig. 10B og senere). Særlig i et område langs Sørelva (171 993 – 175 980) har bresjøavsetningene spesielt haugformet og uregelmessig overflate. Her må de være avsatt i kontakt med adskillige isrester (dødisavsetning). Ved sanduren er det i dag et passpunkt ca. 760 m o.h. mellom nord- og sørgående drenering (161 006). Det kan ha fungert som overløppass mot nord for bresjøen sør for sanduren. Laterale breelvavsetninger vest for Sørelva (168 982 og 172 955) er bygd opp til passpunkthøyden. Lenger sør kan nivået ikke spores. I hoveddalføret ligger store breelv- og bresjøavsetninger, særlig i Sørelva – Semska-området (190 970 – 180 930). De må være dannet på den tid isen lå slik som skissert i Fig. 11B, eller umiddelbart etterpå. I østre dalside er disse avsatt lateralt/sublateralt, (terrasser, løp, slukåser) mens det i dalbunnen fins subglasiale avsetninger, bl.a. større eskere (193 955 og 186 940). De utallige dødisformene



Fig. 13. Laterale smeltevannrenner med fall mot nord ved foten av Sørkjellet (165 970). Foto mot vest. Foto H. Sveian 1977.
Lateral meltwater channels draining towards the north at the foot of mount Sørkjellet (165 970). Photo looking west.



Fig. 14. Lønsdalen (198 937) sett mot øst. Laterale smeltevannrenner i morenemateriale i bakgrunnen. Breelevavsetninger i dalbunnen. Foto: H. Sveian 1984.
Lønsdalen (198 937). Photo looking east. Lateral meltwater channels in till in the background. Glaciofluvial deposits in the valley.

i området viser at det har foregått betydelig avsetning av breelev- og bresjømateriale i kontakt med stagnerende eller dynamisk "døde" isrester (Fig. 11B-C).

Lønsdaltrinnet (Fig. 11C) var et framstøt i nord fra den mektige dalbreen som fremdeles dekket Junkerdalen og Saltdalen. Til trinnet hører randmorenene ved Kjemåfjellet (165 025, 180 012, 183 991), den store smeltevannrennen (Fig. 17) nord for Dypen-nasen (215 978), iskontakt-terrassen i Dypenådalen (236 983) og randmorener i vestsida av Viskisfjellet (239 999). Vest for rennen i Dypen-nasen ligger en stor breelevvifte av meget grovt materiale (205 974). I Dypenådalen har det antagelig ligget en del is, enten i form av dødis eller ved at en bretunge gikk over passet ved

Dipunjvage (310 927) mot nordvest? Dalen ble demt i nord av framstøtet, men alle terrassene ser ut til å være avsatt ved materialtilførsel fra sørøst, eller til dels rett ned fra dalsidene. De ligger svært usammenhengende og i ulike nivåer som stiger mot sørøst. En sen fase av Lønsdaltrinnet kan spores ved iskontakt og terrasser vest for Dypenåga (230 985 – 211 985), randmorenen vest for Lønselva (193 000), og det avspylte området videre nordover mot Kjemåvatn (186 017).

I Fig. 10B er det antydnet at Lønsdaltrinnet tilsvarer en brefront ved Semska (185 927) for den nordgående bretungen i søndre del av Lønsdalen. Det er umulig å foreta en helt sikker korrelasjon, bl.a. fordi det mangler randmorener i sør. Avsetningen ved Semska er imidlertid en

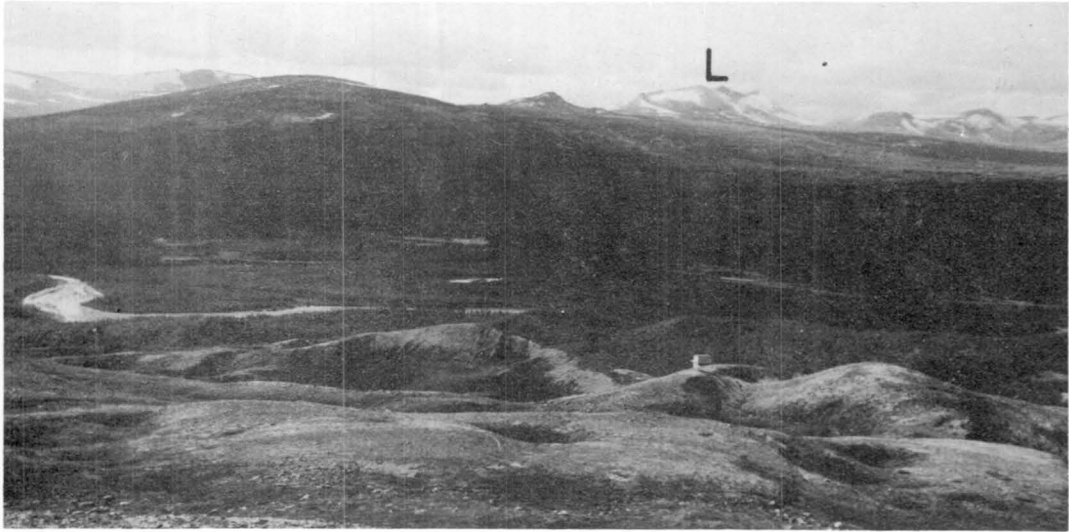


Fig. 15. Dødislandskap med groper og hauger i breelv materialet i forgrunnen (204 965). Foto mot vest. L=Lønstind, se Fig. 7. Foto H. Sveian 1976.

Glaciofluvial deposits with kettle-holes and mounds in the foreground (204 965). Photo looking west. L-Lønstind, see Fig. 7.

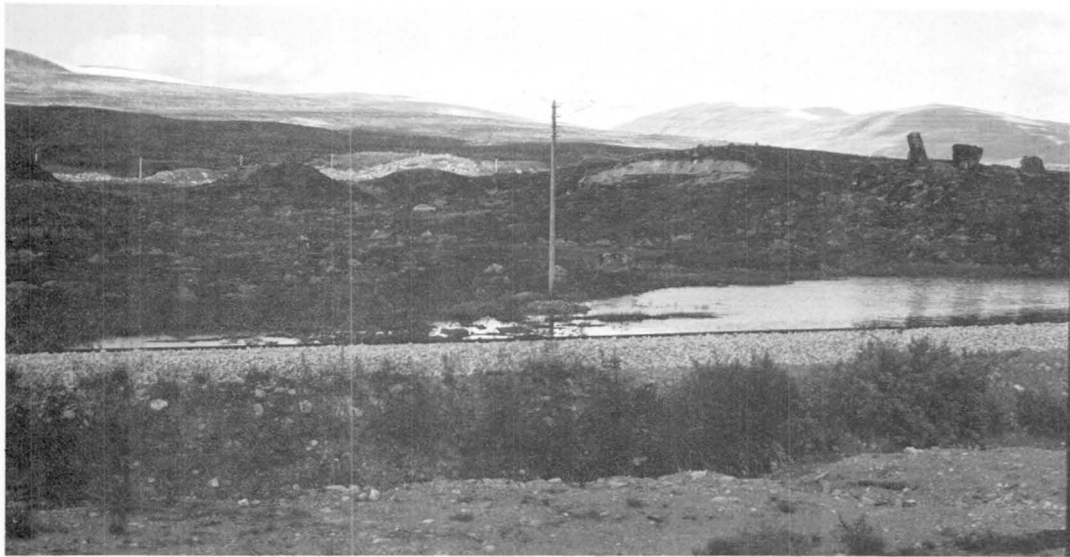


Fig. 16. Ablasjonsmorene med hauget og til dels blokkrik overflate nær vannskillet på Stødi (150 835). Til høyre store flyttblokker, et gammelt samisk offersted. Foto H. Sveian 1977.

Ablation till with a hummocky and partly boulder-rich surface near the watershed at Stødi (150 835). To the right large erratics, an old Lappish offering place.

mektig frontavsetning med vifter og løp på overflata og en markert iskontaktskråning mot sør (Fig. 20). Det er den eneste i området som er dannet ved at fronten av søndre bretunge har ligget rolig i en tid. Det antas derfor at den tilhører Lønsdaltrinet. Området i hoveddalen mellom de to bretungene ble oppdemt, og her tyder

terrengformene på at det har ligget dødisrester (eskere, dødisgroper og iskontaktskråninger). Det er ingen strandlinjer (seter) eller andre tydelige tegn på noe stabilt bresjønivå. Tvert imot tyder de ulike nivåene på Semska-avsetningen (Fig. 20) på at vannivået endret seg. Avløpet fra det oppdemte området gikk trolig nordover, men det fins ikke

Fig. 17. Foto mot nordøst fra (170 960). I forgrunnen midpartiet av den store drumlinen ved Sørrelva. I bakgrunnen sees munningen av Dypenådalen. X markerer den store smeltevannsrennen og iskontaktten ved Dypen-nasen (215 978), se Fig. 18 og 19. For lokalisering se også Fig. 25. Foto H. Sveian 1976.

Photo looking northeast from (170 960). In the foreground the central part of the large drumlin at Sørrelva. In the background the mouth of Dypenådalen. X marks the large meltwater channel and the ice-contact at Dypen-nasen (215 978), see Figs. 18 and 19. For location, see also Fig. 25.



Fig. 18. Den store smeltevannsrennen i Dypen-nasen (X-X) og iskontaktterrassen ved munningen av Dypenådalen (pil). Se også Fig. 17 og 34. O viser lokaliteten i Fig. 19. Foto H. Sveian 1977.

The large meltwater channel at Dypen-nasen (X-X) and the ice-contact terrace at the mouth of Dypenådalen (arrow). See also Figs. 17 and 34. O marks the locality of Fig. 19.

tydelige spor etter det. Sørvest for Semska passer bresjøavsetningene ved (139 898) og (127 860) med rekonstruksjonen i Fig. 11C.

Da isen trakk seg ytterligere tilbake, lå det små bresjøer foran bretunga i nord (Fig. 11D). De hadde avløp langs eller under isen nordover mot Saltdalen. Store vannmengder ble tilført fra bretunga i sør. Disse fulgte stort sett Lønselvas nåværende løp forbi Semska. Ved Sørrelva har denne vannstrømmen avsatt sand og grus med noen få meters mektighet ut over tykke siltavsetninger (188 965 – 197 985) vest for Lønselva, se Fig. 21. Videre nordover mot sammenløpet av Dypenåga og Lønselva ligger flere store terrasser i suksessivt lavere nivåer mot nord (205 988 –

210 008). Disse har også for en stor del noen få meter grovt materiale over tykke siltavsetninger (Fig. 35). De er tydelig avsatt fra sør mot den tilbakesmeltende bretunga i nord. Avslutningsvis ble det dannet terrasse med iskontaktskråniger ved en lateral drenering i vestre dalside (204 015), og eskere ble dannet ved subglasial drenering i østre dalside (218 013).

I sør ligger vannskillet mot Dunderlandsdalen like sør for Stødi stasjon (150 832). I dette området (Fig. 22) har dreneringen fra sørøst gått lateralt/sublateralt mot nord (152 832) inntil passet smeltet fram. Da bøyde dreneringen av mot sør og gikk subglasialt ut Dunderlandsdalen (148 824, 142 812). På sørsida av passet fins ikke



Fig. 19. Foto mot nordøst av smeltevannsrennen i Dypen-nasen. Iskontaktskrånningen til venstre. Foto A.R. Aa 1976.
Photo looking northeast of the meltwater channel at Dypen-nasen. The ice-contact slope is to the left.

finkornige sedimenter eller andre tydelige spor etter bredemt sjø. Det betyr at vatnet fikk avløp sørover umiddelbart, og at isen sør for passet smeltet tilbake uten å demme opp noen områder innen dette kartet.

Antagelig forsvant isrestene ved nordre og søndre kant av kartblad Lønsdal omtrent samtidig for knapt 9 000 år siden. Fremdeles lå det igjen en dalbre i Junkerdalen ved Graddis (Fig. 23A). Over passpunktet Lakojauretj. (367 958) drenererte en stor bredemt sjø (Guijaure issjøen) nordover mot Junkerdalen. Denne dreneringen kan først ha gått langs brekanten og dannet breelvterrassene og smeltevannsløpene omkring Kulokkarhaugen (330 010), men har senere utformet den

store canyonen i grunnfjellet langs Graddiselva (340 025). Østfra drenererte andre svenske områder langs Skærremjåk'ka (på svensk side: Junkarälven) mot Junkerdalen og også her er det dannet canyoner (335 035), se Fig. 23B.

I sørøsthjørnet av Lønsdalbladet drenererte Smuolevagge-issjøen først sørvestover (Fig. 23A) gjennom et passpunkt like øst for Verdejaure (270 785) (Ulfstedt 1980). Vatnet rant til Laisälvdalens issjø som drenererte vestover til Dunderlandsdalen over et passpunkt mot Stokkabekken på søndre kartkant (183 767). I en tidlig fase mens det lå noe is igjen i Laisälvdalen og over passet til Stokkabekken kan vatnet fra Verdejaure-passet ha rent lateralt til et lokalt pass i omtrent samme høyde ved Svangstjørna (200 788). Etter at isoverflata senket seg lavere enn dette passet har vatnet rent mot Stokkabekken hvor nordre dalside virker avspylt i nivå under ca. 860 m o.h. Et yngre stadium i Smuolevagge-issjøen sto i forbindelse med Guijaure-issjøen og drenererte nordover til Junkerdalen (Fig. 23B). Dreneringen fra de svenske bresjøene opphørte da vatnet brøt igjennom de siste isrestene og rant østover langs nåtidens vassdrag.

Løsmasser

I dette kapitlet gis en beskrivelse av avsetningene innen kartbladene. Løsmassenes dannelsesmåter og geologiske prosesser generelt er kort omtalt på



Fig. 20. Iskontaktterrassene ved Semska (185 928), sett mot nordvest. Foto O. Furuhaug 1977.
The ice-contact terraces at Semska (185 928), looking northwest.

Fig. 21. Snitt i en terrasse ved Sorelva (186 968) med 2–3 m breelvgrus over bresjøsilt av flere meters mektighet. Denne lagfølgen forekommer vanlig i Lønsdalterrassene. Når grusen fjernes, foregår det en rask erosjon i siltmassene. Foto H. Sveian 1976.

Section in a terrace at Sorelva (186 968) showing 2–3 m of glacioluvial gravel overlying glaciolacustrine silt. This stratigraphy is common in the Lønsdal terraces. When the gravel is removed, the silt is rapidly eroded.

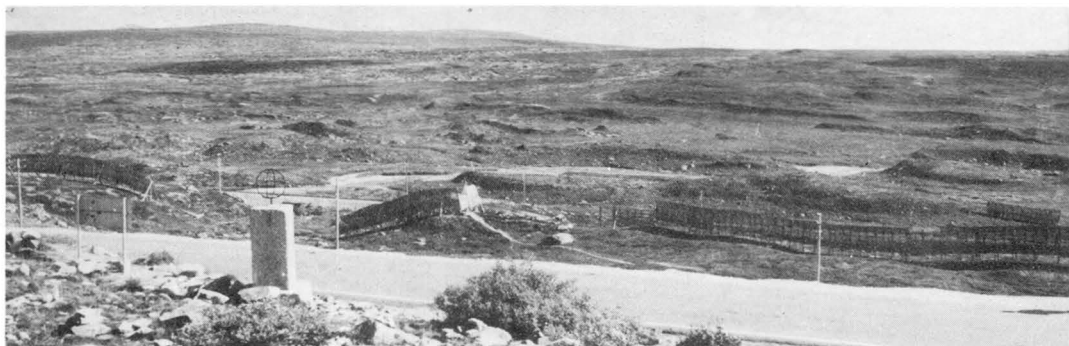


Fig. 22. Polarsirkelen, like sør for vannskillet ved Stødi. Foto mot øst fra (138 823). Smeltevannsdreneringen østfra gikk først mot nord og dannet spylefeltet i bakgrunnen til venstre (162 830), senere mot sør og dannet løpene til høyre i bildet. Foto H. Sveian 1977.
The Arctic Circle, just south of the watershed at Stødi. Photo looking east from (138 823). The meltwater from the east first drained towards the north and formed the washed surface in the background to the left (162 830), later towards the south and formed the meltwater channels to the right.

s. 5. Stoff om praktisk bruk av løsmasseressursene finnes i Tillegg (s. 39).

Morenemateriale

Morenemateriale har størst utbredelse av jordartene i området. Det er vesentlig av bunmorene type. I søndre del av Lønsdalen fins noe haugformet ablasjonsmorene.

Kartleggingsenheter. Morenedekket er inndelt i to kartleggingsenheter etter sin mektighet. I tillegg er randmorener skilt ut som en tredje enhet

fordi de har spesiell dannelse og er av betydning for tolkningen av isavsmeltningshistorien.

”Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet” er vanligvis fra en halv til noen få meter tykt. I enkelte dalsider og i store drumliner er mektigheten 15–20 m eller større. Dekket preger dalbunnen i vest og sør, mange av dalsidene og et større viddeområde i øst.

”Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen” dominerer store arealer, fortrinnsvis i høyområdene. Det er nesten bestandig en gradvis overgang i områder hvor denne kartleggingsenheten grenser til bart fjell

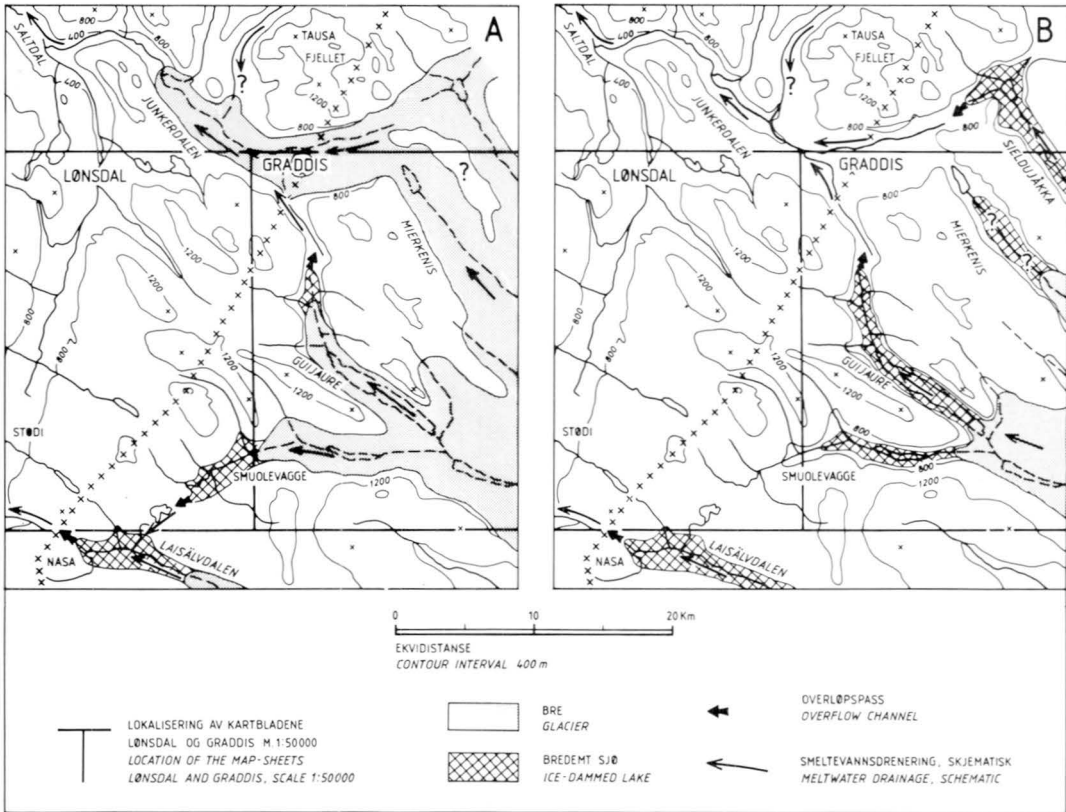


Fig. 23. Rekonstruksjon av dreneringen fra bredemte sjøer i Sverige. A: Lateral drenering langs den siste rest av bretunga i Junkerdalen. Smuolevagge drenerer via Laisälvdalen mot vest til Dunderlandsdalen. B: Junkerdalen er isfri. Smuolevagge drenerer via Guijaure og Graddiselva til Junkerdalen. Vesentlig etter Ulfstedt (1980).

Reconstruction of the drainage from ice-dammed lakes in Sweden. A: Lateral drainage along the last ice tongue in Junkerdalen. Smuolevagge drains via Laisälvdalen to Dunderlandsdalen. B: Junkerdalen is deglaciated, and Smuolevagge drains via Guijaure and the river Graddiselva to Junkerdalen. Mainly after Ulfstedt (1980).

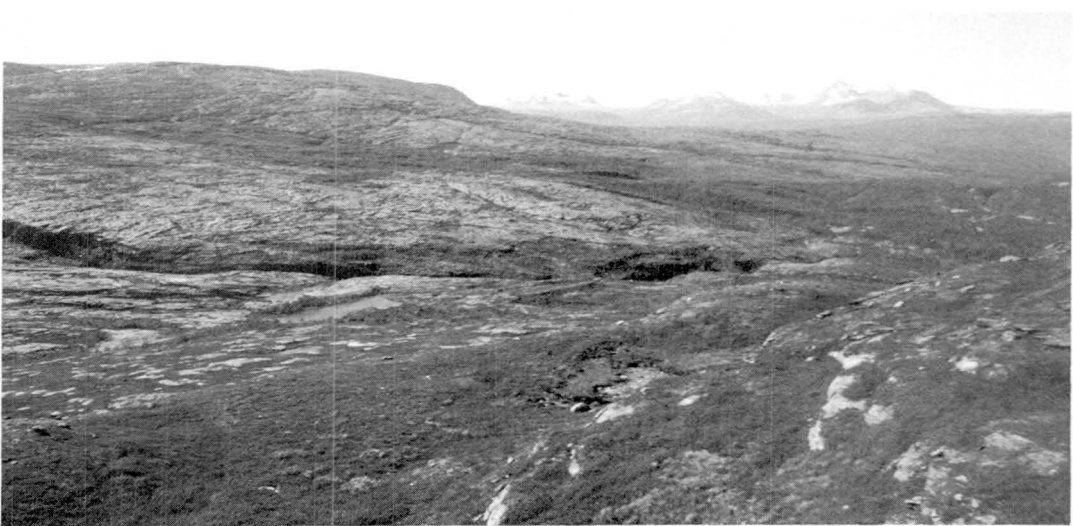


Fig. 24. Foto fra Njallavar'do (356 023) mot vest som viser Graddiselsvas gjel og avspylt fjell på begge sidene. Foto H. Sveian 1977. Photo looking west from Njallovvar'do (356 023), showing the canyon along Graddiselva and the washed rock surface on both sides.

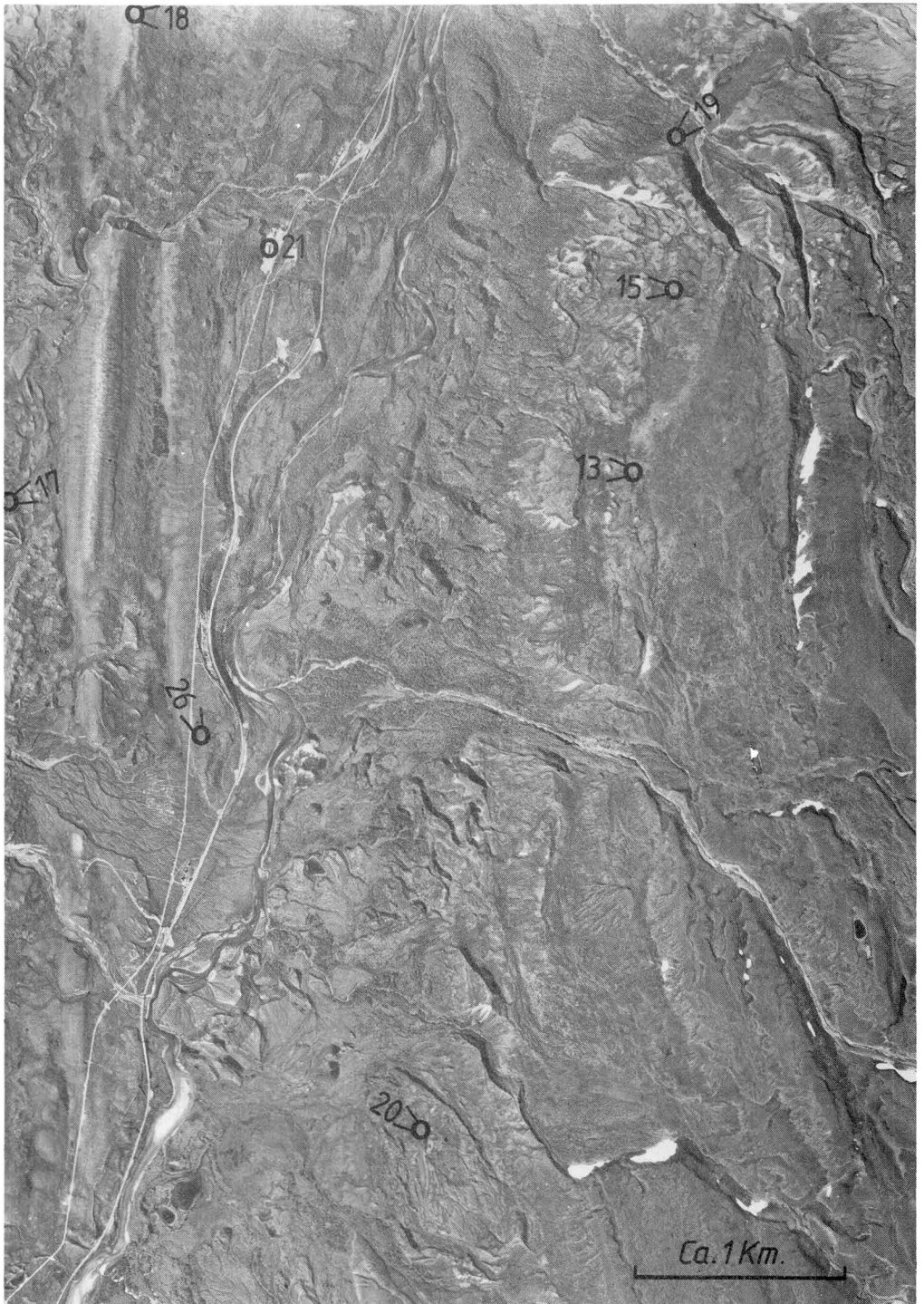


Fig. 25. Flybilde av et område med mektige løsmasser ved Semska-Sørelva. Hjørnenes UTM-kordinater er: 217 978, 215 914, 171 913, 172 979. Lokaliseringen (O) av noen andre bilder er vist med Fig.-nr. og fotoretning. Foto Fjellanger-Widerøe A/S 1968.
 Air photograph of an area with thick Quaternary deposits at Semska-Sørelva. UTM-coordinates of the corners are: 217 978, 215 914, 171 913, 172 979. The localities (O) of some other photographs are shown with their figure numbers and photo directions.



Fig. 26. Den store drumlinen ved Sørrelva (mørk), sett mot nord (178 960). Se også Fig. 25. Foto H. Sveian 1977.

The large drumlin at Sørrelva (dark), looking north (178 960). See also Fig. 25.

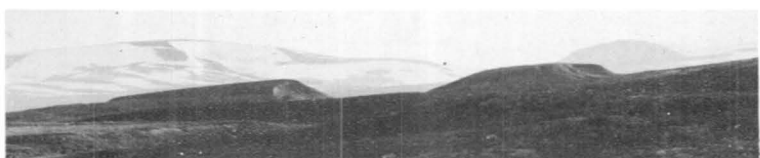


Fig. 27. En stor drumlin gjennomskåret av smeltevannsløp (156 898). Foto mot sørvest med Bolna (110 835) i bakgrunnen. Foto H. Sveian 1977.

A large drumlin cut by meltwater channels (156 898). Photo looking southwest with Bolna (110 835) in the background.

eller sammenhengende morenedekke. Innslag av tynt forvitningsdekke forekommer i form av frostforvitrete blokker i mange høyområder.

På de aller høyeste toppene er det mye frostforvitring. Disse er likevel ikke skilt ut med egen farge på kartet, men er markert med bokstaven F (100 010, 100 840, 120 933).

"Randmorene" er brukt for tydelige ryggformer hvor størrelse, form og materialsammensetning varierer noe. De største er 5–10 m høye. Foruten randmorener fra isavsmeltningstiden er også unge randmorener foran dagens breer angitt (Fig. 7).

Morenematerialets overflate. Store deler av morenedekket har en blokkrik overflate. Stedvis kan dette være en effekt av smeltevannsspyling, eller frostprosesser. Randmorenene kan også ha partier med høyt blokkinnhold. Blokker mindre enn ca. 1 m³ er ofte betydelig rundet.

Av overflateformene er nevnt randmorener som danner tydelige rygger. Drumliner er mer fremtredende landskapstrekk i dette området (Fig. 26). Øst for Lønselva ligger disse slake strømlinjeformede ryggene tett i tett. De sees tydelig på flyfoto (Fig. 25) og i terrenget. To av de største ligger i hoveddalen like vest for Lønselva ved Sørrelva (180 980 og 178 960). De har skarpere ryggform enn de fleste andre og hever seg 20–40 m opp fra omgivende terreng. De er omtalt i litteraturen som Sørrelva-ryggene. Rekstad (1913) oppfattet dem som en sammenhengende midtmorene av 5 km lengde. Nordnes og Sund (1953) fant at det er to drumliner som ligger langs samme lengdeakse. I tillegg til på østvidda og i hoveddalføret opptrer drumliner også i tverr-

dalene ved Semska (123 908) og Namnlauselva (150 942), se også Fig. 9.

Solifluksjon eller jordsig forekommer vanlig, og det dannes mer eller mindre tydelige tungeformede valker (Fig. 29).

Smeltevannsløp og nedskjæringer er meget godt utviklete former mange steder i morenedekket. Yngre erosjonsformer er nedskjæringer langs elver og bekker. Noen steder hvor det har vært særlig sterk drenering står det bare igjen rester av det som opprinnelig var et morenedekke, eks. ved Viskisbekken (230 033) og ved Stødi (160 828, 155 817). Enkelte drumliner er sterkt gjennomskåret av smeltevannsløp (156 898, 172 928, 335 990) og danner spesielle overflateformer (Fig. 27).

Omkring vannskillet på Stødi fins et dødistereng med bl.a. noen 5–10 m høye morenehauger. Disse antas å bestå vesentlig av ablasjonsmorene.

Morenematerialets sammensetning. Kornfordelingen for prøver av morenematerialet er vist i Tabell I og Fig. 31. Et stort flertall av prøvene består av sandig eller grusig morenemateriale, dvs. et silt og leirinnhold mindre enn 35%. Det generelle inntrykket fra feltobservasjonene er at morenematerialet som regel har høyt innhold av finsand. Bare to prøver (nr. 17 og 36) viser siltig morene. Noen prøver er tatt i områder hvor materialet kan ha vært utsatt for smeltevannsvasking under avsetningen.

En moreneforekomst øst for Kjemåvatnet (197 036) er detaljundersøkt av NGI med hensyn på kornfordeling og mektighet (Sande & Tvette 1976).

Randmorenenes kornfordeling varierer. Oftest



Fig. 28. Tykt morenedekke (drumlinformer) gjennomskåret av smeltevannsløp sør for Graddis (337 990). Toppfjellet (330 970) i bakgrunnen. Foto H. Sveian 1977.

Thick cover of till (drumlins) cut by meltwater channels south of Graddis (337 990). Toppfjellet (330 970) in the background.

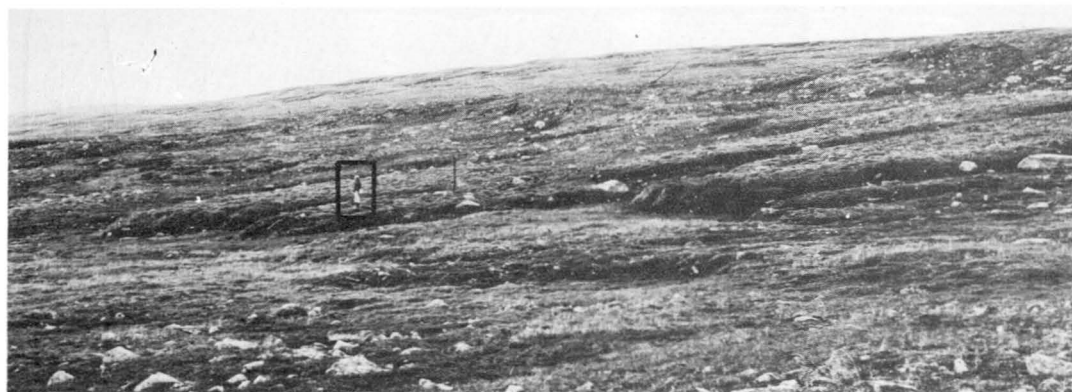


Fig. 29. Solifluksjonstunger i tykt morenedekke. Foto H. Sveian 1977.

Solifluction lobes in thick cover of till.

består ryggene av usortert materiale, men noen partier kan være dominert av sand- og fingrusfraksjonene som følge av smeltevannsaktivitet ved iskanten under dannelsesfasen. Unge randmorener fins i vest (108 850, 115 945, 110 005) og i øst ved Lingafjellet (260 930). Østrem (1964) har avbildet og omtalt en ung lokalmorene på nordsida av Bolna (078 863). Han antar at den har iskjerne fordi den er svært stor i forhold til størrelsen på breen som avsatte den. Sannsynligvis gjelder det samme for de andre unge lokalmorene i området også. Lokalglasiasjon i Nordland er bl.a. undersøkt av Karlén (1979).

Bergartsinnholdet i fingrusfraksjonen viser at

morenematerialet er helt dominert av Nasafjellvinduets gneis og granitt som utgjør mer enn 90% av de fleste prøvene. Disse bergartene har stor utbredelse også videre øst og sørøst for kartblad Lønsdal (Fig. 6). Bergartsinnholdet forteller derfor lite om morenematerialets transportlengder. Nasafjellvinduets bergarter kan ha transportlengder opp til ca. 30 km (jfr. isbevegelsene). Forholdene innen nabokartet Bjøllådal lenger vest (Sveian 1984) tyder på at det meste av morenematerialet har en betydelig transportlengde. Innslaget av skifer- og fyllittbergarter viser også at noe av morenematerialet må være langtransportert. Det er mulig at disse bergartene utgjør en noe

Tabell 1 (Table 1)

Prøvenr. Fig. 30	Journal- nr. NGU	UTM-ko- ordinater	Materialtype	Dyp (m)	Kornfordeling, vekt -%				Md (mm)
					Grus	Sand	Silt	Leir	
1	8454	140 021	Sandig morene	0,8	13	64	23	-	0,15
2	9165	148 013	Breelvvavsetning	1,0	2	96	2	-	0,31
3	9164	148 012	Breelvvavsetning	1,2	34	64	2	-	0,99
4	9187	159 017	Bresjøvavsetning	0,5	2	10	83	5	0,20
5	9173	205 011	Sandig morene	2,0	21	56	22	1	0,30
6	9188	161 001	Breelvvavsetning	3,0	40	59	1	-	1,30
7	9189	161 001	Bresjøvavsetning	5,0	-	58	42	-	0,07
8	9166	220 001	Breelvvavsetning	4,0	61	38	1	-	2,97
9	9167	220 001	Bresjøvavsetning	4,8	-	2	96	2	0,02
10	8464	200 998	Breelvvavsetning	0,7	65	34	1	-	2,74
11	8458	216 994	Bresjøvavsetning	5,0	7	90	3	-	0,46
12	9163	289 998	Breelvvavsetning	0,5	1	76	23	-	0,12
13	9181	183 983	Bresjøvavsetning	1,0	-	22	78	-	0,04
14	8434	185 981	Bresjøvavsetning	0,6	-	49	50	1	0,06
15	9174	197 989	Bresjøvavsetning	0,6	-	2	96	2	0,02
16	8459	204 989	Breelvvavsetning	3,0	3	66	31	-	0,13
17	9168	205 985	Siltig morene	0,5	20	43	35	2	0,18
18	9169	215 986	Breelvvavsetning	0,5	24	72	4	-	0,99
19	8457	223 985	Breelvvavsetning	0,5	25	67	8	-	0,66
20	8435	175 978	Bresjøvavsetning	1,0	-	10	90	-	0,04
21	8449	190 972	Bresjøvavsetning	5,0	-	1	95	4	0,02
22	8450	190 972	Bresjøvavsetning	5,2	-	60	40	-	0,06
23	9180	197 972	Bresjøvavsetning	8,0	-	28	72	-	0,03
24	9176	198 973	Bresjøvavsetning	1,5	-	26	74	-	0,04
25	8455	206 977	Grusig morene	1,5	36	56	8	-	1,05
26	8456	228 978	Grusig morene	2,0	54	40	6	-	2,00
27	9186	179 969	Sandig morene	3,5	25	52	23	-	0,20
28	8452	187 968	Bresjøvavsetning	5,0	-	1	98	1	0,02
29	8453	187 968	Bresjøvavsetning	5,1	-	14	86	1	0,03
30	8451	187 962	Breelvvavsetning	2,0	55	43	2	-	2,47
31	9177	212 964	Breelvvavsetning	2,5	65	34	1	-	3,00
32	9171	259 965	Bresjøvavsetning	3,0	2	56	42	-	0,07
33	8436	171 953	Breelvvavsetning	1,0	23	69	8	-	0,50
34	8437	171 953	Bresjøvavsetning	2,0	-	6	93	1	0,03
35	9179	198 954	Breelvvavsetning	0,6	31	67	2	-	1,05
36	9178	211 956	Siltig morene	3,0	19	35	43	3	0,08
37	9170	255 958	Breelvvavsetning	4,0	46	53	1	-	1,77
38	9172	176 934	Sandig morene	2,0	14	54	31	1	0,11
39	9158	188 936	Breelvvavsetning	2,0	7	92	1	-	0,66
40	9175	192 939	Bresjøvavsetning	3,0	-	75	25	-	0,09
41	9157	192 926	Breelvvavsetning	0,8	50	47	3	-	1,98
42	9162	133 901	Bresjøvavsetning	1,0	-	42	58	-	0,06
43	9161	259 908	Breelvvavsetning	1,5	-	98	2	-	0,31
44	8448	148 898	Breelvvavsetning	0,8	40	59	1	-	1,61
45	8441	168 897	Grusig morene	2,5	34	57	9	-	0,83
46	8438	210 894	Grusig morene	1,0	28	61	11	-	0,74
47	9160	240 887	Breelvvavsetning	0,5	9	90	1	-	0,37
48	9159	260 879	Bresjøvavsetning	2,0	-	61	39	-	0,08
49	9185	144 831	Breelvvavsetning	1,5	-	81	19	-	0,11
50	9182	142 828	Sandig morene	3,0	30	49	20	1	0,29
51	9183	146 828	Breelvvavsetning	1,0	-	69	31	-	0,08
52	9184	147 827	Breelvvavsetning	1,5	13	86	1	-	0,44

større andel av finmaterialet enn av fraksjonen 4–8 mm, men det er ikke utført undersøkelse av dette forholdet. Blokkmaterialet i morenene er også totalt dominert av Nasafjellvinduetts bergarter. Lengst nord er det på sydsiden av Junkerdalen observert enkelte røde granittblokker som må ha kommet fra andre formasjoner et sted i Sverige.

Breelvvavsetninger (Glasi-fluviale avsetninger)

Flere av avsetningene representerer store sand- og grusressurser. Enkelte avsetninger virker dominerende i kartbildet, men har relativt liten mektighet over finkornige bresjøvavsetninger, sær-

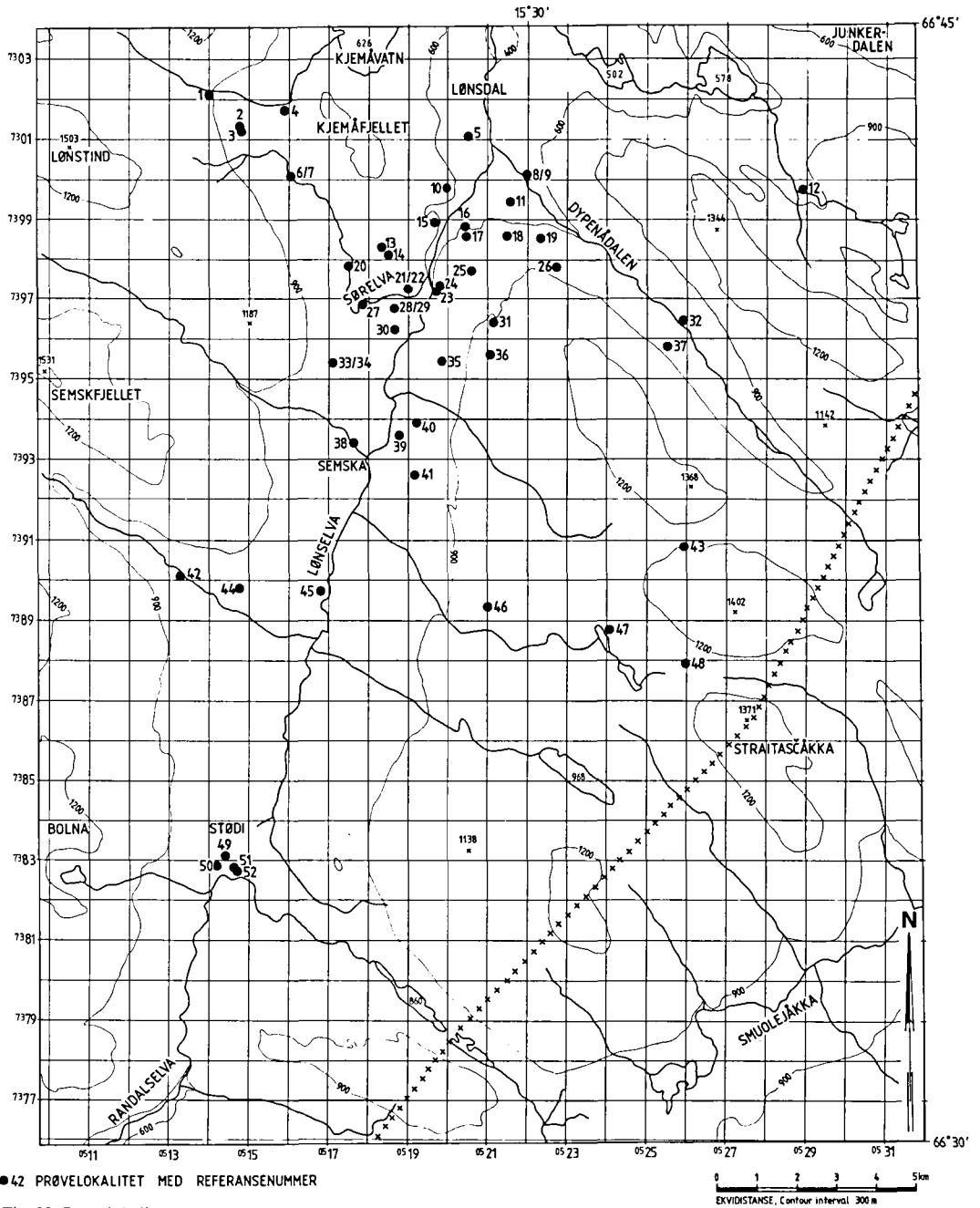


Fig. 30. Prøvelokaliteter.
Sample localities.

lig i Sørvelva-Dypenåga-området (185 965 – 220 002).

Bergartsinnholdet i 4–8 mm-fraksjonen for prøver av breelavsetninger viser at materialet er helt dominert av Nasafjellvinduets berggrunn.

Prøvene skiller seg i så måte lite fra prøver av morenematerialet. Sannsynligvis stammer det meste av breelvmaterialet fra erosjon i morenedekket forholdsvis nær avsetningene, jfr. de tallrike smeltevannsløpene. Kornfordelingen i prøver

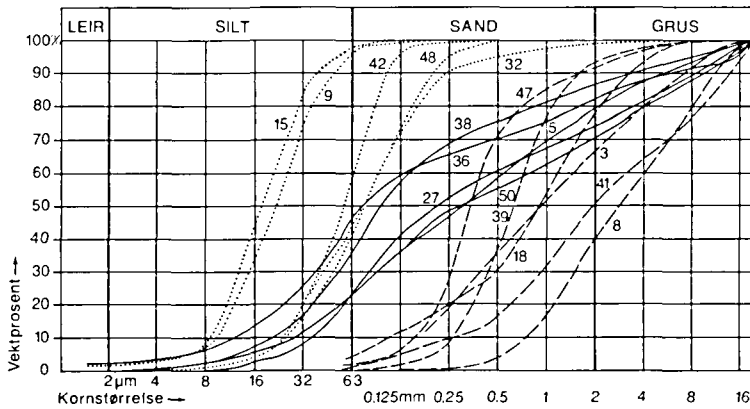


Fig. 31. Kornfordeling for noen karakteristiske prøver. Nr. refererer til Fig. 30 og Tabell 1. *Grain-size distribution for some characteristic samples. No. refers to Fig. 30 and Table 1.*

av breelavsetninger er vist i Tabell I og Fig. 31. For øvrig er det ikke utført detaljundersøkelser av breelavsetningenes egenskaper som byggeråstoff ved denne kartleggingen. Det høye innholdet av gneis og granitt skulle imidlertid tyde på at materialet er av god kvalitet.

Jæmekvaggi (160 000) er en bred dal med relativt mye løsmasser. Breelavsetningen i nord (163 022) består av grus og sand. Den er gjennomskåret av drenering langs Kjemåbekken. Erosjon her kan trolig settes i forbindelse med dannelsen av breelvterrassene nede ved Kjemåvatnet (172 032). I vestre dalside (147 012) ligger sand og grus av relativt liten mektighet enten oppå morene eller direkte på fjell. Her er ingen terrasseformer. Noen små rygger, som består av sand og til dels grus (prøve nr. 2 og 3) er trolig slukåser. Litt lenger sørøst ligger sand og grus opp til et nivå noe over 780 m o.h. Dette svarer til nivået for en liten terrasse i østre dalside (168 007) hvor materialet er vesentlig grus.

Den mest iøynefallende avsetningen er sanduren sentralt i dalen (164 004). Den består av svært grovt materiale i overflata. I vestre del er det påvist ca. 4–5 m grovt materiale over silt av flere meters tykkelse (prøve nr. 6 og 7). Det er uvisst hvor store deler av sanduren som hviler på silt. Avgrensningen i vest er en erosjonskant, mens avslutningen i sørøst er en tydelig iskontaktskråning hvor det opptrer en del store blokker. Herfra strekker det seg en esker med meget skarp ryggform ca. 1,5 km mot sørøst. Materialet i denne er grus med en del rundete steiner, i hvert fall i den øverste meteren. Eskeren er for det meste 5–10 m høy.

I vestsida av dalen ligger sand og grus av noen meters mektighet (165 997 – 172 977). Lengst nord er overflata svært kupert med mange gryte-

hull og noen små rygger. En observasjon ved elvedeskjæringen viser 5 m mektighet av sand og grus over silt av flere meters mektighet. Sørligste del er trolig en lateralavsetning. Her er flere meter mektig sand og grus.

Et par km lenger sør ligger et smalt belte av sand og grus ca. 760 m o.h. (171 955). Dette er tolket som lateralavsetning. To prøver (nr. 33 og 34) er tatt i et snitt med ca. 2 m sand og grus over silt. Små rygger i litt lavere nivåer (172 961 og 173 953) er trolig slukåser og består av grus og sand.

Dypenådalen (250 970). I dalbunnen ligger en rekke terrasser i ulike nivåer (Fig. 32). Mektighetene kan variere, men er flere steder mer enn 10 m. Et par steder er det observert bresjøilt under breelavsetningene i terrassene i midtre del av dalen. Langs sørvestre dalside ligger en lang sone med ravinert breelvmateriale i ca. 800 m høyde. Dette er stedvis dårlig sortert sand og grus med morenelignende karakter, og stedvis godt sortert materiale med lagdeling (prøve nr. 37). Ytterst i dalen er det i en litt lavereliggende posisjon funnet en lagfølge med 5 m morene over mer enn 5 m sand med skrålag parallelt dalsida (232 979). Fig. 33 viser en lokalitet litt lenger vest. Iskontakterrassen fra Lønsdaltrinnet (235 983) er en stor og markert avsetning med dype, sirkelrunde grytehull (Fig. 34). Den er mer enn 20 m mektig på det meste. Materialet er sand og grus, i hvert fall på overflata og i skråningene.

Lønsdal – Semska (205 030 – 180 930). Et generelt trekk her er at mange av terrassene i dalbunnen har noen få meter sand og grus over mektige siltavsetninger (Fig. 21). Flere observasjoner av slik lagfølge er vist på kartet. Forklaringen ligger i isavsmeltningstidens dreneringsmønster (se. s. 17). Eskerne sør for Fagermoen



Fig. 32. Terrasser i midtre del av Dypenåldalen. Foto mot vest fra ca. lokalitet (284 950). Foto H. Sveian 1977.
Terraces in the central part of Dypenåldalen. Photo looking west from c. locality (284 950).

(215 015) er bare noen få m mektige, og består av sand og grus.

Vest for Dypen-nasen ligger et stort område med breelvmateriale i dalsida helt fra 1 000 m o.h. (215 960) og ned til dalbunnen knapt 700 m o.h. (200 970). Materialet har varierende sortering. Prøve 31 viser sandig grus. I øvre del av området er overflaten preget av løp og nedskjæringer. Midt i dalsida ligger en stor dødisgrop (Fig. 15), flere mindre groper, og noen hauger og rygger (203 965). Her kan mektigheten være flere titalls meter. Nordre del av feltet strekker seg inn til smeltevannsrennen og iskontakten tilhørende Lønsdaltrinnet (213 977). I litt lavere nivå starter en stor vifte med svært grovt materiale (204 975). Den er trolig mange meter mektig.

I Semskaområdet er det godt utviklede lateralterrasser i østre dalside (200 940, 197 932, 195 930, 196 925). Større lateralavsetninger med slukåser ligger like øst for Adamsvollen (195 938). Her kan mektigheten være stor, men det er observert bresjøisilt i foten av vestskråningen, og denne kan gå inn under avsetningen. Materialet er grovt i overflata der grus og stein dominerer.

Ved munningen av sideelvene ligger store vifter av svært grovt materiale (192 946, 180 938, 192 928). Blokk og stein er typisk overflatemateriale, men avtakende blokkinnhold og innslag av grus er vanlig i nederste deler.

Selve dalbunnen ved Semska er svært preget av

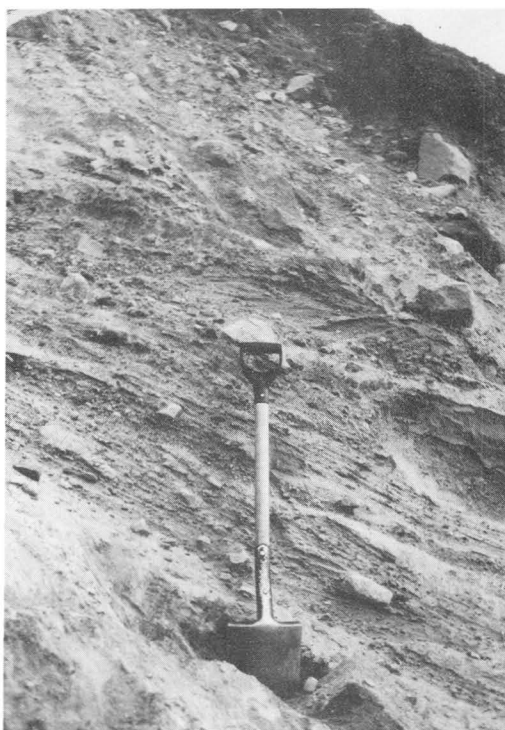


Fig. 33. Snitt ved munningen av Dypenåldalen (228 979). Sortert sand og grus under morenemateriale. Skrålagene faller mot nord, parallelt med skråningen. Foto O. Furuhaug 1977.
Section at the mouth of Dypenåldalen (228 979). Sorted glaciofluvial sand and gravel overlain by till. The layers are dipping towards the north, parallel to the slope.

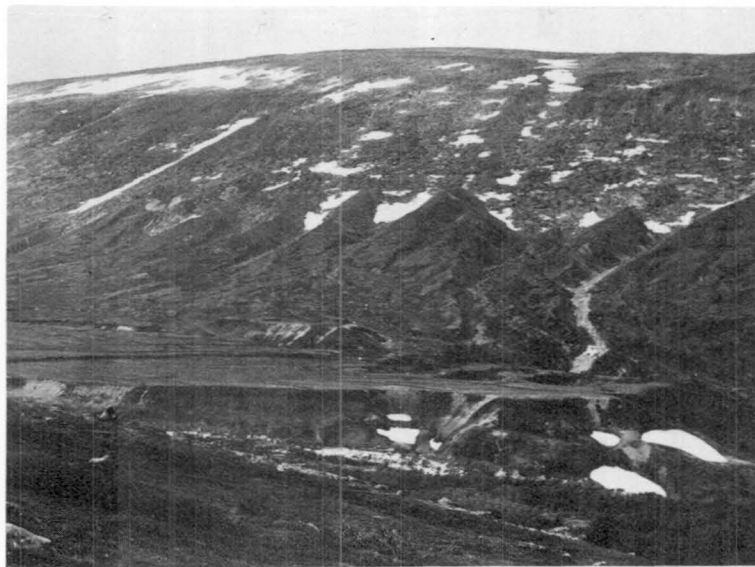


Fig. 34. Iskontaktterrasse med dødisgroper ved munningen av Dypenådalen (236 983). Foto mot sør fra (238 990). I bakgrunnen sees en del av de spesielle ravinerte breelavsetningene som fins langs søndre dalside i Dypenådalen. Foto H. Sveian 1977.

Ice-contact terrace with kettle-holes at the mouth of Dypenådalen (236 983). Photo looking south from (238 990). In the background some of the characteristic eroded glaciofluvial lateral deposits in Dypenådalen.



Fig. 35. Snitt langs nedre del av Dypenåga (220 001). Terrassene i dette området har noen meter grov breelvgrus over finkornige bresjøavsetninger som kan være mer enn 20 m mektige. Foto H. Sveian 1977.

Section along the river Dypenåga (220 001). The terraces in this area have some metres of coarse glaciofluvial gravel upon fine-grained glaciolacustrine deposits, the thickness of which may exceed 20 m.

dødisformer i breelavsetningene. De største eskerne (194 960, 187 940) hever seg ofte 5–6 meter over omgivelsene, mens dødisgroperne er flere meter dype. Grus og sand er dominerende i dalbunnen. Den totale mektigheten til fjell er vanskelig å bedømme. I nordligste del av området er det observert silt under grusen (189 955, 186 947), men det er usikkert om det fins tilsvarende lagfølge i sørligste del av området.

Iskontaktterrasene ved Semska (185 927) hever seg opp fra dalbunnen som et markert avsetningskompleks med løp, vifter, groper og hauger

(Fig. 20). Høyeste nivå når ca. 12–15 m over myra sør for terrassene. Materialet i overflata er mest grus og stein. Eventuell lagfølge mot dypet er ukjent.

Semska – Stødi (180 930 – 150 832). Breelavsetningene i dette området ligner svært mye på de nordenfor, men generelt avtar både størrelsen og mektigheten på avsetningene mot sør. Området er rikt på overflateformer, særlig dødisgroper. Det fins også mange eskere, både i dalbunnen og i nedre deler av morenedekket øst for Lønselva. Som nordenfor ligger det store vifter ved munnin-

gen av sideelvene. Små vifter fins ved mindre løp, f.eks. (179 908) og (174 892). Viftene består av blokk og stein i overflata, unntatt i helt ytterste deler (se kartet). For øvrig er grus og sand de dominerende kornstørrelser.

Området fra Straitasjåkka (166 883) og 3–4 km sørover har ingen typiske dødisformer i dalbunnen. Løpene viser at smeltevannsdreneringen gikk mot nord (se forøvrig Fig. 11). Avsetningene veksler fra sand (165 872) til stein og grus (160 852).

Litt over 680 m o.h. like sør for Stødi stasjon ligger dagens vannskille mellom den nordgående og den sørgående drenering (150 832). I området er breelvavsetningene stort sett grovkornige. En terrasse 680–685 m o.h. like sør for passpunktet har et par dødisgroper og består av litt finere materiale, vesentlig sand (148 829). Vest for passpunktet ligger flere små eskere i moreneterranget i nederste del av dalsida (147 850 – 142 826). Disse er bare noen få meter høye, og består av sand og grus.

Stødi – Stokkalia (150 832 – 115 760). Sør for passpunkt Stødi ligger et ca. 2,5 km langt område med morenehauger og grovkornige breelvavsetninger. Breelvmaterialet er avsatt fra øst i form av vifter. Disse ligger som innfyllinger mellom morenehaugene, og de har en mengde løp på overflata. Mektigheten er trolig liten.

Avsetningene videre sørover langs Randalselva er meget grovkornige og består for det meste av stein og blokk i overflata. En større vifte er avsatt ut fra Stokkabekken (135 773), jfr. kapitlet om smeltevannsdrenering, s. 20. En 15–20 m høy og 600 m lang rygg (128 766) er trolig en erosjonsrest, men kan opprinnelig ha vært en esker. Materialet i overflata er sortert og svært grovt. En lateral terrasse med små dødisgroper og løp ligger litt lenger sør (120 763). Materialet her er sand, grus og stein. Skråningen mot dalbunnen er 10–15 m høy.

Svangstjørna (190 800). Rundt vatnet er det noen områder bare 1–2 m over vannflaten hvor materialet er sand og grus. Disse flatene stikker flere steder ut som nes. Mektigheten er trolig liten.

Straitasjav'ri (230 850). På nordsida og i østenden av vatnet ligger sand- og grusavsetninger avsatt delvis som kames, delvis som små vifter fra slukrenner i morenedekket. Yngre strandvoller er utviklet ved begge ender av vatnet. Avsetningene har trolig liten mektighet.

Liŋ'gagurra (245 913). Sandavsetningene her er bare noen få meter mektige. Stedvis har overflaten noe grovere materiale enn sand. Overflaten

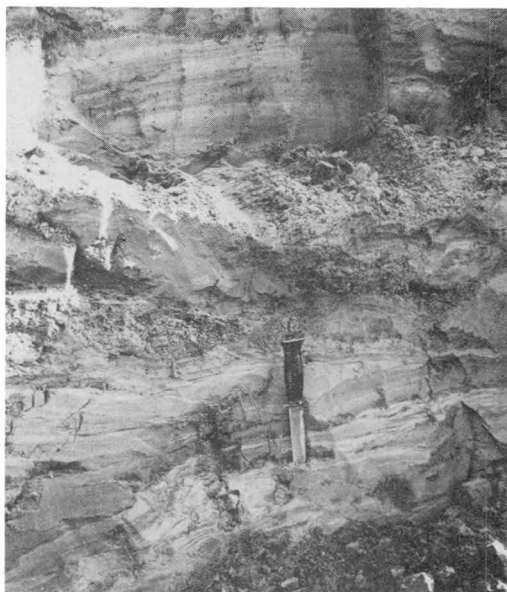


Fig. 36. Snitt i bresjøavsetninger ved Fiel'lajåkka (263 878). Foto H. Sveian 1977.

Section in fine-grained glaciolacustrine deposits at Fiel'lajåkka (263 878).

er helt jevn og ligger nesten i nivå med vannene og bekken. Litt lenger øst ligger en noen meter høy rygg av sand (260 907). Den kan være en slukås. Vest for Liŋ'gagurra ligger en terrasseliggende sand- og grusavsetning med noen meters mektighet (225 920). Lenger sør fins en 5–6 m høy og skarpt ryggformet esker (235 900). Sørøst for denne fins små breelvavsetninger markert med B på kartet. Sør for disse igjen ligger 4 større felter med sand og grus, til dels med haugformet overflate. Blokkmateriale og små dødisgroper fins også i overflata. Mektigheten er bare noen få meter.

Namnlauselva (110 974). En meget tydelig esker og noen kames er avsatt i denne tverrdalen mellom Lønsdalen og Bjøllådalen der vannskillet mot Bjøllådalen ligger vest for kartbladet. Avsetningene er flere meter mektige og består vesentlig av sand og grus.

Viskivatna (264 018). Her fins et større område med breelvmateriale hvor det er flere tydelige eskere. Mektigheten er trolig liten. Langs bekken lenger øst ligger små breelvavsetninger, til dels med haugform (280 017, 282 007, 288 998). Ved vestenden av vestre Viskivatnet ligger små eskere av sand og grus (235 033, 236 028).

Graddisområdet (325 030). Hele søndre dalside i Junkerdalen omkring Graddis er fattig på



Fig. 37. Snitt i grustak ved Graddiselva viser grovkornig breelv materiale. Foto H. Sveian 1977.
Section in a gravel pit at Graddiselva, showing coarsegrained glaciofluvial deposits.

løsninger og det ser ut til at en omfattende avspyling har funnet sted. Enkelte svært grovkornige breelvasetninger er tolket som erosjonsrester (343 005, 328 013, 333 017, 340 024, 332 027, 309 028). De fleste av disse har liten mektighet, men den sistnevnte ved Rundbjerkhaugen er mange meter høy. Materialtypen her er noe usikker, men overflata er dominert av grus.

Bresjøavsetninger (Glasilakustrine avsetninger)

Jæmekvag'gi (160 000). I den flate dalbunnen lengst nord (155 015) ligger et relativt tynt dekke av silt- og sandavsetninger. I øst stikker flere fjellblotninger og noen morenehauger opp av slettene. I vest har mange små bekker påvirket overflata og dels avsatt litt yngre materiale. Det forekommer en del blokker på overflata i midtre og nordre del av området. Det er ingen utpregete dødisformer.

Avsetningene lenger sør i dalen (175 985) har

et helt annet overflatepreg med hauguget og ujevn overflate. Generelt er mektigheten noe større her enn i det nordre feltet. Kornstørrelsene er stort sett sand og silt, ofte med finsand i haugene og silt i dypere lag. Et par snitt langs elva viser tydelig horisontal lagdeling der kornstørrelsen veksler fra lag til lag.

Viskivatnet (258 020). En større, terrasselignende avsetning består vesentlig av siltig sand og finsand. På overflata fins en del blokker. Mektigheten er flere meter.

Området ved Lønselvas og Dypenågas sammenløp (209 008). Selv om fargen for bresjøavsetninger er lite brukt på kartet i dette området, så fins det finkornige masser under breelvgusen i de fleste terrassene. Fig. 35 viser snitt ved prøvelok. nr. 8 og 9 (220 001). Her er bresjø materialet blottlagt i en mer enn 20 m høy terrasse-skråning. Observasjoner i snitt tyder på at bresjø materialet i terrassene generelt har like stor eller større mektighet enn den overliggende breelvgusen. Denne varierer i observasjonspunktene fra 1 m (215 996) opptil 5–6 m (204 005, 212 998).

Sørelva – Adamsvollen (185 975 – 192 938). Vest for Lønselva (190 980 – 184 960) ligger store terrasseflater 640–650 m o.h. hvor det også er funnet silt under breelvmateriale. I et massetak (186 968) er gruslaget ca. 2–3 m mektig. Sonderboring her viste ca. 10 m mektig silt over bunnmorène. Høyere enn ca. 650 m o.h. ligger silt i overflata som et relativt tynt lag over morène (185 980).

Øst for Lønselva (198 965) ligger et 2,5 km langt område med finkornige avsetninger bygd opp til ca. 680 m o.h. Overflata er meget ujevn med hauger, proper og løp. Mektigheten er stor i hele området. Midtre del er dominert av sand, men både i nord og sør fins betydelig innslag av silt. Litt nærmere elva er det funnet finkornig materiale under breelvgusen i en stor terrasse (189 955) og i ytterste del av ei vifte (186 947). Ved Adamsvollen (192 938) er det også bresjø silt i en skråning opp til ca. 680 m o.h.

Namnlauselva (100 980). Bresjøavsetningene i denne dalbunnen er dominert av finsand uten noen spesielle overflateformer. Mektigheten er relativt liten.

Semskaelva (138 898). Her ligger et større silt- og sandområde med horisontal og jevn overflate. Litt vestenfor fins flere små felt av samme materiale, men her med mer ujevn overflate.

4 km lenger sør ligger et annet felt med bresjøavsetninger (127 860). Her er materialet hovedsakelig finsand. Vest i feltet er det en haug hvor finmaterialet går helt opp i overflata. I nedre

delser ser det ut til å ligge noe morenemateriale på overflata.

Dypenådalen (260 960). Det er funnet bresjø-silt mot dypet i et par av terrassene i denne dalen (260 958, 260 966). Det er sannsynlig at lignende lagfølge også fins i flere av naboterrassene. Siltmektheten er flere meter i de to observerte snittene.

Fiel'lajåkka (270 876). Omkring og øst for et lokalt pass (262 878) ligger silt- og sandavsetninger med til dels hauget overflate. Både lengst øst og vest ligger det blokker på overflata. Mektigheten er oftest noen få meter. Prøve nr. 48 lengst vest i avsetningene viser siltig sand. Materialet er lagdelt med tilnærmet horisontale lag (Fig. 36).

Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger)

Disse avsetningene har liten utbredelse innen kartbladene, men forekommer langs alle større vassdrag og en del mindre bekker. Vanligvis er dette avsetninger med nokså liten mektighet. De ligger nesten bestandig oppå breelavsetninger eller morenemateriale. Overflateformene er vifter eller elvesletter. Kornstørrelsene varierer mye, alt etter elvenes strømhastighet, opphavsmaterialets kornsammensetning m.v.

Langs Lønselva foregår det i dag liten erosjon og nydannelse av elveavsetninger, da elva har lite fall langs øvre del, og stort sett stabilt elveleie i fjell i nordre del av dalføret. De avsetningene som fins i søndre del ligger like over elvenivå, og de består av grus og sand. En større elveslette mellom Semska og Sørrelva (190 958) består av mye grovt materiale. Den er tolket som fluvial i hvert fall i overflatelaget. Det grove materialet skyldes at elva her har noe større fall enn lenger sør. Mektighet eller eventuell lagfølge er ikke undersøkt.

Langs Sørrelva foregår det lite nydannelse av elveavsetninger da elveleiet er stabilt over et par fjellterskler i Jæmekvag'gi (173 982, 171 991). Øverst i dalen ligger små vifter fra sidebekkene og lave elvesletter dominert av sand (160 000). Nede ved utløpet i Lønselva ligger en lang vifteformet avsetning av grovt materiale (190 970). Elva har her skåret seg ned i de store terrassene av breelv-/bresjømateriale, og stort sett fjernet det fine materialet. Grovmaterialet i vifta stammer fra nedskjæring i morenemateriale like vestenfor. Alle viftene antas å ha nokså liten mektighet.

Dypenåga har et fall som gjør at den kan

erodere i eldre avsetninger. Det dannes derfor en del elveavsetninger. Innerst i dalen fins tallrike små vifter ved munningene av sidebekkene (263 953). Bekkene har god tilgang på materiale høyere opp i dalsida og de er fortsatt aktive, særlig i vårfloppen. Det samme gjelder sidebækker lenger ute i dalen hvor løpene ligger som åpne sår i terrenget (233 978). Den største vifta ligger på nordsida av elva (245 978). Også snøskred eller flomskred kan ha bidratt til dannelsen av enkelte vifter i Dypenådalen. Materialet i de ytre deler av viftene transporteres videre med Dypenåga og avsettes som elvesletter langs dalbunnen. Nederst ved sammenløpet med Lønselva ligger store sletter av sand og grus (215 005). Dette materialet stammer både fra Dypenådalen og fra små bekkers erosjon i terrassene lokalt (216 996).

Ur (Talus)

De største urene finnes ved foten av stupbratte fjellsider i høyfjellene i vest. Ved Bolna ligger urene i breeroderte botner (100 830, 105 845). Ved Semskfjellet (100945) er de dannet i en bratt dalside. Mektigheten varierer fra et tynt lag til mange meter. Materialet er vesentlig skarppkantete blokker. Små urer i Dypenådalen (243 995 – 282 940), ved Straitasčák'ka (277 872) og ved Njallavar'do (355 023) består også av blokkmateriale.

Skredavsetninger

Ved vestre Viskisvatnet ligger store skredvifter (242 022, 250 020). Friskt stein- og blokkmateriale på overflata viser at det foregår aktivitet i disse også i dag. Den vestligste vifta har bygget opp en grunne i vatnet der blokk stikker opp over vannflata.

Torv- og myrdannelser (organisk materiale)

På grunn av liten planteproduksjon i høyfjellet fins det få myrer i området. De høyestliggende ved Sørrelva – Semska (181 960, 185 925), har liten mektighet og stedvis stikker moreneblokk opp i dagen. Større mektighet har myrene lavere enn ca. 650 m o.h. lenger nord omkring Fagermoen (210 020). Her er det mere vegetasjon med bl.a. bjørk- og furuskog. Det er ikke foretatt nærmere undersøkelser av myrene.

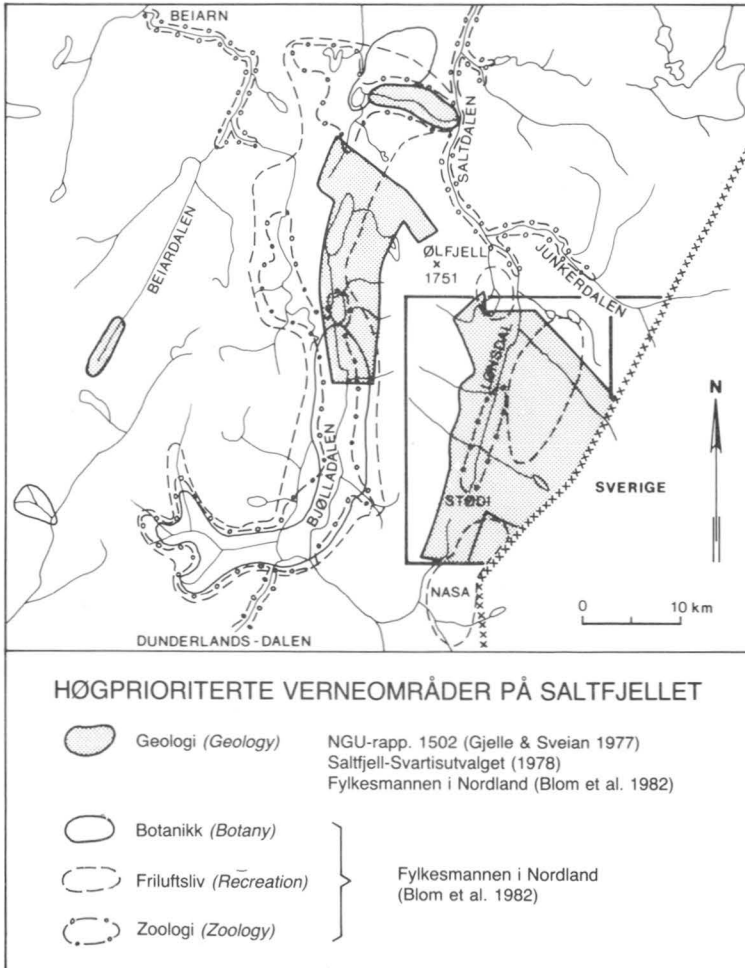


Fig. 38. Høgprioriterte områder for vern på Saltfjellet.
Top priority conservation areas on Saltfjellet.

Verdifulle områder for undervisning og forskning. Verneplaner

Saltfjellet-Svartisen har stor variasjon i naturtyper. Her finnes et tverrsnitt av det meste av norsk natur. Kalkstein, marmor og kalkholdige skifre gjør at landets største grottefelter finnes her. Disse bergartene har dessuten gitt opphav til næringsrikdom i mange vann, og til en rik og variert flora som igjen er grunnlag for fugle- og dyreliv. Ut fra sine mange naturkvaliteter er store deler av Saltfjellet-Svartisen nå foreslått vernet med en nasjonalpark og flere landskapsvernområder/naturreservater.

Nedenfor gis en generell omtale av den interessante kvartærgeologien på Saltfjellet og bemerkninger til særlig verdifulle lokaliteter innen kartbladene Lønsdal, 2128 III og Graddis, 2128 II, samt en kort oversikt over verneplanarbeidet:

Kvartærgeologi

I Lønsdalområdet fins en mengde tydelige landskapsformer fra isavsmeltningen. Dette er det ene av to store verneverdige områder som ble fremhevet i NGU-rapport nr. 1502 (Gjelle og Sveian 1977), og i Saltfjell-Svartisenutvalgets innstilling (1978). Det andre store området ligger lenger vest i Bjøllådalen (Fig. 38). Å veie de to områdene opp mot hverandre er vanskelig. De inneholder ikke nøyaktig de samme fenomenene, men begge har en lang rekke enestående faglige kvaliteter. Lønsdalsfeltet har best adkomst siden det ligger ved veg og jernbane. Bjøllådalen-Harodalen har muligens de beste lokalitetene. Som helhet representerer områdene på mange måter en nøkkel til forståelsen av isavsmeltningen på Saltfjellet og i tilstøtende deler av Nordlands fjelltrakter. Naturdokumentene her er usedvanlige tydelige. Områ-

dene er dessuten meget oversiktlige fordi de stort sett ligger over skoggrensen. Dette gjør at en kan "lese" den geologiske historie ut av terrenget. Naturlig nok forteller overflateformene oss mest om den aller siste fasen av avsmeltingen med sterk smeltevannsaktivitet. Dette var en geologisk sett nokså dramatisk periode hvor store deler av løsmassene ble avsatt eller omdannet i løpet av kort tid. Viktigst var dannelsen av randtrinnenes morenerygger og bresjøer, og dannelse av terrasser, strandlinjer, overløpass og smeltevannsløp. Isskuringsstripene og drumlinene viser ismassenes bevegelsesretninger. Randmorener viser at ismassene var aktive selv etter at isen var blitt så tynn at fronten var oppdelt i dalbreer (Sveian et al. 1979). Denne kartleggingen har avslørt at isavsmeltingens karakter var ganske annerledes enn beskrevet i tidligere litteratur (Nordnes & Sund, 1953). Til slutt ble inaktive isrester (dødis) liggende rolig og smelte ned i bunnen av enkelte dalganger hvor de dannet typisk dødislandskap med hauget terreng, eskere, dødisgroper, m.m. I andre dalganger fins ingen tegn til dødisavsmelting. Det finnes også landskapselementer som er blitt til etter at isen forsvant (i postglasial tid), f.eks. elvesletter, elve- og bekkenedskjæringer, bekkevifter, skredvifter, urer og myrer.

Utenom de to viktigste områdene på Fig. 38 er det interessante kvartærgeologiske lokaliteter også i Beiardalen, Junkerdalen, Jarbrudalen, omkring Ølfjell, lenger sør i Bjøllådalen, og ved svenskegrensa øst for Lønsdal.

Kartbladene Lønsdal, 2128 III og Graddis, 2128 II

Særlig viktige delområder innen dette kartet er listet nedenfor med deres kvaliteter angitt. Rekefølgen uttrykker ingen prioritet. Områdene må sees i sammenheng ved vurderingen av deres verdi for isavsmeltningshistorien.

Jæmekvag'gi (160 000) Denne dalgangen inneholder en rekke forskjellige avsetningstyper og -former. Lengst nord ligger randmorenerygger (165 025), en breelvavsetning (163 023) og en stor smeltevannsrenne (160 020). Sentralt i dalen er en flott sandur med løp på overflaten og iskontaktskrånning i sør. Fra denne fører en esker ca. 1,5 km sørover. Søndre del av dalbunnen er preget av haugformer og dødisgroper. Store arealer er dekt av bresjøsedimenter. I vestre dalside ligger en rekke parallelle smeltevannsrenner i morenedekke. Mot Sorelva ligger to store og svært tydelige drumliner (180 980, 178 960).

Dypenådalen (240 980). Lønsdaltrinnets randavsetninger omkring munningen av dalen omfatter små randmorener i nordre dalside (238 990), iskontaktterrasse med løp og dødisgroper i dalbunnen (235 982) og breelvavsetninger med en stor smeltevannsrenne fra søndre dalside mot vest (220 980 – 208 973). I midtre og indre deler av dalen ligger velutviklede terrasser i ulike nivåer. Langs søndre dalside omkring 800 m o.h. ligger laterale breelvavsetninger med helt spesielt ravinlandskap (Fig. 34).

Lønsdalen (210 030 – 150 830). Det meste av dalbunnen har store breelv- eller bresjøavsetninger med forskjellige overflateformer, ulik lagfølge og varierende mektigheter. Her er mange smeltevannsformer representert. Lengst nord er store terrasser i mange nivåer. De har jevn overflate. Den generelle lagfølge er grus og sand over bresjøsilt helt sør til Semska. Omkring og sør for Semska fins store vifter ved munningen av sideelvene. I dalbunnen er breelvavsetningene delvis terrasseformet her også, men dødisformene med eskere, groper og hauger er mest dominerende. Store iskontaktterrasser ved Semska er avsatt mens iskanten lå rolig under Lønsdaltrinet. Ved vannskillet mellom nord- og sørgående drenering på Stødi viser løpene at vannet rant mot nord inntil passet smeltet fram, og deretter mot sør til Dunderlandsdalen. En del områder langs dalbunnen har morenedekke med drumliner eller hauget overflate (ablasjonsmorene).

Moreneområdene øst for Lønsdalen. Både den slake østre dalsida i Lønsdalen og det høyere liggende viddepartiet østover mot svenskegrensa er sterkt preget av drumliner som viser siste isbevegelsesretning i området og av smeltevannsløp som tydelig forteller om en omfattende drenering mot nord.

Randmorenene innen kartbladet er viktige for tolkningen av isavsmeltningshistorien. Randmorenene ved Kjemåfjellet er, sammen med avsetningene i munningen av Dypenådalen, knyttet til Lønsdaltrinet.

Canyonene ved Graddis (330 030) er dannet ved overløp fra bresjøer i Sverige. Ved Graddiselva er en lang canyon i grunnfjellsbergarter opptil 40 m dyp. Langs Skærremjåkka er mindre canyoner utformet i skiferberggrunn.

De nevnte lokalitetene har verdi i regional sammenheng, og noen av dem også i nasjonal sam-

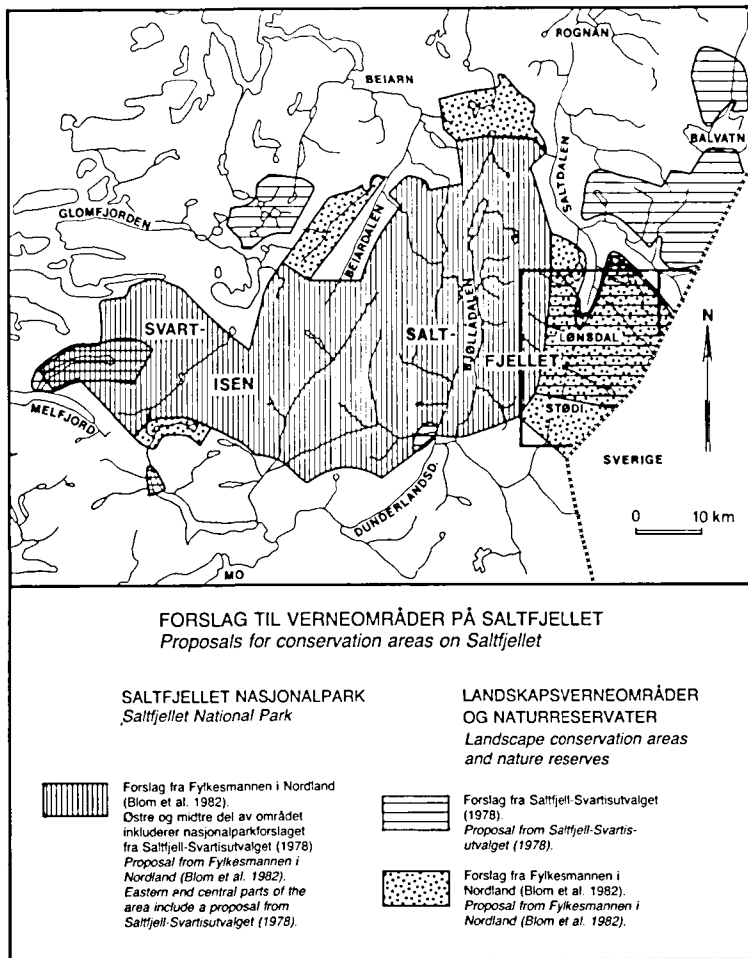


Fig. 39. De seneste forslag til Saltfjellet nasjonalpark og andre typer verneområder i Saltfjell-Svartisenområdet.

Recent proposals for the Saltfjell National Park and other types of conservation area in the Saltfjell-Svartisen region.

menheng. Andre interessante lokaliteter av mer lokal, til dels regional verdi skal også nevnes:

Spør etter små lokale bresjøer fins i nord ved Viskisvatna (258 020), i øst ved Straitascåk'ka (270 876), i vest ved Bolna (127 860), Semskaelva (138 900) og ved Namnlauselva (100 980). Alle steder fins silt og sand avsatt i rolig vann. Sistnevnte lokalitet har hatt en oppdemning mot det vestenforliggende passet over til Bjøllådalen.

Rester av morenedekke i avspylingsområder fins særlig i nord (204 026, 215 025, 230 030), og i sør (158 830, 152 815). Dette er vitnesbyrd om en kraftig smeltevannsdrenering som har fjernet morenedekket i store områder.

Dagens breer. Ved disse ligger store lokalmorerer, trolig med iskjerner. Nylig avsmeltete om-

råder finnes innenfor morenene. Breene og morenene er aktuelle undervisnings- og forskningsområder i likhet med andre arealer innen kartbladene.

Verneplaner

Arbeidet med en nasjonalpark på Saltfjellet startet for lang tid tilbake. I forbindelse med planlegging av vannkraftutbygging kom det ny fart i arbeidet på 1970-tallet. Et interkommunalt utvalg, *Saltfjell-Svartisenutvalget*, ble nedsatt og hadde sitt hovedsete i Bodø. Etter oppdrag for dette utvalget startet NGU's aktivitet i feltet i 1975 innen kvartærgeologi, berggrunnsgeologi og geokjemi. Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer utførte samtidig andre naturvitenskapelige undersøkelser, bl.a. innen geomorfologi (Faugli & Moen 1979) og botanikk (Aune & Kjærem 1978).

I Saltfjell–Svartisenutvalgets innstilling, som ble lagt fram i mai 1978, er det foreslått både en nasjonalpark og andre typer verneområder (Fig. 39).

Senere utarbeidet *Fylkesmannen i Nordland* et utkast til verneplan for Saltfjellet–Svartisen. I august 1981 kom først en sammenstilling av grunnlagsmaterialet fra alle utførte undersøkelser i Saltfjellet–Svartisen: "Dokumenterte naturverdier, kulturhistoriske verdier og interesser knyttet til friluftsliv og reindrift." (Blom et al. 1981). I mai 1982 kom selve verneforslaget: "Saltfjellet–Svartisen. Utkast til verneplan." (Blom & Aandahl 1982). I disse dokumentene er en god del av kvartærgeologien og berggrunnsgeologien dessverre falt ut. Verneplanen inneholder forslag til en stor nasjonalpark og flere andre verneområder, basert på vurdering av mange fagfelt (Fig. 38 og 39). De kvartærgeologiske viktige områdene i Lønsdalen er kommet med i det foreslåtte landskapsvernområdet, hovedsaklig på grunnlag av en eldre rapport (Andersen 1975).

Fylkesmannens utkast til verneplan ble behandlet av *Fylkestinget i Nordland* i 1983, og Nordland Fylkeskommune (1983) har lagt fram et forslag som avviker noe fra Fylkesmannens utkast.

Verneplanarbeidet vil nå fortsette parallelt med behandling av konsesjonssøknad for vannkraftutbygging i Saltfjellet–Svartisen. Endelige beslutninger blir tidligst fattet i 1985.

Summary

The map-sheets Lønsdal, 2128 III and Graddis, 2128 II, are located within the southeastern part of Saltfjellet, a large mountainous area situated across the Arctic Circle between the Swedish border and the glacier Svartisen (Fig. 8). The main valleys have a N–S trend, but along the border a NW–SE trend is dominant. Small glaciers occur in the highest mountains (light grey colour on the map). At Bolna (098 865) young moraine ridges deposited by these glaciers are considered to be ice-cored (Østrem 1964).

Superficial deposits

The classification of the superficial deposits is based on genetic principles proposed by the Geological Survey of Norway (NGU). The mapped deposits are of late Weichselian and Holocene age.

Large areas within these map-sheets are dominated by exposed bedrock, often with sporadic

deposits which are marked by symbols on the map. A discontinuous and thin cover of till is very common. In central and eastern parts of the area and in many of the tributary valleys to Lønsdalen there are large tracts with a continuous cover of till. Within the area there are mainly gneiss-granitic rocks (Fig. 6) where the till is mostly sandy, commonly with a high frequency of boulders at the surface. The surface of the till is mostly smooth, but glaciofluvial and fluvial drainage channels, drumlins and marginal moraine ridges are very common in some areas. The lithology shows that the till is strongly dominated by the gneiss-granitic rocks throughout the area covered by the map-sheets.

In Lønsdalen along the river Lønselva (210 020–150 830), in Dypenådalen (210 010–300 920) and in Jæmekvåg'gi (160 025–175 955) there are large glaciofluvial and glaciolacustrine deposits. These were deposited laterally and frontally, as well as subglacially (Fig. 11). In the northern part of Lønsdalen the general stratigraphy is showing a few metres of glaciofluvial sand and gravel upon finegrained glaciolacustrine sediments. The same stratigraphy is partly shown also in Dypenådalen and in Jæmekvåg'gi. Glaciolacustrine deposits consist mainly of silt and fine-grained sand (Table 1). The glaciofluvial deposits are dominated by sand and gravel, partly by stones and boulders. They were redeposited as fluvial deposits in postglacial times, but generally they have not been much eroded by the rivers. In Dypenådalen however, fluvial deposits consisting of sand and gravel are common. Weathering material occurs in small areas on the highest mountains (block-fields). Talus is located in the high mountains in the western parts of the area. Slide and avalanche deposits consist mainly of coarse material. Bogs occur only in the lower parts of the valleys.

Ice movements

The oldest ice movements were directed towards the west (Fig. 9). During the deglaciation there was a gradual swing of ice movement towards northwest. This swing probably took place while the ice front receded from the coastal areas during Allerød and Younger Dryas (Vallevik 1981). The youngest movements are correlated with Preboreal events (Sveian et al. 1979, Sveian & Vallevik 1983) and marginal deposits within the map-sheets (Fig. 10).

Deglaciation and meltwater drainage

The glacial events are shown in Fig. 8 and two of

them also in Fig. 10. During the Ølfjell event only the highest mountains within the map sheets were nunataks. This event is represented in the area north of the map-sheets by the Ølfjell moraine, a very prominent marginal moraine (Sveian & Vallevik 1983, Sveian et al. 1979). The age of the event is probably c. 9,200 yrs. B.P. (Bøen 1980).

A reconstruction of the following deglaciation is shown in Fig. 11. Most parts of the area of these map-sheets were deglaciated in late Preboreal. The Lønsdal event, recognised in the northern part of the Lønsdal map-sheet, has an approximate age of 9,000 yrs. B.P. (Bøen 1980). In Fig. 10 this is tentatively correlated with an ice-front at Semska (185 926). This points to an early Boreal deglaciation in the southern and northern parts of the map-area.

In the period from the Ølfjell event to the Lønsdal event the ice movement, the gradient of the glacier surface and the meltwater drainage were directed towards the north in the Lønsdal area. This is clearly indicated by some marginal moraines, numerous drainage channels, drumlins and glacial striae. In the tributary valley Jæmekvaggi glaciolacustrine sediments, an esker and a sandur were deposited at the end of this period.

During the Lønsdal event the ice movement and the gradient of the glacier surface were directed towards the southwest (Figs. 9, 11) in the north. This is clearly shown by glacial striae and marginal deposits. As a consequence of this, large ice-dammed lakes were formed in Lønsdalen and Dypenådalen. In Lønsdalen glaciolacustrine sediments are located up to 680 m a.s.l. (197 965, 192 938), corresponding to the altitude of the ice-front terraces at Semska (185 928). Marginal moraines at Dypenådalen (238 990) and Kjemåfjellet (166 026, 180 012, 184 991) together with a broad meltwater channel at Dypen-nasen (214 977) have been correlated with this event.

After the Lønsdal event ice-dammed lakes existed in the northern part of Lønsdalen (Fig. 11D). They had their meltwater supply both from the northeast and from the south along the river Lønselva. The present watershed between Lønselva to the north and Randalselva to the south is situated at Stødi (150 832). Here the meltwater from the southeast drained to the north before the watershed was deglaciated. Numerous meltwater channels show that meltwater from the east drained to the south along the river Randalselva after the deglaciation of the Stødi watershed.

In Sweden large ice-dammed lakes came to existence between the main watershed and the

last remnants of the inland ice (Fig. 23). Their outlets were towards the west across the main watershed. One of these outlets is located at the southern margin of the Lønsdal map (183 759), and another one within the Graddis map at Lakojauretj. (367 958). Meltwater from the latter drained to Junkerdalen along the river Graddiselva where a large canyon can be seen (340 025).

Saltfjellet National Park

A national park and other types of conservation area (landscape conservation areas and nature reserves) have been planned (Fig. 39). Most of the area of these map-sheets belongs to the proposed landscape conservation areas. The Quaternary geology in Lønsdalen and adjacent areas within the map-sheets to the west and north is particularly interesting, and Saltfjellet provides a key to the Preboreal/early Boreal deglaciation history of large tracts of the surrounding mountain regions.

Etterord

Kartleggingen er foretatt etter gjeldende retningslinjer ved NGU. Generell del og Tillegg i denne beskrivelsen bygger på et forslag til beskrivelse presentert i NGU-rapport nr. 1633/16 (Bargel et al. 1981). Svein Gjelle har gitt opplysninger om berggrunnsgeologien i området. Kornfordelingsanalysene er utført ved NGU's sedimentlaboratorium. Kart og illustrasjoner er klargjort for trykking ved NGU's seksjon for tegning og reproduksjon. Asbjørn Rune Aa, Arne J. Reite og Frede Bøen har lest og kommentert manuskriptet. David Roberts har lest og korrigeret den engelske teksten. Dagfinn Bøe har lest korrektur. Forfatteren takker samtlige for godt samarbeid.

Geokjemi

Det er innsamlet et stort antall bekkesedimentprøver i forbindelse med NGU's engasjement i Saltfjell-Svartisen. Materiale mindre enn 0.18 mm ble siktet ut med nylonduk og syrebehandlet (HNO₃, 7N) i tre timer ved 110°C. Følgende metaller er bestemt ved atomabsorpsjon i syreuttrekket: Kobber (Cu), sink (Zn), nikkel (Ni), bly (Pb), uran (U) og molybden (Mo). Anomalier er senere fulgt opp med analyser av bergartsprøver og til dels radiometriske målinger. Resultatene er presentert i NGU-rapp. 1502 D (Gjelle et al. 1977) og 1650/30B (Krog 1982). Opplysninger fås ved henvendelse til NGU.

Litteratur

- Andersen, B.G. 1975: Miljøverndepartementets registreringer av naturområder og forekomster. Faglig beskrivelse med verneforslag. *Rapp. Miljøverndept., arkivnr. 98*.
 Andersen, B.G. 1979: The deglaciation of Norway 15 000–10 000 B.P. *Boreas*, 8, 79–87.
 Andersen, B.G., Bøen, F., Rasmussen, A. & Vallevik, P. 1979: The deglaciation of the area between Skjerstadfjorden and Svartisen, north Norway. *Boreas*, 8, 149–201.

- Andersen, B.G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P.N. 1981: Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geogr. Ann 63A (3-4)*, 155-160.
- Andersen, B.G., Bøen, F., Rasmussen, A., Rokoengen, K. & Vallevik, P.N. 1982: The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Nor. geol. Tidsskr.*, 62, 39-49.
- Aune, E.I. & Kjærem, O. 1978: Botaniske registreringar og vurderingar. Saltfjell/Svartisenprosjektet. Botanisk slutt-rapport. *DKNVS. Museet. Univ. i Trondheim*, 78 pp.
- Bargel, T.H., Bergstrøm, B. & Sveian, H. 1981: Beskrivelse til kvartærgeologisk kart. *NGU-rapport nr. 1633/16*, 31 pp.
- Blom, R., Karlsen, S. & Aandahl, A. 1981: Saltfjellet-Svartisen. Dokumenterte naturverdier, kulturhistoriske verdier og interesser knyttet til friluftsliv og reindrift. *Fylkesmannen i Nordland*, 68 pp.
- Blom, R. & Aandahl, A. 1982: Saltfjellet-Svartisen. Utkast til verneplan. *Fylkesmannen i Nordland*, 105 pp.
- Bøen, F. 1980: Deglasiasjonsforløpet i Saltdalsområdet, Nordland. Hovedfagsopp. *Univ. i Bergen*, 128 pp.
- Faugli, P.E. & Moen, P. 1979: Saltfjell/Svartisen. Geomorfologisk oversikt med verneverdinger. *Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer, Univ. i Oslo, rapport 6*, 125 pp.
- Gjelle, S. & Sveian, H. 1977: Geologiske undersøkelser i Saltfjell-Svartisenområdet, Nordland, 1975-1976. *NGU-rapport nr. 1502*, 36 pp.
- Gjelle, S., Krog, R., Often, M. & Vik, E. 1977: Geologiske/geokjemiske/radiometriske undersøkelser i Saltfjell-Svartisenområdet, Nordland, 1977. *NGU-rapport nr. 1502 D*, 12 pp.
- Haldorsen, S. 1977: The petrography of tills - a study from Ringsaker, south-eastern Norway. *Nor. geol. unders.* 336, 36 pp.
- Holtedahl, O. 1969: Geology of Norway. *Nor. geol. unders.* 208, 540 pp.
- Jensen, J.W. 1982: Naturverdier på Saltfjellet. Vurderinger og konsekvensanalyser i forbindelse med NVE-Statskraftverkens konsesjonssøknad. *Det nasjonale kontaktutvalg for vassdragsregulering, Univ. i Oslo. Rapport.* 46 pp.
- Karlén, W. 1979: Glacier variations in the Svartisen area, northern Norway. *Geogr. Ann. 61A*, 1-2, 11-28.
- Kjærnes, P., Sveian, H., Aa, A.R. & Furuhaug, O. 1976: Kvartærgeologisk kartlegging i M 1:50 000 i Bjøllådalen, Saltfjellet, Nordland, 1975. *NGU-rapport nr. 1337 B*, 20 pp.
- Krog, R. 1982: Geokjemisk bekkesedimentundersøkelse i Beiarn-Saltdalregionen. *NGU-rapport nr. 1650/30B*, 13 pp.
- Kulling, O. 1982: Översikt över södra Norrbottensfjällens kaledonberggrund. *Sveriges geologiska undersökning, serie Ba, nr. 26*, 295 pp.
- Ljungner, E. 1949: East-West balance of the Quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 34, 11-96.
- Nordland Fylkeskommune 1983: Fylkestingsforhandlinger, sak nr. 2 og sak nr. 3. *Nordland Fylkeskommune, Bodo*.
- Nordnes, S. & Sund, T. 1953: Isavsmeltningen på Saltfjellet. *Norsk geogr. Tidsskr.* 14, 165-204.
- Rasmussen, A. 1981: The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, Northern Norway. *Nor. geol. unders.* 369, 1-31.
- Reite, A.J. 1983: Trondheim. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 IV - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 391, 44 pp.
- Rekstad, J. 1912: Opdæming i Bjellaadalen ved istidens slutning. *Nor. geol. unders.* 61, 19 pp.
- Rekstad, J. 1913: Fjeldstrøget mellom Saltdalen og Dunderlandsdalen. *Nor. geol. unders.* 67, 65 pp.
- Saltfjell-Svartisenutvalget 1978: Innstilling, mai 1978. *Saltfjell-Svartisenutvalget, Bodo*, 65 pp.
- Sande, A. & Tvette, K. 1976: NVE-Svartisenverkene. Saltdalsutbyggingen. Kjemåvassdammen. Undersøkelse av grus- og moreneforekomster i 1975. *NGI-rapport 73613-36*.
- Sigmond, E.M.O., Gustavson, M. & Roberts, D. 1984: Berggrunnskart over Norge - M 1:1 mill. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1977: Kvartærgeologisk kartlegging M 1:50 000, Saltfjellet, Nordland, august 1976. *NGU-rapport nr. 1502 B*, 44 pp.
- Sveian, H. 1979: Junkerdalen. Foreløpig kvartærgeologisk kart 2128 IV - M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1984: Bjøllådal. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2028 II - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.*, *Skr. nr. 56*, 39 pp.
- Sveian, H. & Bergstrøm, B. 1978: Kvartærgeologisk kartlegging i M 1:20 000 og foreløpige undersøkelser av sand- og grusforekomster i nedre del av Saltdalen i Nordland. *NGU-rapport nr. 1631*, 27 pp.
- Sveian, H., Aa, A.R. & Kjærnes, P.A. 1979: Isbevegelse og isavsmeltning i den sentrale delen av Saltfjellet, Nordland, Nord-Norge. *Nor. geol. unders.* 348, 1-20.
- Sveian, H. & Vallevik, P.N. 1983: Beiardalen. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2028 I - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 386, 1-60.
- Ulfstedt, A.-C. 1977: Geomorfologiska kartbladen 26 F Nasafjäll och 26 G Pieljekaise. Beskrivning och naturvärdesbedømming. *Statens naturvårdsverk PM 860*, 54 pp.
- Ulfstedt, A.-C. 1980: Isrecessionen i Västerbottens och södra Norrbottens fjälltrakter. *Stockholms Univ., Naturgeografiska Institutionen. Forskningsrapport 43*, 106 pp.
- Vallevik, P.N. 1981: Kvartærgeologiske undersøkelser i Beiarn, Nordland. Hovedopp., Univ. i Bergen. 94 pp. *Upubl.*
- Østrem, G. 1964: Ice-cored moraines in Scandinavia. *Geogr. Ann. XLVI, nr. 3*, 282-337.

Tillegg

Løsmassenes anvendelse

Løsmassenes bruksegenskaper avhenger av flere faktorer. De enkelte partiklene kan bestå av bergartsstykker, mineraler eller organisk materiale. Partiklenes kornstørrelser, kornform og forvitningsgrad er av stor betydning for bruksegenskapene. I tillegg virker løsmassenes mektighet, pakningsgrad, bærceevne og de hydrologiske forhold inn på anvendelsesmulighetene. For å få god oversikt over alle disse faktorenes betydning er det som regel nødvendig med oppfølgende detaljundersøkelser.

For nærmere innføring i anvendt geologi anbefales lærebøkene "Ingeniørgeologi", del I og II av R. Selmer-Olsen, Tapir 1976 og 1977 (NTH forlag). Nedenfor gis det eksempler på løsmassenes anvendelse.

Landbruk

Bare 3% av Norges landareal er dyrket, og beregninger går ut på at vi har omtrent like lite dyrkningsreserver. Størsteparten av de dyrebare områdene er i dag høyproduktive skogsarealer.

Begrepet "dyrkbare jord" endrer innhold i takt med den tekniske utvikling, men visse fundamentale data om løsmassene utgjør likevel et nødvendig bakgrunnsmateriale for vurdering av dyrkingsjord. Tilstrekkelig jorddybde er en helt avgjørende forutsetning for dyrking. Dyrket og dyrkbare mark er derfor knyttet til arealer med sammenhengende eller tykt løsmasse-dekke, men enkelte arealer med tynt dekke av næringsrik forvitningsjord er også egnet til dyrking.

De rikeste jordbruksdistriktene ligger i områder med finstoffrike løsmasser som har evne til å holde på fuktighet og plantenæringsstoffer. Under marin grense er de finkornige havavsetningene de viktigste. Over marin grense er morenematerialet viktigst. Grovere sorterte avsetninger, f.eks. elveavsetninger og strandavsetninger er ofte god dyrkjingsjord, men er generelt tørkesvake og har mindre evne til å holde på plantenæringsstoffene. Elvesletter har ofte et lag av finkornig flommateriale øverst, og disse utgjør betydelige jordbruksarealer. Myr kan være god dyrkjingsjord hvis den ligger på andre løsmasser. Store deler av våre landarealer har et tynt, sammenhengende løsmassedekke. Generelt er disse grunnlendte områdene langt mindre produktive enn områder med sammenhengende dekke. De utnyttes imidlertid til beitemarker og seterdrift, og fremfor alt kan de ha stor skogproduksjon i lavlandet.

Byggegrunn

Løsmassene er vår mest benyttede byggegrunn. Grunnforholdene varierer meget, og brukbarheten som byggegrunn er særlig avhengig av løsmassenes tykkelse, telefarlighet, bæreevne, stabilitet og dreneringsforhold. Telefare er begrenset til silt- og finsandrike løsmassetypene. Særlig er bresjø- og innsjøavsetninger (kvabb) og siltrike hav- og fjordavsetninger utsatt for telehiv. Bunnmorenene er også telefarlig når finstoffinnholdet er tilstrekkelig høyt.

Avsetninger med god bæreevne og stabilitet tåler store belastninger uten at det oppstår setninger eller utrasninger. Normalt er morenemateriale og grovere sorterte avsetninger som f.eks. brelvavsetninger, et godt fundament for bebyggelse, veibygging m.m. Finkornige avsetninger som f.eks. hav- og fjordavsetninger er ofte ustabile og særlig utsatt for utglidninger i skrånninger og erosjonskanter. I områder med kvikkeleire kan erosjon, gravearbeid og tunge belastninger føre til store leirskred. Tung belastning på markoverflaten vil dessuten føre til setninger i leirmassene. I myr er setningsproblemene særlig store da torv og gytje har høyt vanninnhold og kan komprimeres sterkt. Senkes grunnvannsstanden blir det setninger selv om myra ikke belastes.

Byggeråstoff

Løsmasser er et viktig råstoff for bygge- og anleggsvirksomhet. Uttak av sand og grus til betong- og veiformål dominerer. Praktisk utnyttelse av sand- og grusforekomster er avhengig av tilfredsstillende kvalitet og mengde. Brukbare forekomster finnes ofte i brelvavsetninger. Særlig store og viktige er mange av forekomstene dannet i forbindelse med brerandtrinnene. Andre sorterte avsetninger som elve- og strandavsetninger kan også være viktige ressurser. Det samme gjelder sandig-grusig morenemateriale med lite finstoffinnhold (ablasjonsmorene).

Finstoffholdig bunnmorene med liten vanngjennomtrengelighet kan være godt egnet som tetningskjerner i jordfyllingsdammer.

Leire er et råstoff for teglindustrien og for lett betongtilslag, og finnes hovedsakelig i de finkornige hav- og fjordavsetningene.

Grunnvann i løsmasser

Under grunnvannspeilet er alle hulrom (porene) mellom partiklene i løsavsetningene fylt med vann. Om en avsetning er egnet for grunnvannsuttag er bestemt av grunnvannspeilets beliggenhet og løsmassenes effektive porositet (hvor mye uttagbart vann en avsetning kan inneholde) og permeabilitet (avsetningens evne til å slippe vann gjennom). En avsetnings effektive porositet og permeabilitet er bestemt av partiklens form, størrelse, fordeling og pakning (den geologiske dannelseshistorie). Gunstig effektiv porositet og permeabilitet for uttak av vann forekommer normalt i sorterte og ikke for finkornige brelv- og elveavsetninger. Mindre grunnvannsuttag kan også skje fra andre løsavsetninger som f.eks. ablasjonsmorene.

For at en avsetning skal kunne utnyttes med varige grunnvannsuttag må det dannes nytt grunnvann av akseptabel kvalitet til erstatning for det som tas ut. Dette kan skje ved tilførsel fra nedbør, ved at grunnvannet står i forbindelse med vann og vassdrag, og ved kunstig tilførsel av vann (kunstig infiltrasjon).

Avfallsdeponering

I mange tilfelle er løsmassene godt egnet til deponering av flytende og fast avfall. Prinsipielt kan to metoder benyttes: Infiltrasjon i porøse masser eller kontrollert avrenning på tette masser.

Ved infiltrasjon benytter en seg av massenes evne til å binde enkelte kjemiske stoffer og å filtrere bort partikler som finnes i avløpsvann. Det foregår også en biologisk nedbryting og omsetning av organisk materiale. Allerede ved korte oppholdstider i løsmasser vil bakterieinnholdet i utslipp kunne reduseres vesentlig. I praksis vil mange avsetningstyper være egnet for infiltrasjon, men dette er avhengig av hvilken kapasitet det er behov for. Løsmassene bør ha stor tykkelse, tilstrekkelig utbredelse og gunstig permeabilitet. Grunnvannspeilet bør ligge dypt og ha minst mulig gradient. Avstanden fra deponeringssted til åpent vann og grunnvannsbrønner må være over en viss grense, avhengig av bl.a. løsmassenes korntørrelse og lagdeling. De beste masser vi kjenner for infiltrasjon er sorterte sand- og grusavsetninger. Tette masser som f.eks. enkelte bunnmorener og finkornige havavsetninger egner seg dårlig p.g.a. liten kapasitet.

Kontrollert avrenning kan benyttes i områder med tette masser, f.eks. finkornige bunnmorener eller havavsetninger. Ved hensiktsmessige anleggs- og driftstiltak vil sigevannet kunne samles opp og eventuelt renses.

Annen bruk

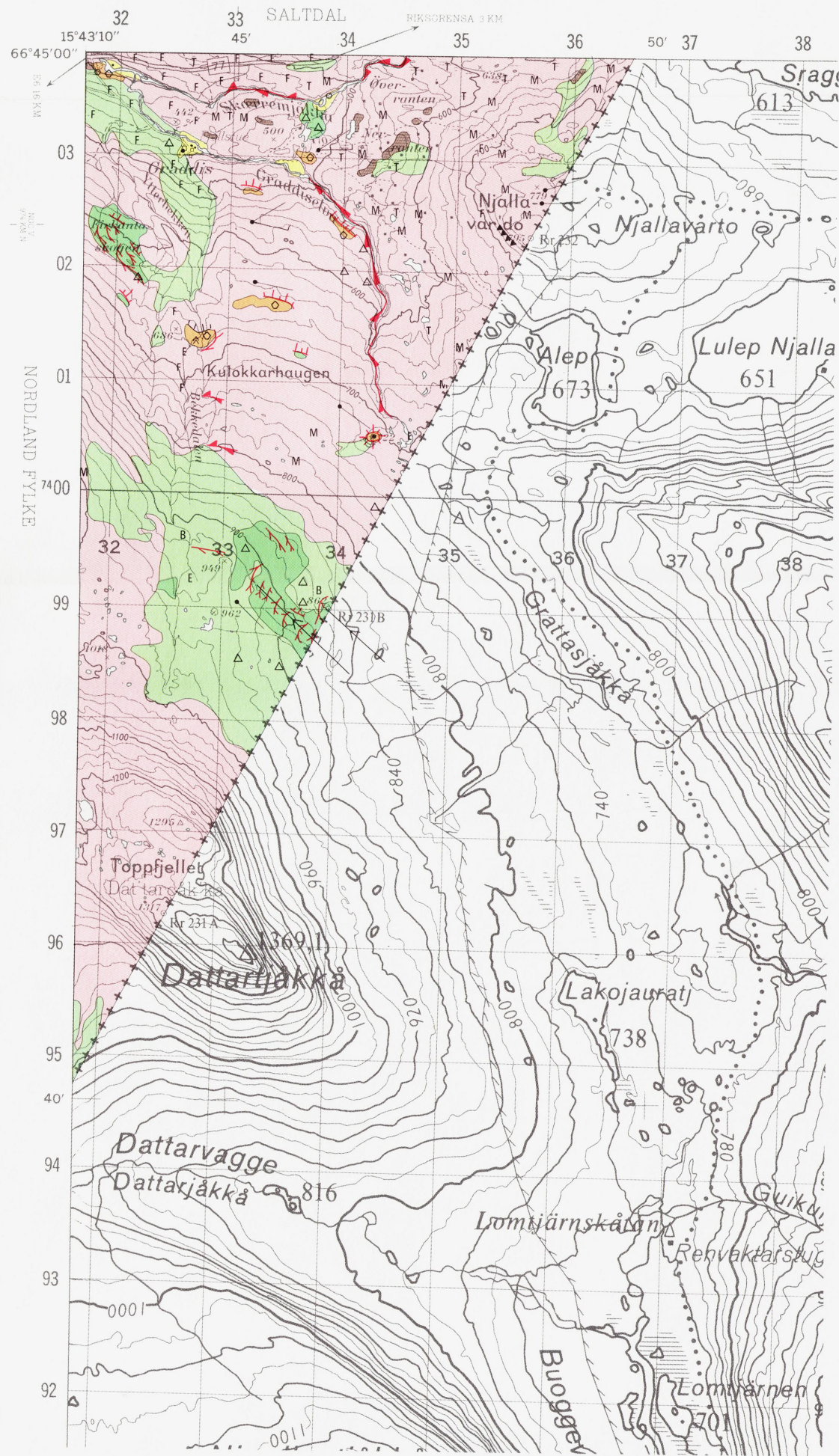
Torv er anvendt til brensel, torvstrø, jordforbedringsmiddel m.m. Skjellsand benyttes som jordforbedringsmiddel. Kvartsrik sand brukes blant annet til sandblåsing.

GRADDIS

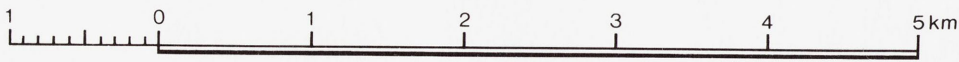
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

2128II

KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50000



Målestokk 1 : 50000



Ekvidistanse 20 m

BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER

Instruction in using UTM grid for reference points

SONEBELTE GRID ZONE DESIGNATION	KARTREFERANSE 100 M. RUTE	EKSEMPEL SAMPLE POINT:	TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO NEAREST 100 METERS
33W	100 km rute (jfr. fig. til venstre)	WP	Read letters identifying 100.000 meter square in which the point lies
100 KM. RUTE 100.000 M. SQUARE IDENTIFICATION	Første rutelinje til venstre for punktet. Avstand derifrå i tideler av ruta	32	Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point and read LARGE figures labelling the line either in the top or bottom margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point
WQ WP	Første rutelinje under punktet. Avstand derifrå i tideler av ruta	98	Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figures labelling the line either in the left or right margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point
RUTETILVISNING	Det er 18 til neste punkt med lik tilvisning. Referanse til SONEBELTE gjør tilvisninga fullstendig	WP329989	SAMPLE REFERENCE
		33WWP329989	If reporting beyond 18 in any direction, prefix Grid Zone Designation
SMA rutetal gir full koordinat Bruk bare STORE tal i tilvisninga		7377000	IGNORE the SMALLER figures of any grid number, these are for finding the full coordinates. Use ONLY the LARGER figures of the grid number

TEGNFORKLARING

Legend

LØSMASSER

Superficial deposits

- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET
Till, continuous cover, locally of great thickness
- MORENEMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BÆRGRUNNEN
Till, discontinuous or thin cover on bedrock
- BREELVAVSETNINGER (GLASIFLUVIALE AVSETNINGER)
Glaciofluvial deposits
- ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER (FLUVIALE AVSETNINGER)
Fluvial deposits
- UR (TALUS), LITE AREAL
Talus, small area
- TORV- OG MYRDANNELSER (ORGANISK MATERIALE)
Organic deposits

BART FJELL

Exposed bedrock

- BART FJELL
Exposed bedrock
- LITEN FJELLBLOTNING
Small exposure of bedrock

SMÅ OG VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER/BART FJELL

Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock

- M MORENEMATERIALE
Till
- B BREELVAVSETNINGER
Glaciofluvial deposits
- E ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER
Fluvial deposits
- F FORVITRINGSMATERIALE
Weathering material
- T TORV- OG MYRDANNELSER
Organic deposits

KORNSTØRRELSE

Grain size

- BLOKK
Block >256 mm
- STEIN
Stone 256 mm–64 mm
- GRUS
Gravel 64 mm–2,0 mm
- SAND
Sand 2,0 mm–0,063 mm

ANDRE SYMBOLER

Other features

- ISSKURINGSSTRIBE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKTET
Glacial striae, movement towards the observation point
- KRYSSENDE ISSKURINGSSTRIPER, ØKENDE ANTALL HAKER MED ØKENDE RELATIV ALDER
Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age
- DRUMLIN
Drumlin
- SMELTEVANNSLØP I LØSMATERIALE
Drainage channel in superficial deposits
- BREELVNEDSKJÆRING
Glaciofluvial erosion brink
- LATERALT SMELTEVANNSLØP I LØSMATERIALE
Lateral drainage channel in superficial deposits
- GJEL
Canyon
- HØYT BLOKKINNHOLD PÅ OVERFLATEN
High frequency of blocks on the surface
- TERRASSEKANT
Terrace

Kartlagt 1978 av H. Sveian.

Referanse til dette kartet: SVEIAN, H. – 1979
GRADDIS, kvartærgeologisk kart 2128 II – M 1:50 000,
Norges geologiske undersøkelse.

Kartgrunnlag: Norges geografiske oppmålings kart etter tillatelse
Reprografi : Norges geologiske undersøkelse
Trykk : Bjarums Trykkeri, Trondheim – 1979
Forlag : Universitetsforlaget

KARTBLADINDELING

Location diagram

