

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Skrifter 64

Bjørn Bergstrøm &
Peer-Richard Neeb: Reisadalen
Beskrivelse til kvartærgeologisk
kart 1734 III - M 1:50 000
(med fargetrykt kart)

Universitetsforlaget 1985

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

Reisadalen

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1734 III

M 1:50 000 (med fargetrykt kart)

BJØRN BERGSTRØM OG PEER-RICHARD NEEB

Bergstrøm, B. & Neeb, P. R. 1984: Reisadalen. Description of the Quaternary geological map 1734 III (scale 1:50 000). *Nor. geol. unders. Skr. 64*, 1–44.

The superficial deposits within the area of map-sheet Reisadalen, 1734 III, in northern Troms, North Norway, are classified according to their genesis and described. Ice movements and the course of deglaciation are reconstructed. Four glacial events marking advances or stagnations of the ice during the deglaciation are reconstructed. The Reisa fjord moraines are correlated with the Tromsø-Lyngen or the Ra moraines of Younger Dryas age. The younger Storbakken, Bergmo and Sappen moraines are of Preboreal age, formed 9900–9800 B.P., 9700–9500 B.P. and 9400 ± 250 B.P., respectively. Short accounts are given on shorelines, shore-level displacement and pollen analyses. Till and weathering material cover large areas of the mountainous regions. The bottom of the valley is filled with loose deposits with thicknesses up to 200 m. Large deposits of glaciofluvial and fluvial material represent valuable sand and gravel resources in the area. The potential for different utilization of the superficial deposits is also briefly discussed.

B. Bergstrøm & P. R. Neeb, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim, Norway

INNHOOLD

Forord	2
Generell del	2
Kvartærgeologi	2
Kvartærtiden	3
Løsmassenes dannelse	4
Det kvartærgeologiske kartet	6
Definisjon	6
Kartetets tegnforklaring	6
Eksempler på bruk av kartet	8
Spesiell del	9
Innledning	9
Berggrunnsoversikt (K. B. Zwaan)	9
Landformer	11
Isbevegelse	12
Morenemateriale	14
Morenematerialets overflateformer	14
Morenematerialets kornstørrelser	14
Morenematerialets bergartsinnhold	15
Morenematerialets mineralinnhold	15
Morenematerialets geokjemiske sammensetning	15
Breekvavsetninger	16
Elve- og bekkevavsetninger	18
Bresjø- og innsjøvavsetninger	20
Hav- og fjordvavsetninger	21
Strandvavsetninger	21
Vindvavsetninger	21
Forvittringsmateriale	21
Ur (talus)	22
Torv- og myrdannelser	23
Fyllmasser	24
Frostfenomener	24
Isavsmeltning og landhevning	25
Reisa fjordtrinnet	25
Storbakke trinnet	28
Bergmo trinnet	29
Sappen trinnet	29
Avsmeltningen etter Sappen trinnet	30
Rekonstruksjoner av brerandstrinnene	30
Strandlinjer og strandforskyvning	30

Pollenanalyse med C-14 datering	32
Alder og korrelasjoner – konklusjon	32
Løsmassenes egnethet til forskjellig bruk	33
Byggeråstoff	33
Grunnvann	37
Avfallsdeponering	38
Naturvern – fredning	38
Summary	38
Etterord	41
Litteraturreferanser	41
Appendiks	41
Utførelse	41
Litteratur- og flybildestudier	41
Feltarbeide	42
Boringer	42
Seismiske målinger	42
Kornfordelingsanalyser	42
Sprøhet (fallprøven)	42
Flisighet	42
Sprøhet og flisighet	42
Betongtekniske undersøkelser	42
Bergartsbestemmelser	42
Mineralbestemmelser	42
Geokjemiske analyser	42
Pollenanalyse	43
C-14 dateringer	43
Løsmassenes anvendelse	43
Landbruk	43
Byggegrunn	43
Byggeråstoff	43
Grunnvann i løsmasser	43
Avfallsdeponering	43
Annen bruk	44

Forord

Den kvartærgeologiske kartleggingen på kartblad Reisadalen ble utført i 1975–1977. Arbeidet begynte som en registrering av sand- og grusforekomster i Reisadalen, men ble senere utvidet til en mer systematisk kvartærgeologisk kartlegging av løsmassene i dalbunnen på kart i målestokk 1:20 000, oppfotografert fra målestokk 1:50 000. Til slutt ble den endelige fullføringen av det kvartærgeologiske kartet Reisadalen i målestokk 1:50 000 foretatt. Da de opprinnelige undersøkelserne ikke var begrenset til dette kartbladet, men omfattet hele hoveddalføret opp til Sarelv, fins det data og opplysninger som ikke blir omtalt i beskrivelsen.

Beskrivelsen til kartblad Reisadalen er delt i to hoveddeler. Den *generelle del* inneholder en kort innføring i kvartærgeologi med oversikt over løsmassenes dannelse. Videre gis det en generell definisjon og beskrivelse av det kvartærgeologiske kartet disponert etter dets tegnforklaring og med eksempler på bruk av kartet. I den *spesielle del* er det gitt en oversikt over berggrunn, landformer og isbevegelser før de enkelte løsmassetyper beskrives. Innlandsisens

avsmeltning i området omtales ganske nøye og dens brerandtrinn, samt marine strandlinjer er forsøkt rekonstruert. Til slutt gis det en vurdering av ressursene med spesiell vekt på sand- og grusforekomstene i Reisadalen. Orientering om utførelse og metoder som har vært brukt under arbeidet med kartet, er gitt i *Appendiks*. Det er også gitt en del eksempler på anvendelse av løsmassene.

Generell del

Kvartærgeologi

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, resipienter og mas-setak 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 i overskuelig fremtid. Ofte vil en bruksmåte utelukke de andre, og dette kan gi grunnlag for konflikter. Bare en liten del av Norges areal er dekket av mektige løsmasser, og nydannelse skjer svært langsomt ved f.eks. oppbygging av elvedelta, forvitring og myrdannelse. I hovedsak må derfor løsmassene betraktes som en begrenset og ikke-fornybar ressurs. Vår bruk av dem må sees i lys av dette.

Kvartærtiden

Kvartærtiden omfatter de siste 2–3 millioner 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 fins på land i dag, er for det meste dannet under og etter siste istid.

Siste istid som kalles Weichsel, begynte for vel 100 000 år siden. Svingninger i klimaet under denne istid førte til at isens utbredelse og tykkelse varierte ganske meget, og det har trolig vært perioder da innlandsisen var delvis borte. Den største utbredelse nådde isen for 18–20 000 år siden da den dekket hele Skandinavia, og tykkelsen i de sentrale deler var opp til 3 000 m (Fig. 1). Under avsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble isdekket etter hvert tynnere, slik at det delte seg opp i fjord- og dalbreer som smeltet hurtig tilbake på grunn av det mildere klimaet og den store kalvingen i de dype fjordene. Kortvarige klimaforverringene førte til at iskanten stoppet opp eller rykket litt frem 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 svenkegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensen i Øst-Finnmark (Fig. 1). Det fins også yngre markerte brerandtrinn dannet i Preboreal tid ca. 9 000 – 10 000 år før nåtid. Den endelige avsmeltingen av de sen-

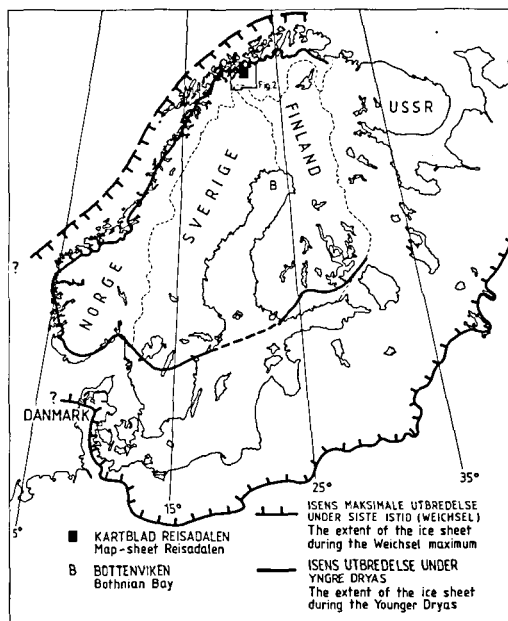


Fig. 1. Isens utbredelse under Weichsel maksimum og Yngre Dryas.

The extent of the Scandinavian continental ice-sheet during the Weichsel maximum and the Younger Dryas.

trale 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 (isostatisk heving). På grunn av treghet i jordskorpa har det tatt lang tid å gjenopprette likevekten og ennå skjer det en meget langsom stigning av landmassen. Samtidig som landet hevet seg, skjedde det en økning av vannmengden i havet (eustatisk heving) på grunn av tilførsel av store mengder smeltevann fra breene. Strandforskyvningen etter isavsmeltingen skyldes et samspill mellom disse faktorene. I Norge har den isostatiske hevingen hovedsakelig vært større enn den eustatiske, med unntagelse av enkelte ytre kystområder. Dette har ført til at mange områder, som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjordbunn, nå er blitt tørt land. Det høyeste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk, kalles marin grense (MG). Ved Oslo er MG ca. 220 m, ved Trondheim ca. 175 m, i indre fjordstrøk av Troms 75–80 m, mens MG på den nordlige del

Fig. 2. A. Dannelse av morenemateriale.

1. Bre i bevegelse transporter/avsetter materiale.
2. Stagnert bre smelter og avsetter materiale fra breen og breoverflaten.
3. Bunnmorene (underst) og ablasjonsmorene.

B. Dannelse av randmorener.

1. Breen rykker frem og skyver sammen en rygg av morenemateriale.
2. Randmorenen etter brens tilbaketrekking.

Etter Reite (1983)

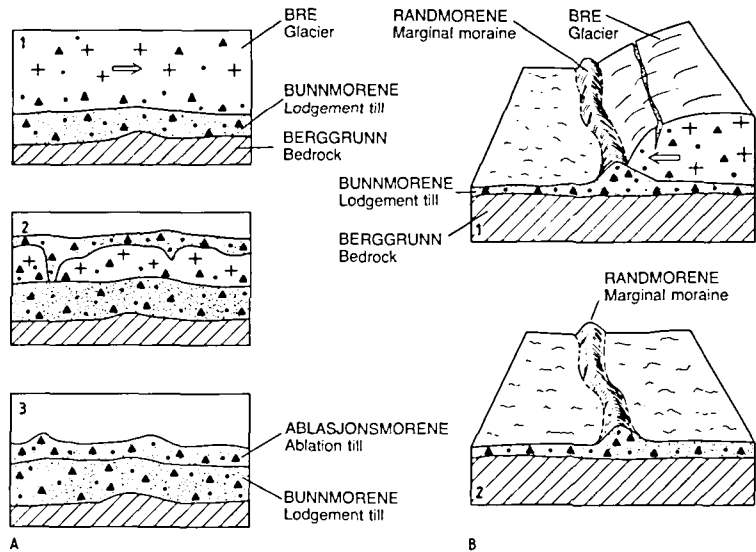
A. Genesis of till.

1. Till deposited by a moving glacier.
2. Till deposited from a stagnant glacier.
3. Lodgement till and ablation till.

B. Genesis of marginal moraines.

1. Marginal moraine formed by an advancing glacier.
2. The marginal moraine after the recession of the glacier.

After Reite (1983).



av Jæren bare er på ca. 10 m over nåværende havnivå.

Løsmassenes dannelse

Nåtidens løsmasser i Norge er hovedsakelig dannet under siste nedisning (glasigene avsetninger) og i den etterfølgende isfrie perioden (postglasiale avsetninger). De er derfor meget unge i forhold til løsmassene i de 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: *bunnmorene* og *ablasjonsmorene*, Fig. 2 A. *Bunnmorene* inneholder materiale som ble fraktet i den undre delen av isen hvor det foregikk en kraftig oppknusning av materialet. Karakteristisk for bunnmorenemateriale er fast pakning, innhold av alle kornstørrelsesfraksjoner og lite eller ingen lagdeling. *Ablasjonsmorene* inneholder materiale som ble transportert inne i breen eller på breoverflaten hvor partiklene har vært utsatt for mindre nedknusing. Det har vanligvis vært en del smeltvann til stede. Da isen smeltet bort, ble abla-

sjonsmorenen avsatt over bunnmorenen, eller direkte på fjell der hvor bunnmorenen manglet. *Randmorener* dannes langs kanten av breen under fremstøt eller kortvarige opphold under avsmeltingen, Fig. 2 B.

Isavsmeltingen førte til at store smeltvannsstrømmer gravde (eroderte) kraftig og store mengder løsmateriale ble transportert og senere avsatt som *breelavsetninger*. Vannet samlet seg i sprekker og tunneler i eller under isen, eller i løp langs iskanten, Fig. 3 B. Noe av løsmaterialet ble avsatt i direkte tilknytning til disse smeltvannsløpene (esker, kame, lateralterrasser), mens en stor del ble ført med smeltvannsstrømmene helt ut til brefronten og avsatt der. I forbindelse med brerandtrinnene, da iskanten lå mer eller mindre i ro, ble det dannet særlig store avsetninger av sand, grus og stein. Der breelvene munnet ut i havet, fikk massene mange steder tid til å bygge seg opp som delta til datidens havnivå (MG) (Fig. 3 A). De groveste massene ble vanligvis avsatt i skrålag nærmest iskanten, mens de fineste silt- og leirkornene ble ført lengre ut i havet og avsatt i horisontale lag på bunnen (*hav- og fjordavsetninger*). De store brerandavsetningene er senere hevet, og de gamle breelvdeltene fins i dag som terrasseformete avsetninger. Breelavsetningene som ikke rakk å bli

Fig. 3. A. Dannelse av breelvavsetninger i fjorder og innsjøer.

1. Breelvene avsetter materiale foran brefronten.

2. Randdelta (bygget opp til et vann-nivå) og randås.

B. Dannelse av andre breelvavsetninger.

1. Vanntransportert materiale blir avsatt på breoverflaten, langs brekanten og under breen.

2. Ulike typer breelvavsetninger dannet på denne måten.

Etter Reite (1983).

A. Glaciofluvial sediments deposited in fjords and lakes.

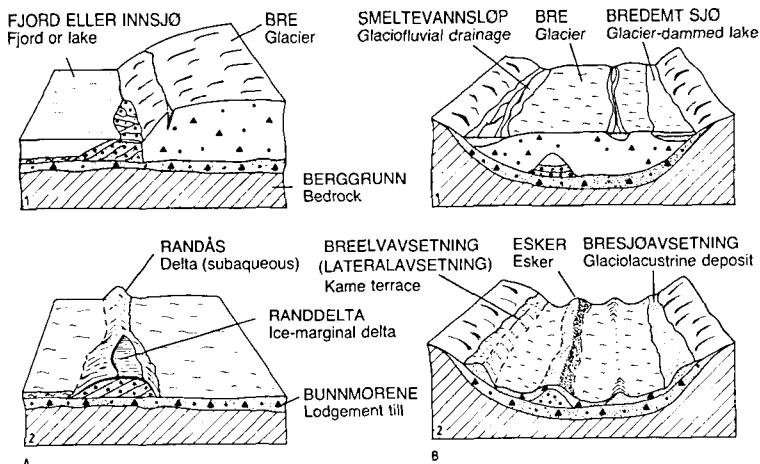
1. Glaciofluvial sediments deposited where the meltwater streams reach a water-level.

2. Ice-marginal delta (built up to a water-level) and subaqueous deposit.

B. Glaciofluvial sediments deposited supraglacially, laterally and subglacially.

2. Different types of glaciofluvial deposits.

After Reite (1983).



bygget opp til havnivå, fins som randåser på tvers av dalførene, Fig. 3 A. Breelvavsetningenes beliggenhet er ikke bare knyttet til dagens vassdrag. Ved innlandsisens gradvise nedsmeltning 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, f.eks. i dalsider, på høgfjellet m.v. Langs kanten av breene ble det enkelte steder demmet opp bresjøer hvor løsmasser kunne bli avsatt (delta, terrasser). Det finkornige materialet som ble ført ut i bresjøene, ble avsatt som slamlag på bunnen og fins i dag ofte som silt- og finsandlag (kvabb) over andre løsavsetninger. Disse bresjøavsetningene har oftest tydelig lagdeling.

De postglasiale avsetningene er dannet etter at isen smeltet vekk, hovedsakelig ved at tidligere avsatte løsmasser ble utsatt for erosjon og omlagring. Landhevingen førte til at store områder som tidligere var havbunn, ble tørt land. Elvene fikk senket sin erosjonsbasis og begynte å grave. Dermed ble de finkornige hav- og fjordavsetningene (silt og leir) liggende særlig utsatt for erosjon av grunnvann og overflatevann. Den opprinnelig jevne og relativt flate gamle havbunnen ble gjennomskåret av bekedaler og raviner i et forgreinet mønster. Un-

der landhevingen ble løsmassene i strandsonen mer eller mindre påvirket av bølgevasking og strømmer. Enkelte steder ble mye av finmaterialet skyllet vekk og avsatt i forsenkninger på havbunnen. Marine strandavsetninger fins særlig i områder utsatt for bølgeerosjon. Elve- og bekkeavsetninger er dannet av rennende vann, og fins vesentlig som elvesletter, terrasser, vifter og delta. Eldre delta av sand og grus med tydelige skrålag fins som store, frittliggende terrasseflater på tilsvarende måte som breelvdeltaene, men i lavere nivåer enn disse. Ved dagens elvemunninger bygges det også ut delta. I den korte perioden etter at innlandsisen forsvant, men før vegetasjonen etablerte seg, ble enkelte områder utsatt for vinderosjon. Særlig i forbindelse med store breelvavsetninger fins sanddyner fra denne perioden. I dag blir vindavsetninger helst dannet ved sandstrendene langs kysten.

Der fjelloverflaten ble liggende naken etter at isen forsvant, tok de nedbrytende kreftene straks til å virke. Forvitningsmateriale er løsmasser dannet på stedet ved kjemisk eller mekanisk nedbrytning. I høgfjellet er frostforvitringen særlig aktiv og enkelte områder kan være dekket av frostsprengte blokker (blokkhav). I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosesser som jordflytning (solifluksjon), ras,

steinsprang og skred vært særlig aktive. *Ur* er brukt som fellesbetegnelse for avsetninger dannet ved steinsprang. *Skredmateriale* er vanligvis dannet av nedrast forvitningsmateriale, morenemateriale og innslag av ur og organisk materiale. Snøskred og flomskred kan bidra til dannelsen av mektige vifter av skredmateriale foran trange gjel og slukter i fjellsiden. *Torv- og myrdannelser* oppstår når produksjon av organisk stoff fra planter 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. Råhumus forekommer mange steder som et tynt dekke over fjell og løsmasser. Det består av døde, lite omvandlede planterester.

Det kvartærgeologiske kartet

Definisjon

Kvartærgeologiske kart med beskrivelser viser løsmassenes utbredelse og dannelsesmåte, delvis deres sammensetning, egenskaper og overflateformer. Kartene gir informasjon av betydning for tolkning av den geologiske historien. De er et nødvendig hjelpemiddel for å oppnå fornuftig arealdisponering og en best mulig forvaltning av løsmassene. I beskrivelsen og kartets tegnforklaring er det benyttet mest mulig norske betegnelser, mens internasjonale betegnelser ofte er oppført i parentes. En del faguttrykk er forklart, og de viktigste geologiske prosesser er omtalt. For de lesere som ønsker en fylldigere innføring i kvartærgeologi, anbefales Østeraas (1973), Selmer-Olsen (1976, 1977) og Holmsen (1979).

Kartetets tegnforklaring

Løsmasser

Løsmassene er inndelt etter dannelsesmåte og -miljø. Det er således de ulike geologiske prosessene som avspeiles gjennom fargebruken på kartet. Eksempelvis gis 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, er i tillegg gitt en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

Morenemateriale er avsatt direkte av isbreer.

Det består oftest av alle kornstørrelser fra leir til blokk i varierende mengdeforhold (usortert materiale).

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

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

Randmorenerygger/randmorenebelte brukes som betegnelse på ryggformete israndavsetninger (endemorener og sidemorener) dannet ved breframstøt eller kortvarige stopp under isavsmeltningen, Fig. 2 B. Størrelsen varierer fra små rygger, stedvis bare blokkbelter i fjellområder, til store endemorener i dalgangene og brede randmorene-"belter" i dalsidene eller på fjellplatåene. 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 breelvavsetninger i veksling med morenemateriale, særlig i endemorenene.

Breelvavsetninger (Glasifluviale avsetninger) er løsmasser avsatt av strømmende smeltevann fra isbreer. De kjennetegnes ved at materialet er lagdelt og sortert etter kornstørrelser. Sand og grus er oftest de dominerende kornstørrelser. Stein- og gruspartiklene er som regel rundet.

Ryggformete breelvavsetninger dannet i tunnel eller sprekk i isen (Esker) er dannet av breelver i sprekker eller tunneler i stagnerende breer. Ryggene kan ha et dekke av ablasjonsmorene.

Haugete breelvavsetninger (Kame) brukes for isolerte hauger dannet i sprekker eller hulrom i stagnerende breer.

Bresjø- og innsjøavsetninger (Glasilakustrine og lakustrine avsetninger) er løsmasser avsatt

ved relativt rolige strømningsforhold i bredemte sjøer, eller innsjøer. De kjennetegnes ved nær horisontal lagdeling, og består oftest av finsand og silt. Grovere strandmateriale kan forekomme i overflaten.

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 breelvavsetningene, men er som regel bedre sortert, og har ofte mer rundet materiale. Elve- og bekkevifter, særlig ved foten av bratte skråninger, kan imidlertid inneholde dårlig sortert og lite rundet materiale. Finkornige flomlag forekommer i overflaten på elvesletter. Elve- og bekkeavsetningene kan av og til inneholde små mengder organisk materiale.

Hav- og fjordavsetninger (Marine avsetninger), er finkornige løsmasser bunnfelt i havet mens dette sto høyere enn i dag. I enkelte områder kan det gå leirskred.

Strandavsetninger (Marine strandavsetninger) er materiale utvasket ved bølge- og strømkraft i strandsonen. Det ligger oftest som et dekke over andre løsavsetninger, men forekommer også direkte på fjell. Kornstørrelser og sortering kan variere meget. Tykkelsen er vanligvis fra en halv til noen få meter.

Vindavsetninger (Eoliske avsetninger) består av vindblåst materiale. Den dominerende kornstørrelsen er fin sand.

Forvittringsmateriale (blokkmark) er dannet hovedsakelig ved mekanisk nedbrytning av det faste fjell. Forvittringsmaterialet kjennetegnes ved at fragmentene er skarpkantede, og det er vanligvis en gradvis overgang fra løsmasse til det faste fjell. Kun bergarter fra den underliggende berggrunnen fins i forvittringsmaterialet, og kornstørrelsen varierer. Kjemisk forvittring forekommer også, særlig i lett oppløselige bergarter som f.eks. kalksteiner.

Ur består vesentlig av skarpkantede stein og blokker som er løsnet i fjellet ovenfor. Talus er en mer omfattende betegnelse på avsetninger av nedrast materiale på grunn av tyngdekraften i bratte dalsider (Holmsen 1979).

Skredmateriale er brukt om materiale i bratte dal- eller fjellsider og kan bestå av en blanding

av nedrast forvittringsmateriale med innslag av ur og organisk materiale. Mektigheten er ofte liten, men tiltar gjerne ned mot de lavereliggende deler av skråningen. Særlig mektig er skredviftene foran trange gjel og slukter i dalsiden.

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

Fyllmasser er løsmasser tilført av mennesker. Betegnelsen er brukt for steintipper, søppelfyllinger og andre større fyllinger.

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 eller vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert 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

Kornstørrelse for sorterte avsetninger er angitt etter visuell bedømmelse i felt. Det foretas en skjønsmessig helhetsvurdering, og det er den dominerende kornstørrelse nær markoverflaten som er vist. Symbolene representerer derfor ikke punktobservasjoner. Ofte vil kornstørrelsen variere mot dypet. Inndelingen av kornstørrelsene i fraksjoner er oppgitt i kartets tegnforklaring. Ved omtalen av sorterte avsetninger angis den dominerende fraksjon i substantivform. Dersom andre fraksjoner inngår med mer enn 10 %, er disse omtalt i adjektivform, f.eks. sandig grus (grus dominerer, 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

Opptrer det flere avsetningstyper over hverandre i et område, er det øverstliggende presentert på kartet med farge såfremt 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 veiskjæringer, grustak, elvedeskjæringer, byggegrøper etc. I en del tilfeller er det foretatt borer, seismiske undersøkelser for vurdering av løsmassenes mektighet, sammensetning og lagfølge.

Andre symboler

Skuringsstriper viser isens bevegelsesretninger. De er dannet ved at løsmateriale i isens såle har skurt og slipt fjelloverflaten i breens bevegelsesretning.

Breelvedeskjæring og smeltevannsløp i løsmasser er erosjonsspor etter breelver i forbindelse med isavsmeltningen. Breelvedeskjæring nyttes for større erosjonskanter i løsmasser. Smeltevannsløp brukes for erosjonsløp i løsmasser langs iskanten.

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

Elvedeskjæring er en bratt skråning i løsmasser dannet ved elve- eller bekkeerosjon.

Tørt bekke- eller elvefar er forsenkninger hvor det under normale forhold ikke renner vann. De er inntegnet i den grad de danner tydelige former i terrenget eller de er av betydning for vurdering av flomfare.

Vifte som formsymbol brukes først og fremst på elve- og bekkevifter, men også på skred- og flomskredvifter i en del områder. Breelvavsetninger kan også ha vifteform.

Strandlinje er forårsaket av havets erosjon i løsmasser eller fast fjell. Disse formene forekommer fra den marine grense og ned til dagens havnivå. Strandlinje brukes for å markere et nivå som kan følges som en linje i terrenget.

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.

Rygg brukes for lange, smale og markerte rygger, oftest i moreneområder.

Solifluksjonstunger dannes i hellende terreng ved at løsmassene langsomt siger nedover på grunn av frostens påvirkning i de øvre jordlag. Dette gir en terrengoverflate med tungeformete valker. Bevegelsehastigheten er bare noen få mm pr. år. Høyden av tungens front er sjelden over en meter, bredden kan være flere titalls meter.

Høyt blokkinnhold i overflaten i morenemateriale brukes hvor blokkene opptre særlig hyppig i forhold til det som er vanlig for området.

Strukturmark er frostfenomener dannet i mineraljord. Mest vanlig er polygonmark som dannes i flatt eller svakt hellende terreng. Disse består ofte av mer eller mindre regelmessige fem- eller sekskantede polygoner i et sammenhengende mønster. I mer hellende terreng kan det dannes steinstriper.

Borer, seismiske målinger er foretatt for å bestemme løsavsetningenes mektighet og utbredelse. Samtidig gir disse metodene informasjon om de enkelte lags tykkelse og sammensetning.

Eksempler på bruk av kartet

Arealplanlegging. En forsvarlig vurdering av arealbruk i planleggingsammenheng 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 før beslutninger om arealdisponering blir gjort. Kwartærgeologiske kart og beskrivelser, samt eventuelle temakart utarbeidet på basis av disse, gir fundamentale opplysninger om grunnforhold, tilgangen på spesielle ressurser som sand og grus, dyrkingsjord, m.m. Kartene bør anvendes allerede i en tidlig fase av planarbeidet. Dermed vil en i større grad kunne plassere utbyggingsområder slik at en sparer viktige ressurser og unngår dårlig byggrunn.

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 byggeråstoff 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 malmsforekomstene i fast fjell. Dette krever godt kjennskap til de kvartærgeologiske forhold, f.eks. løsmassenes lagfølge, transportretning og -lengde.

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

- å sikre områder eller objekter som dokumentasjon av 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 disponing av løsmasser til ulike praktiske formål samordnes med verneplaner slik at en totalt sett kommer frem 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 utgjør også et viktig grunnlagsmateriale ved oppbygningen av ressursoversikter og ressursregnskap.

Spesiell del

Innledning

Kartblad Reisadalen dekker de nedre deler av Reisadalføret med unntak av munningen av

dalen som faller utenfor det NV-lige hjørnet av bladet, Fig. 4. Reisavassdraget er ca. 120 km langt og har et dreneringsområde på ca. 2500 km². Størstedelen av området ligger i Nordreisa kommune, men i NØ går kartbladgrensen litt inn i Skjervøy kommune og i SV såvidt inn i Kåsfjord kommune. Skogen er i de nedre og midtre deler av Reisadalen dominert av bjørk sammen med osp, or og furu. På de tørre sand- og grusmoene vokser furu med krekling og blåbærlyng i undervegetasjonen. Skoggrensen ligger ca. 350 m o.h., mens furua når opp til ca. 250 m o.h.

Berggrunnsgeologien er undersøkt og det er utgitt et foreløpig berggrunnskart Reisadalen (1:50 000) i svart/hvit kopi (Zwaan 1977). En lettfattelig fremstilling av geologien i Reisdalsområdet er gjort av bl.a. Zwaan (1975) og Bøe (1980). Ellers fins det en del vitenskapelige arbeider som omfatter delområder innen kartbladet eller omtaler spesielle geologiske problemer. For litteraturreferanser henvises det til Ryghaug & Zwaan (1975) og Lindahl (1974).

Kvartærgeologiske undersøkelser er tidligere foretatt av Feyling-Hanssen (1958, 1959). Han kartla den vestlige del av kartblad Nordreisa i målestokk 1:250 000 som kartblad Reisadalen inngår som en liten del av. Sollid et al. (1973) har ikke beskrevet området, men det er kommet med på enkelte av oversiktskartene. Ellers har Sivertsen (1980) gitt en enkel oversikt over kvartærgeologien i Reisavassdraget. Sand- og grusundersøkelser er gjort i Reisadalen samtidig med den generelle kartleggingen (Neeb & Bergstrøm 1975). Sollid (1983) har i en rapport i forbindelse med tiårsvernede vassdrag beskrevet og foreslått vernet noen områder i Reisavassdraget.

Berggrunnsoversikt

K. B. ZWAAN

Tre hovedelementer i norsk berggrunnsgeologi finnes innenfor oversiktskartet (Fig. 4). I nord og nordøst består berggrunnen av prekambriiske bergarter ("Alta-Kvænangen vinduet"). Disse omfatter forskjellige typer av lavmetamorfte (lite omvandlete), sterkt foldete sedimentære og vulkanske bergarter, opprinnelig avsatt i et grunt hav (Raipasgruppen). Over disse ligger det mindre metamorfte og lite deformerte sedimentære bergarter fra tidsperiodene sen-prekambrium (Bossekopgruppen) og eokambrium-kambrium (Borrasgruppen). Disse

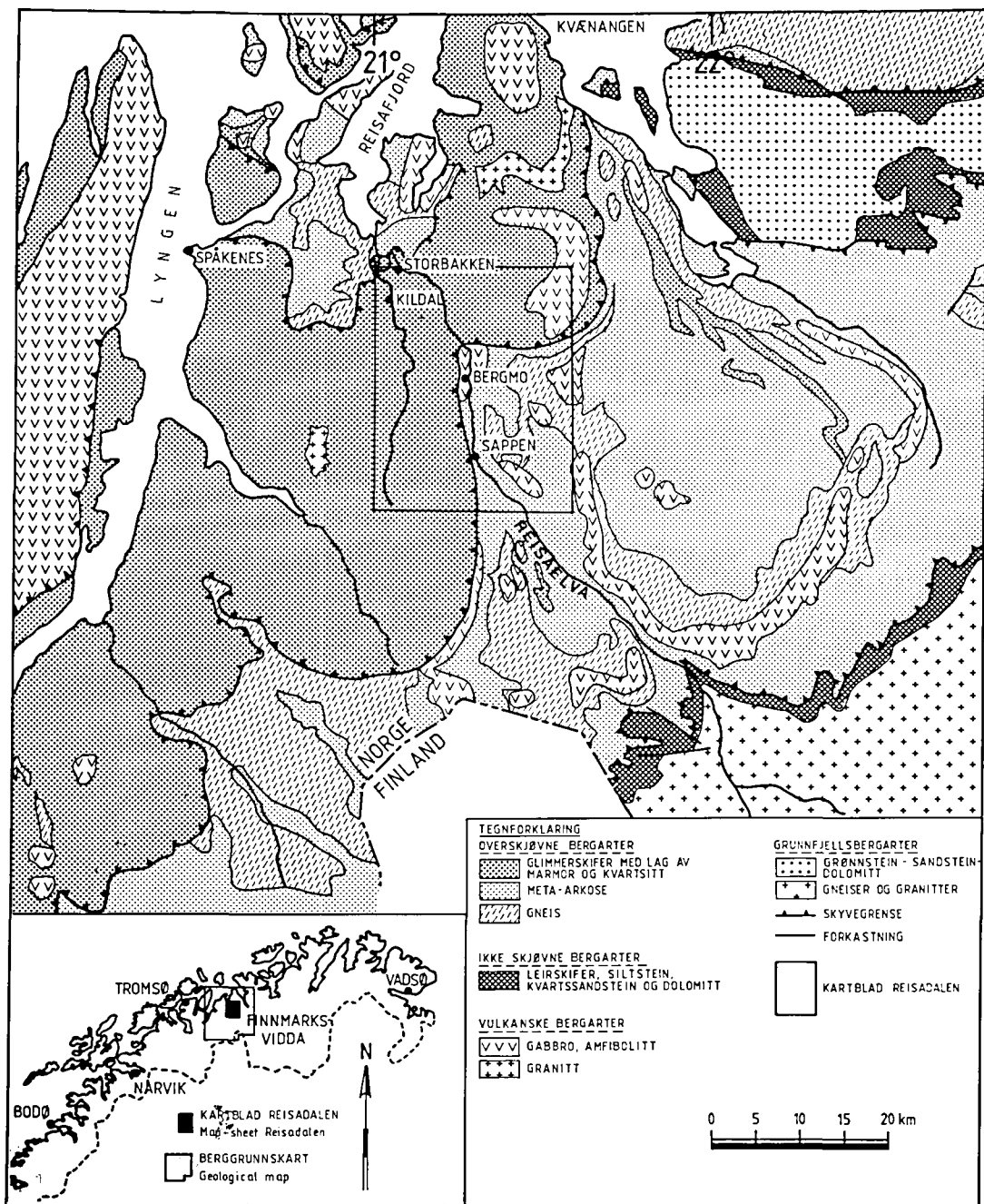


Fig. 4. Nøkkeltkart og berggrunnsgeologisk oversiktskart, forenklet etter Zwaan (1976). Location map and regional geological map, simplified after Zwaan (1976).

er skilt fra de underliggende bergarter av en klar sedimentær vinkeldiskordans. Bergartene fra disse gruppene (Bossekop- og Borrgruppen) er for en stor del erosjonssvake leir- og siltstei-

ner. De undre 10 m av Borrgruppen utgjøres av en tillitt (forstenet morene).

Kartblad Reisadalens berggrunn består av overskjøvne middels metamorfe og sterkt fol-

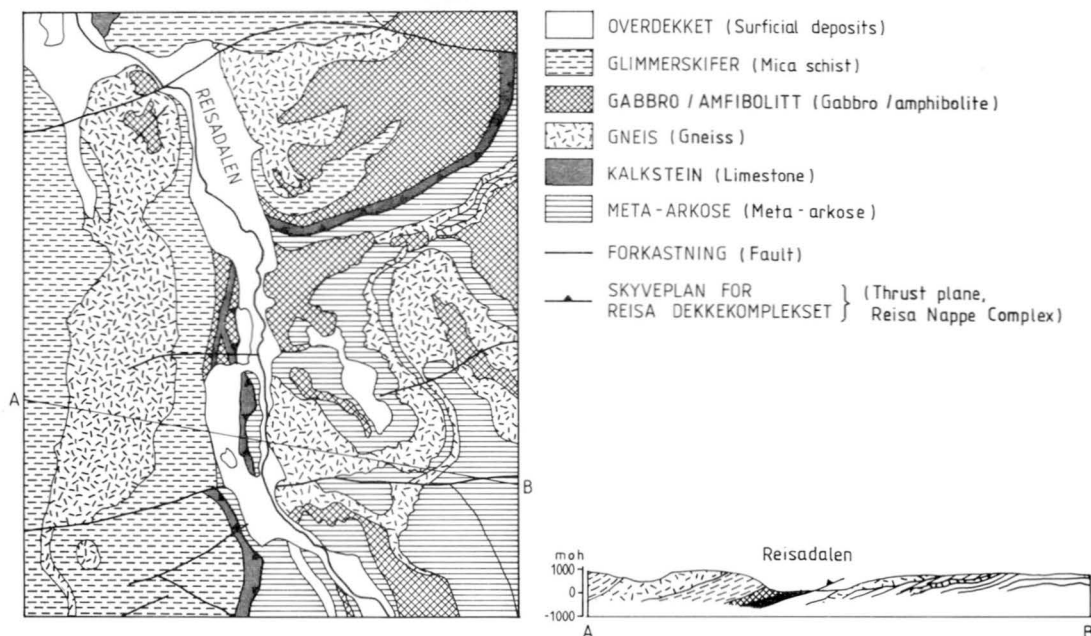


Fig. 5. Berggrunnsgeologisk kart (kartblad Reisadalen), forenklet etter Zwaan (1977).
 Geological map, map-sheet Reisadalen, simplified after Zwaan (1977).

dete bergarter (Fig. 5). De tilhører den kaledonske fjellkjede dannet i kambrisk til silurisk tid, for 550 til 400 millioner år siden. Fjellkjeden ble dannet ved at havsedimenter som sand og leir ble presset opp på land under høyt trykk og temperatur samtidig med høy vulkansk aktivitet. Skyvning skjedde i to bølger. I slutten av kambrium ble det første dekkekomplekset skjøvet på land. Dette fins i Reisadalen som det nederste dekkekompleks kalt Kalakdekkekomplekset. Komplekset består av meta-arkose (feltspathoidige metamorfe sandstein), lys middelskornet gneis og flere typer omvandlede eruptive bergarter (gabbro, amfibolitt). Gneisene blir tolket som fragmenter av det gamle grunnfjellet som dekkekomplekset skjøver over. Meta-arkosene er sedimenter som ble avsatt på gneisene i senprekambrisk tid. I silurisk tid ble så det øvre dekkekomplekset kalt Reisadekkekomplekset skjøvet over de nedtærte rester av Kalakdekkekomplekset. Dekkekomplekset består av ordoviciske/siluriske sedimenter avsatt rundt vulkanske øyer. Under skyvningen ble bergartene lagt oppå hverandre i skiver. Hver skive har omtrent den samme bergartslagrekke; nederst en kalksteinsone blandet med kvartsitt og grønnstein som er omvandlet lava, så grønnstein sammen med kalkspatrike skifre og til slutt en tykk lagpakke

av kvartsrike granatglimmerskifre. Disse skivene blir ikke adskilt på oversiktskartet (Fig. 4). Måskogai'sa og litle Ste (060355) representerer fragmenter av de ovennevnte vulkanske øyer.

Landformer

Det kartlagte området er karakterisert av det markerte Reisadalføret som skjærer seg dypt ned i landblokken, Fig. 6. Hovedformene er glasiale og de stupbratte dalsidene når i de nordlige deler opp i høyder på over 1000 m. Dalbunnen er dekket av tykke løsavsetninger med mektigheter på ca. 200 m, Fig. 7. De dypeste deler av dalbunnen ligger ca. 140 m under dagens havnivå. De fleste sidedalene går på tvers av hoveddalføret og er korte og bratte med V-format tverrprofil. Samueldalen (037171) skiller seg ut ved at den løper parallelt med Reisadalen i nord-sørgående retning, og er klart preget av glasial utforming. Fjellområdene når i de NØ-lige deler opp i 1200–1300 m o.h. med høyeste fjelltopp innen kartbladet, Rieppesgai'sa (213356), på 1337 m o.h. Relieffet er her markert med en karakteristisk botntopografi. Av eksisterende breer i området er platåbreen (180355) på Måskogai'sa og Råggelgaisat størst, som med sine utløpere dekker

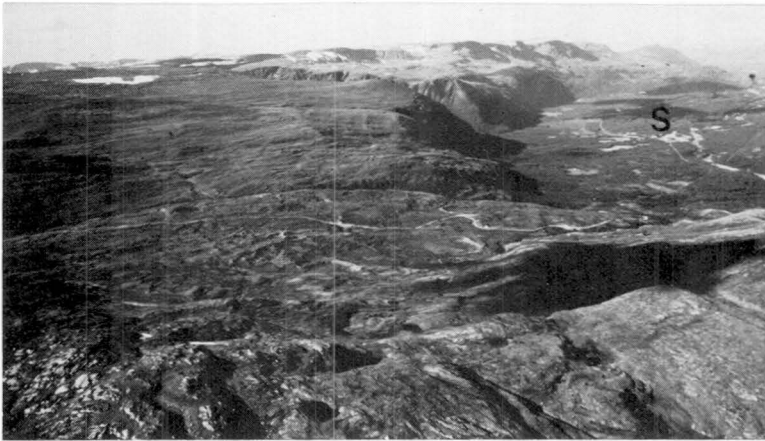


Fig. 6. Reisdalen og de NV-lige fjellstrøk sett mot NNW fra Gapperus (126108). I forgrunnen Gapperusvag'gi, en hengende sidedal til Reisdalen, dekket av sammenhengende morenemateriale og med randmorenerygger ved veien sentralt i bildet. S=Sappen.

The Reisa valley and the north-western mountainous areas, view towards NNW from Gapperus (126108). In the foreground Gapperusvag'gi, a hanging valley covered by continuous till and with marginal moraine ridges near the road in the central part of the picture. S=Sappen.

et areal på ca. 5 km². Isolerte botnbreer fins S og Ø for Rieppesgai'sa. I de sørlige deler av kartbladet er reliefforholdene i fjellområdene mindre skarpe og den generelle plåtoverflate synker ned til 900–1000 m o.h.

Ved å studere dagens landformer i Reisdalen, mente Wråk (1908) at han kunne skille ut flere rester av gamle landoverflater. Han delte dem inn i generasjoner, der de eldste er representert ved de høyeste topp- og fjellviddenivåene, og de yngste ved de senere nedskårne dalene. Selve Reisdalen representerer de tre yngste periodene, dalgenerasjonene Guris-, Geba- og Rajsagenerasjonen. Det høye, kupert fjellplåtoet, som dekker de sørligste deler av kartbladet, har en svak helning mot SØ og er tolket som rester etter et gammelt slettelandskap (Borsugenerasjonen). Denne generelle helningen av fjellandskapet mot SØ faller motsatt vei av hoveddalførens dreneringsretning. Dette har påvirket isavsmeltningsforløpet, sær-

lig i de indre strøk av Reisdalsområdet.

Bergartene og dets strukturer har i høy grad hatt betydning for utformingen av landformene. Gabbro fins i de høyeste fjellområdene og synes å ha vært motstandsdyktig mot erosjon, mens glimmerskifer og enkelte typer sandstein har vært mindre resistente. Forkastninger og sprekker har direkte påvirket daldannelsen, og mange av sidedalene som f.eks. Jisdalen (061151) er i hovedsak nedskåret langs slike svakhetssoner.

Isbevegelse

Isbevegelsesretningene i det kartlagte området er hovedsakelig bestemt ved hjelp av skuringsstriper og i en viss grad av overflateformer i morene og fast fjell.

Det er få sikre spor etter den eldste isbevegelse. Skuringsstriper i de høyeste fjellområ-

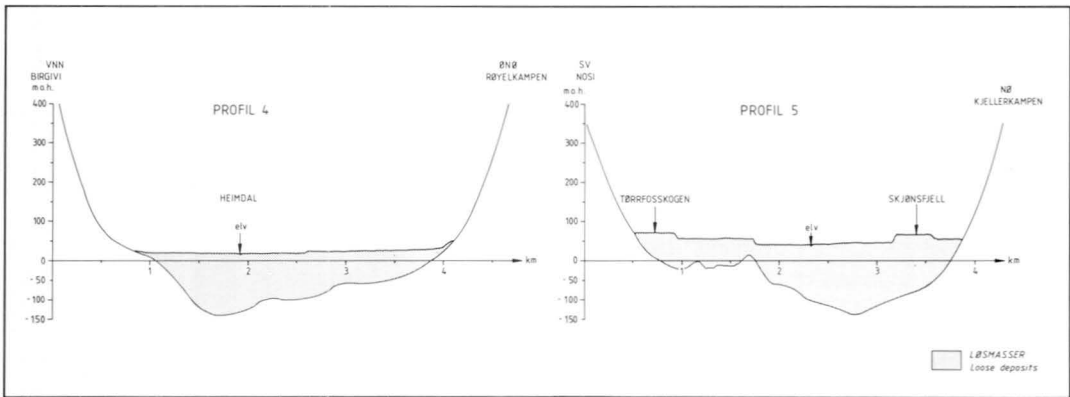


Fig. 7. Tverrprofiler av Reisdalen basert på seismiske profiler 4 og 5 (Pl. 1).
Cross-profiles of the Reisa valley based on seismic profiles 4 and 5 (Pl. 1).

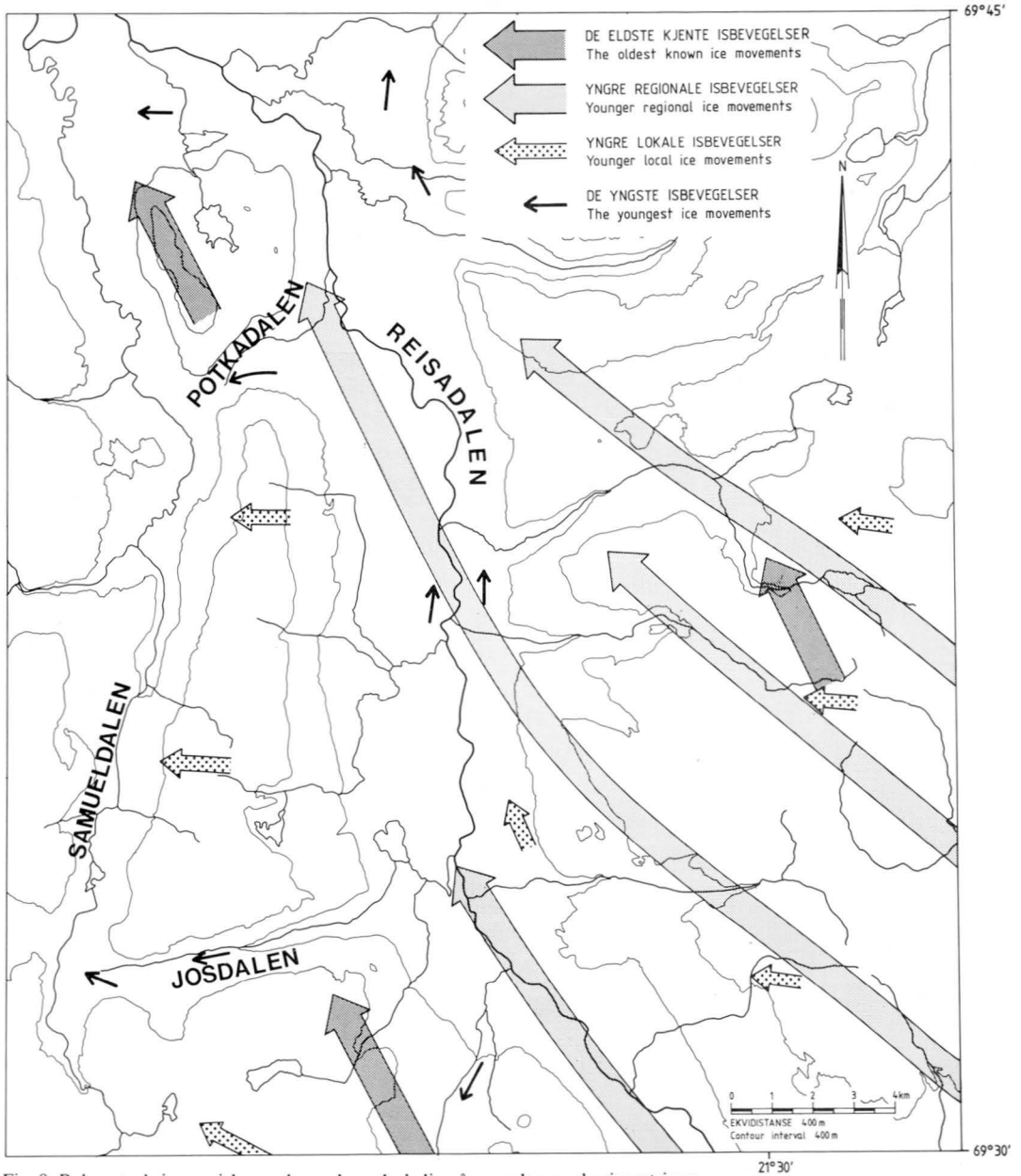


Fig. 8. Rekonstruksjon av isbevegelsene, hovedsakelig på grunnlag av skuringsstriper.
Reconstruction of the ice movements mainly on the basis of glacial striae.

dene tyder på en gammel bevegelse mot NNW–NW, Fig. 8, som sannsynligvis er fra hovednedisningen under siste istid. Nord-Scandinavia var på den tid dekket av en tykk iskappe med en isdelersone som lå langt sør i Lappland, muligens helt ned mot Bottenviken under den maksimale nedisningen. Under avsmeltingen skjedde det trolig først bare små

forandringer i bevegelsesretningene, men etter hvert som isdekket ble tynnere, ble bevegelsene mer og mer påvirket av de markerte reliefforholdene i området. Isstrømmene konvergente mot de dype fjordene og dalførene som fungerte som hoveddreneringsveier for ismassene. Få gode skuringslokaliteter i fjellområdene gjør en rekonstruksjon av disse yngre regionale isbe-

vegelsene noe usikker. På fjellryggen mellom Reisdalen og Samueldalen er det observert skuringsstriper mot V og VNV som trolig er fra avsmeltningstiden før Yngre Dryas. Disse viser at isstrømmene ut Reisdalen har vært dominerende i forhold til Samueldalen. Samueldalens dreneringsområde er lite. Under avsmeltningen ble dette dalføret relativt tidlig avsnørt fra akkumulasjonsområdene i sør, og tilførselen av ismasser kom deretter hovedsakelig fra Reisdalen.

Da de høyeste fjellområdene smeltet frem av isdekket, delte innlandsisen seg i en rekke brentunger som fulgte hoveddalførene ut i fjordene, Fig. 23. Skuringsstriper i Reisdalen viser retninger parallelt med dalen. Lokalt kan mindre avvikende retninger observeres, forårsaket av lokale topografiske forhold. Samueldalen ble etter hvert også avsnørt fra Reisdalbreens istilførsel. På slutten av Yngre Dryas og tidlig i Preboreal tid gikk de siste tilførselsstrømmene vestover gjennom Josdalen (061151) og Potkadalen (061298).

Morenemateriale

Morenemateriale er den dominerende jordart innen de relativt flate fjellområdene sør og sørøst for Reisdalen. Tykkelsen varierer noe, men stort sett er morenedekket relativt tynt. I enkelte forsenkninger, støtsider og i randmoreneområder kan mektigheten være mange meter. I de bratteste dalsidene mangler morenedekket, men i mange av sidedalene (f.eks. Potkadalen, Dorrisdalen) hvor isbreene fra hoveddalen har beveget seg inn og oppover dalen, har betydelige mengder morenemateriale kunnet bli avsatt. De høyereliggende fjellområdene er stort sett uten løsmasser eller dekket av forviringsmateriale.

Morenematerialets overflateformer

Morenematerialets overflateformer er i varierende grad betinget av fjelloverflatens form. I områder med tykt morenedekke vil ofte bergoverflatens opprinnelige former delvis bli kamuflert ved at ujevnheter slettes ut eller at morenedekket danner egne karakteristiske overflateformer. Dette er tilfelle i mange av de store og brede randmorenebeltene innen kartbladet som ofte består av flere sett parallelle morenerygger. Enkelte steder ligger det hauger og mindre rygger mellom. Disse randmorene-

beltene kan utgjøre meget markerte morfologiske trekk i landskapet, som f.eks. på Čap'peslakko (220203) hvor randsonen er flere hundre meter bred og hvor de største ryggene kan bli over 10 m høye. Mellom de store ryggene er det til dels et uryddig system av blokkrike hauger og mindre rygger uten enhetlig orientering. Utenom randsonene er det få klare overflateformer i morenedekket.

Morenematerialets kornstørrelser

Mengden av blokk og stein i morenemateriale er avhengig av flere faktorer. Bergartenes hardhet, strøkretning og oppsprekking er viktig for blokkinnholdet. I Reisdalen er særlig sandsteinene (metaarkosene) en viktig blokkproducent på grunn av kraftig oppsprekking og skiffrighet i bergarten. Frosthevning kan lokalt forårsake sortering i massene med anrikning av blokker i overflaten, særlig i fuktige partier (forsenkninger o.l.). Morenematerialets transportmåte og avsetningsmåte i isen er også viktig. Enkelte deler av randmorenebeltene og morenemateriale avsatt i forbindelse med disse er meget blokkrike, særlig innen sandsteinsbergartene. Utvasking i morenemateriale på grunn av smeltevann kan lokalt forekomme og har resultert i blokkrik overflate. Slikt residualmateriale, som er blitt liggende igjen etter at de finere partiklene er blitt spylt vekk, kan forekomme enkelte steder i tilknytning til randmorener hvor smeltevannsstrømmer har samlet seg langs iskanten, som f.eks. på NØ-siden av Čavčasvarri (210213).

Innholdet av materiale mindre enn 19 mm i morenen er bestemt ved kornfordelingsanalyser. Resultatene viser at morenematerialet vanligvis har et relativt høyt innhold av sand på mellom 30 og 50%, mens fingrus varierer mellom 20 og 50%, Fig. 9. Bunnmorenen inneholder vanligvis 15–20% materiale mindre enn 0,063 mm, mens leirinnholdet (<0,002 mm) sjelden er mer enn 5%. Bunnmorene med høyere siltinnhold (>40%) fins imidlertid i Samueldalen (Pl. 2b), sør for Potkaeidet (051287), hvor en innblanding av finkornige bresjøsedimenter trolig har skjedd da brentungen fra Reisdaldbreen strakte seg vestover Potkadalen og ned i Samueldalen, Fig. 25A. Randmorenene har naturlig nok ut fra sin dannelsesmåte en mer variert korn sammensetning enn bunnmorenen, Fig. 9. Kornfordelingsanalysene viser blant annet at silt-/leirinnholdet veksler fra 1% i Josdalen (063140) til

84% i Storbakkenmorenen (035374). Trolig skyldes de høye finstoffverdiene på Storbakken at finkornige havavsetninger er innblandet i randmoreneryggen ved fremrykning av brefronten.

Morenematerialets bergartsinnhold

Morenematerialets bergartssammensetning er i stor grad bestemt av de bergarter som isen har plukket opp og senere avsatt. Mye av morenematerialet består derfor av andre bergartstyper enn den lokale bergarten som morenen ligger på, avhengig av blant annet transportmåte i isen og bergartens motstandsdyktighet. Bergartsinnholdet er undersøkt i fraksjonen 4–8 mm, Pl. 2c.

Meta-arkose dominerer i de fleste prøvene. Omtrent 4/5 av prøvene inneholder mer enn 50% meta-arkose. De høyeste verdiene fins i de østlige og sørøstlige deler og kan knyttes direkte til den lokale berggrunn i området som domineres av meta-arkose. *Granitt, gneis og kvartsiitt* er relativt dårlig representert i moreneprøvene og når sjelden verdier over 10%. Interessant er det å merke seg at i en moreneprøve ved Gapperus (129138) er det 3–4% med røde granitter som ikke fins i området. Disse må stamme fra grunnfjellsbergartene i SØ med en minimum transportlengde på 40 km fra Čier'teområdet (Bergstrøm 1981, 1984), Fig. 4. Ellers er det vanlig å observere stein og blokker av røde granitter i de fleste morener. Spesielt kan nevnes et område SV for Doaresjav'ri (205223) hvor særlig mange slike blokker ble registrert. *Amfibolitt/gabbro* er representert i alle prøvene med verdier varierende fra 1–18%. Bare i områdene omkring Dorrisdalen og Doaresjav'ri er innholdet betydelig (over 35%), med en topp ved Doaresjav'ri hvor verdien er nærmere 70%. Disse høye verdier av amfibolitt/gabbro viser at den lokale berggrunn er dominerende for bergartsinnholdet i morenematerialet og at innslaget av langtransportert materiale er relativt lite. *Glimmerskifer* har sine høyeste verdier innen glimmerskiferområdene i vest og sørvest. Det høye innhold av glimmerskifer i enkelte prøver nede i Samueldalen, sør for Potkaeidet, skyldes trolig brestrømmen over Potkadalen fra Reisadalsbreen som har erodert i de glimmerrike bergartene og transportert disse et stykke sørover Samueldalen.

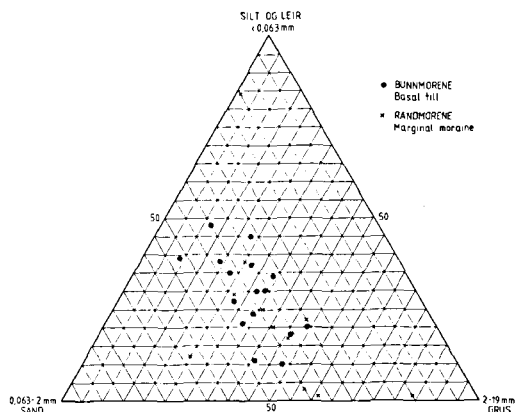


Fig. 9. Trekantdiagram viser kornfordelingen av moreneprøvene.

Triangular diagram showing the grain size distribution of the till samples.

Morenematerialets mineralinnhold

Mineralinnholdet er betinget av de bergarter morenematerialet er avledet av. Analyser i fraksjon 0,125–0,25 mm (Pl. 2d) viser at kvarts/feltspat er de dominerende mineraler innen de fleste moreneområdene på kartbladet med verdier som stort sett varierer mellom 70 og 90%. I områder med amfibolitt/gabbro og glimmerskifer er verdiene noe lavere, men selv her er kvarts-/feltspatinnholdet vanligvis over 50%. Glimmerinnholdet varierer stort sett mellom 1 og 5%, men i områder med glimmerskiferbergarter ligger verdiene hovedsakelig på 8–10%. Spesielt glimmerrike morener (>25%) forekommer, som f.eks. sør for Josdalen, hvor morenematerialet synes å være særlig preget av den lokale berggrunnen. Interessant er også det høye glimmerinnholdet i Samueldalen, sør for Potkadalen, hvor bretungen fra Reisadalen kom over. Innholdet av tungmineraler (utenom glimmer) viser varierende mengder fra noen få prosent til over 25% innen amfibolitt/gabbroområdene øst for Reisadalen. Hornblende og pyroksen er dominerende blant disse mineralene.

Morenematerialets geokjemiske sammensetning

Det er utført kjemiske analyser på moreneprøver (fraksjon <math>$0,18\text{ mm}$</math>) ved plasmaskjermeter, og innholdet av 29 grunnstoffer er bestemt, se Appendiks. Resultatet viser små forskjeller i den geokjemiske sammensetning i



Fig. 10. Sandurdelta (110270) ved Fossland – Fjellstad avsatt foran isfronten under Bergmotrinnet, sett mot SV.

The Bergmo moraines at Fossland – Fjellstad deposited as a sandur delta (110270), looking southwest.

morenematerialet, Pl. 2e. Det er få prøver som skiller seg ut ved ekstra høye eller lave verdier av noe element. For kobber, nikkel og sink ligger medianverdiene (mål for midlere innhold) på henholdsvis 38, 23 og 30 ppm (part per million = mg/kg). De høyeste kobberverdiene (> 80 ppm) fins i området ved Dorrisdalen og Doaresjav'ri hvor amfibolitt/gabbroinnholdet i morenematerialet er spesielt høyt. Prøve 31 (174283) skiller seg ut med det høyeste innhold av både kobber (130 ppm), sink (107 ppm) og nikkel (55 ppm). Også andre elementer som jern, aluminium, titan og mangan har relativt høye verdier i denne prøve. De laveste metallverdiene har morenematerialet i meta-arkoseområdene i SØ hvor bakgrunnsverdien i bergartene er meget liten.

Breelavsetninger

De største breelavsetningene innen kartbladet fins i tilknytning til hoveddalførene langs Reisadalen og i Samueldalen.

Reisadalen. Lengst nord i Reisadalen ligger en ryggformet breelavsetning ut fra den østre dalsiden ved Andsjøen (037382). Den sørøstlige delen ligger innenfor kartbladet. Selve avsetningen er bygd opp av lagdelt breelvmateriale med skrålag som faller mot nordvest. De proksimale delene (innsiden av ryggen) (039381) er dekket med havavsetninger av silt og leire. Andsjøavsetningen korresponderer trolig med antatt breelvmaterialet, under elvesanda ved Storbakken. Grovere lag av sand og grus i de underliggende lag er lokalisert ved

borhull 2 (035374) og borhull 4 (031370), og er trolig breelvmateriale avsatt i kontakt med randmorenen. Sør for Andsjøavsetningen er Reisadalen vid og åpen med rester av breelvmateriale langs dalsiden som terrasser fra lille Ste (068358) og inn til Tørrfosskogen (100280).

Den store breelavsetningen ved Fjellstad–

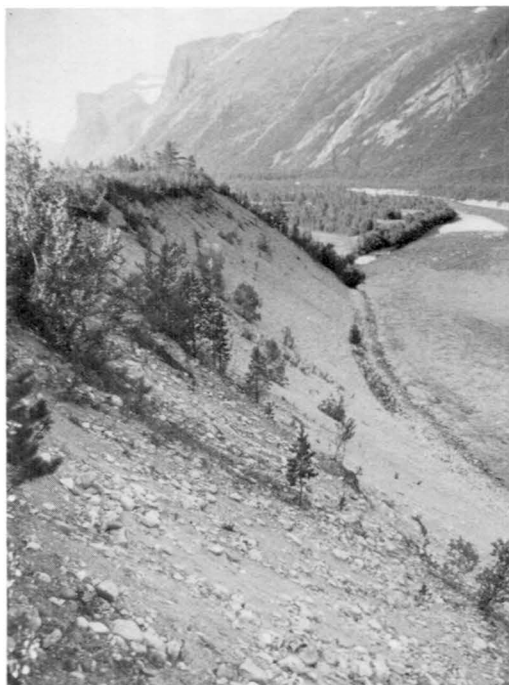


Fig. 11. Breelvnedsjæring (114275) i den 30 m høye skråningen mot Reisaelva mellom Fossland og Fjellstad. *Glaciofluvial erosion scarp (114275), 30 m high, facing the Reisa river at Fossland and Fjellstad.*

Fig. 12. Reisadalen sett mot SØ. I forgrunnen sanduravsetningen på Bergskogen (097194) med Josvatnet (099181) innenfor som angir den omtrentlige beliggenheten av isfronten under Sappentrinnet.

The Reisa valley, looking south-east. The outwash deposit at Bergskogen (097194) is in the foreground with Lake Josvatnet (099181) on the proximal side indicating the approximate position of the ice-front during the deposition of the Sappen moraines.



Tørrfosskogen (110270) (Fig. 10) er avsatt delvis over havnivå som en sandur og når inne ved Fjellstad en høyde på 87 m o.h. (Fig. 34). Avsetningen består av meget grovt blokkrikt materiale med dødisgroper og dreneringsspor i overflaten. Mot nord ved Tørrfosskogen består avsetningen av mer grus og sand (Fig. 11). Toppflaten er her erodert ned fra MG på ca. 75 m o.h. (114273) til et lavere terrassenivå på ca. 66 m o.h.

På østsiden av dalen fra Kjellerskogen (113310) til Hallen (120270) ligger det også rester av breelvmateriale. Dalen har trolig vært fylt med breelvmateriale mellom Tørrfosskogen og Kjellerskogen. Senere har Reisaelva erodert seg gjennom massene og gravd vekk mye av breelvmaterialet.

Ved Bergskogen (100210) er dalen fylt opp av breelvmateriale til 85 m o.h. med dødisgroper og dreneringsspor i overflaten, Fig. 12. Materialet består vesentlig av sand, grus og stein, Fig. 13. Alle vann i Bergskogområdet ligger i forsenkninger dannet ved at isrester ble liggende igjen på breelvsletten mens materialet ble avsatt der. De største er Josvatnet (100180), Bergskogvatnet (106214) og Tørrvatnet (095198), samt Tjernevatnet (102187) som er foreslått vernet (s. 38).

Dalbunnen fra Gapperus (130145) til kartbladets grense i sør består vesentlig av breelvavsetninger i hauger, rygger og terrasser. Ved Punta ligger en stor breelvterrasse (170105) opp til en høyde av 150 m o.h. med en tilsvarende mindre terrasse på østsiden av dalen (180110).



Fig. 13. Massetak øst for Bergskogvatnet i breelvavsetning benyttet til vegggrus (107216). *Gravel pit east of Bergskogen lake in a glaciofluvial deposit used for road gravel (107216).*



Fig. 14. En 2 km lang eskerrygg krysses av veien nord for Gapperus med snitt mot øst (137142).

A 2 km-long esker crossed the road north of Gapperus (137142).

Mot nord går terrassen på vestsiden av dalen over i en esker med klar ryggform som kan følges 400 m nordover på vestsiden av veien (154122). En 2 km lang esker krysser veien nord for Gapperus (138142), Fig. 14. På østsiden av dalen ved Svartfoss (162127) og Lynås (167122) ligger breelvmaterialet i hauger med spor av senere elveerosjon fra Reisaelva. Dette stedvis grove materialet er avsatt i tunneler eller sprekkefyllinger i en død is som på slutten av avsmeltningen ble liggende igjen i dalbunnen.

Samueldalen. Samueldalen løper parallelt med Reisa dalen og er delvis fylt opp av sandig-grusig breelvmateriale av vesentlig lokalt korttransportert bergartsmateriale.

En 2 km lang terrasseflate ligger mellom Furulund og Kildal på østsiden av dalen (030337). Terrasseflaten ligger på 67 m o.h. ved grustaket i nord (031339) og på 73 m o.h., lengst sør (033319).

Videre sørover i dalen ligger mindre breelvraster langs dalsidene. Ved bajimus Sabmajav'ri ligger en større breelvtterasse (030180). Terrasseflaten ligger 20 m over elva og er ravinert i den nordlige del. Det fins en mengde mindre dreneringsspor etter breelver med retning mot nord. I den sørlige delen av breelvavsetningen er det en rekke dødisgroper. Vannet i sør (030173) er demmet opp av de mektige breelvavsetningene.

Elve- og bekkeavsetninger

Elveavsetningene innenfor kartblad Reisa dalen fins i tilknytning til dagens elver. Under

landhevingen grov Reisaelva og Kildalelva seg dypt ned i ulike løsmasser og transporterte materialet lenger nedover dalførene hvor det ble avsatt som elvesletter, -vifter og -delta.

De nordvestlige deler av kartbladet mellom Sagelva (013378), Nygård (020380) og Storbakken (030360) består av elveterrasser i nivåer opp til 47 m o.h. (ved Storbakken). Det er utført sonderboringer på enkelte av elveslettene, Fig. 15.

På Tømmerneset like ved Reisaelva (021376) viser borhull 1 ca. 4 m med elvesand og grus over finkornige havavsetninger som når ned til mer enn 10 m dyp. Snitt i et massetak viser de karakteristiske horisontale grove lagene med sand og grus ned mot massetakets bunn, Fig. 16.

Storbakken (030360) består av en terrasse med opptil 6 m mektig topplag av elvesand, vesentlig finsand, borhull 2, 3 og 4. Terrassens sørlige del er dominert av tuemark (034354). En rygg på 500 m lengde går mot SØ med en høyde på 2–7 m over terrasseflaten. Borhull 5 (028358) viser materiale ned til 7 m dyp av ensgradert finsand. Materialet er muligens vindtransportert, men kan være avsatt som levéer langs tidligere elveløp. De seismiske profilene 1 og 2 (Pl. 1) i retning øst-vest over Storbakken viser 25 m med silt, sand og grus over grunnvannsnivå. Ved profil 2 er det mer enn 100 m med løsmasser under grunnvannsnivå.

Sør for Storbakken – Andsjøavsetningen er dalen vid og åpen med elveterrasser i forskjellige nivåer oppover Reisa dalen. I overflaten ligger elvemateriale med sand, grus og stein. Elveslettene er gjennomskåret av mange gamle

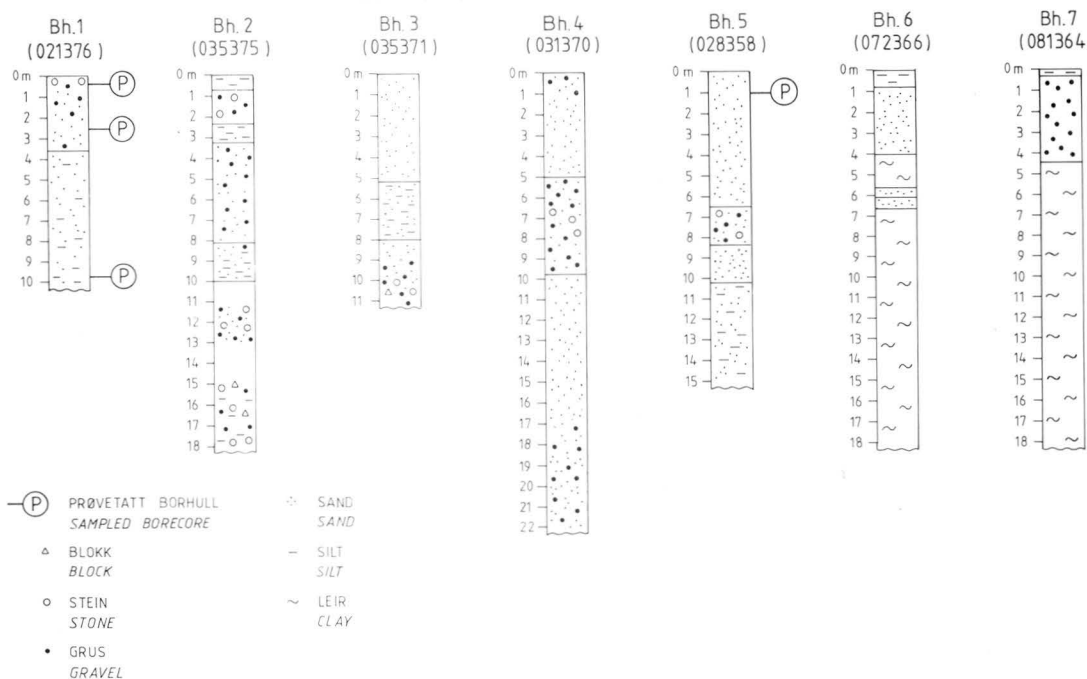


Fig. 15. Børinger. Lokalitetene er vist på det kvartærgeologiske kartet. Location of boreholes. Localities are given on the map.

elveløp, som i dag er tørre eller grodd igjen med myr. Fine meanderbuer fins ved Baskabukt-skogen (099350). Bassenget mellom Andsjøen og Bergmo er fylt opp med finkornig materiale som med sikkerhet er påvist inn til borhull 6 og 7 (081365) ved Røyelva. De fleste steder ligger det elvemateriale over havavsetningene (transportert fra breelvvsetningene ved Tørrfosskogen – Fjellstad (110270) og lenger sør i dalen).

Seismisk profil 3 ved Røyland (072368) viser 4–5 m elvemateriale over grunnvannsnivå

med underliggende masser av silt og leir. Løsmasse-mektigheten ved riksvegen (069364) er større enn 150 m. Seismisk profil 4 ved Røyelkampen – Reisaelva (085353) viser 4–8 m elvemateriale over grunnvannsnivå. Under grunnvannsnivå fins det opptil 140 m med løsmasser over fjell.

Reisaelva har på enkelte steder, hvor den har erodert i breelvvsetningene, senere avsatt elvemateriale over breelvmateriale, som f.eks. ved Kjosvoll (099297).

De fluviale terrassene fra Bergmo og sydover

Fig. 16. Massetak sør på Tømmerneset (021376) med horisontale lag av elvemateriale. Gravel pit in fluvial deposits of sorted gravel and sand south of Tømmerneset (021376).





Fig. 17. Reisdalen med sidedalen Varppivanka (128228), sett mot ØSØ. Fluvial vifte ved munningen av sidedalen.
The Reisa valley and the tributary valley Varppivanka (128228), looking ESE. Alluvial fan at the mouth of the valley.



Fig. 18. Massetak i den fluviale viften foran Varppivanka viser grove og til dels dårlig sorterte grus og steinrike lag med enkelte tynne, godt sorterte sandlag.
Gravel pit in the alluvial fan at the mouth of Varppivanka with coarse and partly poorly sorted gravel and cobbly beds and some thin layers of sorted sand.

til kartbladets grense er preget av en rekke elvevifter fra dalsidene. Dette er resente flomløp ofte med steinig-blokkig materiale i overflaten. Materialet, som f.eks. ved Vankaelva (120232) (Fig. 17 og 18), er så grovt og mektigheten så stor at elva ikke er synlig ved normal vannføring. Disse elveviftene har spylt vekk deler av breelvmateriale eller ligger direkte oppå breelvmaterialet.

Ved Kildalelvas utløp (020360) er det gamle meanderbuer på elvesletten. Elveterrassene mot sør ligger i forskjellige terrassenivåer. Ved Furulund (030316) er havavsetninger med leire lokalisert i elvekanten under elvegrus. Lenger sør i dalen er ikke havavsetninger lokalisert

under elveslettene. Ved Annaelvas utløp på elvesletten er det dannet opptil 2 m høye blokk og steinrike rygger, levéer, parallelt med Annaelva (037295).

Bresjø- og innsjøavsetninger

I Samueldalen, like sør for Potkæidet, ligger det stedvis i dalbunnen en tynn hud av finkornige sedimenter over morenemateriale (055273). Disse sedimentene er trolig dannet i en bresjø på slutten av avsmeltningen da de midtre og øvre deler av Samueldalen var isfrie, mens det i den nedre del lå en Bretunge som

kom vestover Potkadalen fra hovedbreen i Reisadalen, Fig. 25 A. Bresjøen ble demt opp av den sørlige bretungen og bunnsedimenter bestående av grovsilt med enkelte siltige finsandlag ble avsatt. Oppover siden av dalen mot grunnere partier i sjøen synes finsandlagene å øke på grunn av vasking og utskylling i strandsonen. Spor av bresjøsedimenter er også observert lenger sør like over strandkanten ved dagens oppdemte sjø. Dette tyder på at det høyeste vannspeilet i bresjøen her må ha ligget høyere enn det regulerte vatnet, muligens i et nivå på ca. 300 m o.h. Tappingen av bresjøen foregikk nordover og hovedsakelig langs den vestlige kanten av breen etter hvert som denne smeltet ned. Spor etter denne dreneringen sees på vestsiden av Samueldalen mot Annaelva hvor fjellet til dels er helt reinspylt for løsmasser.

Hav- og fjordavsetninger

Etter hvert som breene under avsmeltningen trakk seg tilbake i Reisadalføret, fulgte havet etter og oversvømte områder under den marine grense (ca. 70–75 m o.h.). Finkornige hav- og fjordavsetninger ble sedimentert i fjordbassenget. Under landhevingen ble deler av den gamle havbunnen hevet opp til tørt land, og avsetningene fins i dag i de nordlige deler av Reisadalen hvor de hovedsakelig er blottet langs foten av dalsidene. Disse har vært utsatt for erosjon og er til dels sterkt oppskåret av raviner og bekkedaler. Bølger har i relativt liten grad erodert i massene på grunn av den noe beskyttende posisjon inne i fjordbassenget. Spor etter strandlinjer innskåret i hav- og fjordavsetninger fins imidlertid på SV-siden av Storåsen (069373) i en høyde på 45–50 m o.h. Nede i dalbunnen er de finkornige sedimentene hovedsakelig dekket av elveavsetninger. I området ved Rundhaug (081364) har det sandige, grusige elvemateriale en tykkelse på 2–5 m over leira som ble registrert ved boringer ned til dyp på over 25 m. Seismiske profiler ved Røyland (072368) og Vegmo (090355) gir samme lagfølge og viser at denne del av dalen er fylt opp med store mektigheter av finkornige hav- og fjordavsetninger, Pl. 1. Silt dominerer, mens leirinnholdet vanligvis varierer mellom 20 og 40%.

Strandavsetninger

Det er bare i de ytre deler av Reisadalen, hovedsakelig nord for kartbladet, at strandavsetninger er klart påvist. Avsetningene er tynne og har begrenset utbredelse. Dette skyldes de skjærmede forhold for bølgepåvirkning i fjordbassenget i Reisadalen under landhevingen, med liten vasking og utskylling i strandsonen.

Vindavsetninger

Like etter at isen smeltet vekk og før vegetasjonen fikk etablert seg, ble de store breelavsetningene liggende utsatt til for vinderosjon. Særlig på steder med sandig materiale i overflaten fikk vinden godt tak og blåste det finstoffholdige materialet utover. Det er få markerte spor etter vindblåst sand i Reisadalen, men på terrasseflaten mellom Fjellstad og Tørrfosskogen ligger det noen mindre rygger av finsand som er tolket som vindavsetninger.

Forvittringsmateriale

De høye fjellområdene omkring Reisadalen er utsatt for en kraftig frostforvitring og oppfrysing av blokk og stein fra berggrunnen. Store arealer er dekket av et mer eller mindre sammenhengende teppe av frostsprengte blokker (blokkmark eller blokkhav), spesielt i de høye nordøstlige fjellområdene, Fig. 19. De best utviklede blokkmarksområdene ligger vanligvis høyere enn 900–1000 m o.h. Men er bergarten særlig disponert for frostforvitring, som f.eks. i svakhetssoner eller sterkt oppsprukket og skifrige partier, dannes blokkmark også i lavere høyder (Kjellerkampen, Mellomfjellet).

Karakteristiske kjennetegn for forvittringsmaterialet er de skarpkantete blokkene og steinene fra den lokale berggrunn. Innslag av enkelte moreneblokker (flyttblokker) er vanlige. I områder hvor blokkmark er omgitt av blokkrik morene, f.eks. i Gæiradalen (180294) og på Jav'reoavit (078133), er grensene mellom disse ofte diffuse og vanskelig å bestemme nøyaktig. Mindre bevegelser og forflytninger skjer i forvittringsmaterialet. Blokkstrømmer er vanlige i skråningene, og frostsprengte blokker er observert på flere steder hvor de har seget utover omkringliggende morenemateriale. Videre skjer det forvitring og frostprosesser i



Fig. 19. Blokkmark (blokkhav) på nordsiden av Doaresra'ssa (185289).
Boulder fields north of Doaresra'ssa (185289).

morenematerialet som også er med å viske ut skillet mellom jordartstypene.

Ur (talus)

Ved foten av de mange bratte dal- og fjellsider i Reisadalsområdet er det ofte avsatt materiale som på grunn av tyngdekraften er falt eller rast ned fra fjellet ovenfor, Fig. 20. *Talus* er brukt som betegnelse på slike avsetninger (f.eks. Holmsen 1979) og består innenfor kartbladet hovedsakelig av skarpkantete steiner og blokker som er sprengt løs av frosten og falt ned fra de steile fjellveggene og berghamrene. I varierende grad er dette materialet blandet med nedrast morene eller materiale ført med av snøskred, regn- og smeltevann (flombekker) etc. *Ur* er brukt som betegnelse på den spesielle type talusdannelse som vesentlig består av skarpkantete blokker (Holmsen 1979).

Ur- og talusskråningene har vanligvis en hellningsgradient på 30–40° og er normalt formet som en vifte (kjegle) eller en serie av mer eller mindre sammenvokste vifter, Fig. 20. Måten materialet fra steinsprang og fjellras er avsatt på, er avhengig av flere faktorer som f.eks. bevegelsesenergi, form og størrelse på partiklene og overflaten på talusskråningene. De minste partiklene blir vanligvis avsatt øverst, mens de store blokkene farer lengst av gårde og blir liggende nederst i skrånningen, Rapp (1960 a og b). Dette gjelder særlig når det nedraste materialet har relativt høyt fall (høy fjellvegg ovenfor talusskråningen). Ved lavere fallhøyde er denne sorteringsprosess ikke så



Fig. 20. Talus nedenfor forvitret fjellvegg i Gæiradalen, NV for Gæiravatnet (197309).
Talus below weathered rock in Gæiradalen northwest of Lake Gæiravatnet (197309).

utpreget. Store blokker kan midlertidig bli liggende øverst i ura hvor de har en meget ustabil beliggenhet. Derfor vil en talusskråning som vokser og bygger seg opp mot toppunktet av tilførselsområdet, vanligvis bli mer og mer ustabil da fallhøyden på bergveggen ovenfor blir mindre. I Reisadalen er fallhøyden for de

Fig. 21. Talus i den indre del av Moskodalen (143317), sett mot N. Ryggene i dalbunnen er "pro-talus ramparts" (175336) dannet foran snøfonner i dalsiden.

Talus in the inner part of Moskodalen (143317), looking north. The ridges at the bottom of the valley (175336) are protalus ramparts.



frostsprenge blokkene normalt relativt høy. Imidlertid vil blokker som løsner i de nedre deler av fjellveggen, forstyrre den generelle sortering. Dette betyr at selv om store deler av talusmassene er relativt stabile, vil det alltid være innslag av blokker og stein som har en meget ustabil beliggenhet.

Ur og talus er særlig utbredt i de skarpt nedskårne dalene NØ på kartbladet, f.eks. Moskodalen hvor en meget aktiv frostforvitring i de steile fjellveggene har ført til mektige akkumulasjoner av steiner og blokker langs foten av dalsidene, Fig. 21. Også i andre bratte dalsider lenger sør og vest på kartbladet fins det store talusdannelser, som f.eks. i Josdalen, østsiden av Samueldalen, nedre deler av Dorrisdalen og Varppivanka. Her er innblanding av materiale fra snøskred, flomskred, slamstrømmer (mud flow) og nedrast morenemateriale stedvis ganske betydelig. Særlig foran enkelte gjel og slukter i dalsidene kan skredviftene være mektige.

"Avalanche plunge-pool" er en spesiell form som kan dannes på steder hvor det ofte går snøskred som bratt ender i en elv eller et vann. Når skredet treffer vannet med stor hastighet, oppstår det en kraftig trykkbølge som kaster løsmateriale opp og inn på land hvor det avsettes i en voll eller ryggform, Liestøl (1974). Corner (1980b) mener at lignende former også kan dannes i løsmasser uten at det er vann til stede, som f.eks. på terrasser, hvor det er brå overgang mellom rasskråningen og den flaten som snøskredet ender på. I Røyeldalen, ved munningen av Salla, ligger det en velutviklet "avalanche plunge-pool" avsetning (111380) som er beskrevet og foreslått vernet av Sollid

(1983). Også i Moskodalen er lignende fenomener observert.

Av andre mer særegne former for talusdannelser er *steinbreer* (rock glaciers) som er bre-lignende tunger av steiner og blokker. I aktiv tilstand beveger disse seg nedover skrånninger og inneholder da vanligvis en kjerne av is. Steinbreer er observert i Samueldalen, på østsiden av bajimus Sabmajav'ri (033173), og foreslått vernet av Sollid (1983). *Protalus ramparts* er en spesiell form for voller eller rygger av steiner og blokker som dannes langs foten av bratte snøfonner ved at talusmateriale raser eller sklir nedover snøen. Slike fenomener er observert i flere av de bratte dalsidene i NØ, f.eks. i Lillelvdalen (132341) og Moskodalen. Innerst i Moskodalen ligger det en markert rygg langs dalbunnen (175335) som på kartet er feilaktig angitt som morenerygg, men som er tolket som en protalus ramparts dannet som en kontinuerlig rygg foran en serie av snøfonner i dalsiden ovenfor, Fig. 21.

Torv- og myrdannelser

Det bratte og skarpskårne landskapet gjør at det er relativt få store myrer i det kartlagte området. De fleste myrene ligger i eller nær bunnen av Reisadalen og Samueldalen. De største ligger på de lave, flate elveslettene i den nedre del av Reisadalen hvor grunnvannsspeilet er høyt. Flere av disse myrene er gamle elveløp som er grodd igjen med mose og torv. Dybden er vanligvis ikke mer enn 2–3 m. Eksempler på slike myrer fins på Finnbakken (036366), på



Fig. 22. Solifluksjonstunge (169273) i morenemateriale i Dorrisdalen.
Solifluction lobe (169273) in till in Dorrisdalen.

innsiden av Storbakkenavsetningen og øst for Nymoen (092349). Også på enkelte høyere terrasseflater fins det myr, som f.eks. på Storbakken og på breelvterrassene ved munningen av Samueldalen. Pollenanalyse med en C-14 datering er foretatt i en myr (107228) ved Bergebukt, se Fig. 32.

Fyllmasser

Den spredte bebyggelse på kartbladet gjør at menneskelige inngrep i naturen er liten. Fyllmasser er tegnet inn for steintipp fra skiferbrudd (133225), større elveforbygninger langs Reisaelva og betongdemning i forbindelse med kraftverk i Samueldalen (050268).

Frostfenomener

I de høyereliggende områder ved Reisa dalen er frostens påvirkning i de øvre jordlag meget stor. Frostens aktivitet og effekt er i stor grad betinget av stor fuktighet i marka, da det er fryse- og tineprosesser som er de dominerende ved dannelsen av de ulike frostfenomener. De vanligste typene av frostfenomener er solifluksjonstunger (flytejordsvalker) og strukturmark. Disse formene er best utviklet i områder med morenemateriale, spesielt i siltig morene. Men også i forvitningsmateriale (blokkmark) er frostprosesser aktive og en rekke karakteristiske formelementer forekommer.

Solifluksjonstunger er meget godt utviklet i

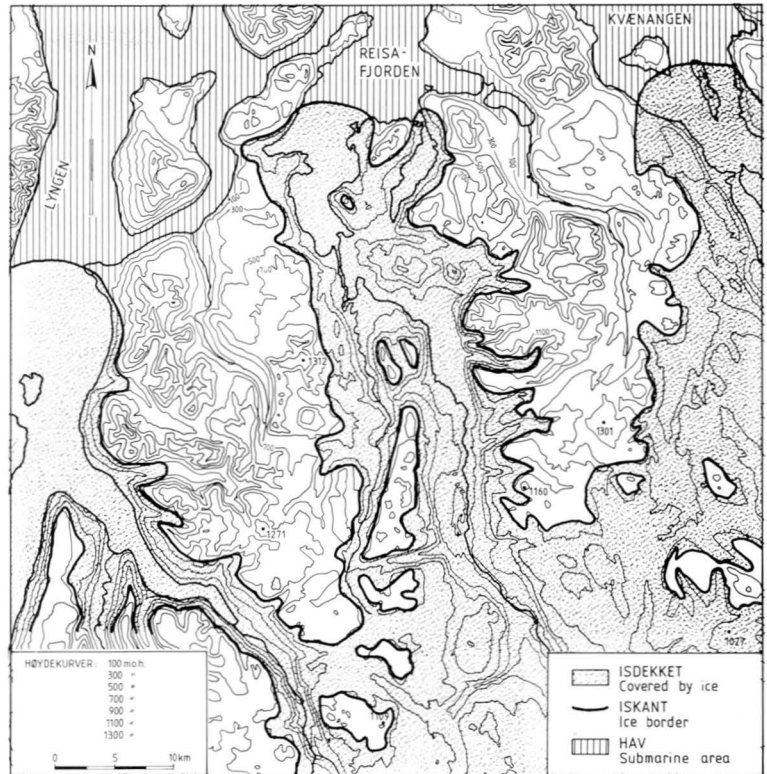
bl.a. Dorrisdalen og Javr'eoavit (072135), Fig. 22. Formene gir et godt inntrykk av hvordan massene i hele dal- og fjellsider er i bevegelse og siger sakte nedover. Solifluksjonstungene varierer i form og størrelse. De største har en markert, bratt forkant som kan bli 1–2 m høy og kan være ganske flat på toppen (terrasseform). Mindre solifluksjonstunger kan ligge oppe på de større og viser at det fins flere generasjoner av disse former.

Strukturmark omfatter en rekke karakteristiske former og strukturer som er dannet ved frostens påvirkning i de øvre jordlag. Mest utbredt er polygonmark som særlig forekommer i forsenkninger eller flate partier hvor marken er fuktig og har liten vegetasjon. Frostpolygonene er dannet ved at sortering av massene skjer i overflaten på grunn av gjentatte fryse- og tineprosesser. I grovere jordarter samler stein og blokker seg ofte i et karakteristisk polygonmønster med et forhøyet midtparti av finere materiale. Polygonene er ofte 5- eller 6-kantet, men både flere og færre kanter forekommer. I skråninger vil det bli en kombinasjon av jordflytning og strukturmarksdannelse og formene vil bli utstrekkt (forlenget) og kan gå over i stein- og blokkstriper. Disse forekommer blant annet i de blokkrike moreneområdene i Gæiradalen (175295).

Andre typer frostfenomener er blokkfor-senkninger og steingroper som dannes i små forsenkninger eller groper med vann, hvor det skjer en oppfrysning av blokk og stein som til slutt dekker bunnen som et teppe. Frosthevning av blokk og stein fra de undre lag av løsmateriale og opp til overflaten kan imidler-

Fig. 23. Rekonstruksjon av isens utbredelse under Reisafjordtrinnet.

Reconstruction of the ice-margin during the deposition of the Reisafjord moraines.



tid foregå uten at særpregete former blir dannet. Dette medfører en generell anrikning av blokker på overflaten som ikke kan tilskrives primære prosesser under selve dannelsen av jordarten. Jordtuer (tuemark) fins i en del fuktige myrlendte områder, men er ikke så vanlig innen kartblad Reisadalen som i mange av områdene omkring (Andersen 1972).

Isavsmelting og landhevning

I Nord-Norge lå iskanten under den maksimale nedisningen (for ca. 18–20 000 år siden) langt utenfor kysten (Fig. 1), og utenfor Troms er det antatt at isen dekket hele kontinentalsokkelen og nådde helt ut på Eggakanten (Andersen 1968, Marthinussen 1974, Sollid et al. 1973). Under avsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Isdekket ble etter hvert så tynt at det delte seg opp i fjord- og dalbreer som smeltet hurtig tilbake på grunn av det milde klimaet og den store kalvingen i de dype fjordene. Det ble under avsmeltingen dannet flere markerte brerandtrinn. Rekonstruksjoner av brerandlinjer er tidligere gjort av

bl.a. Andersen (1968), Marthinussen (1960, 1962) og Sollid et al. (1973). I Reisadalsområdet er det på grunnlag av brerandavsetninger rekonstruert fire brerandlinjer (brerandtrinn) fra isavsmeltingsperioden. Brerandtrinnene er gitt uformelle geografiske navn.

Reisafjordtrinnet

Det eldste trinnet er det mest markerte og iskantens beliggenhet kan rekonstrueres ved hjelp av flere høytliggende randmorener (side-morener). Brefronten lå under dette trinnet vel en mil ute i Reisafjorden, Fig. 23. Trinnet er derfor kalt *Reisafjordtrinnet*.

Samueldalen. Fra Bakkeby, på vestsiden av Reisafjorden, kan et nesten kontinuerlig randmorenebelte følges SSØ-over til bunnen av fjorden og videre sørover langs vestsiden av Samueldalen. Randmorenen ligger her like utenfor kartblad Reisadalen, men gjør en sving inn på kartbladområdet ved Čillagai'sa (013263). En buformet morenerygg demmer opp vann 654 m o.h. Brerandlinjens videre forløp i de sørligste deler av Samueldalen er mer komplisert å følge. En rekke randmorener i



Fig. 24. Randmorener (025135) innerst i Samueldalen, sett mot sør. Det oppdemte vannet er ca. 150 m langt.

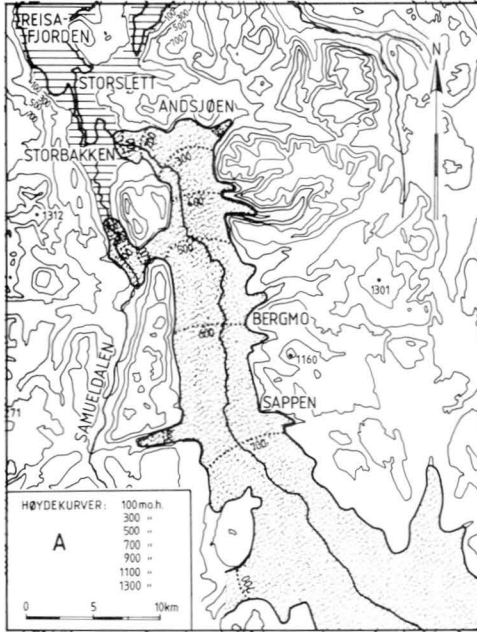
Marginal moraines (025135) in the inner part of Samueldalen, looking south. The dammed lake is about 150 m long.

forskjellige nivåer (Fig. 24) indikerer at det har vært flere faser under dette randtrinnet. I den eldste fasen har trolig randlinjen vært sammenhengende med breen i Kåfjorddalen (Lyngen) som vist på Fig. 23. Etter hvert ble isdekket for tynt til at isstrømmene fra sør kunne nå over til Samueldalen. Isstrømmene vestover fra Reisdalen og inn Josdalen ble dermed den eneste tilførsel av is til de øvre deler av Samueldalen. En rekke meget markerte morenerygger og randmorenebelter ble dannet av denne Bretungen fra Josedalen. Det mest markerte beltet ligger vest for Goattegai'sa og består av 3–4 bueformete morenerygger (025135). Randlinjen kan følges rundt Goattegai'sa (033134) og østover forbi vann 853 og opp langs nordkanten av Jav'reoavit til ca. 1000 m o.h. (068144). Lavere og yngre randmorener viser at breen i øvre Samueldalen gradvis er blitt avsnørt fra breetilførselen gjennom Josedalen. Breen i Samueldalen stagnerte etter hvert og fronten etter den siste isresten lå trolig ved Sabmajav'ri (032172) hvor det ble avsatt en stor breelavsetning. Avsnørningen må ha skjedd etter Reisa-fjordtrinnet, men trolig før det neste klare randtrinn som er observert i Reisdalen (Storbakentrinnet).

I den bratte østsiden av Samueldalen er det få spor etter eldre randmorener. I dalsiden øst for det oppdemte vannet ligger det samlet ganske mye morenemateriale som trolig er avsatt langs siden av breen. På grunn av den bratte dalsiden har mye av materialet sklidd nedover og klare ryggformer fins ikke. De høye randmorenene på Noski (068281) ved nordspissen av Gakkvarri viser at en Bretunge fra Reisa-

dalen har bøyd av mot vest over passet ved Potkadalen og strømmet inn i Samueldalen. Moreneryggene indikerer et ganske kraftig fall på Bretungen der den svinger inn i Samueldalen fra ca. 950 m o.h. til ca. 800 m o.h. inne i Samueldalen. Disse høye randmorenene ligger noe høyere enn randmorene vis á vis på vestsiden av dalen (Čillagai'sa) som ligger 650–660 m o.h. Noe av høydeforskjellen skyldes nok at breoverflatens gradient har hatt en vestlig komponent i denne del av dalen på grunn av isstrømmene som kom inn over Potkadalen, men sannsynligvis er randmorenene på Noski fra en tidligere fase av Reisa-fjordtrinnet.

Reisdalen. På vestsiden av Reisdalen er det få spor etter eldre randmorener. Bortsett fra moreneryggene på Noski ligger det en randmorene på Birgivifjellet (069333) 750–760 m o.h.. På østsiden av dalen fins det en rekke randmorener som er tolket til å tilhøre Reisa-fjordtrinnet. På grunn av alle de bratte sidedalene er randlinjen oppstykket og komplisert å følge. Reisdalsbreen har sendt Bretunger inn i sidedalene slik at brerandlinjen her har hatt et svingete forløp. Fra brefronten (Fig. 23) kan brerandlinjen følges på østsiden av fjorden sørover til Røyeldalen helt nord på kartblad Reisdalen. Randmorener på SØ-siden av dalen (125382) ligger 650–700 m o.h. og er avsatt av en istunge fra Reisdalsbreen og inn Røyeldalen. Videre sørover er det observert randmorener etter en Bretunge i Moskodalen (175315) og Gæiradalen (172295). Fra Gæiradalen kan morenerygger følges sørover passet ved Gæi'ravag'gi (172287) og til kanten av



- TEGNFORKLARING
Legend
-  ISDEKKET
Covered by ice
 -  ISKANT
Ice border
 -  HAV
Submarine area

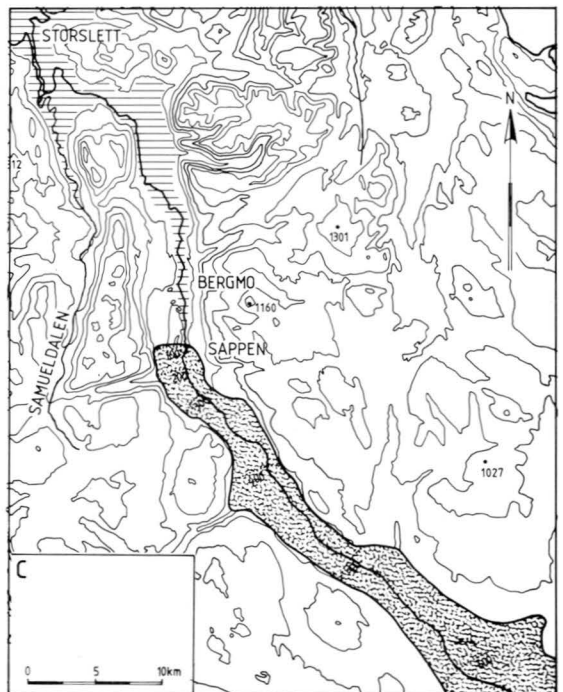
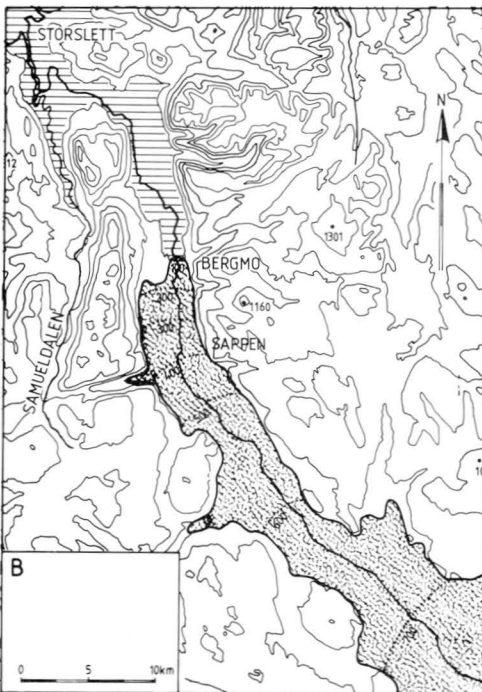


Fig. 25. Rekonstruksjon av isens utbredelse og relieff under A: Storbakkenrinnet, B: Bergmotrinnet, C: Sappentrinnet. Reconstruction of the ice extension and relief during the deposition of A: the Storbakken moraines, B: the Bergmo moraines, C: the Sappen moraines.

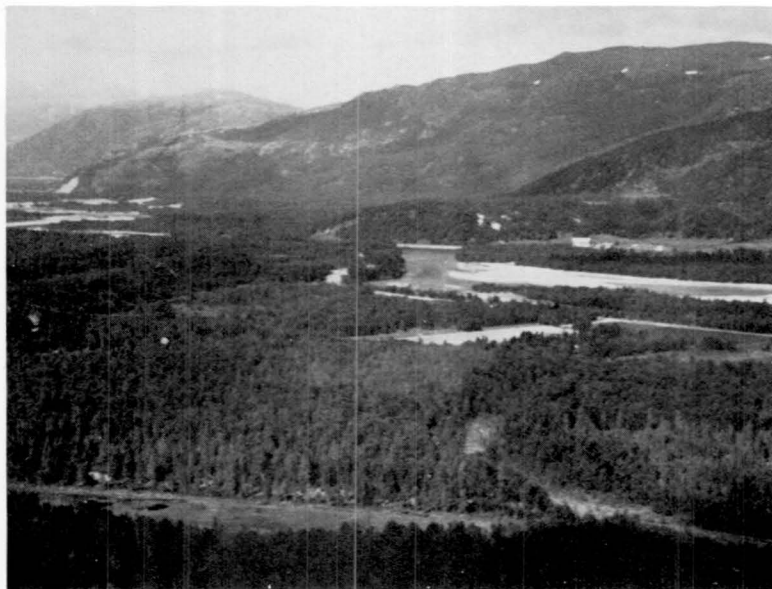


Fig. 26. Storbakkenavsetningen (035375) som strekker seg på tvers over Reisadalen, sett mot NNV. Andsjøen (041381) på nordsiden av elva.

The Storbakken moraines (035375) crossing the Reisa valley, looking NNW. Andsjøen (041381) on the northern side of the river.

sidedalen i sør, Dorrisdalen. De ulike høydenivåer på ryggene tyder på at de er dannet under forskjellige faser av Reisa fjordtrinet. På sørsiden av Dorrisdalen (165262) kan randlinjen følges rundt vestsiden av Doaresgai'sa (152248) og inn i den øvre, flate delen av Varppivankadalen hvor en markert endemorene ligger på tvers over dalbunnen i ca. 820 m o.h. (176230). Videre kan randlinjen følges inn Rajajåkdalen (175210) og ut langs vestsiden av Var'pečák'ka (149202) til Čavčasjav'ri (173192) hvor en morenerygg krysser vatnet 883 m o.h. På sørøstsiden av Čavčasvarri (205183) begynner et bredt randbelte som kan følges nesten kontinuerlig 78 km rundt østsiden av Čavčasvarri og N-NØ-over Čappeslakko til vann 888, like ØSØ for Doaresjav'ri (212243). Morenebeltet er tildels meget blokkrikt og består av flere mer eller mindre parallelle rygger med en rekke hauger og korte rygger i mellom. En rekke yngre randmorener ligger proksimalt (innenfor) hovedmorenen og støtter tidligere observasjoner om at randmorener er blitt avsatt i flere faser under dette trinnet.

Storbakkeentrinnet

Etter Reisa fjordtrinet trakk brefronten seg tilbake til munningen av Reisadalen, Fig. 25 A. Ved Andsjøen (041381) – Storbakken (031362) ligger det en morenerygg på tvers over dalen, Fig. 26. Ryggen er hovedsakelig dekket av breelv- og elvemateriale, men stikker frem i

dagen ved fjellsiden i sør. Små blotninger i proksimalskråningen av Storbakkeenterrassen tyder på at moreneryggen ligger langs østsiden av Storbakken. Sonderboringer støtter dette og viser at det under elvesanden også ligger breelvmateriale avsatt i direkte tilknytning til moreneryggen, Fig. 15. Andsjøavsetningen på nordsiden av elva faller hovedsakelig utenfor kartbladet. Denne del er høyest og er komplekst oppbygget av hovedsakelig breelvmateriale til 67–68 m o.h. Storbakken–Andsjøavsetningen representerer trolig et brerandtrinn (Fig. 25 A) med korresponderende sidemorener (lateralmorener) i Reisadalen og de østlige sidedalene.

Reisadalen. På østsiden av Reisadalen, sør for munningen av Røyeldalen, ligger det en morenerygg som krysser elven Salla (115375) 350–360 m o.h. I sidedalføret lenger sør, Lill-elvdalen (127342), ligger det en del morenemateriale i hauger og mindre rygger inne i botnen av den nedre del av dalen som muligens kan være avsatt under dette trinnet. Videre sørover Reisadalen krysser sidemorener Gæiraelva (145285) og Rajajåkdalen (150215). I Čavčasgâr'sas dal ligger de høyeste randmorenene (161167) ca. 600 m o.h. Dette er noe for lavt til å korrespondere helt med de andre randmorenene og de er derfor sannsynligvis yngre. På vestsiden av Reisadalen er det få spor etter randmorener fra dette trinnet. På sørsiden av Potkadalen stuper det to morenerygger (070287) ned mot passet over til Samueldalen,

Fig. 27. Randmorenerygger (155165) på nordvestsiden av Langmyrfjellet, sett mot NV. *Marginal moraines (155165) on the northwestern slope of Langmyrfjellet, looking northwest.*



henholdsvis 600–540 m o.h. og 700–620 m o.h. Den laveste korresponderer med randmorenene i Gæiraelvas dal på motsatt side av Reisadalen. Videre sørover langs vestsiden av Reisadalen er det ingen sikre spor etter randmorener. Morenerygger like sør for Fielmahaugen (075177) ligger noe for høyt til å korrespondere med dette trinnet og er også usikre som randmorenedannelser.

Samueldalen. På grunnlag av observerte randmorener og beregninger av isoverflatens helninger ut fra rimelige gradienter, må Reisdalsbreen ha sendt en istunge vestover Potkadalen og inn i Samueldalen under Storbakken-trinnet, Fig. 25 A. I en tidlig fase har trolig brefronten ligget nedenfor øvre Kildal. Breelvterrassene nord for Furulund (030325) er tolket som et frontdelta og avsatt noenlunde samtidig med Storbakkenavsetningen. Lateralmorenene som krysser Annaelva (021287) på vestsiden av Samueldalen viser to randfaser i avsmeltingen av dalen. Muligens korresponderer disse med de to moreneryggene (070287) på sørsiden av Potkadalen.

Bergmotrinnet

Etter Storbakken-trinnet trakk brefronten seg inn til Bergmo (115249) – Fjellstad (107257) hvor dalen snevrer kraftig inn, Fig. 25 B. Her stoppet fronten opp og et stort breelvdelta ble avsatt foran breen. De mange smeltevannsløpene på overflaten av den indre del av terrassen (110260) tyder på at deltaet her ble bygget opp over datidens havnivå (ca. 75 m o.h.). Den

nærmeste lateralmorenen som korresponderer med frontavsetningen ved Bergmo ligger på østsiden av dalen (126237) 100–130 m o.h. I dalsiden sør for Ingebrigtelva (132198) kan en lateralmorene følges fra 260 m o.h. og sørover mot Čavčasgâr'sa hvor den forsvinner ca. 380 m o.h. Randmorenene dukker opp igjen på sørsiden av elva (155165), nord for Langmyra, hvor to brede rygger stuper ned mot Čavčasgâr'sa fra 520 m o.h. til ca. 420 m o.h., Fig. 27. På vestsiden av Reisadalen ligger to morenerygger (107228, 100228) på sørsiden av Vinnefjell 90–125 m o.h. Videre sørover er det ikke observert tilhørende randmorener før i Gapperusdalen (111105). En rekke mer eller mindre parallelle rygger fra ca. 500 m o.h. til 650 m o.h. krysser dalen. På NV-siden av Gapperusjåkkå er det rester etter noen lavere rygger 430–500 m o.h. De parallelle randmorenene indikerer en trinnvis nedsmelting av breen under dette trinnet uten større oscillasjoner av brekanten.

Sappentrinnet

Etter Bergmotrinnet trakk brefronten seg videre sørover. Dalbunnen vider seg ut igjen, men blir delt på langs av den N–S-gående fjellryggen i Lindovara (108198). Lateralmorener, som ligger betydelig lavere enn Bergmotrinnetts morener, kan observeres i begge dalsidene sør for Sappen. På østsiden er det bare noen få morenerygger ved munningen av Čavčasgâr'sa (133172) og sørsiden av Svartfossfjellet (153147), mens det på vestsiden er mulig å følge ryggene kontinuerlig over lengre strekninger.

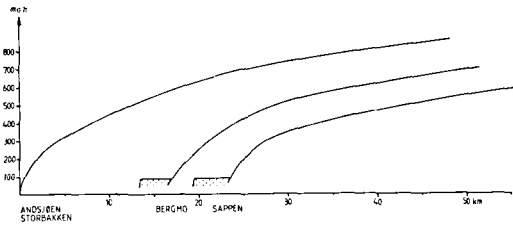


Fig. 28. Lengdeprofiler av breen i Reisadalen under Storbakken-, Bergmo- og Sappentrinnene. Longitudinal profiles of the Reisa valley glacier during the deposition of the Storbakken, Bergmo and Sappen moraines.

ger, som i dalsiden mellom Pihkanistamaelva (110145) og Gapperus (123132). Disse indikerer at det har vært et yngre randtrinn, med brefronten liggende mot sørkanten av Lindovara, like N for Sappen (120169), (Fig. 25 C). Noen klar proksimal kant fins ikke, men store mengder breelvmateriale ble spylt ut ved fronten. En rekke dødisgroper viser at isrester ble begravet av massene. Josvatnet (099181) er trolig dannet av en isrest som ble isolert fra brefronten under avsmeltningen. Et seismisk profil (nr. 10) på tvers over Bergskogen (100197) like nord for vatnet, viser at dalbunnen er fylt opp av mer enn 100 m løsmateriale, Pl. 1.

Avsmeltningen etter Sappentrinnet

Etter dannelsen av det yngste randtrinnet, Sappentrinnet, forandret avsmeltningsforløpet i stor grad karakter. Det varme klimaet førte til en meget hurtig nedsmelting av breene og store smeltevannsstrømmer satte mange og dype spor etter seg. I dalbunnen innenfor Sappen vitner dødisfenomener som eskere, (Fig. 14), kames og dødisgroper om delvis stagnasjon i de nedre, frontale deler av Bretungen i Reisadalen.

Rekonstruksjoner av brerandtrinnene

De observerte randmorener er projisert inn på et vertikallplan parallelt med Reisadalens retning og et lengdeprofil av breene under de forskjellige dalbretrinnene er forsøkt konstruert, Fig. 28. For Reisafjordtrinnet er en slik rekonstruksjon vanskelig innen kartbladområdet, men i de ytre deler av breen (0–15 km fra fronten) er gjennomsnittsgradienten beregnet til 35–40 m/km. Dette tilsvarer omtrent de samme gradienter som de ytre deler av brefronten under Storbakke- og Bergmotrinnet.

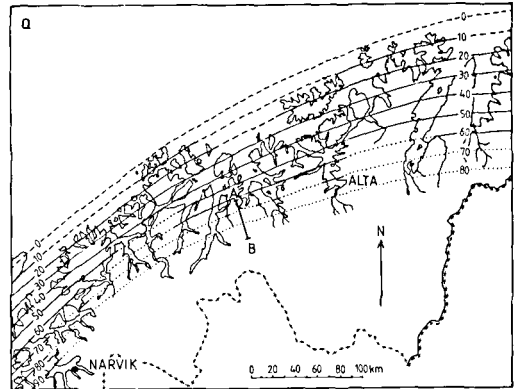


Fig. 29. Isobaser for hovedstrandlinjen S_0 (forlenget), etter Marthinussen (1960).

Isobases for the extended main shoreline (S_0), after Marthinussen (1960).

Utbredelsen av breene under de forskjellige randtrinn er forsøkt rekonstruert på grunnlag av de observerte randavsetninger og de beregnede bregradienter, Fig. 23 og 25. Reisafjordtrinnet utbredelse er i stor grad konstruert på grunnlag av randmorener utenfor kartbladet og som hovedsakelig er observert på flybilder. Disse er korrelert til randavsetninger i Lyngen (Corner 1977, 1980a) og Kvænangen (Sollid et al. 1973).

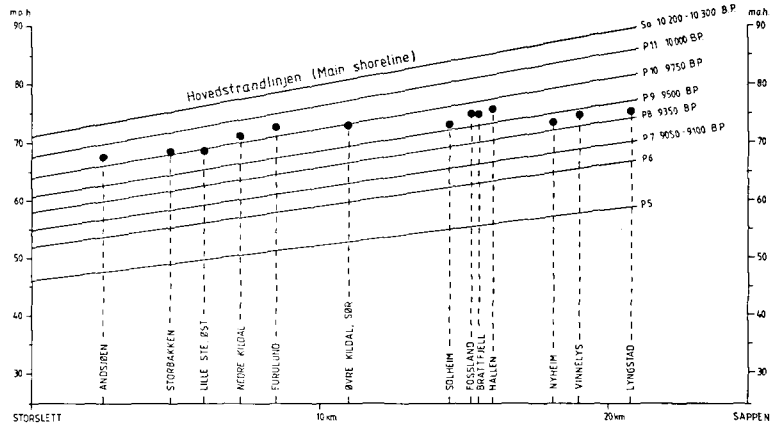
Strandlinjer og strandforskyvning

Etter som breene smeltet ned og iskanten trakk seg tilbake innover i landet, fulgte havet etter og oversvømte de områder som lå under marin grense (MG). I kyst- og fjordstrøkene i Troms og Finnmark er det mange og markerte spor etter hevede strandlinjer. Særlig har høyden av MG vært gjenstand for oppmerksomhet for å kunne datere og korrelere de forskjellige israndavsetningene og dermed bedre rekonstruere isavsmeltningsforløpet. Metoden forutsetter at MG ble dannet umiddelbart etter avsmeltingen (utenfor isfronten), og at de målte marine grenser representerer synkron (samtidige) havnivå.

Strandlinjediagram. For Nordreisaområdet er det forsøkt å konstruere et strandlinjediagram på grunnlag av Marthinussens (1960) diagram fra Vest-Finnmark. Corners (1980a) resultater for strandlinjemålinger i Lyngneområdet har også vært benyttet under rekonstruksjonen. Strandlinjediagrammet (Fig. 30) er lagt langs et profil normalt på isobasene (linjer

Fig. 30. Strandlinjediagram for Reisadalsområdet. Prosjeksjonsplanet er normalt på isobasene i Fig. 29.

Shoreline diagram for the Reisa valley area. The projection plane is perpendicular to the isobases in Fig. 29.



gjennom punkter med lik hevning) for strandlinjene dannet under Hovedrandtrinet i Yngre Dryas (S_0 -linjen) som presentert på Marthinussens (1960) isobasekart, Fig. 29. Yngre strandlinjer (P_{11} - P_5) fra Marthinussens diagram er også forsøkt rekonstruert for Nordreisadalsområdet.

Det er få gode MG-lokaliteter innen det undersøkte området, noe som gjør korreleringer og relative dateringer av israndtrinnene vanskelige. Ved å plote målte MG-nivåer fra Reisadalen inn i det rekonstruerte strandlinjediagrammet (Fig. 30) og relatere disse til høydene på de konstruerte strandlinjene, gir dette en pekepinn på deres alder.

Plotter vi inn de målte MG-nivåer korrelert til Storbakkentrinnet, faller toppflaten på Andsjøavsetningen (67-68 m o.h.) og Storbakken (68-69 m o.h.) mellom linjene P_{11} og P_{10} . Det samme gjør brelvterrassene ved munningen av Kildal, noe som indikerer at også denne avsetningen tilhører dette trinnet. Derimot ligger den innerste terrassen i Kildal (Øvre Kildal, sør) og terrassen Lille Ste. øst (067356), på eller litt lavere enn P_{10} -linjen i diagrammet. Dette tyder på at disse er dannet etter at breen begynte å trekke seg tilbake fra Storbakkentrinnet.

Under Bergmotrinnet er MG bestemt til 75 m o.h. på Fossland. Innplottet i strandlinjediagrammet faller dette nivå midt mellom linjene P_{10} og P_9 . På Hallenterrassen (122270) på motsatt side av elva er det høyeste nivå målt til 78 m o.h., men MG ligger trolig et par meter lavere nede på hovedflaten av terrassen. Dette MG-nivå på ca. 76 m o.h. faller også mellom linjene P_{10} og P_9 . Det samme gjør terrassenivåene ved Brattfjell (126277) og Solheim (123285).

Innenfor Bergmo og sørover mot Sappen synes havnivået å ha vært mindre bestemmende for avsetningsforholdene. Den trange dalen og de store smeltevannsmengdene førte til at dalbunnen ble fylt opp av brelvmateriale over datidens havnivå. De høyeste terrassenivåer innenfor Bergmo ligger derfor høyere enn MG under Sappentrinnet. Lavere terrasser ved Nyheim (123244), Vinnelys (121237) og Lyngstad (121212) er målt til 73-75 m o.h., og kan representere MG under Sappentrinnet. I strandlinjediagrammet faller disse nivåene mellom linjene P_9 og P_8 .

Strandforysnyning. Corner (1980a) har konstruert en strandforysnyingskurve (landhevningsskurve) for Nordland-Troms ved 80 m S_0 -isobasen, Fig. 31. I følge Marthinussens (1960) isobasekart krysser denne isobasen de nordlige deler av kartblad Reisadalen, Fig. 29. Strandforysnyingskurven skulle da grovt sett være gyldig innen det kartlagte området og dermed gi en oversikt over hvordan havnivået forandret seg etter at isen smeltet vekk. I de første 3000 år sank havnivået ganske jevnt med en gjennomsnittlig hastighet på ca. 1,5 m pr. 100 år. Etter hvert avtok hastigheten og i dag er landhevingen trolig bare noen få cm pr. 100 år.

Alder på strandlinjene. I strandlinjediagrammet fra Reisadalen (Fig. 30), faller alle MG-nivåer under S_0 -linjen som er korrelert med Tromsø-Lyngentrinnet og datert til Yngre Dryas (11 000 - 10 000 år før nåtid). Dette betyr at det på den tid fremdeles var isbreer ute i dalen og at fronten må ha ligget lenger ute i fjorden. Sannsynligvis korresponderer S_0 -linjen med Reisa fjordtrinnet. De yngre P-linjene i diagrammet er av Andersen (1968, 1975) og

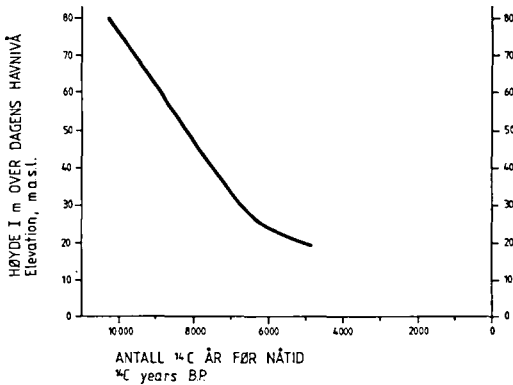


Fig. 31. Strandforykningskurve (landhevningsskurve) ved 80 m-(S₀) isobasen, etter Corner (1980a).
Shoreline emergence curve, after Corner (1980a).

Corner (1980a) forsøkt datert ved C-14 dateringer og korrelert med randmorenetrinn. For Storbakkentrinnet synes MG å falle på eller like over linje P₁₀ som er datert til ca. 9750 år før nåtid. MG under Bergmotrinnet ligger mellom linjene P₁₀ og P₉ i diagrammet, noe som gir en alder mellom 9750 og 9500 år før nåtid. Under Sappentrinnet er MG mer usikker, men ligger muligens mellom linjene P₉ og P₈. I så tilfelle korresponderer Sappentrinnet med Kvitli-Ny-litrinnet i Skibotn og Signaldalen (Corner 1980a) som er datert til mellom 9500 og 9350 år før nåtid.

Pollenanalyse med C-14 datering

For å prøve og få en sikrere aldersbestemmelse av isavsmeltingen i Reisadalen, ble det foretatt pollenanalyse og C-14 datering av organisk materiale fra bunnen av en myr (107228) ved Bergebukt. Myra ligger i sørkanten av en mor-energygg ca. 90 m o.h. Glødetapet viser at det har vært meget liten organisk sedimentasjon under dannelsen av finsand-/siltlagene i bunnen av myra, Fig. 32. Fra 4,6 til 4,5 m dyp øker det organiske innholdet relativt raskt til ca. 75%. De nederste pollenspektra inneholder enkelte ferskvannsalger (*Pediastrum*) og noen få grønnalger (*Botryococcus*). Ingen saltvannsindikatorer er funnet. Dette tyder på et ferskt miljø under avsetningen av bunnlagene, og at havet ikke har stått høyere enn myra (ca. 90 m o.h.).

Pollenanalysen viser at bunnlagene trolig representerer en overgang fra en lyskrevende pionervegetasjon (urteflora) til en relativt tett

bjørkeskog. Bjørkeskogen er fullstendig dominerende videre oppover i diagrammet. Innslag av furu (*Pinus*) i bunnen skyldes fjernttransport av pollenkorn med vinden. Den svake økningen av furupollen i den øvre del av profilet tyder på at furuskogen nærmer seg området.

¹⁴C-datering (T-2870) av det sandige gytjelaget nær bunnen av pollenprofilen (over de rene minerogene finsand-/silt sedimentene) ga en alder på 8 940 ± 210 B.P. Dette gir en minimumsdatering for når isen forsvant fra området ved Bergebukt. Imidlertid tyder pollenanalysen på at det aller eldste organiske materialet mangler, da det under den tidligste fasen etter at isen forsvant, må ha vært en kort periode med lysåpne forhold med pionerflora og dominans av urter før bjørkeskogen vandret inn. Den daterte prøven representerer derfor en noe yngre periode og gir omtrent alderen når bjørkeskogen for alvor vandret inn i området. Hvor lang tid dette skjedde etter at isen forsvant, er vanskelig å si på grunn av generelt manglende kjennskap til vegetasjonsinnvandringen i Nord-Troms. I følge Hyvärinen (1975) kan det ha tatt noen hundre år før en tett bjørkeskog klarte å etablere seg skikkelig etter avsmeltingen i Øst-Finmark og NØ-Finland. Det samme har trolig vært tilfelle i Reisadalen.

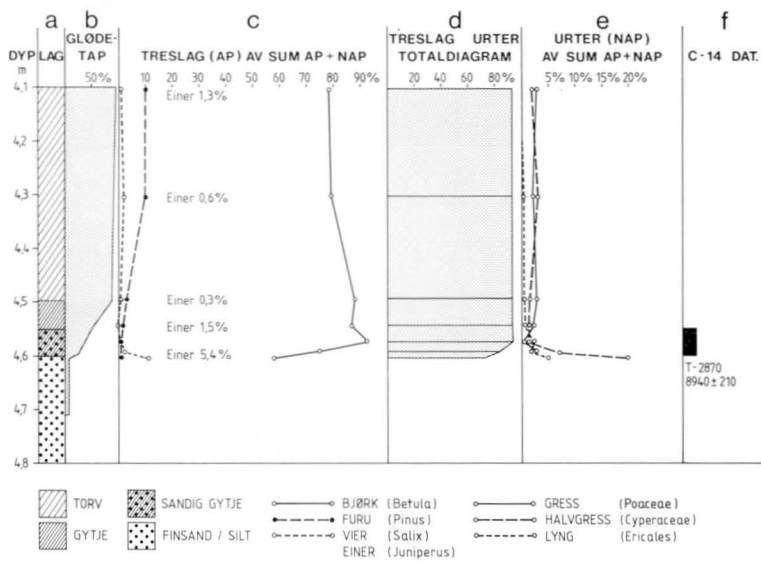
Alder og korrelasjoner – konklusjon

Fire brerandtrinn er rekonstruert i Reisadalen. Det eldste, *Reisaffordtrinnet*, er korrelert til Tromsø-Lyngentrinnet som er av Yngre Dryas alder (10 000 – 11 000 år før nåtid). ¹⁴C-dateringer fra Troms og nordlige del av Nordland (Andersen 1968, 1975, Corner 1980a, Marthinussen 1962) tyder på at brefronten begynte å trekke seg tilbake fra Tromsø-Lyngemorene ca. 10 100 – 10 200 år før nåtid. *Storbakkentrinnet* korresponderer med et strandlinjenivå mellom linjene P₁₁ og P₁₀ og har en sannsynlig alder mellom 9900 og 9800 år før nåtid. Trinnet kan trolig korreleres med Ørnes i Lyngen, Holmen i Kåfjorddalen (Corner 1980a) og det eldste av Stordaltrinnene (Andersen 1968). *Bergmotrinnet* består av flere faser med stillstand eller muligens mindre fremrykninger av breen. Havnivået under avsetningen synes å ligge mellom strandlinjene P₁₀ og P₉. Beregnet alder på trinnet er 9700–9500 år før nåtid. Mulige korrelasjoner kan gjøres med Skibotn-trinnet (Corner 1980a) og det mellomste Stordaltrinn (Andersen 1968). *Sappentrinnet* korresponderer muligens med et strandlinjenivå

Fig. 32. Pollendiagram fra en myr (107228) ved Bergebukt, N for Bergsmoen.

Diagrammet viser fra venstre: a) Lagdeling, b) glødetap (vektprosent), c) innhold av forskjellige treslagspollen beregnet i prosent av det totale antall pollen fra trær (AP) og urter (NAP), d) totaldiagram som viser forholdet mellom treslagspollen (skravert) og urtepollen (ikke skravert), e) innhold av forskjellige urtepollen, f) C-14 datering.

Pollen diagram from a bog (107228) at Bergebukt, north of Bergsmoen. The diagram shows from the left: a) Stratigraphy, b) loss on ignition (weight percent), c) content of different species of trees (AP) and herbs (NAP), d) diagram showing the relationship between pollen from trees (shaded) and herbs (not shaded), e) content of different species of herbs, f) C-14 dating.



mellom P₉ og P₈ og er korrelert med Kvitli-Nylitrinnet i Skibotn og Signaldalen. Dette trinnet er av Corner (1980a) datert til ca. 9400 ± 250 år før nåtid. Etter Sappentrinnet smeltet breen relativt hurtig ned og hele Reisadalen var trolig isfri for ca. 9000 år siden.

Løsmassenes egnethet til forskjellig bruk

Byggeråstoff

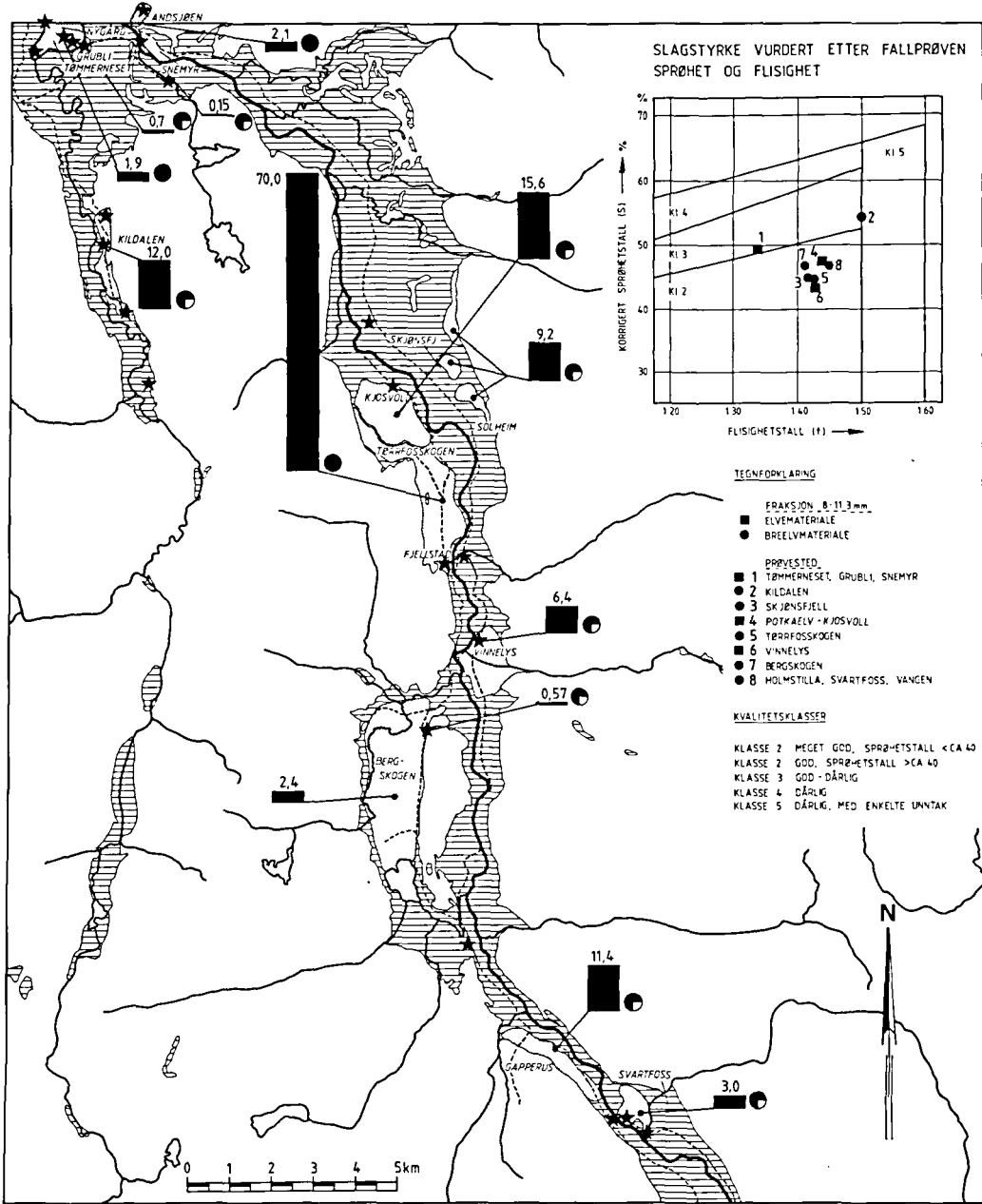
"Sand" og "grus" er geologisk sett løsmasser innenfor bestemte kornstørrelser: Sand 0,06–2 mm, grus 2–64 mm. Uttrykkene sand og grus blir brukt om hverandre i daglig tale som en fellesbetegnelse på løsmasser til bygge- og anleggsformål. Disse løsmassene er ofte vannavsatte og har gjerne lagdeling. Særlig viktig er breelavsetninger dannet under innlandsisens nedsmelting. Elveavsetninger, i noen grad også strandavsetninger og morenematerialer, er andre viktige forekomsttyper.

Innenfor kartbladet er de største og viktigste råstoffressursene knyttet til breelavsetningene, men også elveavsetningene er av stor betydning. For å vurdere mulige uttaksmuligheter er det nødvendig å kjenne til massenes volum og kvalitet. Slike vurderinger er utført i forbindelse med løsmassekartleggingen. Det kvartærgeologiske kartet ble lagt til grunn for

utvalg av lokaliteter til spesialundersøkelser. Senere vil undersøkelsene bli supplert og lagt inn i et EDB-basert Grusregister.

De undersøkte og prøvetatte avsetningene representerer de viktigste sand- og grusressursene innenfor undersøkelsesområdet. Tabell 1 og Fig. 33 viser i grove trekk resultatet av undersøkelsene. Innenfor kartbladet er det mengdeberegnete volum anslått til ca. 135 mill. m³ med velgraderte masser godt egnet til byggetekniske formål. De fleste forekomstene har i dag en arealbruk som lar seg kombinere med masseuttak. Flere mindre forekomster og de fleste elveslettene er ikke volumberegnet i denne omgang. Det totale volum av alle mulige sand- og grusforekomster innen kartbladet er betydelig større.

Undersøkelsene av prøvematerialet med tanke på anvendelse til vegformål, i hovedsak bærelag og vegdekke er gjort ved mekanisk styrkevurdering, d.v.s. sprøhet- og flisighet, kornstørrelsesfordeling og bergartstelling. Fig. 33 viser de sprøhets- og flisighetsverdiene som er gjennomsnittsverdier av 4–6 prøver fra hver lokalitet. Steder med sammenfallende like resultater er slått sammen. I tabell 1 er mulig anvendelse til vegformål foreslått. Når materialet ifølge tabellen egner seg til vegformål, betyr dette at det med rimelig sannsynlighet vil være bra egnet. Enkelte forekomster kan inneholde masser som tilfredsstiller strengere krav. En mer nøyaktig bestemmelse av kvaliteten og

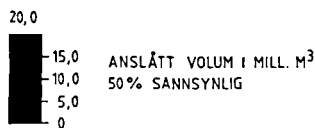


TEGNFORKLARING

- ▨ SAND- OG GRUSFOREKOMST
- ▭ SAND- OG GRUSFOREKOMST MED ANSLÅTT VOLUM

ANALYSETYPER

- ⊕ KORNSTØRRELSERFØDELING
- ⊙ MEKANISK STYRKE (SPRØHET OG FLISGHET)
- ⊙ BERGARTS- OG / ELLER MINERALINNHOLD
- ⊙ BETONGPRØVESTØPING



- ★ UTTAK AV LØSMASSER
- VEG

Fig. 33. Sand- og grusressurskart med sprøhets- og flisghetsanalyser. Sand and gravel resource map with values for brittleness and flakiness.

Tabell 1. Anslått volum og vurdering av kvalitet
Approximate volume and some quality parameters

Sted	Forekomst	Koord.	Areal m ²	Anslått mektighet i m over gr.v. nivå/finkornige masser/fjell	Volum m ³	Løsmasse-type E: Elvematr. B: Breeiv-matr.	Kvalitet – anvendelse B: Betongformål V: Vegformål	Transp.avstand i km til Storslett og Sørkjosen havn	
Tømmerneset – Nygård		(020 380)	647 000	3	1 900 000	E	B: Godt egnet V: Godt egnet m/nok grovt mat.	3.5	7
Grubli		(025 376)	138 000	5	700 000	E	B: Ikke vurdert V: Egnet	6.5	10.5
Andsjøen		(049 385)	140 000	15	2 100 000	B	B: Godt egnet V: Egnet	4	8
Snemyr		(039 377)	270 000	0,5–2	150 000	E	B: Ikke vurdert V: Godt egnet	4.5	8.5
Skjønsfjell		(113 303)	730 000	5–25	9 200 000	B	B: Egnet V: Egnet	16.5	20.5
Kjosvoll		(100 290)	1 300 000	12	15 600 000	E	B: Egnet V: Egnet	26.5	30.5
Tørrfosskogen		(100 280)	2 800 000	25	70 000 000	B	B: Godt egnet V: Godt egnet	22	26
Vinnelys		(120 346)	1 280 000	5	6 400 000	E	B: Ikke vurdert V: Egnet	21.5	25.5
Bergskogen massetak		(107 216)	71 000	8	570 000	B	B: Egnet V: Godt egnet	25.5	29.5
Bergskogen		(100 200)	4 000 000	6	2 400 000	B	B: Ikke vurdert V: Ikke vurdert	28	32
Gapperus		(130 144)	1 140 000	10	11 400 000	B	B: Ikke vurdert V: Godt egnet	33	37
Svartfoss–Vangen		(160 125)	590 000	5	3 000 000	B	B: Ikke vurdert V: Egnet	36.5	40.5
Samueldalen		(030 330)	600 000	20	12 000 000	B	B: Ikke vurdert V: Dårlig egnet	7	11
Tot. volum					135 420 000				

Tabell 2. Betongprøvestøping
Analyseresultater fra FCB/SINTEF–NTH Trondheim
Fraksjon: < 8 mm
Concrete production fraction: < 8 mm

Prøvested	Sementinnhold kg/m ³	Vann/ sement forhold: v/c	Synk mål cm	Bearb.barhet/støpe-lighet	Trykkfasthet i kp/cm ² etter 7 døgn	Trykkfasthet i kp/cm ² etter 28 døgn	Sp.vekt g/cm ³	Humus farve	Slam-volum %
Tømmerneset–Nygård (020379)	338	0,56	10	God	271	345	2,65	0,5	0
Tømmerneset–Vest (013375)	336	0,59	9	God	243	323	2,64	0,5	3,3
Andsjøen (049385)	372	0,48	10	God	336	439	2,43	0	3
Tørrfosskogen (115271)	338	0,5	9	God	274	344	2,68	0	0

hva massene kan brukes til, overlates til vegbyggerne.

Til *betongformål* er fraksjonen mindre enn 8 mm den viktigste for betongfastheten så lenge det dreier seg om vanlige betongformål omkring kvalitetsklasse C25–C35 dvs. 250 kp/cm² – 350 kp/cm². Det er utført fire betongprøvestøpinger, tabell 2, innen kartbladet. Resultatene fra betongprøvestøpingene er gode for alle de prøvetatte stedene. Det er derfor mulig at

materialer fra lokaliteter som har en tilsvarende mineralfordeling og tilfredsstillende kornstørrelsesfordeling vil gi betong av tilsvarende styrke. I tabell 2 er materialet fra enkelte lokaliteter vurdert ut fra ovennevnte forutsetninger.

Byggeråstoffer til byggetekniske formål enten det er til faste vegdekker eller betongformål er transportømfintlige. De er avhengig av kortest mulig vegtransport fra uttakssted til f.eks.

tettstedene Storslett eller Sørkjosen. Det er derfor avsetningene ved Tømmerneset – Andsjøen – Snemyr som er de mest aktuelle i nærmeste fremtid både til vegdekker – asfalt og til betongformål, tabell 1.

Lokalitetsbeskrivelse. Lengst nord på kartbladet ved *Nygård* (020380) er det tre massetak på elvesletta. Mektigheten på lagdelt sand og grus over finkornige havavsetninger varierer fra 2–4 m ved Reisaelva og er større enn 5 m inne på elvesletta.

På sørsiden av Reisa dalen ved *Grubli* (025376) ligger en 5 m mektig elveslette med et lite grustak med sand og grus over finkornige havavsetninger.

Delvis utenfor kartbladet ved *Andsjøen* ligger den viktigste og transportøkonomisk gunstigste breelavsetningen til byggeråstoff nær Storslett, med et større massetak inn mot fjell (039385). Det er tatt ut mer enn 200 000 m³ sand og grus. Avsetningen har typiske skrålag med vekslende kornstørrelse fra grus og sand med stein og enkelte blokker til lag med ensgradert sand og silt. På yttersiden av ryggen ligger det strandmateriale på toppen mens innsiden av ryggen er dekket med finkornige havavsetninger.

På elvesletten ved *Snemyr* (039377) er det tilførsel av nytt elvemateriale fra dalen ovenfor. Materialet er benyttet til vegmateriale etter knusing. Mektigheten kan variere fra 0,5 – 2 m med grus og sand.

Elveslettene innover Reisa dalen består av ensgradert sand og grus ofte med begrensede mektigheter over finkornige havavsetninger.

Fra *Kjellerskogen* (112312) via *Skjønnsfjell* (113303) til *Solheim* (123285) ligger breelavsetninger med lagdelt sand og grus. Breelavsetningen ved *Kjellerskogen* består av ca. 4 m lagdelt sand og grus over ensgradert finsand og silt. Seismisk profil nr. 5 går over breelavsetningen ved *Skjønnsfjell* med mektighet fra 20–30 m over grunnvannsnivå. Den sørlige halvdel av avsetningen og terrassene ved *Solheim* består av grus og sand ned til grunnvannsnivå.

Elvesletten nord for *Tørrfosskogen* mellom massetaket ved *Kjosvoll* (099297) og *Holme-Skogen* (100290) består av lagdelt sand, grus og stein med mektighet på ca. 12 m over grunnvannsnivå med finsand og silt under. Materialet blir noe finere mot nord. Seismisk profil nr. 5 og borhull 8 danner grunnlag for vølberegningene. Breelavsetningen ved *Tørrfosskogen* er en av de største byggeråstoffressursene i

Reisa dalen. Det er utført spesialundersøkelser, med snittbeskrivelser, prøvetaking, seismiske profiler (nr. 4, 5, 6, 7, 8 og 9) og sonderboringer, Fig. 34. Et mindre massetak ligger ved *Fjellstad* (110256). Materialet i overflaten er grovt i den nordlige halvdel med blokk, stein og grus. To rygger med vindtransportert, ensgradert finsand ligger oppå breelavsetningen ved *Fjellstad* (110255) og 1,5 km lenger nord (107270). Ved *Tørrfosskogen* blir materialet finere mot nord med ensgradert sand over finsand og silt ved nordenden av terrasseflaten (090292). Et mindre massetak (110257) ligger ved *Fjellstad*. Den ca. 30 m høye skråningen mot Reisaelva mellom *Fossland* (115276) og *Fjellstad* (112257) består av vekslende lag med stein, grus og sand, Fig. 11. Gjennomsnittlig mektighet er målt til 25 m over grunnvannsnivå. Breelavsetningen inneholder ca. 70 millioner m³ med sand og grus som er godt egnet til vei- og betongformål. Avsetningen ligger ca. 22 km fra Storslett og 26 km fra havn ved Sørkjosen. Den er derfor først og fremst aktuell til lokale formål i dalen.

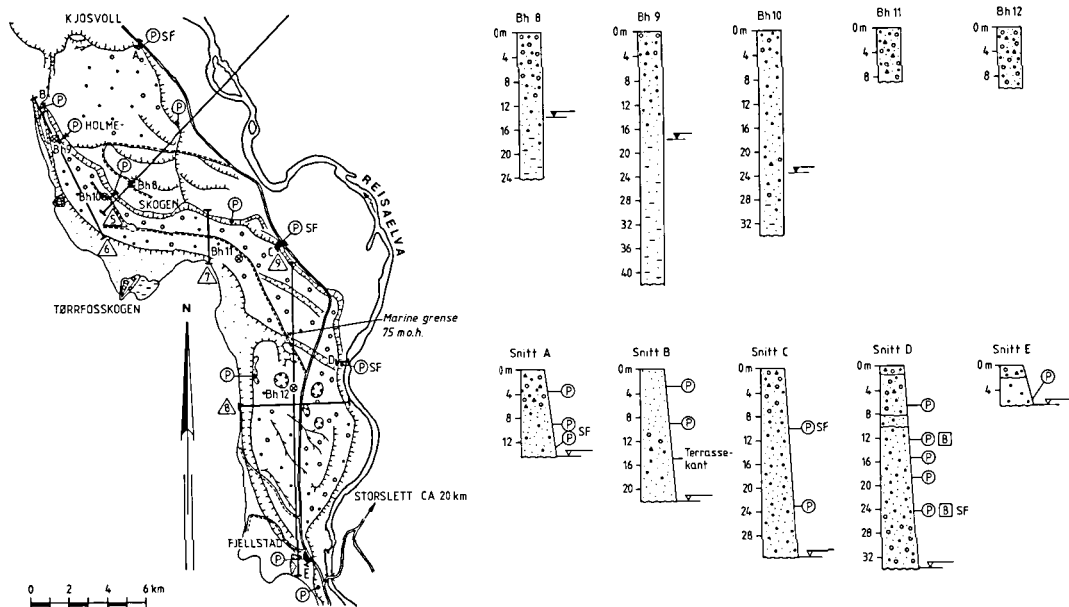
Ved *Vinnelys* (120236) ligger en stor elvevifte og et massetak med blokk, grus, sand og silt. I flomperioder er det spylt ut finere materiale avsatt som leirbelegg på bergartskornene sammen med lag av silt og finsand.

Et massetak ligger øst for *Bergskogvatnet* i en terrasse ca. 8 m over breelavsletta ved *Bergskogen* (107216), Fig. 13. Terrassen består av lagdelt sand og grus, godt egnet til vegmateriale og brukes på de lokale vegene. Selve breelavsetningen ved *Bergskogen* (100200) består av store mengder sand, grus og stein. Seismisk profil nr. 10 viser mektigheter på ca. 6 m over grunnvannsnivå og 60–80 m med antatt breelvmateriale over fjell.

Mellom *Gapperus* (130144) og *Heggemo* (147132) ligger en større breelavsetning med terrasser, eskere og dødisgroper. Breelavsetningen består i overflaten av blokk, stein og grus. Eskeren består av en grov hud med stein og grus med ensgradert grusig sand – finsand og silt i kjernen av ryggen, Fig 14.

På østsiden av Reisaelva ved *Svartfoss* (154124) til *Vangen* (161120) er det to massetak i samme breelavsetning. Materialet i massetakene består av blokk, stein, grus med lag av ensgradert sand og benyttes til de lokale veier.

I *Samueldalen* ligger det en større sand- og grusressurs mellom *Kildal* og *Furulund* på østsiden av dalen (030330). Det er to mindre massetak i avsetningen. Materialet består av



TEGNFORKLARING

- Dreneringsspor i løsmasser
- Nedskjæring av elver og bekker
- Dødisgrøp
- Prøvetatt lokalitet og / eller snitt
- Sprøhets- og flisighetsanalyse
- Skråningens eller massetakets bunn
- Antatt grunnvannspeil
- Offentlig veg
- Gårdsveg, skogsbilveg

- Massetak
- Borhull med ref.-nr.
- Befongprøve
- Seismisk profil med ref.-nr.

Kornstørrelser

- Blokk
- Sand
- Stein
- Silt
- Grus
- Leir

Fig. 34. Detaljkart av sand- og grusavsetningen ved Fossland- Fjellstad.
Map of the sand and gravel deposit at Fossland-Fjellstad.

ca. 20 m mektig lagdelt sand og grus med lag av finsand og silt over grunnvannsnivå. Bergartene i løsmassene kommer fra den lokale berggrunn med betydelig innhold av glimmerskifer. Materialet er derfor mekanisk svakere og mindre egnet til veg- og betongformål enn de andre byggeråstoffressursene innenfor kartbladet.

Grunnvann

Elveavsetningene lengst nord i Reisadalen (Tømmerneset-Andsjø), samt utløpet av Røyeldalen, går hurtig over i finkornete havavsetninger med generelt sett små muligheter for store grunnvannsuttak. Lenger sørover i hele dalbassenget langs Reiselva finnes sannsynligvis tykke breelavsetninger under grunnvannsspeilet med gode muligheter for grunnvannsuttak fra infiltrasjonsmagasiner. Det er

sannsynligvis også gode grunnvannsmuligheter i selvmatende magasiner i breelavsetningene i Bergskog-Sappenområdet.

Gode grunnvannsmuligheter må også antas i infiltrasjonsmagasinene langs Kildalelva fra (027330) og sørover.

Moreneavsetningene og de små bekkedel-taene består stedvis av sandig grusig materiale og vil lokalt kunne utnyttes til små vannforsyninger ved gravde brønner o.l.

Avfallsdeponering

Avfallsfyllinger blir ofte plassert tilfeldig i nedlagte grustak og raviner. Mange av breelavsetningene og enkelte elveavsetninger skulle egne seg til rensing av avløpsvann der grunnvannsspeilet ligger tilstrekkelig dypt.

Naturvern – fredning

De indre deler av Reisdalens dreneringsområde er foreslått som nasjonalpark. Området ligger sørøst for kartblad Reisdalen og vil ikke berøre kartets grenser.

I forbindelse med kvartærgeologiske registreringer i ti-årsvernedede vassdrag i Nord-Norge er det foreslått 15 verneverdige områder innen Reisavassdraget, Sollid (1983). 8 områder faller innenfor kartblad Reisdalen. Høyest prioritert av disse er en "avalanche pool" avsetning (111380) i Røyeldalen. Videre er Moskodalen (142317) høyt prioritert med sine aktive skråningsprosesser og mange ras- og skredformer. De andre områdene er Gåd'dečákka (017150) med randmorener og lateral-dannelser, Čap'peslakko (220203) med de store randmoreneryggene, bajimus Sabmajav'ri (033173) med velformede steinbreer (rock glaciers), Tjernevatnet (102187) dødisgrop (grytehull), Čillagai'sa (014263) randmorene og Storbakken (031362) brerandavsetning. Kriteriene for vurderingene og utvelgelsen av områdene er sjeldenhet, utforming og forsknings-/pedagogisk interesse.

NGU støtter i hovedsak disse forslagene til verneverdige områder. I tillegg vil vi foreslå at også den sørlige del av Bergskogen (100190) vernes, slik at ikke bare Tjernevatnet, men også det særpregete terrenget omkring bevares. På en instruktiv måte gjenspeiler dette landskapet hvordan sand- og grusmassene ble avsatt i kontakt med den stagnerende isfronten (Sappentrinnet). Videre bør de mange og velutviklede randmorener, også de som ikke er foreslått vernet, generelt skånes for inngrep, da de er av stor betydning for kartleggingen av isens utbredelse under avsmeltningen. Selv om de fleste randmorenene ligger lite utsatt til for ødeleggelse, kan de i områder med sparsomt løsmassedekke være av økonomisk interesse, f.eks. ved kraftutbygging.

Summary

The area covered by map-sheet Reisdalen, 1734 III, is situated in northern Troms, North Norway (Fig. 1). The bedrock consists of Caledonian allochthonous units of Precambrian and Eocambrian metasediments (meta-arkose, mica schist, limestone), gneisses and igneous rocks (gabbro, amphibolite) (Figs. 4 and 5).

The topography is dominated by the high

coastal mountains in the north (altitudes 1200–1300 m a.s.l.) deeply incised by the Reisa valley (up to 1000 m) and its tributary valleys. Towards the southeast general altitudes of the mountainous areas decrease and in the south there is an undulating plateau. The topography in the Reisa valley region was studied by Wråk (1908) in his classical work on the origin of the plateau and valleys.

Ice movement

The oldest detectable ice movements in the area were directed towards NNW and NW (Fig. 8) and dated from the maximum extent of the last glaciation, at which time northern Scandinavia was covered by a thick ice-sheet. During the deglaciation the ice flow was gradually influenced by the topography and converged towards the large valleys and fjords, which functioned as large drainage channels towards the NW. The ice flow in the main Reisa valley dominated. Striae in the mountain area west of the Reisa valley indicate a westward ice movement towards the large tributary valley, Samueldalen. The final deglaciation was characterized by a relatively thick glacier in the main Reisa valley, from which an ice lobe flowed westwards through Potkadalen, representing the last supply of ice to Samueldalen (Fig. 25).

Till

Till predominates on the southern mountain plateaus. The thickness is variable, but mostly the till cover is thin and exposed bedrock is common. On the map two types of till are distinguished:

- a) Till, continuous cover, locally of great thickness.
- b) Till, discontinuous or thin cover.

In (a) the deposits generally conceal the structures of the underlying bedrock, while in (b) the bedrock is commonly exposed.

Morphologically, most of the till surface is determined by the topography of the underlying bedrock. Marginal moraines are characteristic morphological features, generally with two or more parallel moraine ridges. The most prominent marginal moraines occur in a broad zone at Čap'peslakko (220203) where some of the ridges are more than 10 m high.

The content of sand and gravel is normally high in the till deposits, comprising 30–50%

and 20–50%, respectively, of the fraction < 19 mm (Fig. 9), while the silt and clay content is usually less than 20% (Pl. 2b). In Samueldalen, where glaciolacustrine sediments are incorporated in the till, the content of silt is more than 40%.

The lithological composition (Pl. 2c) of the fraction 4–8 mm usually reflects the nature of the local bedrock and accordingly shows a preponderance of meta-arkose (> 50%). Amphibolite/gabbro and mica schist predominate only locally. A few clasts of red granite, transported a minimum distance of 40 km from the Precambrian basement in the Čier'te area, have also been observed.

Glaciofluvial deposits

The largest glaciofluvial deposits occur in the main valley systems, along Reisadalen and Samueldalen.

Fluvial deposits

Fluvial deposits occur in the valley bottoms in conjunction with the present-day river system. The Reisa and Kildal rivers eroded deeply into various Quaternary deposits during uplift and transported material downstream where it was deposited as alluvial plains, fans and deltas.

Glaciolacustrine or lacustrine deposits

In Samueldalen, south of Potkæidet (052273), a thin, discontinuous cover of silty glaciolacustrine sediments was deposited in a lake, dammed by the ice lobe from the Reisa valley glacier which extended into Potkadalen during the Storbakken glacial event (Fig. 25A).

Marine deposits

The marine deposits in the bottoms of the valleys are covered mainly by 1–5 m-thick sandy and gravelly fluvial deposits. Thicknesses of more than 25 m of marine clay and silt are observed in the Røyland area (082366).

Marine shore deposits

Shore deposits are generally only very small and thin due to the sheltered situation of this narrow fjord basin.

Eolian deposits

Small ridges of eolian sand occur on the glaciofluvial terrace at Fjellstad (110255).

Weathering material

Considerable areas of boulder fields exist in the mountainous regions, mainly above 900–1000 m a.s.l. (Fig. 19). The weathering material is characterized by angular boulders derived from the local bedrock plus a few ice-transported boulders (erratics).

Talus

Talus (Figs. 20 and 21) exists on the steep slopes of the valleys, particularly in the northeast, and consists mainly of frost-wedged rock debris which has fallen down from the cliffs. Avalanche plunge-pools are distinctive features formed by the effect of repeated snow avalanche impact. In the Reisa valley these features are recognized in Røyeldalen (111380) and in Moskodalen (143318). Protalus ramparts have been found in some of the steep valley sides, e.g. in Lillelvdalen (131341) and Moskodalen (Fig. 21).

Organic material

The rugged landscape over most of the area precludes the formation of organic deposits. The largest bogs occur in or near the bottoms of the main valleys, particularly in the lower part of the Reisa valley where they overlie the fluvial deposits.

Frost phenomena

The most common types of phenomena related to frost action are solifluction and patterned ground. Solifluction processes have been active more or less on all slopes covered with superficial deposits, particularly silty till. Solifluction steps and lobes are common above the tree-line and are very well developed in Dorisdalen (170270) and Javr'eoaviv (071135) (Fig. 22). Patterned ground occurs throughout the mountainous areas. Sorted polygons, circles and nets are most common in depressions, flat areas or on gentle slopes where the water-table is relatively high. Earth hummocks are best developed on marshy ground, but they are not so common in the Reisa area.

The deglaciation history

During the last glacial (Weichsel) maximum, the entire area was covered by ice and the ice margin lay 50–100 km offshore (Fig. 1). As the ice-sheet thinned, the high coastal mountains formed nunataks. The ice cap gradually split up and the main fjords and valleys were occupied by large outlet glaciers. During the deglaciation of the Reisa valley, marginal moraines were formed, corresponding to ice-front accumulations in the main valley. These marginal deposits indicate four separate events marking glacial advances or stagnations.

The oldest marginal moraines in the Reisa area, the *Reisafjord moraines*, correspond to an ice-front in the fjord, about 10 km beyond the mouth of the Reisa valley (Fig. 23). The *Reisafjord moraines* are correlated with the Ra moraines or the Tromsø–Lyngen moraines of Younger Dryas age (Fig. 1).

After the deposition of the *Reisafjord moraines* the ice-front retreated rapidly to the mouth of the Reisa valley. An end moraine ridge was formed at *Storbakken* (031362) – *Andsjøen*. Based on corresponding lateral moraines, the extent and relief of the glaciers during the deposition of the *Storbakken moraines* are reconstructed (Fig. 25). At that time, the large tributary valley, *Samueldalen* (036171), was ice-free, except in the outer part where an ice lobe from the glacier in the Reisa valley flowed westward and filled the lower part of *Samueldalen*. The front delta at *Kildal* (030325) is correlated with the *Storbakken end moraine*. Towards the south the ice lobe dammed a small lake.

After the deposition of the *Storbakken moraines* the ice-front retreated about 15 km up-valley to *Bergmo* where a 3 km-long ice-front sandurdelta (110270) was deposited. The marine limit is determined as 75 m a.s.l. The extent of ice cover during the deposition of the *Bergmo moraines* is reconstructed (Fig. 25).

The youngest marginal moraines are called the *Sappen moraines*. No marked indication of the contact of the ice-front has been observed in the Reisa valley, but distinct lateral moraines indicate an ice-front position just north of *Sappen* (120170) during this glacial event (Fig. 25). The valley floor is here distally filled up with outwash deposits (100190). Numerous kettles indicate that bodies of stagnating ice were isolated from the ice-front during the deposition of these deposits.

After the deposition of the *Sappen moraines*, a favourable climate resulted in rapid down-wasting of the ice-sheet accompanied by a rapid recession of the glaciers to the inner plateau areas. No evidence of any readvance or halt of the front has been found. The final deglaciation was characterized by the effects of extensive glaciofluvial activity. The *Reisa valley* was probably ice-free about 9000 years ago.

Longitudinal profiles (Fig. 28) of the glaciers during the glacial events show an average gradient varying between 40 and 20 m/km during the deposition of the *Storbakken* and *Bergmo moraines*. Near the front the ice-surface was steeper, while in the inner part, more than 30 km from the front, the gradients were more gentle (8–10 m/km). During the deposition of the *Sappen moraines* the gradients were generally lower, as a result of thinner glaciers, less ice supply and consequently less dynamic activity in the ice.

The moraine sequence is correlated and dated with reference to *Marthinussen's* (1960) shoreline sequence. The shoreline relation diagram is constructed normally to the isobases for the extended main shoreline (S_0) (Figs. 29 and 30). The shorelines are dated by means of marine limit (ML) and radiocarbon dates (*Andersen* 1968, 1975, *Corner* 1980a). The ML corresponding to the *Storbakken moraines* is plotted in the diagram (Fig. 30) and represents a shore level between the shorelines P_{11} and P_{10} , indicating an age between 9750 B.P. and 10 000 B.P. A possible age of the *Storbakken event* is 9800–9900 B.P. The *Bergmo moraines* correspond to a level between the shorelines P_{10} and P_9 , which are dated to 9750 B.P. and 9500 B.P., respectively. Determination of the ML corresponding to the *Sappen moraines* is problematic, due to the fact that the ice-front accumulations distal to *Sappen* are generally built up higher than the ML. The ML probably lies between the P_9 and P_8 shorelines, i.e. between 9500 B.P. and 9350 B.P. The *Sappen moraines* can possibly be correlated with the *Kvitli–Nyli event* in *Lyngen* (*Corner* 1980a) and dated to 9400 ± 250 B.P.

Etterord

Kartet er sammentegnet av B. Bergstrøm, A. Frelund og P. R. Neeb. De seismiske undersøkelserne er foretatt av G. Hillestad, P. Melleby og R. Opdahl. Kornfordelingsanalyser er foretatt ved NGU's løsmasselaboratorium. Pollenanalyser er utført av E. Larsen og I. Alstadsæter. I. Lundquist har

hatt ansvaret for tegning av illustrasjoner, mens A. Haugan og L. Holiløkk har stått for reproduksjon av kart og illustrasjoner. Kapitlene om berggrunnsgeologi er skrevet av K. B. Zwaan. G. D. Corner og E. Larsen har lest manuskriptet og kommet med forslag til forbedringer, mens D. Roberts har korrigert den engelske teksten. G. Sandvik og L. Øverby har renskrevet manuskriptet og D. Bøe har lest korrektur.

Alle som er nevnt her og andre som vi har hatt hjelp av under dette arbeidet, takkes for godt samarbeid.

Litteraturreferanser

- Andersen, B.G. 1968: Glacial geology of western Troms, North Norway. *Nor. geol. unders.* 256, 160 pp.
- Andersen, B.G. 1972: Quaternary geology at Guolasjav'ri in Troms, North Norway. *Acta Borealia, A. Scienta* 29, 1-40.
- Andersen, B.G. 1975: Glacial geology of northern Nordland, North Norway. *Nor. geol. unders.* 320, 74 pp.
- Bergstrøm, B. 1981: Cier'te. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1733 II - M 1:50 000 (med fargestrykt kart). *Nor. geol. unders.* 368, 65 pp.
- Bergstrøm, B. 1983: Deglaciation of the Reisa valley, northern Norway, and studies of glacial deposits and dispersal processes. *Acta Geol. Hispanica* 18, 161-167.
- Bøe, P. 1980: De geologiske forhold, pp. 14-18, i Møller, J. (ed.): Midlertidige vermede vassdrag i Nord-Norge. Undersøkelser i Reisavassdraget. *Ottar* 124, 44 pp.
- Corner, G.D. 1977: Deglaciation history and sediments of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Upubl. hovedoppgave ved Univ. i Tromsø.*
- Corner, G.D. 1980a: Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas* 9, 239-249.
- Corner, G.D. 1980b: Avalanche impact landforms in Troms, North Norway. *Geogr. Annaler Ser. A* 62, 1-10.
- Feyling-Hanssen, R.W. 1958: Isavsmeltingen i Nordreisa. *Upubl. NGU's dagbokarkiv 20/58.*
- Feyling-Hanssen, R.W. 1959: Nordreisa i Troms fylke. Kvartærgeologisk kart i målestokk 1:250 000. *Upubl. NGU's dagbokarkiv 12/59.*
- Fægri, K. & Iversen, Johs. 1964: Textbook of Pollen Analysis. *Munksgaard, Copenhagen*, 237 pp.
- Holmsen, P. 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. *Nor. geol. unders.* 347, 1-70.
- Hyvärinen, H. 1975: Absolute and relative pollen diagrams from northernmost Fennoscandia. *Fennia* 142, 23 pp.
- Liestøl, O. 1974: Avalanche plunge-pool effect. *Norsk Polarinst. Årb.* 1972, 179-181.
- Lindahl, I. 1974: Økonomisk geologi og prospektering i Vaddas-Rieppfeltet, Nord Troms. Del I: geologi og malmgeologi. *Upubl. hovedoppgave, Univ. i Trondheim*, 175 pp.
- Marthinussen, M. 1960: Coast and fjord area of Finnmark. With remarks on some other districts, pp. 416-429 in Holtedahl, O. (ed.): Geology of Norway. *Nor. geol. unders.* 208, 540 pp.
- Marthinussen, M. 1962: C¹⁴-datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. *Nor. geol. unders.* 215, 37-67.
- Marthinussen, M. 1974: Contributions to the Quaternary geology of north-easternmost Norway and closely adjoining foreign territories. *Nor. geol. unders.* 315, 157 pp.
- Neeb, P.R. & Bergstrøm, B. 1975: Kvartærgeologiske undersøkelser i Nordreisa kommune, Troms. *Upubl. NGU-rapport 1336/8A*, 18 pp.
- Rapp, A. 1960a: Recent development of mountain slopes in Kärkevage and surroundings, northern Scandinavia. *Geogr. Annaler* 42, 65-200.
- Rapp, A. 1960b: Talus slope and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinst. Skrifter* 119, 96 pp.
- Reite, A.J. 1983: Trondheim. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 IV - M 1:50 000 (med fargestrykt kart). *Nor. geol. unders.* 391, 41 pp.
- Ryghaug, P. & Zwaan, K.B. 1975: Geologisk ressursinventering, Nordreisa kommune, Troms. *Upubl. NGU-rapport 1164/1*, 26 pp.
- Selmer-Olsen, R. 1976: Ingeniørgeologi. Del 1. Generell geologi. *Tapir, Trondheim*, 281 pp.
- Selmer, Olsen, R. 1977: Ingeniørgeologi. Del 2. De løse jordlag. *Tapir, Trondheim*, 289 pp.
- Sivertsen, A. 1980: Løsmasser og tilhørende landformer, pp. 18-22, in Møller, J. (ed.): Midlertidige vermede vassdrag i Nord-Norge. Undersøkelser i Reisavassdraget. *Ottar* 124, 44 pp.
- Sollid, J.L., Andersen, S., Hamre, N., Kjeldsen, O., Salvigsen, O., Sturød, S., Tveit, T. & Wilhelmson, A. 1973: Deglaciation of Finnmark, North Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 27, 233-325.
- Sollid, J.L. 1983: Geomorfologiske og kvartærgeologiske registreringer med vurdering av verneverdier i 15 tiårsvermede vassdrag i Nord- og Midt-Norge. *Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer, rapport 55*, 200 pp.
- Wråk, W. 1908: Bidrag till Skandinaviens reliefkronologi. *Ymer* 28, 141-300.
- Zwaan, K.B. 1975: Hovedtrekk av Nord-Troms geologi. *Årbok for Kvænangen, Kåfjord, Skjervøy og Nordreisa*, 26-28.
- Zwaan, K. B. 1976: Berggrunnsgeologisk kart Nordreisa NR 33, 34-9, 1:250 000, preliminær utgave. *Nor. geol. unders.*
- Zwaan, K.B. 1977: Reisadalen, berggrunnsgeologisk kart 1734 III 1:50 000, preliminær utgave. *Nor. geol. unders.*
- Østeraas, T. 1973: Innføring av kvartærgeologi. *Universitetsforlaget, Oslo*, 58 pp.

Appendiks Utførelse

Det kvartærgeologiske kartet med beskrivelse er et resultat av litteratur- og flybildestudier, feltarbeide og laboratorieanalyser av innsamlet materiale.

Litteratur- og flybildestudier

Litteratur- og flybildestudier tar til før feltarbeidet og utføres kontinuerlig inntil kart og beskrivelse har fått sin endelige form. En oversikt over anvendt litteratur fins i referanselisten. Av flybilder er benyttet vertikalfoto i målestokk 1:10 000 til 1:40 000 som er fotografert av Fjellanger-Widerøe A/S. Bildeseriene 490, 563, 603, 1318, 1841 og 4931 fotografert i årene 1952-1975 er benyttet.

Feltarbeide

Kartleggingen er foretatt etter retningslinjer utarbeidet ved NGU i perioden 1970-1980. Under feltarbeidet er kartblad Reisadalen, 1734 III, benyttet. Det økonomiske kartverk var på den tid ikke utarbeidet. Feltregistreringene er for det meste inntegnet på flybilder og manuelt overført til kart. Under feltarbeidet er det samlet inn opplysninger om avsetningenes karakteristiske overflateformer og oppbygning i

den grad dette framgår på overflaten og i skjæringene. Den øvre del av løsmassene er dessuten vurdert ved hjelp av stikkbor og spade. Opplysninger om mektighet og lagfølge har en fått fra elvnedskjæringer, vegskjæringer, massetak, borer og seismiske målinger. Myrddyp er hovedsakelig bestemt med stikkbor. Til høydemålinger er benyttet et Paulin høydebarometer.

Boringer

Sonderboringer i løsmassene er utført med en Pionjær størbormaskin med 25 mm sonderstenger og til prøvetakingen er anvendt gruskannebor. Boringer som er utført innenfor kartblad Reisadalen er avmerket på det kvartærgeologiske kartet.

Seismiske målinger

Impulser fra sprengladninger eller kraftige slag forplanter seg med ulik hastighet i løsmasser og bergarter. Ved å plassere geofoner (spesielle mikrofoner) i forskjellige avstander fra skuddpunkter langs en profilinje kan bølgenes gang gjennom avsetningene bestemmes. De seismiske hastighetene i løsmasser øker med økende vanninnhold og pakningsgrad. Det er derfor relativt enkelt å bestemme dyp til grunnvannsspeil og til fjell. Løsmasser under grunnvannsspeilet vil i vannmettet tilstand gi omtrent samme hastighetsområde for nesten alle avsetningstyper. Til orientering er det gitt noen generelle hastighetsgrenser for vanlige avsetningstyper:

Over grunnvannsspeilet:	Under grunnvannsspeilet:
Sand 200–1 400 m/s	Sand 1 400–1 700 m/s
Grus 300–1 100 m/s	Grus 1 100–1 700 m/s
Morene 700–1 500 m/s	Leire 1 100–1 800 m/s
	Morene 1 500–2 800 m/s
	Fjell 4 000–6 000 m/s

Seismiske profiler er inntegnet på kartblad Reisadalen. Pl. 1 viser resultatene fra disse målingene. Tolkning av profilene fins i teksten.

Kornfordelingsanalyser

På de innsamlete jordartsprøvene (Pl. 2A) er det utført kornfordelingsanalyser i henhold til Statens Vegvesens analyseforskrifter. Av praktiske årsaker er kun materiale mindre enn 19 mm analysert. Statistiske parametre og kornfordelingskurver er beregnet for alle prøvene. Dette materialet ligger lagret i NGU's databank i Trondheim.

Sprøhet (fallprøven)

Et steinmateriale evne til å motstå mekaniske påkjenninger uttrykkes ved hjelp av sprøhetstallet som bestemmes ved hjelp av fallprøven. En bestemt fraksjon av grus eller pukk, oftest 8,0–11,2 mm, knuses i en morter av et lodd (14 kg) som faller en høyde på 25 cm 20 ganger. Den prosentvise andelen av prøvematerialet som ved sikting etter knusingen har en kornstørrelse mindre enn prøvefraksjonens nedre korngrense, i dette tilfellet 8,0 mm, kalles steinmaterialets sprøhetstall. Denne tallverdien uttrykker ingen eksakt material-eigenskap, men er avhengig av framgangsmåte (laboranten), apparatutforming og kornenes gjennomsnittlige form (se Flisighet). Hvis ikke annet er nevnt, oppgis sprøhetstallet som gjennomsnittsverdien av tre enkeltmålinger. Sammen med flisighet og abrasjon er disse størrelsene grunnlaget for bedømmelse av steinmaterialets brukbarhet til veiformål.

Flisighet

Steinmaterialets gjennomsnittlige kornform kan beskrives ved angivelse av et flisighetstall. Dette defineres som forholdet mellom kornenes midlere bredde og tykkelse. Flisigheten bestemmes parallelt med og på samme utsiktede kornstør-

relsesfraksjon som for sprøhetstallet, vanligvis 8,0–11,2 mm. Bestemmelsen av bredden skjer ved sikting på sikt med kvadratiske åpninger, og tilsvarende for tykkelsen ved å bruke rektangulære (stavformede) åpninger. Metoden anvendes både for naturlig rundet grus og skarpkantet pukk.

Sprøhet og flisighet

Sprøhetstallet er som nevnt ovenfor avhengig av materialets kornform. Økende flisighetstall fører til økende sprøhetstall. På grunnlag av erfaringsdata er det satt opp en formel for å kunne regne om sprøhetstallet ved ulike flisighetstall. For å unngå kornformens innflytelse, er det derfor best å sammenlikne sprøhetstall ved en bestemt referanseflisighet. Kornformen hos pukk er først og fremst bestemt av selve knuseprosessen, men også til en viss grad av bergartens struktur og materialtekniske egenskaper. En har valgt å sette referanseflisigheten lik 1,40 som er ment å representere middelverdien for norsk pukk.

Betongtekniske undersøkelser

Slike undersøkelser er utført av Norges tekniske høgskoles materialprøveanstalt i Trondheim (FCB/SINTEF). For at utprøvingen skulle gi et realistisk bilde, men samtidig ikke være for omfattende, er materiale med kornstørrelse mindre enn 8,0 mm benyttet i forsøkene. Som grovt tilslag for materiale større enn 8,0 mm er det brukt singel (8–25 mm) fra samme forekomst. Sementinnholdet i prøvene er forsøkt holdt på ca. 340 kg/m³. Det tilsiktede synkemål er 10 cm. Luftinnholdet og vannutskillelse sammen med bearbeidbarhet/støpbarhet er bestemt for hver blanding, tabell 2. Trykkfasthet (middel) er bestemt på 10 cm terninger etter 7 og 28 dager. Fastheten varierer med betongkvaliteten og måles ved trykkbelastning på betongterninger i kg/cm².

Bergartsbestemmelser

Bergartsinnholdet i fingerfraksjon 4–8 mm er bestemt i 26 moreneprøver og i fraksjon 8–16 mm i utvalgte prøver av brelv- og elvemateriale. 100–200 fragmenter er talt i hver prøve og resultatene er gitt i prosent av totalantallet, Pl. 2C.

Mineralbestemmelser

Mineralinnholdet er meget grovt bestemt ved tungmineralanalyse, Franz separator og glimmerbord i fraksjon 0,125–0,250 mm i moreneprøvene. I brelv- og elvemateriale er innholdet bestemt ved hjelp av mikroskop, Pl. 2d.

Geokjemiske analyser

Geokjemiske analyser er utført på moreneprøver. Materiale mindre enn 0,18 mm ble siktet ut med nylonsikt og syrebehandlet (HNO₃, 1:1) i tre timer ved 110 grader C. Følgende 29 elementer er bestemt ved plasmaspetrometer: Si, Al, Fe, Ti, Mg, Ca, Na, K, Mn, P, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, V, Mo, Cd, Cr, Ba, Sr, Zr, Ag, B, Be, Li, Sc, Ce, La. Resultatet for kobber (Cu), nikkel (Ni) og sink (Zn) er vist på Pl. 2e, mens resultatet for de resterende elementer er lagret i NGU's databank på filen A18081.

Pollenanalyse

Pollenkorn (blomsterstøv) kan oppbevares i tusenvis av år i oksygenfattige miljøer som myrer og tjern uten å bli ødelagt. Ved å analysere mengdeforholdet mellom de forskjellige pollentypene i de enkelte lag nedover i myra eller bunnsedimentene i tjernet, kan en beregne vegetasjonssammensetningen i området til forskjellige tider. Dette gir muligheter til å rekonstruere innvandringshistorien til forskjellige trær og planter og indirekte få indikasjoner på klimautviklingen etter at isen forsvant og frem til i dag.

Til myrprøvetakingen i Reisadalen ble det benyttet et 54 mm stempelbor. Glødetap er beregnet i prosent av vekten

til den tørre uttatte prøve. Pollenprepareringen av det gyteholdige materiale er foretatt etter Erdman's acetolyse metode, mens de minerogene prøvene også er behandlet etter HF-metoden (Færgi & Iversen, 1964).

C-14 dateringer

I luft og vann fins det en liten, bestemt mengde radioaktivt karbon (C-14) som dannes i atmosfæren. Levende planter og dyr tar opp radioaktivt karbon i omtrent samme mengdeforhold til normalt karbon som i atmosfæren. Når organismen dør, stopper opptaket og det foregår en gradvis nedbrytning og minskning av C-14 slik at det etter ca. 5570 år bare er halvparten igjen. Ved å måle mengden av C-14 som er igjen i dødt organisk materiale kan en beregne den omtrentlige alder. Slike målinger og aldersbestemmelser blir i Norge foretatt på Laboratoriet for radiologisk datering, NTH, Trondheim.

Løsmassenes anvendelse

Løsmassenes bruksegenskaper avhenger av flere faktorer. De enkelte partiklene kan bestå av bergartsstykker, mineraler eller organisk materiale. Partikkelens kornstørrelser, kornform og forvitningsgrad er av stor betydning for bruksegenskapene. I tillegg virker løsmassenes mektighet, pakningsgrad, bæreevne 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.

Landbruk

Bare 3% av Norges landareal er dyrket, og beregninger går ut på at vi har omtrent like lite dyrkningsreserver. Størsteparten av de dyrkbare 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 dyrkningsjord. Tilstrekkelig jorddybde er en helt avgjørende forutsetning for dyrking. Dyrket og dyrkbare mark er derfor knyttet til arealer med sammenhengende eller tykt løsmassedekke, men enkelte arealer med tynt dekke av næringsrik forvitningsjord er også egnet til dyrking. I de nordlige landsdeler og i høyereliggende strøk er de klimatiske betingelsene særlig viktig for dyrkningsmulighetene.

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 dyrkningsjord, 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 dyrkningsjord 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 løsmassetyper. Særlig er bresjø- og

innsjøavsetninger (kvabb) og siltrike hav- og fjordavsetninger utsatt for telehiv. Bunnmorene 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 kvikkleire 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 gyte 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 fins 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 fins hovedsakelig i de finkornige hav- og fjordavsetningene.

Grunnvann i løsmasser

Under grunnvannsspeilet er alle hulrom (porene) mellom partiklene i løsavsetningene fylt med vann. Om en avsetning er egnet for grunnvannsuttak er bestemt av grunnvannsspeilets beliggenhet og løsmassenes effektive porøsitet (hvor mye uttagbart vann en avsetning kan inneholde) og permeabilitet (avsetningens evne til å slippe vann gjennom). En avsetnings effektive porøsitet og permeabilitet er bestemt av partikkelens form, størrelse, fordeling og pakning som igjen er avhengig av den geologiske dannelseshistorie. Gunstig effektiv porøsitet og permeabilitet for uttak av vann forekommer normalt i sorterte og ikke for finkornige brelv- og elveavsetninger. Mindre grunnvannsuttak kan også skje fra andre løsavsetninger som f.eks. ablasjonsmorene. For at en avsetning skal kunne utnyttes med varige grunnvannsuttak 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 fins i avløpsvann. Det foregår også en biologisk nedbrytning 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. Grunnvannsspeilet bør ligge dypt og ha minst mulig gradient. Avstanden fra deponeringssted til åpent vann og grunnvannsbrenner må være over en viss grense, avhengig

av bl.a. løsmassenes kornstørrelse 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

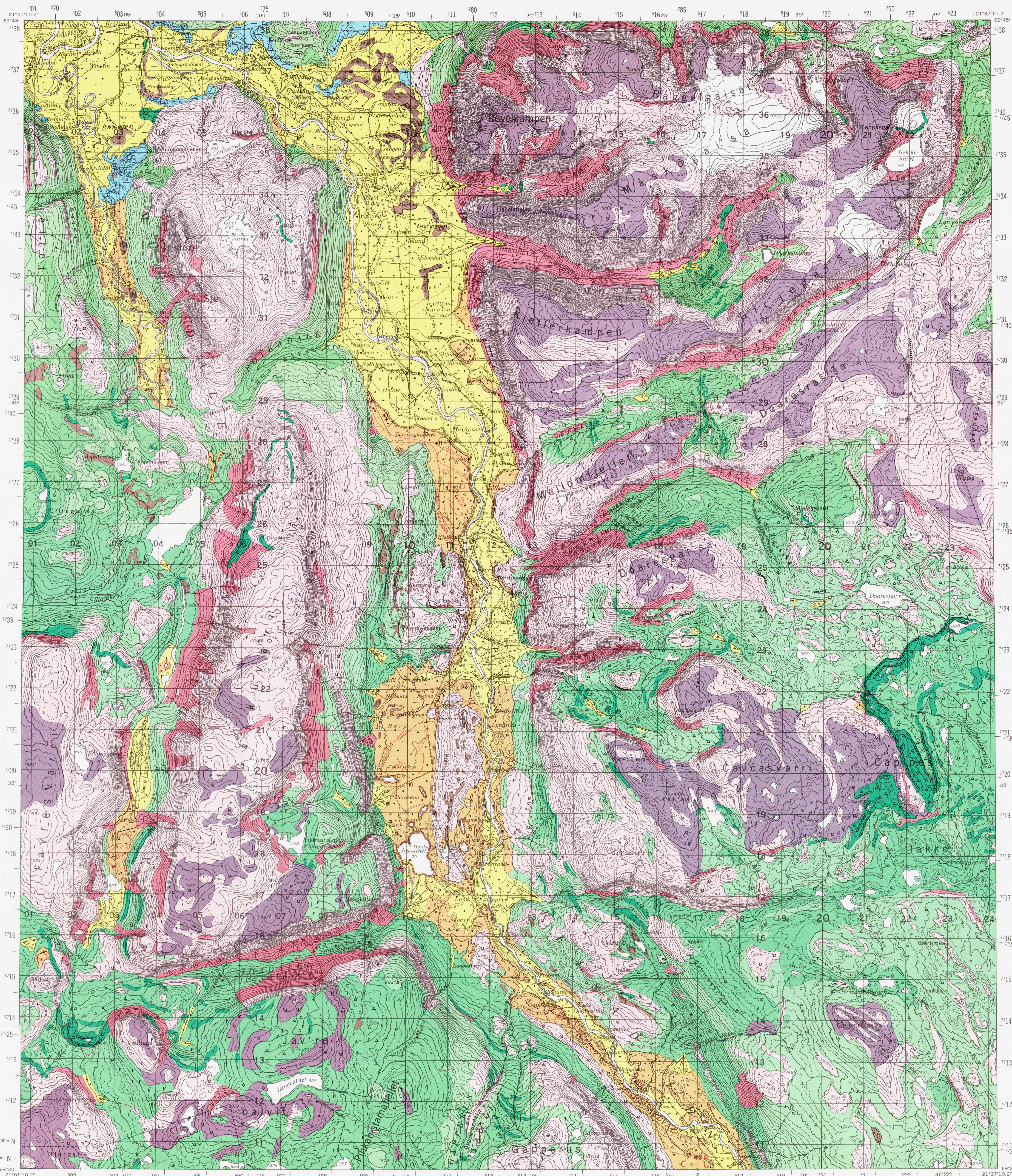
Torv er anvendt til brensel, torvstrø, jordforbedringsmiddel mm. Skjellsand benyttes som jordforbedringsmiddel. Kvartsrik sand brukes blant annet til sandblåsing.

REISADALEN

1734 III

KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50000

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



TEGNFORKLARING

Legend

- LØSMASSER**
Superficial deposits
- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET
Til, continuous cover, locally of great thickness
- MORENEMATERIALE, USAMMENHENGTE ELLER TYNT DEKKE
Til, discontinuous or thin cover
- RANDMORENERYGER/RANDMORENEBELE
Marginal moraine
- BREILAVSETNINGER (GLASFLUVIALE AVSETNINGER)
Glaciofluvial deposits
- RYGGFORMET BREILAVSETNING DANNET I TUNNELL ELLER SPREKK I ISEN (ESKER)
Esker
- HAUGET BREILAVSETNING (KAME)
Kame
- ELVE- OG BEKEAVSETNINGER (FLUVIALE AVSETNINGER)
Fluvial deposits
- HAV- OG FJORDAVSETNINGER (MARINE AVSETNINGER)
Marine deposits
- STRANDAVSETNINGER (MARINE STRANDAVSETNINGER)
Marine shore deposits
- VINDAVSETNINGER (EOLISKE AVSETNINGER)
Eolian deposits
- FORVITRINGSMATERIALE (BLOKKMARK)
Weathering material (Boulder fields)
- UR (TALUS)
Talus
- LITEN UR
Small talus
- TORV- OG MYRDANNELSER (ORGANISK MATERIALE)
Organic material
- FYLLMASSER (LØSMASSER TILFØRT ELLER STERKT PÅVIRKET AV MENNESKER)
Anthropogenic material

BART FJELL

- Exposed bedrock
- BART FJELL
Exposed bedrock
- LITEN FJELLBLØTNING
Small exposure of soil bedrock

SMÅ ELLER VANSKELIG IDENTIFISERBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER/BART FJELL

- Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock
- M MORENEMATERIALE
Til
- B BREILAVSETNINGER
Glaciofluvial deposits
- Bi BRESJO- OG INNSJØAVSETNINGER
Glaciolacustrine or lacustrine deposits
- H HAV- OG FJORDAVSETNINGER
Marine deposits
- E ELVE- OG BEKEAVSETNINGER
Fluvial deposits
- F FORVITRINGSMATERIALE
Weathering material
- R UR/TALUS
Talus
- Sk SKREDMATERIALE TILDELS VANNTRANSPORTERT
Slide material, partly water-transported
- Ø TORV- OG MYRDANNELSER
Organic material

KØRNSTØRRELSE

- Grain size
- BLOKK
Block >256 mm
- STEIN
Stone 256 mm - 64 mm
- GRUS
Gravel 64 mm - 2 mm
- SAND
Sand 2 mm - 0.063 mm
- SILT
Silt 0.063 mm - 0.002 mm
- LEIR
Clay <0.002 mm

MEKTIGHET OG LAGFØLGE

- Thickness and stratigraphy
- G = grus (gravel), S = sand (sand), Si = silt (silt), L = leir (clay)
- DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER 2 M MEKTIG (FOR NYN ÅRDIS STØRRE KJENTE DYPT)
The thickness of the mapped deposits is 2 m (for bogs, greatest known depth)
- DEN KARTLAGTE AVSETNING ER 1 M MEKTIG OG LIGGER OVER GRUS
The thickness of the mapped deposits is 1 m, this is underlain by gravel
- DEN KARTLAGTE AVSETNING ER 4 M MEKTIG LEIRE MEKTIGERE ENN 14 M LIGGER UNDER
The thickness of the mapped deposit is 4 m, this is underlain by more than 14 m clay

ANDRE SYMBOLER

- Other features
- ISSKJUNGSSTRIFE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKT
Glacial stria, movement towards the observation point
- KRYSSENDE ISSKJUNGSSTRIPER, ANTALL HAKER ØKER MED ØKENDE RELATIV ALDER
Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age
- BREILVNEDESKJERING
Glaciofluvial erosion brink
- SMELTEVANNSLØP I LØSMASSER (GLASFLUVIALT DRENERINGSFORP)
Meltwater channel in superficial deposits
- DDISGRUP
Kettle-hole
- LITEN DDISGRUP
Small kettle-hole
- ELVENEDSKJERING
Fluvial erosion brink
- STRANDLINJE
Shore line
- TORT BEKE- ELLER ELVEFAR
Dry drainage channel
- VITE
Fan
- RAVINE
Ravine
- RYGG
Ridge
- SOLIFLUKSJONSTUNGE
Solifluction lobe
- HOYT BLOKKRINNHOLD I OVERFLATEN AV MORENEMATERIALE
High frequency of blocks on the surface of till
- STRUKTURMARK
Patterned ground
- GRUSTAK
Gravel pit
- BORING MED REFERANSENUMMER
Boring with ref. nr.
- REFRAKSIJONS-SEISMISK PROFIL MED REFERANSENUMMER
Seismic refraction profile with ref. nr.

Kvartærgeologisk kartlagt 1975-77 av O. Aga, B. Bergström, O. W. Hansen, E. Larsen, M. Larsen, T. Lorentzen-Styr, P.-R. Neeb, T. Nordahl Olsen og K. Skår. Sammenlagt 1:1977 av B. Bergström og P.-R. Neeb.

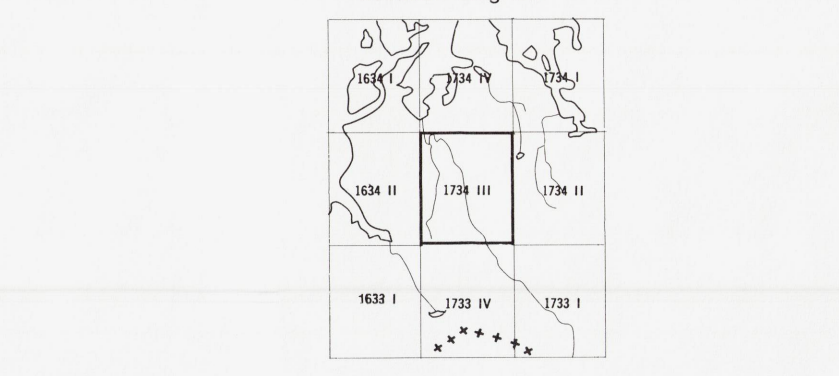
Referanse til dette kartet: BERGSTRÖM, B. og NEEB, P. R. - 1978 REISADALEN kvartærgeologisk kart 1734 III - M. 1:50000. Norges geologiske undersøkelse.

BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER

Instruction in using UTM grid for reference points

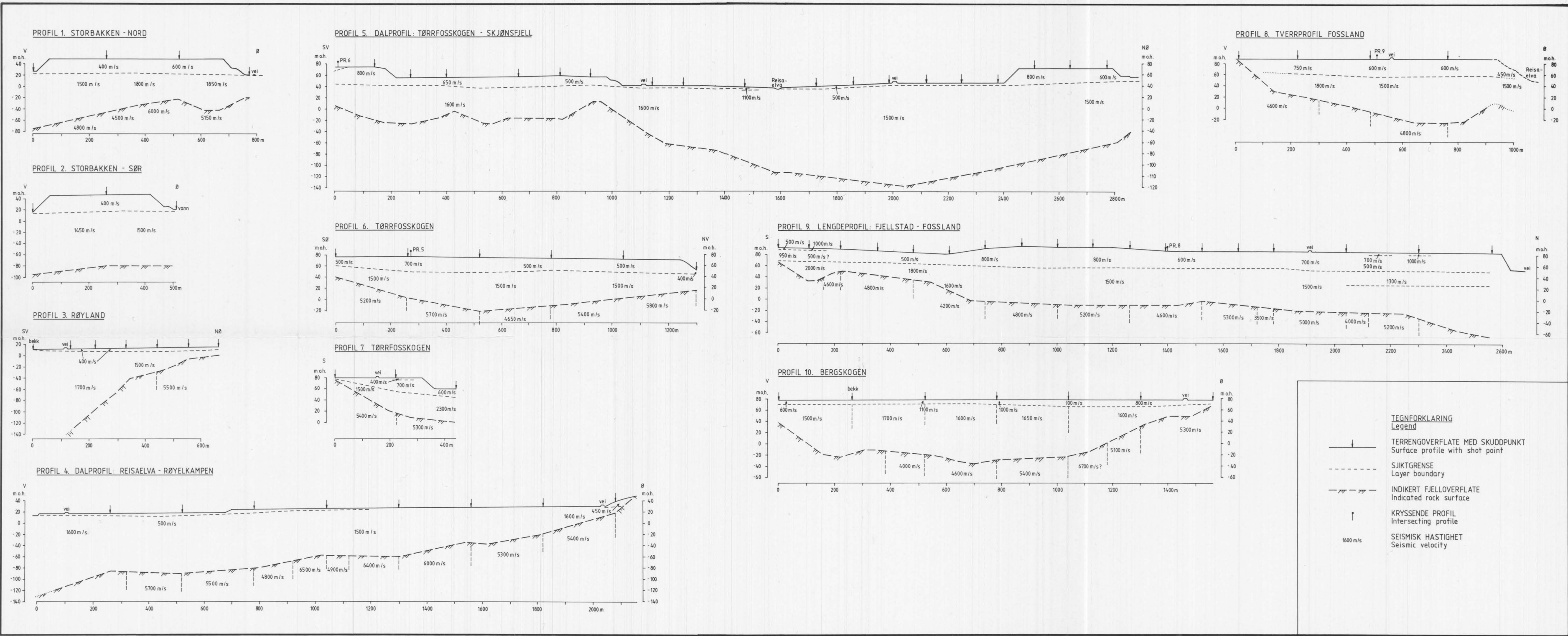
TILSVING NERASTE 100 M.		SONEBLETT GRID ZONE DESIGNATION		TO ONE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO NEAREST 100 METERS	
Eksempel: HALLEN		SONEBLETT GRID ZONE DESIGNATION: 34W		SAMPLE POINT: HALLEN	
Punktet ligger 1: 100 m øst (ca skiløs) EC 11 8		100 000 M. SQUARE IDENTIFICATION		1. Read letters identifying 100,000 meter square in which the point lies:	
2. ÅSST rutelinje og holer av ruta ned denne				2. 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:	
3. NØRST rutelinje og holer av ruta ned denne				Estimate tenths from grid line to point:	
TILSVING: EC118269				3. 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:	
Det er 18" bredde eller lengde til neste punkt med samme tilsving				Estimate tenths from grid line to point:	
SONEBLETT gir tilsving endring 34WEC118269				SAMPLE REFERENCE: EC118269	
De små rutelinje viser sammenheng med fulle koordinater. Bruk bare de STORE tall i tilsving.				If reporting beyond 18" in any direction, prefix Grid Zone Designation, as: 34WEC118269	
IGNORER the SMALLER figures of any grid number; these are for finding the full coordinates. Use ONLY the LARGE figures of the grid number.					

KARTBLADINDELING

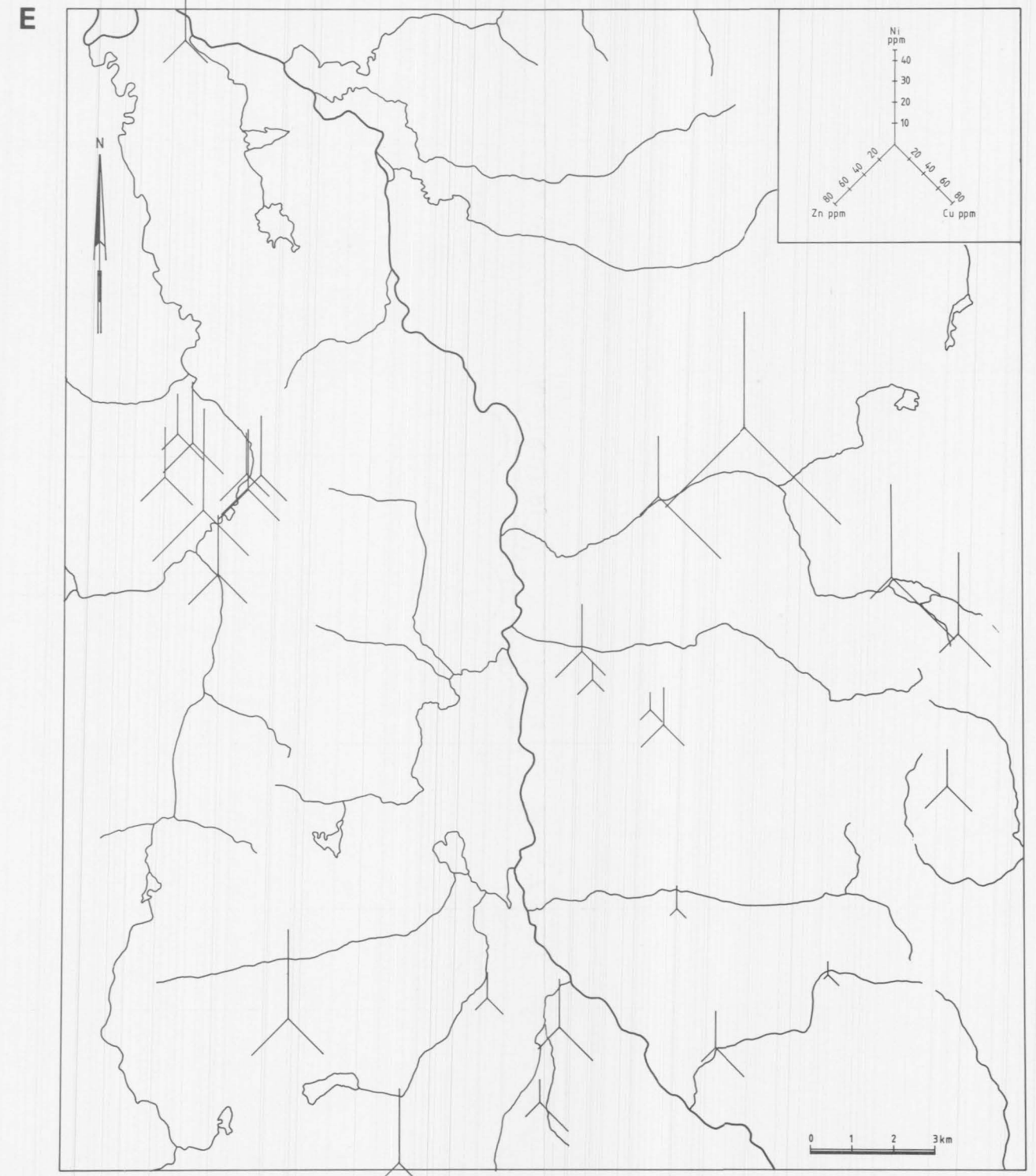
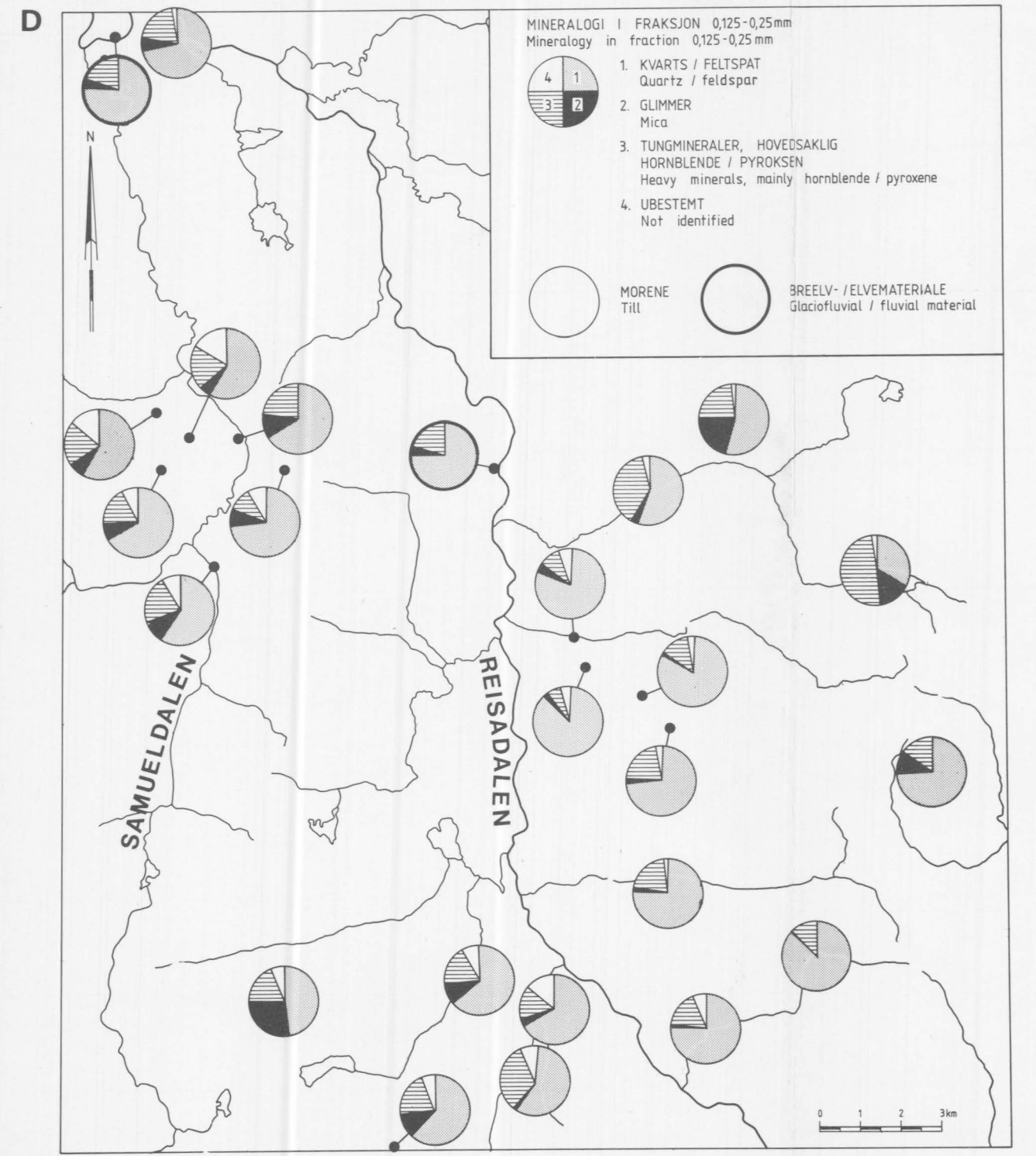
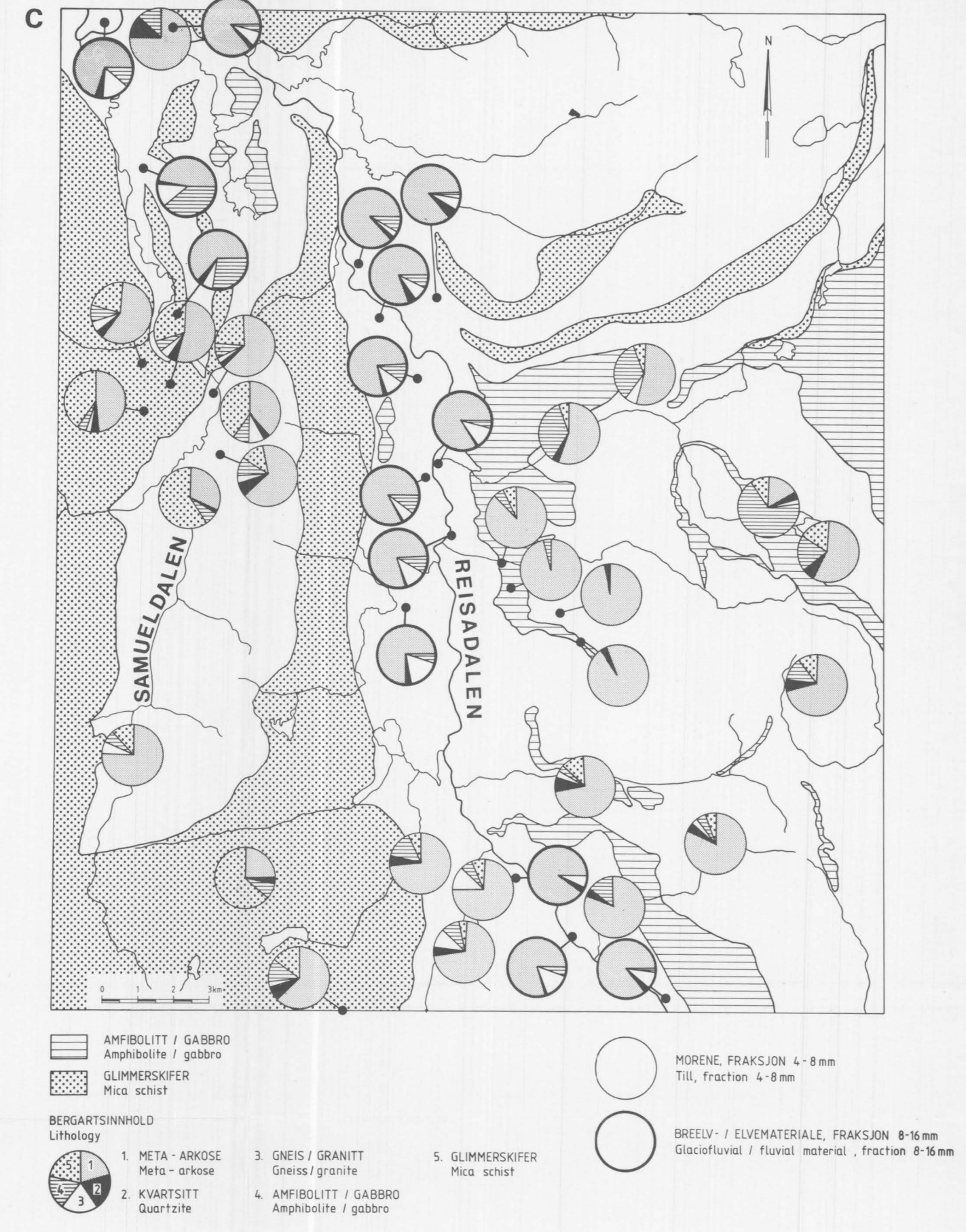
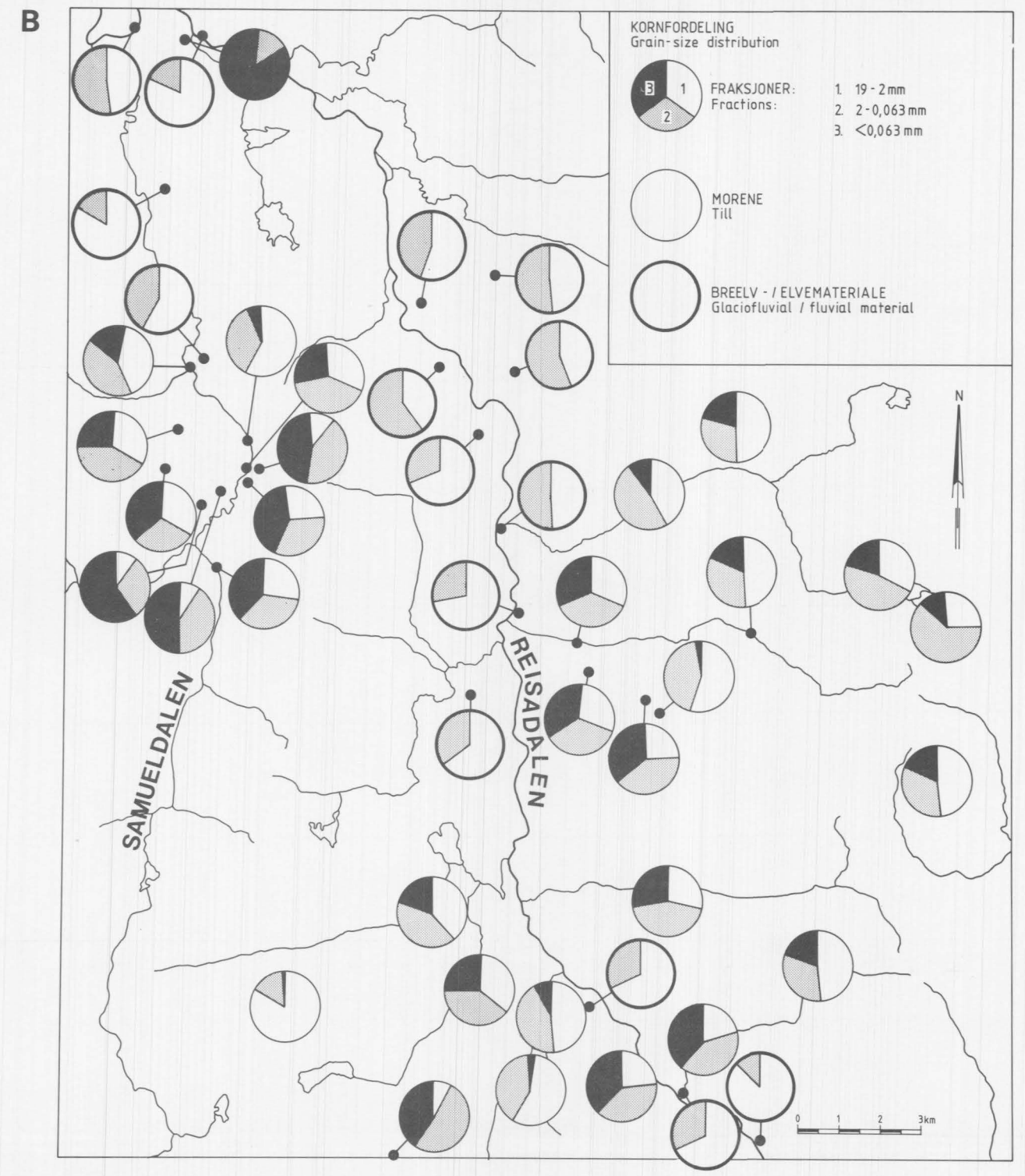
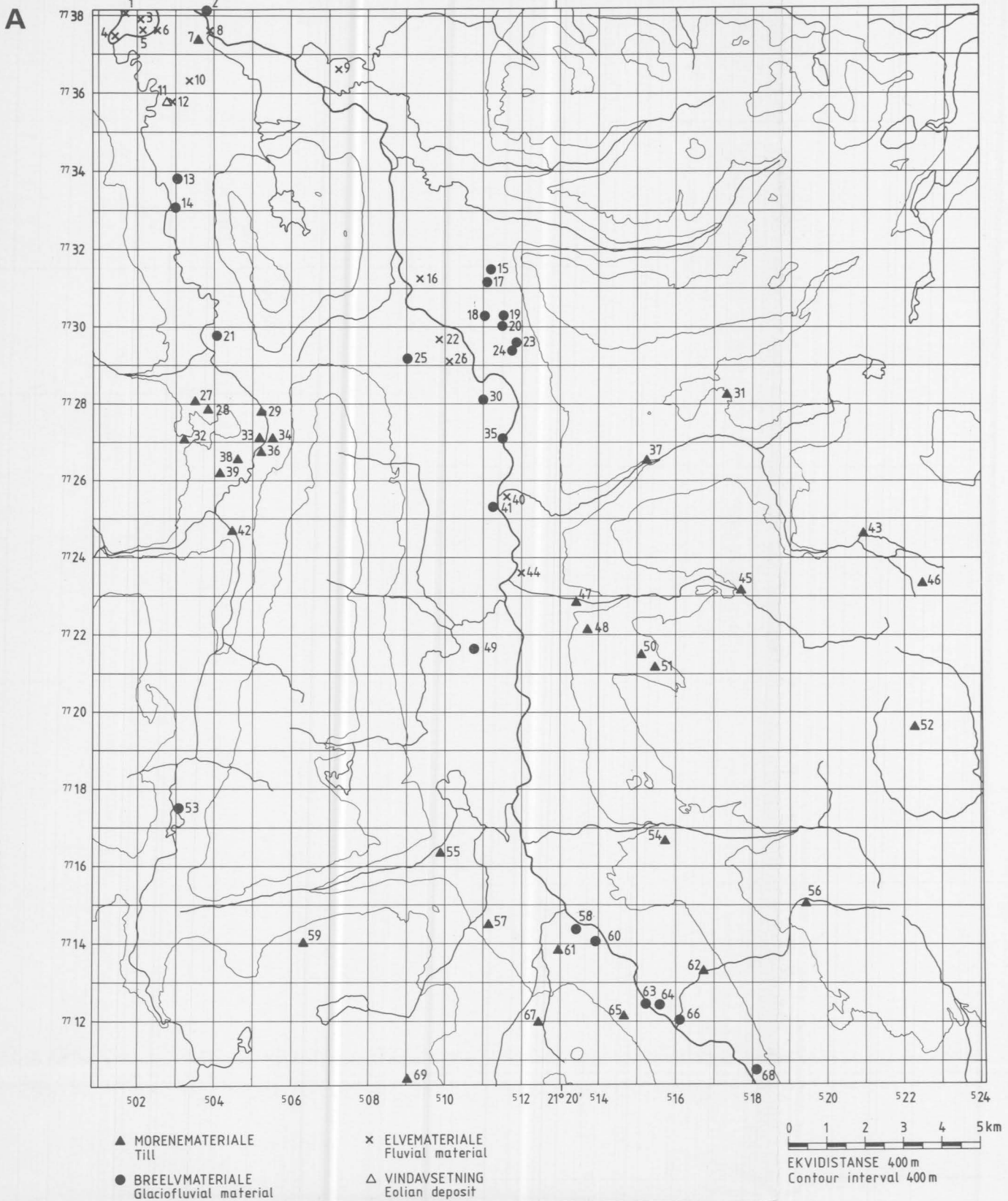


Kartgrunnlag: Norges geografiske oppmålings kart etter tillatelse
Reprografi: Norges geologiske undersøkelse
Trykk: A/S Adresseavisen, Trondheim - 1978
Forlag: Universitetsforlaget





Plansje 1., (NGU - Skrifter 64), Refraksjonseismiske profiler inntegnet på det kvartærgeologiske kartet.
 Refraction seismic profiles marked on the Quaternary geological map.



Plansje 2. (NGU - Skrifter 64)
a) Provelokaliteter.
Sample localities.

b) Kornfordeling i morene-, breelv- og elvemateriale (<19 mm).
Grain size distribution in till, glaciofluvial and fluvial deposits (<19 mm).

c) Bergartsinnhold i fraksjon 4-8 mm i morenemateriale og fraksjon 8-16 mm i breelv- og elvemateriale.
Lithology in the fraction 4-8 mm in till and the fraction 8-16 mm in glaciofluvial and fluvial deposits.

d) Mineralinnhold i fraksjon 0,125-0,250 mm i morene-, breelv- og elvemateriale.
Mineralogy in the fraction 0,125-0,250 mm in till, glaciofluvial and fluvial deposits.

e) Innhold av kobber (Cu), nikkell (Ni) og sink (Zn) i morenemateriale.
Content of copper (Cu), nickel (Ni) and zinc (Zn) in till.