

Dokka

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1816 IV – M 1 : 50 000 (Med fargetrykt kart)

ASBJØRN RUNE AA

Aa, A. R. 1983: Dokka. Description of the Quaternary geological map 1816 IV (scale 1:50 000). *Nor. geol. unders.* 383, 1–61.

The superficial deposits and their morphological features within the map-sheet Dokka, 1816 IV, in central south-eastern Norway are classified and described. Ice movements and the course of deglaciation are reconstructed. The superficial deposits are dominated by till which on the map is divided into thick and thin cover. The lithology of the lodgement till is dominated by the local Eocambrian rocks. Five glaciation phases are reconstructed on the basis of glacial striae. The first phase was that of valley glaciers flowing from the mountains in the north-west. The next three phases were characterized by inland ice moving towards the southeast, the south, and lastly towards the east. The youngest striae reveal the existence of local ice caps. During the deglaciation the meltwater was directed by the ice, first through Snertingdalen towards lake Mjøsa, then via the Landås river to lake Randsfjorden. The meltwater drainage of deglaciation is manifested by numerous, meltwater channels, eskers and subglacial fans at the mouths of the rivers Landås and Dokka. Analyses of grain-size distribution and lithology of the superficial deposits are given. Geochemical analyses have also been carried out on these deposits.

A. R. Aa, *Sogn og Fjordane distrikthøgskule, P.O.Box 39, N-5801 Sogndal, Norway*

INNHALD

Forord	2
GENERELL DEL	2
Kvartærtida	4
Lausmassane	5
Korleis dei blir danna	5
Bruk av lausmassar	6
Det kvartærgeologiske kartet	8
Teiknforklaring	8
Metodar	11
Eksempel på bruk av kartet	12
SPESIELL DEL	13
Innleiing	13
Berggrunn	13
Topografi	16
Isrørsler	17
Isavsmeltingshistorie	20
Morenemateriale	25
Mektighet	25
Bergartsinnhold	26
Kornstorleik	27
Hovudtypar av morene	29
Moreneleire i Aust-Torpa	33
Breelvavsetningar (Glasifluviale avsetningar)	33
Husoddeskeren i Randsfjorden	34
Andre eskerar og slukåsar	34
Landåselvas vifte	36
Åvellas vifte	36
Breelvtarrassar i Etnedalen	37

Breelvvifta ved munningen av Dokkadalen	38
Avsetningar i Dokkadalen	40
Bergartsinnhold i breelvmaterialet	41
Bresjøavsetningar (Glasilakustrine avsetningar)	43
Elveavsetningar (Fluviale avsetningar)	43
Forvittringsmateriale	44
Ur (Talus)	44
Torv og myr (organisk materiale)	44
Lynghumus	45
Seismiske målinger (av Gustav Hillestad)	46
Geokjemi (av Asbj. Rune Aa og Jørgen Ekremsæter)	46
Summary	48
Introduction	48
Ice movements	48
Deglaciation	49
The superficial deposits	50
Etterord	52
Litteratur	60

Forord

Feltarbeidet på kartblad Dokka 1816 IV vart gjort i 1975, -76 og -77. Over dalbotnen i området Randsfjorden–Dokka sentrum Etnedalen vart det samstundes utarbeidd rapportkart i målestokk 1:20 000, med beskrivelse (Aa 1975).

Beskrivelsen til kartblad Dokka 1816 IV er delt inn i ein generell og ein spesiell del. Den generelle delen gir ei kort innføring i kvartærgeologi, eit oversyn over korleis lausmassane er danna, og eksempel på bruk av det kvartærgeologiske kartet. Den generelle delen følgjer i hovudsak NGU's retningsliner (Rapport 1633/16: Bargel, Bergstrøm og Sveian 1981).

GENERELL DEL

Kvartærgeologi er læra om den yngste geologiske perioden – *kvartærtida*. Lausmassane som dekkjer berggrunnen i Norge er hovudsakeleg avsette i siste delen av denne perioden.

Lausmassane er ein fundamental naturressurs på line med vatn og luft. Dei er grunnlaget for plante- og dyreliv, og dermed for landbruk og busetnad. Presset på lausavsetningane våre har auka sterkt dei seinare åra, særleg i og omkring tettstadane. Disponering av areal til byggegrunn, kommunikasjonsnett, uttak av grunnvatn, søppelplassar, resipient og massetak for byggje- og anleggsverksemd er eksempel på ulik bruk av lausmassane. Dei fleste av desse bruksmåtene fører til areal og massar blir bandlagde for alltid eller for lang tid. Ofte vil ein bruksmåte utelukke dei andre, og dette kan gje grunnlag for konflikhtar. Ved fysisk planlegging blir det difor etter kvart teke større omsyn til naturressursane, bl.a. gjennom lovverket vårt.

Berre ein liten del av areala i vårt land er dekkja av mektige lausmassar, og nydanning skjer i svært lite omfang. Riktignok blir det danna elvedelta,

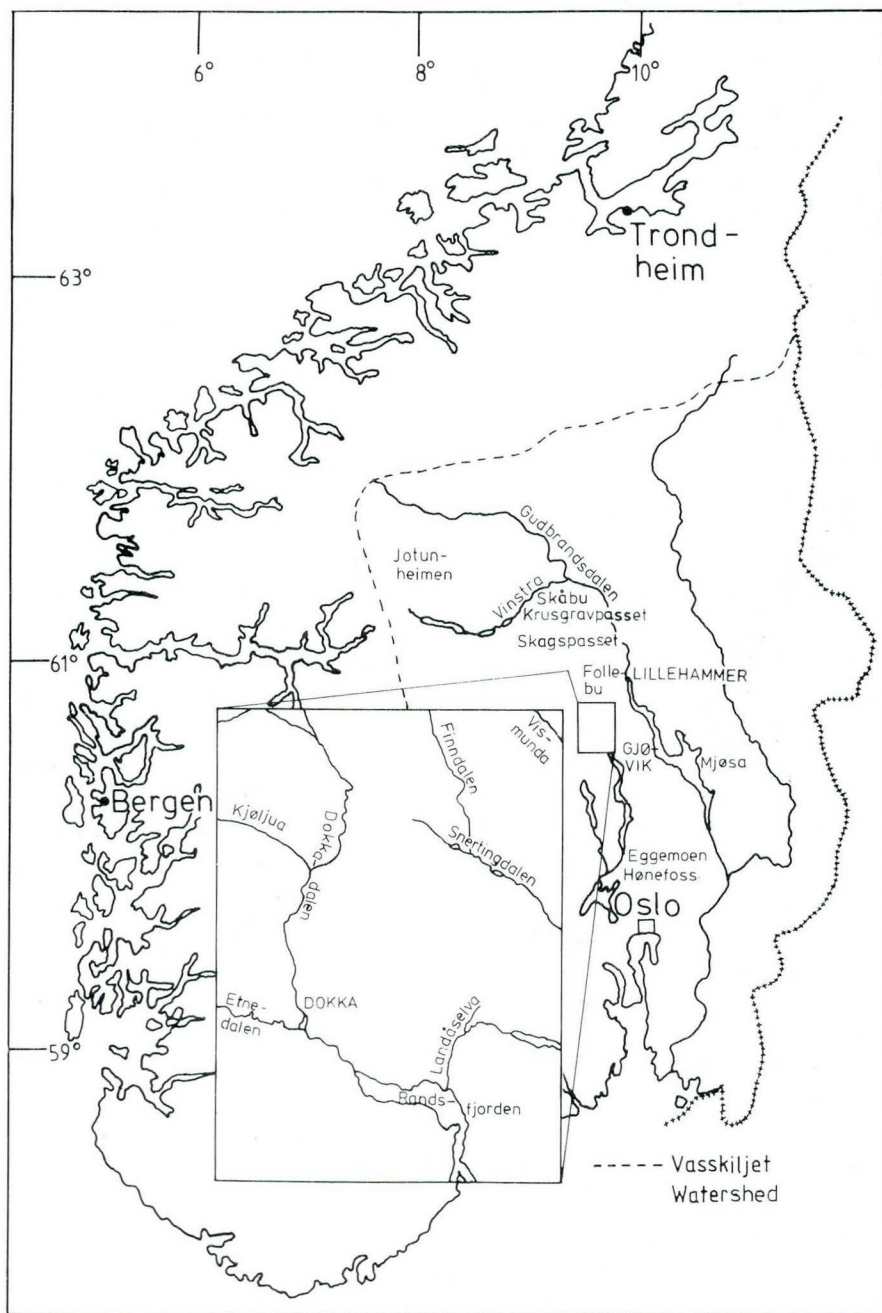


Fig. 1. Lokaliseringskart.
Location map.

forvittringsjord og myrar, men det er svært langsame prosessar, i hovudsak må ein difor sjå på lausmassane som ein avgrensa og ikkje fornybar ressurs. Bruken av dei må vi sjå i lys av dette.

Kvartærgeologiske kart med beskrivelse syner utbreiinga av lausmassane og korleis dei er danna, og delvis deira samansetjing, eigenskapar og overflateformer. Dessutan gir karta informasjonar som er viktige for tolkinga av den geologiske historia. Dei er naudsynte hjelpemiddel til å oppnå fornuftig arealdisponering og best mogeleg bruk av lausmassane.

Kvartærtida

Kvartærtida er den yngste perioden (2–3 mill. år) av Jordhistoria. Denne perioden er prega av store klimasvingingar med istider og varmare mellomistider. Under istidene var landet meir eller mindre dekt av innlandsis som grov ut og frakta med seg store mengder lausmateriale. Mykje av dette materialet vart frakta ut i havet og avsett der. Dei avsetningane som finst på land i dag, er for det meste danna under og etter siste istid.

Siste istid (Weichsel) starta for ca. 100 000 år sidan. Svingingar i klimaet under denne istida førde til utbreiinga og mektigheten av isen varierte mykje, og det har truleg vore periodar då innlandsisen delvis var borte. Den største utbreiinga nådde isen for 18–20 000 år sidan då breen dekte heile Skandinavia, og i dei sentrale delane var opp til 3000 m mektig.

Under avsmeltinga trekte iskanten seg tilbake slik at kystområda vart isfrie først. Samtidig vart isdekket etter kvart tynnare, slik at det delte seg opp i fjord- og dalbrear som smelta hurtig tilbake på grunn av det milde klimaet og den store kalvinga i dei djupe fjordane. Kortvarige klimaforverringar førde til at iskanten stoppa opp eller rykte litt fram igjen og danna karakteristiske randavsetningar (brerandtrinn). Det mest markerte brerandtrinnet vart danna i Yngre Dryas tid for 10 000–11 000 år sidan. I Norge kan det følgjast meir eller mindre samanhengande frå svenskegrensa i Østfold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensa i Aust-Finnmark. Det finst også yngre markerte brerandtrinn danna i Preboreal tid (9 000–10 000 år før notid.

Den endelege avsmeltinga av dei sentrale delane av isdekket skjedde hurtig, og for ca. 8 500 år sidan hadde størstedelen av innlandsisen smelta. Seinare har det generelt vore mildt klima, og dei norske høgfjella var kanskje isfrie i ein lengre periode før breane vi har i dag vart danna, for 2 500 år sidan.

Tyngda av dei store ismassane pressa jordskorpa ned, og då isen smelta bort, heva landet seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noko mindre ved kysten. På grunn av at jordskorpa er treg, har det teke lang tid å gjenopprette likevekta heilt. Sjølv i dag er det ei langsam stigning av landmassa. Landhevinga har ført til at mange område, som under og etter isavsmeltinga var hav- og fjordbotn, no har vorte turt land.

Det øverste nivået som havet stod i etter at isen smelta vekk, blir kalla marin grense (MG). Ved Oslo er MG ca. 220 m, ved Trondheim ca. 175 m, medan MG på den nordlege delen av Jæren berre er på ca. 10 m over havnivået i dag.

Lausmassane

KORLEIS DEI BLIR DANNA

Lausmassane som finst i Norge i dag, er hovudsakeleg danna under siste nedising (glasigene avsetningar) og i den etterfølgjande isfrie perioden (postglasiale avsetningar). Dei er difor svært unge samanlikna med lausmassane i land der ein ikkje har hatt nedising.

Dei glasigene avsetningane er dominerte av morenemateriale som vart erodert frå berggrunnen, transportert og avsett direkte av isbreane. På grunnlag av måten det er danna på, kan ein grovt dele moremematerialet i to grupper: botnmorene (basalmorene) og ablasjonsmorene.

Basalmorene inneheld materiale som vart frakta i nær botnen av isen der materialet vart kraftig oppknust. Karakteristisk for basalmorenen er fast pakking, innhold av alle kornfraksjonar og lite eller inga lagdeling. *Ablasjonsmorene* inneheld materiale som vart transportert inne i breane eller på breoverflata der partiklane vart utsette for mindre nedknusing. Det har oftast vore ein del smeltevatn tilstades. Då isen smelta bort, var ablasjonsmorenen avsett over basalmorenen, eller direkte på fjell der basalmorenen mangla.

Isavsmeltinga førde til at store smeltevasstraumar grov (eroderte) kraftig og store mengder lausmateriale vart transportert og seinare avsette som *breelvavsetningar*. Vatnet samla seg i sprekker og tunnellar i eller under isen, eller i løp langs iskanten. Noko av lausmaterialet vart avsett langs desse smeltevasløpa (esker, kame, lateralterrassar), medan ein stor del vart frakta med smeltevasstraumane heilt ut til brefronten og spylt ut der. I samband med bretrandtrinna, då iskanten låg meir eller mindre i ro, vart det danna særleg store avsetningar av sand, grus og stein. Der breelvane munna ut i havet fekk massane mange stader tid til å byggja seg opp som delta til havnivået på den tida (MG). Dei grovaste massane vart som regel avsette i skrålag nærast iskanten, medan dei finaste silt- og leirkorna vart førde lenger ut i havet og avsette i horisontale lag på botnen (*hav- og fjordavsetningar*).

Dei store bretrandavsetningane er seinare heva, og gamle breelvdelta finst i dag som terrasseforma avsetningar. Breelvavsetningane som ikkje rakk å bli bygde opp til (MG) finst som randåsar på tvers av dalføra.

Breelvavsetningane ligg ikkje berre der det renn elvar i dag. Etter kvart som innlandsisen smelta gradvis ned, drenerte gjerne smeltevatnet langs iskanten og seinare kanskje under breen. Dette førde til at ein fekk danna breelvavsetningar på stader der det i dag ikkje er elvar, f.eks. i dalsider, på høgfjellet m.v.

Langs kanten av breane vart det nokre stader demt opp bresjøar der tildels store mengder lausmassar vart avsette (delta, terrassar). Det finkornige materialet som vart ført ut i bresjøane, var avsett som slamlag på botnen og finst i dag ofte som tjukke silt- og finsandlag (kvabb) over andre lausavsetningar. Desse *bresjøavsetningane* har oftast tydeleg lagdeling. I enkelte større bresjøar vart det danna eit grovare lag av strandvaska materiale over finsedimenta.

Dei postglasiale avsetningane er danna etter at isen smelta vekk ved at tidlegare avsette lausmassar vart utsette for erosjon og omlagring. Landhevinga førde til at

store område som tidlegare var havbotn, vart turt land. Elvane fekk lågare erosjonsbasis, og tok til å grave.

Elve- og bekkeavsetningar er danna av rennande vatn, og finst særleg som elvesletter, terrassar, vifter og delta. Eldre delta av sand og grus med tydelege skrålag finst som store, frittliggande terrasseflater på tilsvarande måte som breelvdelta, men i lågare nivå enn desse. Ved elvemunningane i dag blir det og utbygde delta.

Der fjelloverflata vart liggande berr etter at isen smelta, tok dei nedbrytande kreftene straks til å virke. *Forvittringsmateriale* er lausmassar danna på staden ved kjemisk eller mekanisk nedbryting. I høgfjellet er frostforvitringa særleg aktiv og enkelte område kan vere dekkja av frostsprengde blokker (blokkhav).

I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosessar som jordsig (solifluksjon), ras, steinsprang og skred vore særleg aktive. *Ur* er brukt som felles navn for avsetningar danna ved steinsprang.

Torv og myr blir danna når produksjonen av organisk stoff er større enn nedbrytinga. Dette skjer der vassstilstrøyminga er stor og undergrunnen er metta opp til overflata. Terreng og vassforhold er avgjerande for kva slags myrtype som blir danna. Omdanningsgraden for torva i myrane kan variere mykje. Råhumus førekjem mange stader som eit tynt dekke over fjell og lausmassar. Det er samansett av lite omdanna, ikkje levande, planterestar.

BRUK AV LAUSMASSAR

Lausmassane sine bruksegenskapar er avhengige av fleire faktorar. Dei einskilde partiklane kan vere samansette av bergartsstykke, mineral eller organisk materiale. Kornstorleik, kornform og forvittringsgrad er viktige for bruksegenskapane. I tillegg har mektighet, pakkingsgrad, bæreevne og hydrologiske forhold hos lausmassane mykje å seie i ei vurdering av bruksområda deira. For å få eit godt oversyn over korleis desse faktorene virkar inn, er det som regel naudsynt med detaljundersøkingar.

For nærare innføring i praktisk geologi kan ein tilrå lærebøkene «Ingeniørgeologi», del I og II av R. Selmer-Olsen, Tapir 1976 og 1977 (NTH forlag). Nedafor er det gjeve nokre eksempel på bruk av lausmassane.

Landbruk

Berre 3% av landarealet i Norge er dyrka, og vi har omtrent like lite dyrkingsreservar. Størsteparten av dei dyrkbare områda er i dag høgproduktive skogsareal.

Omgrepet «dyrkbare jord» endrar innhold i takt med den tekniske utviklinga, men visse fundamentale data om lausmassane er likevel eit naudsynt bakgrunnsmateriale for vurdering av dyrkingsjord. Tilstreккеleg jorddjupn er ein heilt avgjerande føresetnad for dyrking. Dyrka eller dyrkbare mark er difor knytt til areal med samanhengande eller tjukt lausmassedekke, men nokre areal med tynt dekke av næringsrik forvittringsjord er også eigna til dyrking.

Dei rikaste jordbruksdistrikta ligg i område med finstoffrike lausmassar som har evne til å holde på vatn og plantenæringsstoff. Under marin grense er dei finkornige havavsetningane dei viktigaste. Over marin grense er morenematerialet

viktigast. Grovare sorterte avsetningar, f.eks. elveavsetningar er ofte god dyrkingsjord, men er generelt turkesvake og har mindre evne til å holde på plantenæringsstoffa. Elvesletter har ofte eit lag av finkornig flaummateriale øverst, og desse utgjer viktige jordbruksareal. Myr kan vere god dyrkingsjord hvis ho ligg på andre lausmassar.

Store delar av landareala våre har eit tynt, usamanhengande dekke av lausmassar. Generelt er desse grunnlendte områda langt mindre produktive enn område med samanhengande dekke. Dei blir likevel brukte til beitemark og seterdrift, og framfor alt kan dei ha stor skogproduksjon i låglandet.

Byggegrunn

Lausmassane er den mest brukte byggegrunnen vår. Grunntilhøva vekslar mykje, og eigenskapane som byggegrunn er avhengige av lausmassetjukk, telefare, bæreevne, stabilitet og dreneringstilhøve. Telefare er avgrensa til silt- og finsandrike lausmassetypar. Særleg er bresjø- og innsjøavsetningar (kvabb) utsette for telehiv. Basalmorene er også telefarleg når finstoffinnholdet er høgt nok.

Avsetningar med god bæreevne og stabilitet toler stor vekt utan at ein får setningar eller utrasingar. Normalt er morenemateriale og grovare sorterte avsetningar som f.eks. breelvavsetningar gode fundament for bygg, veibygging m.m. Finkorna avsetningar som f.eks. bresjøavsetningar er ofte ustabile og særleg utsette for utgliding i skråningar og erosjonskantar. Tung vekt på markoverflata vil føre til setningar i leirmassane. I myr er setningsproblema særleg stor då torv og gytje har høgt vassinnhold og kan komprimerast sterkt. Hvis grunnvasstanden blir senka, blir det setningar sjølv om myra ikkje blir belasta.

Byggeråstoff

Lausmassar er eit viktig råstoff for bygge- og anleggsverksemd. Uttak av sand og grus til betong- og veiformål dominerer. Praktisk utnytting av sand- og grusførekomstar er avhengig av tilfredsstillande kvalitet og mengde. Brukbare førekomstar finst ofte i breelvavsetningar. Særleg store og viktige er mange av førekomstane som er danna i samband med brerandtrinna. Andre sorterte avsetningar som elve- og strandavsetningar kan også vere viktige ressursar. Det same gjeld sandig-grusig morene med lite finstoffinnhold (ablasjonsmorene).

Finstoffholdig basalmorene med lita evne til å sleppe vatn igjennom kan vere godt eigna som tettingskjernar i jordfyllingsdammar. Leire er råstoff for teglindustrien og for lettbetongtilslag.

Grunnvatn i lausmassar

Under grunnvasspeilet er alle holrom (porane) mellom partiklane fylte med vatn. Hvis ei avsetning skal vere eigna til grunnvassuttak, kan ikkje grunnvasspeilet ligge for djupt, og massane må ha stor nok effektiv porøsitet (mengda av nyttbart vatn som ei avsetning kan inneholde) og permeabilitet (avsetninga si evne til å sleppe vatn gjennom). Effektiv porøsitet og permeabilitet i ei avsetning er bestemt av partikkelform, -storleik, fordeling og pakking (deira geologiske historie). Gunstig effektiv porøsitet og permeabilitet for uttak av vatn førekjem til vanleg

i sorterte og ikkje for finkorna breelv- og elveavsetningar. Mindre grunnvassuttak kan også skje frå andre lausavsetningar som f.eks. ablasjonsmorene.

For at ei avsetning skal kunne utnyttast med varige grunnvassuttak, må det dannast nytt grunnvatn av akseptabel kvalitet til erstatning for det som blir teke ut. Dette kan skje ved tilførsel frå nedbør, ved at vatnet står i kontakt med vatn og vassdrag, og gjennom kunstig tilførsel av vatn (kunstig infiltrasjon).

Avfallsdeponering

I mange tilfelle er lausmassane godt eigna til deponering av flytande og fast avfall. Prinsipielt kan to metodar nyttast: Infiltrasjon i porøse massar eller kontrollert avrenning på tette massar.

Ved *infiltrasjon* nyttar ein massane si evne til å binde enkelte kjemiske stoff og å filtrere bort partiklar som finst i avlaupsvatn. Det føregår også ei biologisk nedbryting og omsetjing av organisk materiale. Alt ved kort oppholdstid i lausmassar vil bakterieinnholdet i utslepp kunne bli mykje redusert. I praksis vil mange avsetningstypar vere eigna for infiltrasjon, men det er avhengig av kva for kapasitet det er bruk for. Lausmassane bør vere tjukke, ha stor nok utbreiing og gunstig permeabilitet. Grunnvasspeilet bør ligge djupt og ha minst mogeleg gradient. Avstanden frå deponeringsstad til åpe vatn og grunnvassbrønner må vere over ei viss grense, avhengig av bl.a. kornstorleik og lagdeling i lausmassane. Dei beste massane vi kjenner for infiltrasjon er sorterte sand- og grusavsetningar. Tette massar som f.eks. nokre basalmorener og finkorna havavsetningar eignar seg dårleg p.g.a. liten kapasitet.

Kontrollert avrenning kan ein nytta i område med tette massar, f.eks. finkornige basalmorener eller havavsetningar. Ved fornuftige anleggs- og driftstiltak vil sigevatnet kunne samlast opp og eventuelt reinsast.

Annan bruk

Torv er brukt til brensel, torvstrø, jordforbetningsmiddel m.m. Skjellsand blir brukt som jordforbetningsmiddel. Kvartsrik sand blir blant anna brukt til sandblåsing.

Det kvartærgeologiske kartet

TEIKNFORKLARING

Lausmassar

Lausmassane er inndelte etter måten dei er danna på og miljøet dei er danna i. Ulike fargar på kartet viser såleis ulike geologiske prosessar. Alle lausmassar som er transporterte og avsette av rennande vatn får f.eks. gule og orange fargar, medan lausmassar som er transporterte og avsette av is får grønne fargar. Enkelte avsetningstypar, f.eks. morenemateriale, har i tillegg fått ei underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

Morenemateriale er avsett direkte av isbrear. Det er oftast samansett av alle

kornstorleikar frå leir til blokk i varierende mengdeforhold (usortert materiale).

Morenemateriale, samanhengande dekke, stadvis med stor mektighet er brukt for moreneområde med få eller ingen fjellblotningar. Småformene i berggrunnen kjem ikkje tydeleg fram på grunn av morenemektigheten som til vanleg er frå ein halv til nokre få meter. Lokalt kan likevel mektigheten vere langt større.

På kartet er ikkje ablasjonsmorene skild ut frå basalmorene. I fleire dalsider er det likevel areal med ablasjonsmorene, særleg der det er brukt symbol for haugar og ryggar og høgt innhald av blokker på overflata.

Morenemateriale, usamanhengande eller tynt dekke over berggrunnen er brukt for areal med liten morenemektighet. Småformene i berggrunnen er tydelege, og som regel finst det mange små fjellblotningar. I nokre mindre søkk i berggrunnen kan mektigheten vere meir enn ein halv meter.

Breelvausettingar (Glasifluviale avsetningar) er lausmassar avsette av strøymande smeltevatn frå isbrear. Dei har som kjenneteikn at materialet er lagdelt og sortert etter kornstorleikar. Sand og grus er oftast dei dominerande kornstorleikane. Stein og gruskorn er som regel runda.

Ryggforma breelvausetting, tunnel- eller sprekkfylling (esker) er danna i stagnende brear. Ryggane kan ha ei hud av ablasjonsmorene.

Bresjø- og innsjøavsetningar (Glasilakustrine og lakustrine avsetningar) er lausmassar avsette ved relativt rolege straumforhold i bredemde sjøar og innsjøar. Sedimenta har nær horisontal lagdeling, og er oftast samansette av finsand og silt. Grovare strandmateriale kan førekome i overflata. Innsjøavsetningane kan ofte inneholde organisk materiale.

Elveavsetningar (Fluviale avsetningar) er danna etter istida ved at rennande vatn har erodert, transportert og avsett materiale. Desse avsetningane har mange felles trekk med breelvausettingane, men materialet er som regel betre sortert, og korna meir runda. Elve- og bekkevifter, særleg ved foten av bratte skråningar kan likevel inneholde dårleg sortert og lite runda materiale. Finkorna flaumlager kan førekome i overflata på elvesletter. Elve- og bekkeavsetningane kan av og til inneholde små mengder organisk materiale.

Forvittringsmateriale er danna ved kjemisk eller mekanisk nedbryting av det faste fjellet. Forvittringsmateriale har skarpkanta fragment, og det er til vanleg ein gradvis overgang frå lausmassane til det faste fjellet. Kun bergartar frå den underliggende berggrunnen finst i forvittringsmaterialet, og kornstorleiken kan variere.

På kartet er det berre brukt bokstavsymbol for forvittringsmateriale.

Ur (Talus) er brukt for materiale danna ved steinsprang. Materialet er skarpkanta steinar og blokker som har falle ned frå fjellet ovafor.

Torv og myr (Organisk materiale) er brukt om førekomstar av torv, dy og gytje med større mektighet enn ca. 0,3 m.

Lynghumus er brukt om tynt humusdekke over berggrunnen eller morene. Vegetasjonen på desse areala er gjerne røsslyng eller blåbærlyng.

Fyllmassar er lausmassar som er frakta på plass av menneske. Omgrepet er brukt for steinfyllingar, søppelfyllingar og andre større fyllingar. Bakkeplanering i jordbruksområde er ikkje rekna med.

Fjell i dagen

Fjell i dagen er skilt ut med eigen farge når felta er store nok. Symbolet for liten fjellblotning er brukt for mindre blotningar i område med elles samanhengande lausmassedekke.

Små og vanskeleg avgrensbare avsetningar i område dominerte av andre lausmassar/snaufjell

Desse avsetningane er viste med bokstavsymbol. I område dominerte av andre lausmassar blir symbola brukte for overflateavsetningar som er for lite mektige eller for små til at dei kan skiljast ut med eigen farge, og for avsetningar som er innblanda i den dominerande lausmassetypen.

I område dominerte av fjell i dagen blir symbola særleg brukte for lausmassar i små søkk og sprekker.

Kornstorleik

Kornstorleik for sorterte avsetningar (vasstransporterte materiale) er vist som punktobservasjonar og byggjer hovudsakeleg på feltvurderingar. Det er gjort visuell vurdering ned til ca. 1 m djupn. I omtalen av sorterte avsetningar blir hovudfraksjonen brukt i substantivform. Hvis andre fraksjonar er representerte med meir enn 10%, er desse omtalte i adjektivform, f.eks. sandig grus (mest grus, sand utgjør meir enn 10%, andre fraksjonar mindre enn 10%). Det er brukt eit modifisert Wentworth system.

For usorterte avsetningar, f.eks. morenemateriale, er kornstorleikar ikkje viste på kartet, men blokkrik overflate og store enkeltblokker kan vere viste.

Mektighet og lagfølge

Hvis det ligg fleire avsetningstypar over kvarandre i eit område, er den øverstliggande vist på kartet med farge hvis mektigheten er større enn ca. 0,5 m og den arealmessige utbreiinga er stor nok. Mektighet og lagfølge er vist med tal og bokstavsymbol for djup og kornstorleik eller avkastningstype der ein har data. Slike data byggjer oftast på studiar av vegskjæringar, grustak, elvenedskjæringar, byggegroper og seismiske undersøkingar.

Isrørsleretning

Skuringsstriper viser retningar isen har bevega seg i. Dei er danna ved at lausmassar på undersida av isen har skurt eller slipt fjelloverflata i rørsleretninga. Isskuringsobservasjonane er tekne på mest mogeleg flatt- og frittliggande lokalitetar for å unngå retningar som er bestemte av lokaltopografien.

I tillegg til skuringsstriper blir det ofte danna bogeforma riss (*parabelriss*) og *sigdbrot*. Isen kan også forme sjølve fjelloverflata med langstrakte, ryggforma svaberg (*rundsva*). Rundsva har slak, glattslipt støtside, og bratt avplukka leside.

I lausmassar har ein ofte *drumlinar* og langstrakte parallelle groper i moreneoverflata (*fluted surface*). Drumlin er ein langstrakt, straumlineforma morenerygg som vart avsett medan isen bevega seg. Ryggen kan vere bygd opp omkring ein kjerne av fjell. Lengdeaksen viser isrørsleretninga på den tida drumlinen vart

danna. Fluted surface er danna av lausmateriale i botnen av isen, og syner siste isrørsleretninga.

Dreneringsspor etter breelvar (raude symbol).

Dreneringsspor etter breelvar finst som *store og små tosidige dreneringsspor i lausmassar, breelvnedskjeringar* som er større erosjonskantar i lausmassar, og *dreneringsspor i fast fjell* (gjel eller canyon).

Haugar og ryggar er brukt for større og mindre haugar, f.eks. morenehaugar og ryggar med vilkårleg orientering.

Høgt innhold av blokker på overflata er brukt for moreneområde med særleg blokkrik overflate. Ofte vil dette vere ablasjonsmorene.

Dødisgrop er grop i lausmassar, danna ved smelting av meir eller mindre nedgravne isrestar («død» is).

Iskontaktskråning er ein skråning i lausmassar danna mot ein iskant.

Nedskjæring av elvar (eller breelvar) er ein bratt skråning danna ved elveerosjon i lausmassar.

Terrasse. Dette symbolet markerar ein skråning langs kanten av ei terrasseflate. Når skråningen er forårsaka av breelv- eller elveerosjon, er symbolet erstatta av nedskjæringssymbol.

Ravine er erosjonsform danna ved langsom utvasking av overflatevatn og grunnvatn. Dei har ofte form av lange smale dalsøkk med V-forma tverrprofil. Raviner blir oftast danna i finkorna lausavsetningar, som f.eks. i siltavsetningane langs Randsfjorden.

Refraksjonsseismisk profil, langs desse profila er det gjort seismiske målingar for å kunne vurdere lausmassemektighetar, samansetjing og lagfølge,

METODAR

Kartleggingsgrunnlag

NGO's kart i M 1:50 000, serie M711, er brukt som topografisk grunnlag for det kvartærgeologiske kartet. For å lokalisere navn og prøvelokalitetar, er UTM-koordinatane på kartgrunnlaget brukte.

Under teikninga av kartet er det naudsynt å generalisere, bl.a. på grunn av kartmålestokken slik at kartet viser den dominerande lausmassetypen nær overflata. På grunn av kartmålestokken kan små detaljar som dreneringsspor o.a. bli overdrivne på kartet, og andre kan bli utelatne. I felt er det heller ikkje alltid så skarpe grenser mellom avsetningstypene som kartet viser.

Feltundersøkingar

Under feltarbeidet er registreringane innteikna på flyfotos i målestokk 1:15 000 eller økonomisk kartverk M 1:5 000. Lommesteroskop er brukt ved registrering på flyfotos, spade og stikkbor er brukt som hjelpemiddel til å fastlegge lausmassetypene. Dessutan vart det brukt gravemaskin til sjaktgraving for å studere submorene sediment i Nord-Torpa. Til støtte for kartlegginga vart det teke 194 prøvar, 12 av organisk materiale (Pl. 1a). Dei fleste moreneprøvane er tekne på 0,5–1 meters djup, men nokre prøvar av breelvmateriale er tekne på 6–7 meters djup i grustak.

Laboratorieundersøkingar

Det er gjort sikte- og hydrometeranalysar av materiale mindre enn 19,1 mm for å finne mengda av ulike kornstorleikar. Bergartsteljingar er gjort av fraksjonen 4–8 mm i morene, og fraksjonane 4–8 mm og 20–64 mm i ein del av breelvmaterialet. Det er dessutan gjort geo-kjemiske analysar av det minerogene materialet.

EKSEMPEL PÅ BRUK AV KARTET

Arealplanlegging

Ei forsvarleg vurdering av arealbruk i planleggingsamanheng krev blant anna inngåande kjennskap til lausmassane. I ei rekkje lover, f.eks. bygningslov, jordlov, lov om naturvern og lov om vassforureining, går det fram at naturforholda skal vurderast før arealdisponering blir gjort. Kvartærgeologiske kart og beskrivelser, og eventuelle temakart utarbeidde på grunnlag av desse, gir fundamentale opplysningar om grunntilhøva, tilgangen på ressursar som sand og grus, dyrkjingsjord, m.m. Karta bør brukast i ei tidleg fase av planarbeidet. Då vil ein i større grad kunne plassere utbyggingsområde slik at ein sparer viktige ressursar og unngår dårleg byggegrunn.

Bygge- og anleggsarbeid

Ved konkrete utbyggingsprosjekt vil karta aldri erstatte detaljerte grunnundersøkingar, men dei kan brukast på planstadiet til å avgrense område der detaljundersøkingar er naudsynte. Dei gir og informasjon om eventuelle førekomstar av byggeråstoff i området.

Malmleiting

Kvartærgeologiske kart er av grunnleggande verdi for malmleiting i område som er dekte av lausavsetningar. Blokkleiting, tungmineralanalysar og geokjemiske analysar er vanleg nytta leitemetodar i lausmassane. Tolking av resultata er viktig for å kunne spore tilbake malmførekomstane i fast fjell. Dette krev godt kjennskap til dei kvartærgeologiske forholda, f.eks. lagfølgje, transportretning og -lengde av lausmassane.

Vern – freding

I dei seinare åra har interessa og trongen for sikring av verneverdig natur auka. Dette gjeld også lausmassane, ut frå følgjande målsetjingar:

- å sikre område eller objekt som dokumentasjon av Norges kvartærhistorie til bruk i undervisning og naturvitskapeleg forskning
- å verne sjeldan og eigenarta natur
- å verne verdfulle friluftsområde

På grunnlag av eit kvartærgeologisk kartverk kan disponering av lausmassar til ulike formål samordnast med verneplanar slik at ein totalt sett kjem fram til den beste løysinga.

Annan bruk

Karta kan brukast i forskning og undervisning i geologi, geografi og planleggingsfag. Vidare er karta veileigna utgangspunkt for spesial-undersøkingar innan grunnvatn, ingeniørgeologi og geoteknikk. Dei vil også utgjere eit viktig grunnlagsmateriale for oppbygging av ressursoversiktar og ressursrekneskap.

SPESIELL DEL

Innleiing

Det kartlagde området (Fig. 1) ligg rundt nordenden av Randsfjorden i Oppland fylke, og på begge sider av elva Dokka. Gjennom den nordlege delen av kartet går Snertingdalen i austleg retning mot Mjøsa.

I Dokka-området er lausmassane tidlegare undersøkte av Sørli (1925) som har utgitt eit oversynskart i målestokk 1:200 000 over «Jordbunnen i Søndre Land, Fluberg, Nordre Land og Torpa, Oppland Fylke». Dei kvartærgeologiske landgeneralkarta i målestokk 1:250 000, «Oppland» (G. Holmsen 1954) og «Hallingdal» (G. Holmsen 1955) gir også eit oversyn over kvartærgeologien i Dokka og områda rundt. Vidare føreligg det ei upublisert hovudoppgåve av Strøm (1964) om kvartærformer i Nordre Land.

I samband med NGU's grusregister for Oppland fylke, er det gjort prøvetaking av grusførekomstar i Dokka-området (Andersen et al. 1982).

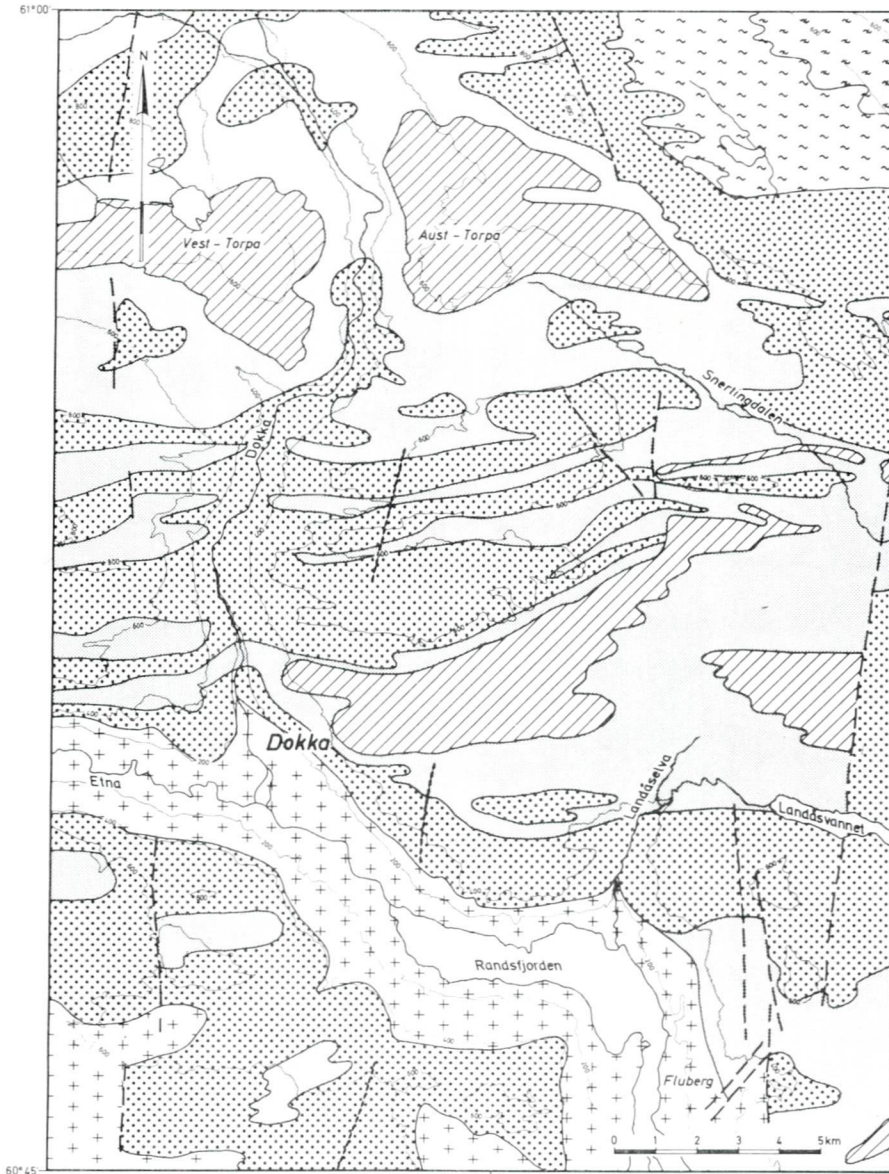
Berggrunn

Berggrunnen omkring den nordlege delen av Randsfjorden er undersøkt av O. Holtedahl (1915, 1939, 1948, 1953, 1960). Seinare kom berggrunnskartet Dokka med beskrivelse (A. Bjørlykke 1979). Grunnfjellet i området er også undersøkt av H. Skålvoll (pers. medd.).

Prekambriske gneisar er dei eldste (ca. 1000–1100 mill. år gamle) bergartane i området. Dei ligg stratigrafisk lågast, og også lågast i landskapet. Dei finst på begge sider av Randsfjorden, og i botnen av Etnedalen (Fig. 2), dessutan i fjellområdet vest for Randsfjorden. Langs vegen mellom Svingvoll og Dokka finst det forgneisa vulkanittar og sediment. Vest for Randsfjorden har gneisane granodiorittisk samansetning. Dei er grå og middelskorna og enkelte stader finst amfibolittlinser. Det finst óg granittar i grunnfjellsområdet, både innafør, vest og nordvest for kartbladet.

Eokambriske bergartar er danna i overgangen mellom prekambrium og kambrosilur (ca. 750–570 mill år sidan). Dette er sedimentære bergartar med variasjonar frå forsteina morene (Moelv-tillitt) til finkorna skifer (Ekre). Dei er avsette i grunnfjellsbasseng og seinare omdanna ved forkastningar og horisontale overskyvingar.

Den eldste er Brøttumformasjonen med sandstein og skifer som finst lengst



PERM
Permian

ROMBEPORFYR OG DIABASBERGARTER
Rhomb-porphry and diorite

KAMBRO - SILUR
Cambro - Silurian

KALK OG SKIFER
Limestone and shale

SANDSTEIN OG SKIFER
Sandstone and shale

EOKAMBRIUM
Eocambrian

HOVEDSAKELIG KVARTSITT OG SANDSTEIN
Mainly quartzite and sandstone

BIRIFORMASJONEN SKIFER OG KALKSTEIN
Bir Formasjon: shale and limestone

BRØTTUMFORMASJONEN SANDSTEIN OG SKIFER
Brøttum Formasjon: sandstone and shale

PREKAMBRIUM
Precambrian

UDIFFERENSIERT GNEIS
Undifferentiated gneiss

FØRKASTNING
Fault

Fig. 2. Berggrunnskart. Litt forenkla etter A. Bjørlykke (1979).
Geological map, modified from A. Bjørlykke (1979).



Fig. 3. Området mellom Dokka sentrum og Randsfjorden, sett mot N. Foto: A. R. Aa 1975.
The area between Dokka and Randsfjorden, looking north.

nordaust på kartet. Over og sørvest for denne ligg Biriformasjonen med kalk og skifer. Gjennom disse bergartane som er lite motstandsdyktige mot iserosjon, renn Vismunda mot SØ i eit 160–170 m djupt dalføre.

Kvartsittane og sandsteinane (Ringsaker – og Vardal –) er derimot harde motstandsdyktige bergartar, og desse utgjer dei høgastliggande åsane, f.eks. Julkerudshøgda (637628) 880 m o.h. Dei stikk også opp som markerte brattkantar mange stader i landskapet, som f. eks. øverst i dalsidene langs Randsfjorden og i Etnedalen.

Vardalssandsteinen er ofte grovkorna (5–10 mm), og ved Akksjøen vest for Randsfjorden finst han i form av konglomerat. Ringsakerkvartsitten vekslar i farge og tekstur frå lys massiv kvartsitt til blågrå grovkornig kvartsitt. I Torpa-området aukar leirmineralinnholdet i øvre del av Ringsakerkvartsitten, slik at den lyse massive delen har vorte grønleg. Fargane kan vere viktige for å kunne oppspore opphavsbergartane i morenen.

Kambro-siluriske bergartar

P.g.a. overskyvning av eokambriske b.a. ligg det kambro-silurisk skifer mellom grunnfjell og eokambriske bergarter i begge dalsider langs Randsfjorden og Etnedalen. (Dette går ikkje fram av Fig. 2 fordi sona er svært smal.) Ved Landåselva finst det over basalkonglomerat 5–10 m med vekslande sandige skifrar og sandsteinar med kvartsittisk preg. Deretter grønlege, siltige skifrar med mektighet på 5–50 m.

Alunskifrar finst også i tynne lag fleire stader. Desse er sterkt omdanna.

Øverst i kambrosiluserien ligg ortocerkalk. Denne finst som 5–10 m mektige lag, ofte med høgt skiferinnhold. Kalksteinen stikk ofte opp i landskapet som ryggar i Ø–V retning.

Permiske rombeporfyr og diabasbergartar opptrer i tre gangar. Den eine er blotta ved Kolstad (619455) der han er 10–15 m brei. Desse vulkanske gangbergartane har ofte trengt fram langs forkastningsplan, og fleire stader følgjer bergartsgrensene slike forkastningar.

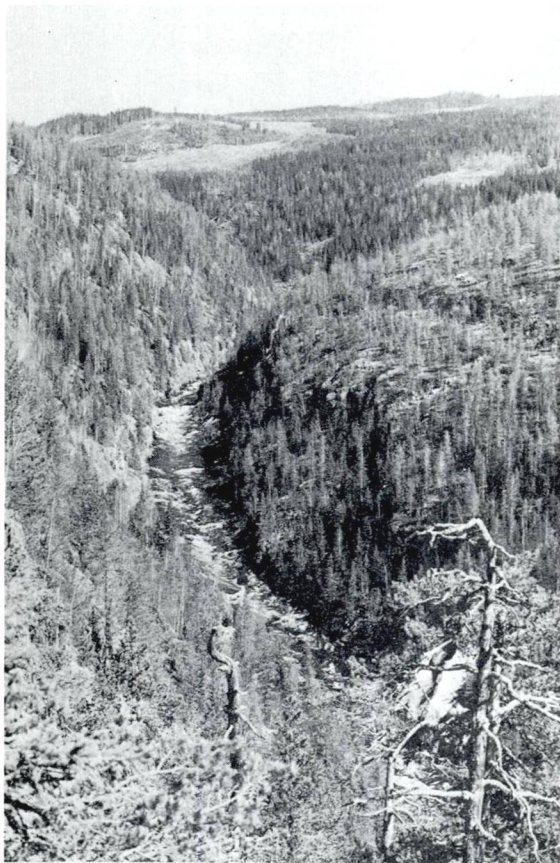


Fig. 4. Dokkas canyon S for Ommelstad i vest-Torpa (582543). Avspylt fjell til høgre. Foto: A. Rasmussen 1976.

The canyon of the Dokka river in Vest-Torpa (582543). Washed bedrock surface to the right.

Topografi

Dokka-området er prega av slake vidder med jamn stigning frå det 6–700 m høge åspartiet vest for Randsfjorden til over 800 m o.h. lengst nord. Høgaste åsane er her Jentehaugen 877 m o.h. (526606) og Jukelrudshøgda 880 m o.h. (638629). Åspartia har i store trekk strøkretning aust–vest. Dette har samband med at Osendekket som er oppbygd av eokambriske sediment, vart folda og skuva mot sør under den kaledonske fjellkjedefoldinga (Bjørlykke 1969). Foldane har gitt dei karakteristiske aust–vest retta åspartia og dalane.

I åslandskapet er hovuddalane langs Randsfjorden, Etna og Dokka skårne skarpt ned 3–400 m. Særleg markerte brattkantar er det i dalsidene langs Randsfjorden og Etna. Årsaka er at harde kvartsittar og sandsteinar her ligg over kambrosilurisk skifer (Bjørlykke 1979).

Dei mest markerte brattkantane er Rostberget og Vikerkampen vest for Fluberg og Odnnesberget nord for Randsfjorden. Elles kan brattkantane følgjast mest samanhengande vestover heile kartet sør for Etna.

Der grunnfjellet startar blir dalprofilen slakare, og langs Randsfjorden er det stadvis ei hylle av grunnfjell 20–30 m over fjordnivået. Denne utgjer også



Fig. 5. Skuringsstriper i to retningar (piler) på flate av finkorna Brøttumskifer litt N for kartkanten (692685). Foto: A. R. Aa 1980.

Glacial striae in two directions indicated by arrows. The bedrock is Brøttum shale (692685).

underlaget for ein del av dei horisontale siltterrassane langs Randsfjorden. Der fjellhylla manglar, skråar sedimentoverflata meir gradvis ned mot fjorden.

I Etnedalen er det horisontale sandterrassar langs dalsidene. Det er her ikkje påvist underliggande fjellhyller.

Dokkadalen frå Dokka sentrum til Nord-Torpa er ein trang V-dal djupt nedskåren i ein eldre glasial U-dal (Fig. 4). V-dalen endar ofte nederst i ein djupt canyon med loddrette sider. Mange syklar av sub-glasial og proglasial/fluvial drenering kan vere ei av årsakene til den kraftige nedskjæringa.

Sideelva Kjøljuva har også skåre seg kraftig ned i fast fjell, minst 8–10 m ved (565552).

Karakteristiske overflateformer er også dei store viftene ved munningane av Dokka, Åvella og Landåselva. Mot rotpunkta av viftene har elvane skåre seg djupt ned, som regel til fjell.

Isrørslar

Rekonstruksjonen av isrørslar byggjer på observasjonar av skuringsstriper, og delvis også retningselement som drumlins.

Det er gjort ei rekkje observasjonar av kryssande striper med ulikt relativt aldersforhold, og dessutan av striper med ulike retningar i støt- og lesider. Regelen er då at stripene i lesida er eldst.

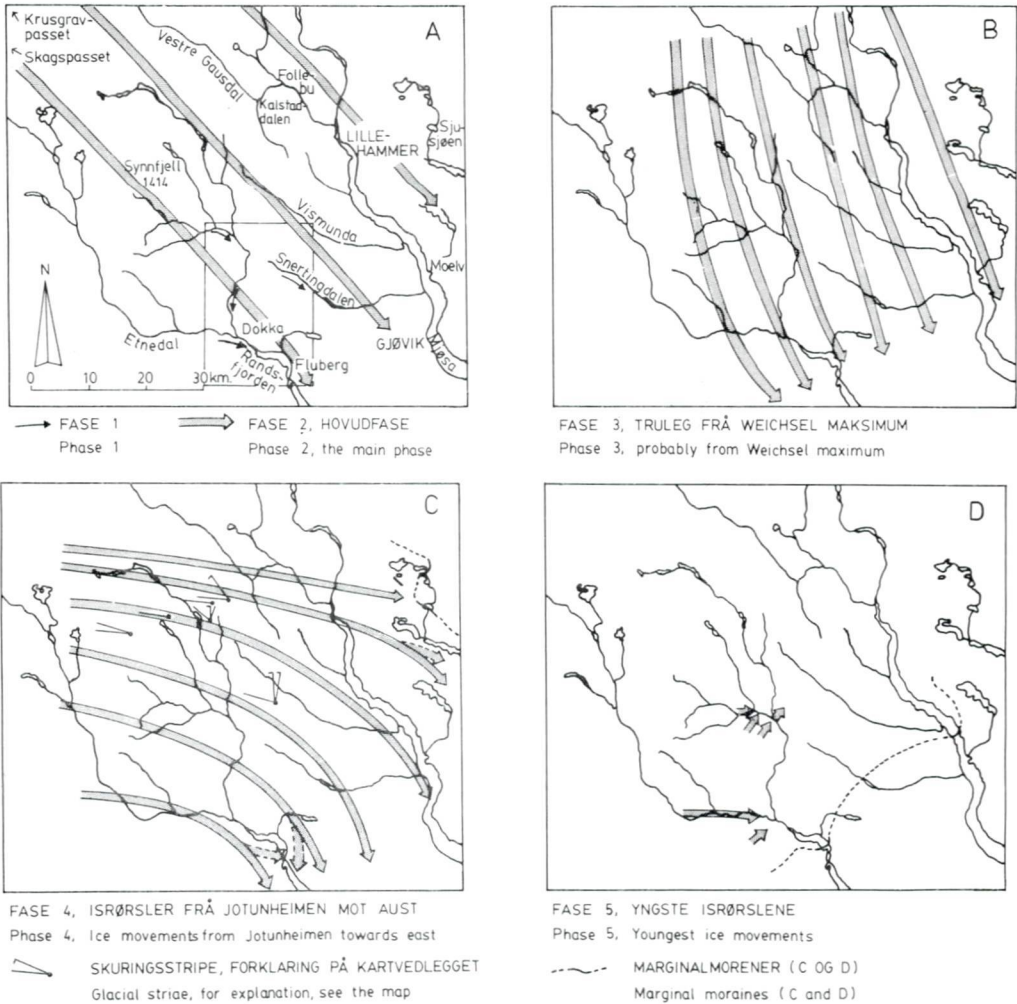


Fig. 6. Rekonstruksjon av isrørslere i Dokka og tilgrensande område.
Reconstruction of ice movements in the Dokka map-area and adjacent areas.

Grunnfjellet er som regel grovkorna og litt forvitra i overflata. Her er berre grove striper oppbevarte. Unntaksvis kan grunnfjells-lokalitetane gje mykje informasjon, som f. eks. ei nyleg avdekkta flate med støt- og lesider vest for Dokka sentrum (572453). Som regel finst likevel beste lokalitetane på finkorna bergartar, t.d. leirskifrar (Fig. 5), der også svært tynne striper kan vere oppbevarte. Dei mjuke bergartane har gjerne vore beskytta av f. eks. morene der tydelege skuringsstriper finst. På harde kvartsittar og harde finkorna sandsteinar kan det finnast skuringsstriper også på flater som har vore eksponerte i postglasial tid.

For å få eit betre regionalt bilete av isstraumar i siste istid og avsmeltingsfasen, og kunne korrelere Dokka-området med Aust-Jotunheimen og Gudbrandsdalen, har eg også gjort nokre skuringsobservasjonar utafor kartbladgrensene, og særleg nord for kartblad Dokka. I 1978-79 gjorde eg feltarbeid for NGU i Follebu og Lillehammer-området, i samarbeid med Lars Olsen, og forholde her (Olsen 1983,

Olsen i arb.) er også viktige for tolkinga av skuringsobservasjonane i Dokka-området.

Fase 1, innleiingsfase

Dette er ein nedisingsfase som starta med brear i fjellområda nær vasskiljet. Breane spreidde seg mot aust, først i form av lange dalbrear i dei største dalføra, som Etnedalen og Dokkadalen. Etter kvart spreidde breane seg utover alle vidder og voks til tjukk innlandsis.

Fase 2, hovudfase

Denne fasen er prega av innlandsis med isskiljet plassert ikkje langt frå vasskiljet. Fase 2 svarar til fase 2 etter Vorren (1977) og fase B etter Bergersen & Garnes (1972). Innlandsisen kan ha vore 2000 m eller tjukkare i Dokka-området. Dei aller fleste skuringsstripene stammar frå denne fasen, og stripene har ei søraustleg retning. Dei søraustlege stripene er dei eldste på mange lokalitetar med kryssande skuring, f. eks. N for Landåsvatnet (728466). Desse stripene er som regel markerte, og mange flater har fått ei hovudutforming under denne fasen. Sidan issenteret låg langt unna, har Dokka-området i denne fasen utgjort ei erosjonsone.

Også innafør kartblad Gjøvik (Sveian 1979), kartblad Lillehammer (Olsen 1983), i Gudbrandsdalen og aust-Jotunheimen (Bergersen & Garnes 1972) er det funne ein hovudfase med skuringsstriper mot SØ. Både innan Gjøvikkartet og Dokkakartet er det drumlinformer med søraustleg retning. I Dokka finst desse sør for Snertingdalen ved (694503) og (696503), dessutan lengst nordaust mot Vismundas dal (707618), (712610), og (720587). Drumlinane kan også vere danna under fase 4.

Fase 3, maksimum av siste istid

Dette er ein fase med meir sørleg skuring, bl.a. på fleire lokalitetar nord for Landåsvatnet, og nord for Snertingdalen (721530).

Også på dei høgste åsane, t.d. 850 m o.h. (527604), er det overgang frå søraustlege til sørlege striper, det same gjeld området vest og nordvest for Synnfjellet (Fig. 6). Dei sørlege isstraumane ser ut til å ha gått uavhengig av topografien. Det ligg nær å tolke fase 3 som tilsvarande fase C (Bergersen & Garnes 1972) og fase 3 (Vorren 1977).

Garnes (1980) har diskutert overgangen frå fase B til fase C, og meiner at særleg skuringsobservasjonane tyder på ein diskontinuitet, noko som skulle tyde på ei hurtig omlegging av isskiljet frå ein nordvestleg posisjon til ein posisjon langt i sør over Vinstra (Fig. 1). Ho meiner likevel at det mest sannsynlege er ei gradvis forflytning, og at diskontinuiteten kan skuldast vanskar i å påvise dei svake skuringsstripene som det sannsynlegvis har vore under kulminasjonsområdet.

I Dokka er det klare indikasjonar på *gradvis* overgang frå søraustleg til sørleg skuring. På fleire lokalitetar, f. eks. (715429), (728466), (721530) og (585484) er det opptil 6 retningar med gradvis yngre striper i sektoren SØ til sør.

Fase 4, Jotunheimen-fasen

I områda nord og nordvest for kartblad Dokka er det austleg isskuring som er yngre

enn den sørlege (Fig. 6c). Dette gjeld fjellområdet vest for Vestre Gausdal og nord for Synnfjell. Dessutan Tonåsen vest for Etnedal. Stripene finst så langt aust som til Nordseter aust for Lillehammer. På kartblad Dokka er det også austlege striper (f. eks. 578590). Carlson et al. (1979) meiner at det er eit aktivt bresenter i Jotunheimen, med austlege bevegelsar. Dei meiner at austgrensa for desse bevegelsane har vore NV for Synnfjell og at f. eks. isen frå Jotunheimen fylte austre Slidres dalføre, men ikkje var mektig nok til å dekkje dei flate viddeområda i aust.

Dei nemnde skuringsobservasjonane kan likevel tyde på at dei austlege isrørslene har hatt langt større utbreiing, at austgrense kan ha vore endemorenene i området Sjusjøen–Nevelsfjell (Olsen 1983, Olsen i arb.). Fase 4 kan tilsvare fase D etter Garnes & Bergersen (1980), men i den sørlege delen til og med Dokka-området går likevel isrørslene meir mot aust enn i Garnes & Bergersen sin rekonstruksjon. Indikasjon på at is frå vest var yngre enn is frå nord, har ein både i Etnedalen og ved Dokka sentrum (572452). Den siste lokaliteten viser at Etnedalen var seinare isfri enn munningen av Dokkadalen.

Mot slutten av fase 4 tynnar isdekket ut i Dokka-området, og isrørslene viser aukande konvergens mot Randsfjorden. Dette viser på lokalitetar aust og nordaust for Randsfjorden, med yngste retning mot SSV. I området vest for Randsfjorden er det ei tilsvarande dreiiing frå søraustlege til austlege striper.

Fase 5

Dei yngste isrørslene (Fig. 6d) er meir topografisk avhengige rørsler som følgjer dalane. I Flubergområdet ved Randsfjorden og dalsidene langs Etna er det truleg spor berre etter desse. Nokre stader ser det ut til at yngste isrørslene er frå lokale isrestar på viddene ned mot dalføra, som f. eks. frå fjellområdet SV for Dokka sentrum der dei yngste stripene peikar mot NØ f. eks. ved (528415) og (554416). Det same er tilfelle på den nordvestlege delen av kartet, ved (577617), (586607) og (590602).

Isavsmeltingshistorie

Studiet av isskuringsstriper har vist korleis innlandsisen bevega seg i ulike fasar av siste istid. Fase 3 er tolka som innlandsisens maksimum med isskilje i Vinstra-området. Dette var ein fase med liten glisialgeologisk aktivitet, dvs. lite avsetning av morene og iserosjon i sentrale delar av Austlandet. Mesteparten av bunnmorenen var avsett tidlegare.

Lagdelt sediment under morene er funne fleire stader i Dokka-området. Desse tyder på at området, på same måte som mange andre deler av Austlandet, var isfritt ein gong under siste istid.

Fase 4 viser truleg brerørslene under størstedelen av avsmeltingsperioden på Austlandet.

Ved slutten av Yngre Dryas for 10 000 år sidan låg isfronten ved Ski i Oslofjorden, og for 9 500 år sidan ved Jessheim, Hauer seter og Hønefoss (O. Holtedahl 1953, Sørensen 1979). Ein lang fjordarm strekte seg inn til Hønefoss, og fjordnivået ved brekanten var då 200 m høgare enn i dag. Det er og indikasjonar

på at fjorden trengde vidare inn i Randsfjordbassenget (sjå s. 24). Eggemoen ved Hønefoss (Fig. 1) er også den nordlegaste omtalte avsetninga etter ein aktiv bre i Randsfjord-området. I områda lenger nord har truleg isen som smelta ned vore klimatisk død, dvs. at den klimatiske snøgrensa låg høgare enn dei høgste fjella i området, og slik at det ikkje nokon stad var overskot av snø som kunne gje næring til breen. Dette er i samsvar med den klassiske isavsmeltingsmodellen for sentrale delar av Austlandet. Ifølgje denne er vertikal nedsmelting av isdekket viktigare enn tilbaketrekking av isfronten (Mannerfeldt 1940, Strøm 1956, Gjessing 1960, 1965). Høgste fjella vart difor tidlegare isfrie enn dalane.

Av nyare arbeid er oversikten til Garnes & Bergersen (1980) om isavsmelting i sentral-Sør-Norge av stor interesse for Dokka-området. Deglasiasjonen er her delt inn i tre hovudfasar, Nunatak-, Krusgrav- og Espedals-fasen, med tilsvarende dreneringsretningar for smeltevatnet. Dokka-vassdraget utgjer sørlegaste delen av dette dreneringssystemet, og isavsmeltinga i Dokka-området skjedde truleg hovudsakeleg i Krusgrav-fasen.

Nunatak-fasen

Denne startar med iskulminasjon over Vinstra–Gudbrandsdalen (Fig. 1) og søraustlege isrørslar i Dokka-området og tilsvargar isrørslfase nr. 4 (Fig. 6). I denne fasen vart dei høgste fjellområda NV for Dokka isfrie. Smeltevatn rann langs brekanten i fjellsidene frå Jotunheimen mot Mjøsa. I denne fasen har smeltevatnet rent på eller i breen forbi Dokka-området, og difor ikkje hatt innverknad her. Brekanten kan ved slutten av denne fasen ha lege ved Hønefoss.

Krusgrav-fasen i Dokka-området

Etter kvart som isdekket tynna ut, fekk isoverflata slakare gradient. Gradienten tilsvarte landoverflata (Garnes & Bergersen 1980), slik at store område vart isfrie samtidig, og smeltevassdreneringa vart meir styrt av lokaltopografien. Viddeområdet omkring øvre del av Dokka-elva fanga i denne fasen opp store mengder smeltevatn som drenerte mot SØ gjennom Skagspasset 1160 m o.h. (Fig. 1), og seinare Krusgravspasset (1110 m o.h.) (Fig. 1). På slutten var Krusgravspasset isfritt, men då rann smeltevatnet inn i den tjukkare isen i aust, og heldt fram lateralt og supraglasialt gjennom Snertingdalen mot Mjøsa, og seinare langs nedre Dokka-dalføret mot Randsfjorden.

I ytre delar der isdekket var tynt, må denne dreneringa ha gått subglasialt, og subglasial drenering er det talrike spor etter både i Gjøvik-området (Sveian 1979) og innafør kartblad Dokka.

Drenering gjennom Snertingdalen

Breelavsetningar som viser smeltevatnet sine dreneringsretningar, er nærare omtalte i eit eige kapittel (s. 33). På viddeområdet mellom Vismunda (720628) og Finndalen (655610), 6–700 m o.h., er det mange eskerar som viser subglasial drenering mot søraust. I Vismundas dal viser både eskerar og subglasiale løp i dalsida at smeltevatnet har søkt mot dalbotnen. Eskerane og smeltevassløpa er korte. Dei startar og endar tilsynelatande litt tilfeldig. Dette kan tyde på at



Fig. 7. Neshalvøya ved Fluberg, fotografert mot N. Sedimenta i overflata er dominerte av silt. Iskontaktskråninga er markert med piler. Foto: Fjellanger–Widerøe.

The Nes peninsula at Fluberg, looking north. The surface sediments are dominated by silt. The ice-contact slope is indicated by arrows.

smeltevatnet i ein tidleg fase har nådd ned til bakken og følgd denne berre over kortare strekningar. Seinare har det rent vidare inne i isen (englasialt).

I siste fasen med svært tynn is, har smeltevatnet følgd dalbotnane.

Finndalen i nordlegaste delen av kartblad Dokka har lenge vore ein viktig dreneringsveg for smeltevatnet. I overflata finn ein stort innslag av tildels godt runda Jotunbergartar.

Vidare mot søraust er det fleire eskerar, og andre glasifluviale avsetningar, tildels i tilknytning til subglasiale løp. Ved elva Finna er det og nedskjæringar som forutset langt større vassmengder i Finna enn dei som renn der i dag.

I Dokka-området finst dei aller fleste subglasiale dreneringspora nord for Snertingdalen. Ein må her ha hatt ei omfattande subglasial drenering mot SSØ. Mesteparten av dette har vidare følgd Snertingdalen mot Mjøsa. Men ein del har og gått mot sør over Venolhøgda og Lauselva (K.bl. Gjøvik) og vidare mot Randsfjorden.

Drenering mot Landåselva

I viddeområdet 400–600 m o.h. NV for Landåsvatnet er det mange subglasiale dreneringsløp og breelvavsetningar, mest i form av eskerar. På grunnlag av dreneringsretninga som desse viser, og den generelle hellinga av isoverflata (Garnes & Bergersen 1980) er det sannsynleg at smeltevatnet har kome frå NNV langs Dokka, gått englasialt over Hovde–Flåmyrområdet, og meir og meir søkt ned mot bakken på vidda NV for Landåsvatnet.

Fig. 8. Laminert silt og finsand under myr ved Nes (066580). Fotoet viser ein kvist til venstre for kniven. Foto: A. R. Aa 1975.

Laminated silt and fine-grained sand beneath a bog at Nes (066580). The photo shows part of a branch to the left of the knife.



Både fra NV og NØ går det fleire smeltevassløp mot Landåselva, og der desse har samla seg, ca. 260 m o.h., er det først ca. 10 m nedskjæring i fast fjell, og nærare Randsfjorden 60 m nedskjæring i lausmassar. Til slutt har smeltevatnet bygt opp ei stor subglasial vifte/delta i Randsfjorden.

Drenering langs nedre Dokka-elva

Mange spor tyder på stor smeltevassdrenering her. Ein del av smeltevatnet kan ha rent subglasialt i nedre Dokka-dalen også under siste del av Snertingdal- og Landåsdreneringsfasane. Men etter at isen vart for tynn til å styre smeltevatnet over høgde-områda mellom Hovde (625526) og Aust-Torpa, må smeltevatnet ha følgd nedre Dokka-dalen. Erosjonen med den store dalmeanderen (Fig. 4) mellom Aust- og Vest-Torpa er mest påfallande. I botnen av den djupe Dokka-dalen er det ein 10–15 m djup canyon (Fig 4) som dels kan vere danna subglasialt og dels subaerialt i fleire avsmeltingsfasar. Den glasifluviale akkumulasjonen i Dokka-dalen startar ca. 260 m o.h., og frå ca. 220 m o.h. er det bygt opp eit subglasialt delta/vifte av store dimensjonar. Denne avsetninga har langt høgare innhold av langtransporterte bergartar, Jotunbergartar og Valdressparagmitt, enn det glasi-fluviale materialet i Etnedalen.

Lokal glasi-fluvial drenering

På begge sider av Randsfjorden er det glasi-fluviale løp ned lia, djupt nedskårne

i morenedekket. Ofte er det også utprega ablasjonsterreng med haugar og ryggar i nedre delen av lia. Morene-materialet slike stader er sandig. Ved Åvella er desse tilhøva godt illustrerte. Her er det nederst mot dalbotnen utbygd ei vifte/delta med unormalt stor sideutstrekning. Det er mest sannsynleg at desse erosjons- og akkumulasjonsformene er danna av smeltevatn som har rent subaeralt i øvre del av dalsidene. Lenger nede har smeltevatnet søkt inn under breen og danna eskerar og subglasiale løp. Etter overflateforma på Åvellas vifte, er denne sannsynlegvis danna subglasialt mot isstøtte i dalbotnen. Dette dreneringsmønsteret forutset også lokale isrestar på viddene, f. eks. vest for Randsfjorden. Liknande tilhøve finn ein også i dalsidene i Dokka-dalføret. Størst nedskjæringar, tildels også i fjell, er det langs sideelvane Domma, Kjøljua og Lundeelva (Fig. 9). Men også i austsida og i Nord-Torpa er det mange løp ned dalsidene mot Dokkaelva.

Ablasjonsterreng med haugar, ryggar, og sandig morenemateriale er karakteristisk mest overalt i nedre delar av dalsidene.

Randsfjorden og Etnedalen

Holtedahl (1953) meiner at marin grense (MG) ved Eggemoen er 204 m o.h., og at MG i Randsfjorden er representert ved ei stor grusflate 191 m o.h. ved gardane Halmrast og Granen på austsida av fjorden 30 km SØ for Dokka.

Det finst også høgare terrasse-nivå i området, f. eks. 220 m og 200 m, i Dokkas og Landåselvas vifter. Dette er truleg laterale erosjonsnivå med nokre km utstrekning, men 200 m-nivået kan teoretisk sett vere styrt av fjorden ved Hønefoss. Størst utstrekning har eit terrassenivå på 170 m. Dette er det største i Landåselvas vifte, og det finst i Dokkas vifte.

På Nes (666380) (Fig. 7) har eg gjort pollenanalyse av gytje og silt (Fig. 8) 160 m o.h. utan å finne marine mikrofossilar. Dette kunne indikere at havet ikkje trengde så langt inn i Randsfjorden, og at silten vart avsett i ferskvatn, kanskje lateralt mellom Dokka sentrum og Randsfjorden, men i siste del en isavsmeltinga må det ha vore meir åpen innsjø ved Fluberg der sedimenta ligg over det meste av Neshalvøya.

I seinare tid er det også funne saltvatn i borebrønner i fjell i Gullerudvika nord for Brandbu (Skjeseth pers. medd.). Vassprøver frå desse brønnane blir f.t. nærare undersøkte. Som nemnt under beskrivelsen av breelvterrassar i Etnedalen ligg det nærast å tolke 170 m nivået der som danna etter at isen i dalbotnen hadde smelta.

Der kan likevel på denne tida ha lege ein isrest i det nordlege Randsfjordbasenget N for Fluberg.

I Fluberghalvøya er det glasifluvialt materiale med klar iskontaktskråning mot nord (Fig. 7). Fluberghalvøya kan difor tolkast som isfrontavsetning, delvis betinga av fjellterskel i Randsfjorden.

Siltavsetningane ved Fluberg er dei mest finkorna i den nordlege delen av Randsfjorden. Desse kan også vere danna før siste isresten forsvant frå bassenget nord for Fluberg. ^{14}C -dateringar viser at Skåbuområdet var isfritt for ca. 9000 ^{14}C -år sidan (Alstadsæter 1979). Det er då sannsynleg at Dokka-området vart isfritt litt tidlegare.

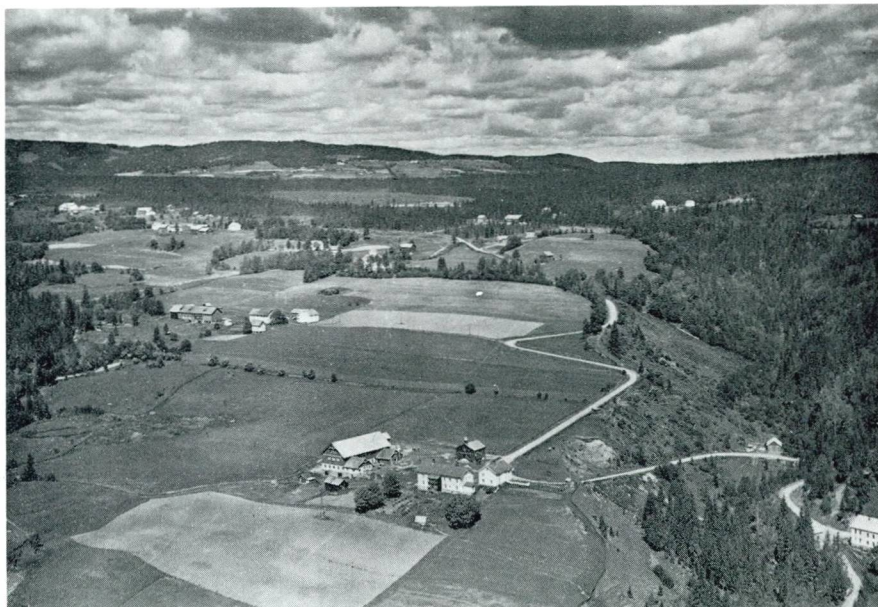


Fig. 9. Lundeelva har skåret seg ned i mektig morenedekke i Vest-Torpa. Foto: Fjellanger–Widerøe.
The Lunde river has deeply incised the thick cover of till at Vest-Torpa.

Morenemateriale

MEKTIGHET

Dannelsen av morene er tidlegare omtalt s. 5. Morene er arealmessig viktigaste jordarten i området. Morenedekket er generelt mektigast i dalsidene, og særleg i støtsider. I lia sør for Randsfjorden ligg det samanhengande og mektig morenedekke opp til ca. 500 m o.h. Dei største elvnedskjæringane som stadvis går ned i fjell, viser at morenedekket kan vere opptil 10 m mektig. I lesider nord for Randsfjorden og Etnedalen er det også mektig morenedekke, men her ikkje så store areal. Langs dalsidene i Dokkadalføret kan morenedekket fleire stader vere 6–8 m mektig, også her går sideelvane ofte ned på fjell. Tynt dekke er det berre enkelte stader på dei aust-vest retta fjellryggane.

I Snertingdalen frå (685550) til (710530) er det veiskjæringar og breelvnedskjæringar som viser morenemektighet av storleiksorden 5–15 m, særleg langs nordsida av Storelva.

Lundeelvas nedskjæring (569554) viser at morenedekket her er over 10 m mektig (Fig. 9). Ved idrettsbana (564566) er morenemassane meir enn 8 m tjukke. Også på viddene kan det mektige morenedekket ha stor utbreiing, særleg i slake område utan markerte fjellryggar. Dette gjeld både viddeområdet sørvest for Åvellhaugen (598391) og Svartvatnet (565395), området nordvest for Landåsvatnet, og sør for Ullsjøen (Fig. 9). Totalt sett har det tjukke og samanhengande morenedekket større utbreiing enn tynt og usamanhengande dekke.

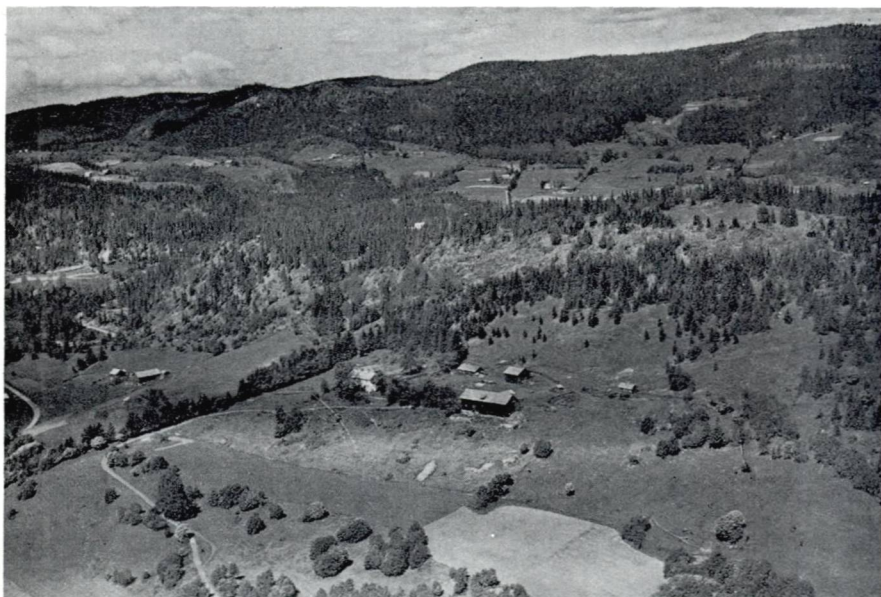


Fig. 10. Områda med usamanhengande morenedekke vest for Dokka sentrum. Loengbygda i bakgrunnen. Foto: Fjellanger-Widerøe.

An area with a discontinuous cover of till west of Dokka. Loengbygda (550480) is seen in the background.

I områda med tynt dekke stikk fjellet ofte opp (Fig 10). Tynt morenedekke er vanleg på høgder og fjellryggar, der det også generelt er motstandsdyktige bergarter. F. eks. er bergartane Moelv-tillitt, Ringsakerkvartsitt og Vardalsandstein motstandsdyktige mot glasial erosjon. Kartet viser eit mønster for det tynne morenedekket som samsvarar godt med den underliggande fjelltopografien, særleg trer dei aust-vest retta ryggane godt fram.

I kalkområda har det ofte vore vanskeleg å skilje tynt og tjukt dekke, då det her gjerne er tett vegetasjon uavhengig av morenedekket. Men generelt kan ein seie at det på kalk og skifer, der desse dannar slake terrengformer, ligg tjukt morenedekke.

BERGARTSINNHOLD

Steinteljingar av fraksjonen 4–8 mm i 150 moreneprøver er gjort av Lars Olsen i 1977 og 1978 etter oppdrag frå NGU. Det følgjande avsnittet er i hovudsak frå hans rapport. På Pl. 1 er vist prosentvis samansetjing av dei 5 hovudbergartane som finst i morenen. Berre prøver frå øvre delar av morenedekket (0–2 m) er tekne med.

Grunnfjellsbergartar (Pl. 1b) er prekambriske gneisar og granittar som finst innfor kartet (Fig. 2) og i små område vest og NNV for kartbladet, f.eks. i Etnedalen og Synnfjellsområdet. Berggrunnen vest for Randsfjorden er massiv granitt og granodioritt som er motstandsdyktig mot nedbryting.

I område med glimmerrik gneis vil derimot fjellet lett bli nedbrote til den aktuelle storleiken, og utgjere ein stor del av den lokale morenen.

Grunnfjellsbergartar i morenen i den sørlege delen av Dokkadalføret, vestlege delar av Landåsen og øvre Snertingdalen, kjem frå grunnfjellsområda vest og nordvest for kartbladet. Særleg i øvre Snertingdal ser grunnfjellsbergartane i morenen ut som granittdetritusmaterialet i Valdres-sparagmitt. Dei kan difor representere opphavsmaterialet for denne Valdres-sparagmittypen (Dietrichson 1950). Det kan ofte vere vanskeleg å skilje mellom dei nemnde typane. Grunnfjellsbergartane i den nordvestlege delen av kartet stammar truleg frå Synnfjellsområdet.

Ringsakerkvartsitt og Vardalsandstein finst i berggrunnen over store delar av kartbladet. Desse bergartane finst i fraksjonen 4–8 mm i mest alle moreneprøver både der dei står i berggrunnen, og andre stader (Pl. 1c).

Ein grønleg variant av Ringsakerkvartsitten kan ofte vere vanskeleg å skilje frå den grønlege varianten av Valdres-sparagmitt.

Kambrosilur-bergartar (Pl. 1d) finst i berggrunnen som skifer og kalkstein. Fraksjonen 4–8 mm i moreneprøver ned til 2 m djup er analyserte med konsentrert saltsyre, men det er ikkje funne noko innslag av kalkstein eller kalkholdig skifer. Årsaka kan vere at kalkholdige partiklar er oppløyste. Bergartane finst i hovudsak i morenen i dei områda som bergartane står. At det finst lite kambrosilurbergartar (4–8 mm) utafør kambrosilur-områda, kan tyde på hurtig nedknusing av skiferen.

Valdres-sparagmitt (Pl. 1e) som står i berggrunnen NV og NNV for kartbladet, finst i meir enn 2/3 av moreneprøvane. Valdres-sparagmitt er samansett av gabbrodetritus, granittdetritus og overgangstypar mellom desse. Dei to sistnemnde utgjer Valdres-sparagmitt som er funnen i fraksjonen 4–8 mm innafor Dokka-kartet. Det er funne variantar frå sandstein til meir konglomeratiske bergartar.

Bergartsgruppa viser ein auke ved vestenden av Landåsvatnet, og mot nordaustlege delar av kartbladet. Den same tendensen gjeld og for grunnfjellsbergartar frå vest og VNV, og for jotunbergartane (Pl. 1f). Årsaka kan vere at dette er ablasjonsmateriale, dvs. frakta oppå eller i isbreen. I dei nordlege delene av kartbladet, f. eks. Finndalen, er det også påfallande stort innslag av langtransporterte blokker i overflata. Dette kan delvis vere smeltevasstransportert materiale.

Jotunbergartar (Pl. 1f) er brukt om gabbro, gabbroanorthosittar, diorittar, amfibolittar, og forgneisa variantar av desse typane. Bergartsgruppa finst i berggrunnen NV for Dokka-kartbladet, frå Espedalen og vestover, men opptrer likevel hyppig i fraksjonen 4–8 mm i morenen innafor kartblad Dokka. Ei årsak er truleg at dei fleste bergartane innan denne gruppa er motstandsdyktige.

KORNSTORLEIK

Særleg blokkrik moreneoverflate er registrert i områda med ablasjonsmorene (Fig.



Fig. 11. Ablasjonsmorene Ø for Landåselva.
Ablation till to the east of Landåselva.

11), f. eks. langs Landåselva og i Dokkadalen. Snitt i slike område viser at blokkinnholdet avtar nedover i massane.

I Dokkadalen er det stadvis reine blokkfelt der smeltevatnet har spylt bort alt materiale frå grus og nedover.

Kornfordelingsanalysar er gjort på materiale mindre enn 19 mm. På grunnlag av finstoffinnholdet (silt og leir) er morenematerialet klassifisert:

- Grusig morenemateriale – innhaldet av silt og leir er mindre enn 15 %.
- Sandig morenemateriale – innhaldet av silt og leir er meir enn 15 %, men mindre enn 35 %.
- Siltig morenemateriale – innhaldet av silt og leir utgjer meir enn 35 %.

Det sandige morenematerialet dominerer, men også grusig og siltig morenemateriale er utbreidd (Pl. 1a, Tab. 1). Kornfordelinga er i nokon grad avhengig av berggrunnen. Grunnfjellet, sandsteinane og kvartsittane gir grusig og sandig morene, medan siltig morene er mest utbreidd i skiferområda.

Under det neste avsnittet om hovudtypar av morene blir kornfordelinga i desse omtalt.

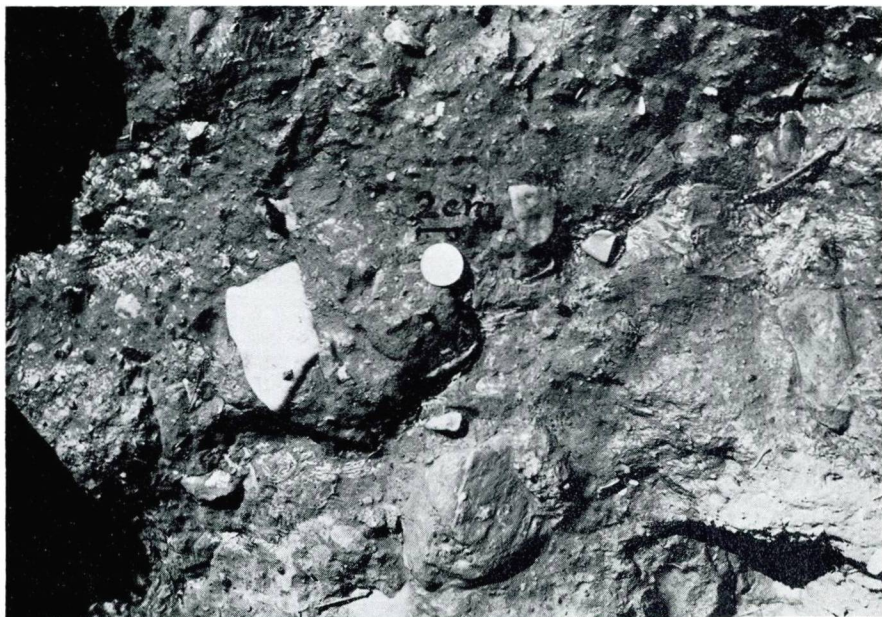


Fig. 12. Moreneleire ved Brudalen (570502). Foto: A. Rasmussen 1976.
Clayey till at Brudalen (570502).

HOVUDTYPAR AV MORENE

Etter farge og kornsamansetjing kan det skiljast ut tre morenetypar innan kartbladet:

1. «Blåmorene» eller mørk «Randsfjordleire».
2. Lysare bunnmorene som ligg over blåmorenen.
3. Ablasjonsmorene.

Dei tre typane er ikkje skilde ut på kartet.

1. «Blåmorene» eller mørk «Randsfjordleire»

«Blåmorenen», som i Randsfjordområdet kan definerast som «Randsfjordleire», er morenemateriale med høgt silt- og leirinnhold og runda grus- og steinpartiklar. Morenen er som regel hardt pakka og minner visuelt om «Mjøsleire» (Holtedahl 1953, Follestad 1974, Sveian 1979 m.fl.). «Randsfjordleiren» finst på ei rekkje lokalitetar på begge sider av Randsfjorden. Ein erosjonsrest står igjen ved Landåselva (665421), vidare ved Smehaugen (685406) og lenger sør (692369) så høgt som 290 m o.h. I området nord for Fluberg er det ved brønngaving funne mørk «steinhard leire». På vestsida av Randsfjorden er «Randsfjordleiren» observert i snitt på følgjande lokalitetar: (665370), (662374), (662401), (589429), (606417) og (532414). På lokalitet (603381) er morenen heilt lokal med dominerande steinmateriale av same slag som den underliggande berggrunnen.



Fig. 13. Snitt ved Sagstugu (UTM 584424). A: Sorterte sediment. B: Klumpar av «blåmorene» inni den grå. C: Grå bunnmorene. Foto: A. R. Aa 1976.
 Section at Sagstugu (584424). A: Sorted sediments. B: Lumps (pieces) of 'blue till' lying in the grey till. C: Grey basal till.

Også i Dokkadalen (Brudalen) (Fig. 12) med sidedalar er blåmorene observert og undersøkt i fleire snitt.

Der det også finst lys morene, ligg «blåmorenen» alltid stratigrafisk under den lyse. På nokre lokalitetar er også klumpar av blåmorene innbaka i den lyse (Fig. 13). Dette tyder på at isen har rykt fram over blåmorene og plukka med seg stykke av denne. På dei fleste av blåmorenelokalitetane er det teke prøver både til kornfordeling, bergartsanalyse og steinprøver 3–7 cm til rundingsanalyse. Opphavsmaterialet til silt og leirinnholdet er blåleg silt- og leirskifer som stadvis også finst som større partiklar enn silt, f. eks. ved Sagstua (592430). I fraksjonen 4–8 mm er det dominans av kambrosilurbergartar der desse står i fjellet under. Elles er det Ringsakerkvartsitt og Vardalsandstein som dominerer denne fraksjonen. Steinpartiklane er undersøkte med tanke på karbonatinnhold, konsentrert saltsyre er brukt. Ved Vestrum NØ for Randsfjorden er heile 37 % av partiklane karbonatholdige, i Snertingdalen (712528) 17 % og prøvene frå Åmot-området har 5–7 % karbonatinnhold. I området aust for Fluberg ser det ut til å vere alunskifer i blåmorenen. Vatnet i brønner i blåmorenen er ubrukeleg.

Blåmorenen er karakterisert av eit *høgt innhold av silt og leire*. På halvparten av lokalitetane utgjer silt og leire ca. 45 % av materialet < 19 mm. Dette gjeld f. eks. ved Vestrum (686416), Brudalen (570503), Åmot (567622) og i Snertingdalen (712518). På resten av lokalitetane utgjer silt- og leirinnholdet 35–46 % (Pl. 1, Tab. 1).

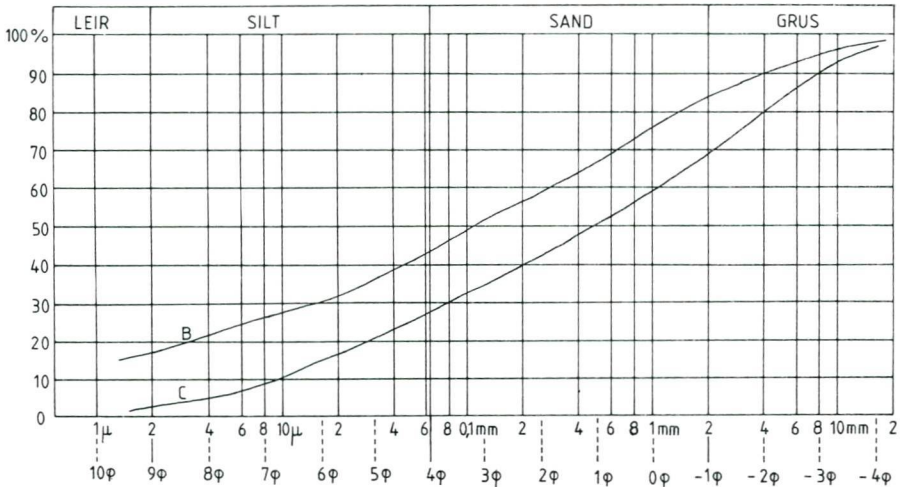


Fig. 14. Kornfordeling av «blåmorener» (B) med silt- og leirinnhold frå 30–50%. Alle «blåmorener» har mellom 30 og 50% silt- og leirinnhold. Dei grå bunnmorenene (C) har markert lågare innhold av silt og leire. B er ei gjennomsnittskurve for prøvane 14, 36, 145 og 149, og C tilsvarande for prøvane 176, 184, 185, 186 og 191. Lokalisering på Pl. 1a.
Grain-size distribution of the blue clayey-silty till (14, 36, 145, 149) with content of silt and clay from 30 to 50%. All the blue clayey-silty tills have a grey-size distribution within these limits. The grey lodgement tills (176, 184, 185, 186, 191) have a distinct lower content of silt and clay. For location, see Pl. 1a.

I Randsfjord-dalen kan det sjå ut til at blåmorenen stadvis har uvanleg høgt innhold av runda blokker. På desse lokalitetane inneheld morenen truleg ein del tidlegare glasifluvialt materiale. For å få undersøkt dette vart det samla inn steinprøver i fraksjonen 3–7 cm på lokalitetane 154, 155, 156, 159, 161, 162 (Pl. 1). I Brudalen har blåmorenen (154) klart betre runda steinmateriale enn den overliggende grå morenen (155) på same lokalitet.

Også steinmaterialet i dei andre blåmorenane viser ein relativt høg rundingsgrad, omlag utan innhold av kanta stein. På grunnlag av dette kan blåmorenen samanliknast med morene med innhold av retransportert og tidlegare runda materiale i Gudbrandsdalen (allokton morene, Bergersen 1964). Det høge silt- og leirinnholdet i blåmorenen kan delvis forklarast med innslag av sediment som breen har gått over og plukka opp. Den viktigaste årsaka til det høge finstoffinnholdet er likevel truleg den normale glasiale nedbrytinga av kambrosilur-bergartane og andre bergartar som gir finstoff. Dette er sannsynleg fordi ein finn eit generelt høgt innhold av leir og silt i blåmorenen også utafor hovuddalen. Steinorienteringar i blåmorenen viser lengdeakseorientering som i grove trekk samsvarar med retninga på dalføra der morenen ligg.

2. Lysare bunnmorene som ligg over blåmorenen

Morenetypen dominerer i dei fleste morenesnitte som berre går ned til 1–2 m under overflata, med unntak av stader med mørk skifer i berggrunnen.

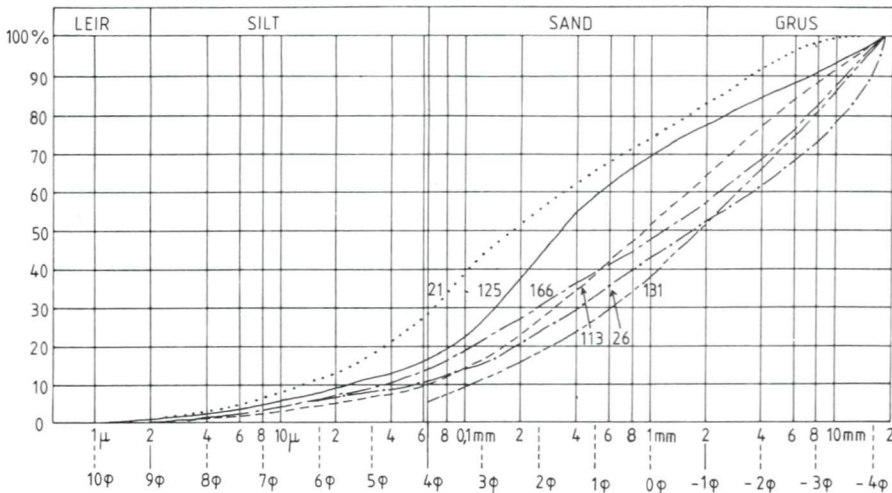


Fig. 15. Kornfordelingsanalyse av ablasjonsmorener. Disse har under 1–2% leirinnhold, og dei fleste har 5–15% silt og leir. Lokalisering på PL. 1a. *Grain-size distribution of ablation tills. The content of clay is less than 1–2%, and most of this material has a silt and clay content of 5–15%. For location, see Pl. 1a.*

Den lyse bunnmorenen kan ha høgt leirinnhold, men generelt er sandfraksjonen her større enn i blåmorenen (Fig. 14). Morenen kan delast i to undertypar, ein sandig og ein siltig morene. Medan den sandige morenen opptrer med erosjonskontakt til blåmorenen (der begge finst), er overgangssona mellom den siltige lyse bunnmorenen og blåmorenen gradvis.

Ved Brudalen er det 33 % sand i blåmorenen, og 50 % sand i den overliggande grå morenen. Ved Solli (566566) er forholdet omvendt med 38 % sand i blåmorenen (172) og 30 % sand i den overliggande lyse morenen. Den lyse morenen har i Dokkadalføret ei søraustleg lengdeakseorientering som er i samsvar med dei søraustlege isrørslene under Jotunheimen-fasen, Fase 4. Blåmorenen er truleg avsett i ein nedisingfase (Fase 1 og 2) med dalbrear som vaks til innlandsis, kanskje innleiinga til siste nedising, og den lyse i innlandsisfasen (Fase 3) og seinare.

3. Ablasjonsmorene

Dette er ein morenetype med blokkrik overflate. Overflata er også prega av mange haugar og ryggar. Sjølv om ablasjonsmorenen ikkje er skild ut med eigen farge på kartet, kan ein oftast rekne med at det er ablasjonsmateriale i moreneliar med mange haug- og blokkymbol.

Generelt finst ablasjonsmorenen i overgangen mellom dalsidene og dalbotnen. I Etnedalen ligg det ablasjonsmorene i næraste sona over dei glasifluviale terrassane. Det same gjeld lia ned mot vifta ved Dokka sentrum. I dette området er morenen terrassert i nivået 200–220 m o.h. Dette må oppfattast som erosjons-terrasse i ablasjonsmorenen. Eit like høgt nivå finst også ved Landåselvas utløp i Randsfjorden.

Aust for Fluberg (685387) er det 4 m høge vegskjæringar i sandig ablasjonsmorene. Haugane og ryggane i overflata kan vere forma ved at materialet er avsett i holrom og sprekker langs iskanten.

Ablasjonsterrenget langs Landåselva er svært karakteristisk med store haugar og ryggar på austsida (Fig. 11), og på vestsida er det i tillegg til haugar og ryggar mange løp. Dette tyder på omfattande englasial og subglasial drenering mot Landåselva og Randsfjorden.

Det same generelle biletet med ablasjonsformer og morene har ein i dalsidene i mesteparten av Dokkadalen, der det er teke prøve av ablasjonsmorene på følgjande lokalitetar: (587452), (578482), (569471), (564494), (565512).

Ablasjonsmorenen er dominert av sand og grus (Fig. 15), overgangen til glasifluvialt materiale er gradvis, og ein kan ikkje på grunnlag av berre snitt klassifisere materialet som ablasjonsmorene eller glasifluvialt. Også i ablasjonsmorenen kan det vere straumstrukturar og svak lagdeling, f. eks. ved (578482).

MORENELEIRE I AUST-TORPA

Ved Opprud i Aust-Torpa (616587) ca. 580 m o.h. var det i 1976 eit nydyrkingsfelt på ca. 80 da. med samanhengande 1 2 m mektig morenedekke. Berggrunnen er skifer, og ein stor del av steinmaterialet i morenen er skarpkanta skiferfragment. På overflata er det stort innslag av framande bergarter, bl. a. jotunbergarter. Morenen er siltig, som vanleg for morenematerialet i området.

I ei grøft 200 m SØ for garden Opprud er det 0.5 m torv og morene over *leire*. Leira er ca. 0.5–1 m mektig, og utan lagdeling. Under leira var blotningar av skifer. Leira inneheld både skiferfragment og jotunbergarter, bl. a. sparagmitt. Enkelte av steinane, også kvartsitt, var heilt gjennomforvittra. I leira var det ein del strå som var heilt omdanna til kol, stråa kan ha vokse i leira eller vore transporterte og avsette samtidig med leira. Steininnholdet i leira aukar nedover, det var tilsynelatande ein gradvis overgang frå steinfri leire til forvittra leirskifer. Men sidan ho inneheld framande bergarter, kan det ikkje dreie seg om eit reint forvittringsprodukt.

Leira ser ut til å ligge som ei tynn kappe over heile dette området, med vanleg siltig morene og torv over.

Ved Rydland (635570) vart det under gravearbeid funne leire ned til 4 m djup. Denne var for hard for gravemaskin (fortalt av bonden på Rydland). Dette måtte dreie seg om ein lomme med lausmassar mellom kalkbenkar.

Breelavsetningar (glasifluviale avsetningar)

Under den generelle delen (s. 5) er det nemnt nokre måtar som breelavsetningane kan dannast på. I Dokkaområdet kan breelavsetningane delast inn i hovudgrupper som *subglasiale* avsetningar (esker, subglasiale vifter), *laterale avsetningar* (lateral-delta og kame-terrassar) og *brefrontavsetningar* (brefrontdelta). Eg skal område for område beskrive eksempel på slike avsetningar, og dessutan omtale *kornfordeling*, *runding*, og *bergartsinnhold* i ein del av det glasifluviale materialet.

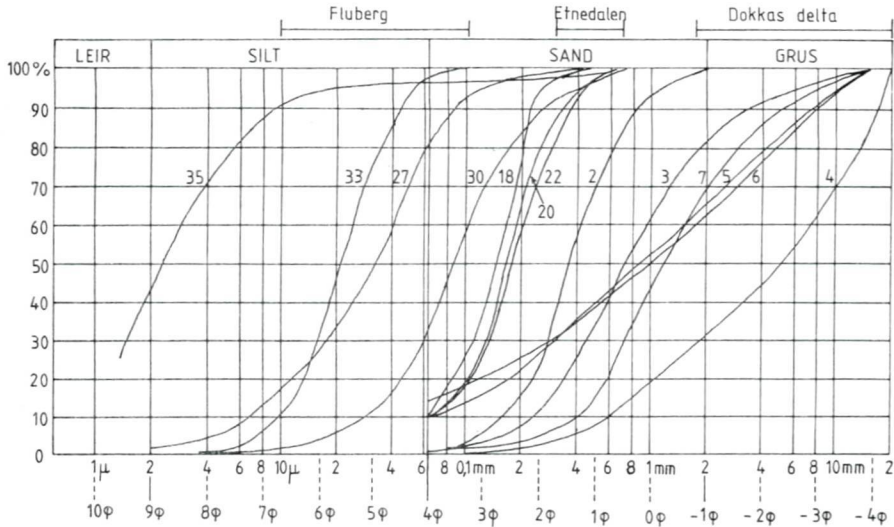


Fig. 16. Kornfordelingskurver av bresjømateriale i Dokkas delta (2, 3, 4, 5, 6, 7), Etnedalen (18, 20, 22), og bresjømateriale ved Fluberg (33, 35). Lokalisering på Pl. 1a.
Grain-size distribution of glaciofluvial material in the Dokka delta (2, 3, 4, 5, 6, 7), Etnedalen (18, 20, 22), and glaciofluvial material at Fluberg (33, 35). For location, see Pl. 1a.

HUSODDESKEREN I RANDSFJORDEN

I Randsfjorden sør for Fluberg er det ein langstrakt rygg, Husodden (Fig. 17), som med sin nordlege halvdel ligg på kartblad Dokka. Ryggen er i alt ca. 2 km lang og høgaste nivået som stadvis er horisontalt og opptil 30 m breitt, ligg ca. 40 m over Randsfjorden. I sida på ryggen er det to terrasserte nivå ca. 20 m over fjorden. Opp til desse nivåa er det silt med innslag av godt runda stein og blokk i overflata. Høgare oppe er materialet homogen og godt sortert sand.

På grunnlag av overflateforma og plasseringa sentralt i Randsfjordbassenget er det naturleg å tolke avsetninga som esker, det er også i samsvar med Holtedahl (1948) og Strøm (1964). Oppbygginga av eskeren har truleg starta på normal måte ved subglasial tunnelfylling. Seinare kan tunnelen ha utvikla seg til ein åpen sprekk der øverste finsanden vart sedimentert. Dette ville også i så fall forklare det stadvis horisontale toppnivået på eskeren.

– Kornfordelingsanalysen viser at overflatematerialet i eskeren er for finkorna til dei fleste praktiske føremål. Materialet djupare nedover er ikkje undersøkt.

ANDRE ESKERAR OG SLUKÅSAR

Eskerar finst først og fremst i tilknytning til dei subglasiale dreneringsvegane i søraustleg retning mot Landåselva, Snertingdalen og Vismundas dal. NV for Landåselva ved (661446) ligg ein esker som er ca. 50 m lang, 3 m høg og 6 m brei. Snitt i den søraustlege delen viser svakt lagdelt grus, også med innslag av sand og stein. Bergartsinnholdet er særleg kvartsitt og skifer. Lenger vest ved (635485) er det ein 300 m lang og 4 m høg esker, og ved (638488) ein liten esker



Fig. 17. Den nordlege delen av Husoddeskeren i Randsfjorden, sett mot NØ. Foto: A. R. Aa 1976.
The northern part of the Husodden esker in Randsfjorden, looking north-east.

med retning ned fjellsida (slukesker). I den siste er det lagdelt materiale med enkelte siltlag.

Ved (659520) er ein 180 m lang rygg, som er tydelegast (4–5 m høg og 8 m brei) i den nordlege delen. Ved (675522) er ein slukås (13 på kartet) som er ca. 100 m lang, opptil 8 m høg og opptil 15 m brei. Eit snitt i ryggen ved vegen viser sand, grus og stein.

I områda nord for Snerthingdalen finst dei aller fleste eskerane, og dessutan ein del glasifluviale avsetningar utan ryggforma overflate. Nokre eksempel skal nemnast. NV for Åbbortjernet (716546) er eit område med svake rygg- og haugformer. Her er eit grustak som viser 40 cm finsand øverst, under er materialet meir grusig og usortert. I ein rygg, 100 m lang, 15 m brei og 3 m høg, ved (716549) er det også snitt i massetak, med $\frac{1}{2}$ m finsand og silt øverst, grovare sand, stein og grus under. Avsetninga er berre avmerka med spade på kartet.

Ved (714553) er det ein liten avsetning med horisontale finsandlag, og dessutan enkelte gruslag.

Ved (699574) går ein markert eskerrygg. Snitt i SØ-kant viser blokk øverst, elles stein, grus og sand. Ryggen er 5 m høg, 10–15 m brei og 70 m lang, men held fram vidare mot SØ som ein lågare rygg.

Ved (695575) er det ein rygg med om lag same materialinnhold som i den forrige. Denne deler seg i to mot myra.

Ved Svarkbekken (688578) er det to tydelege ryggar. Den vestlege er 4 m høg og 80 m lang. Den austlege er 6–7 m høg, og denne viser seg ved stikking å inneholde sand.

Ved enden av ei dreneringsrenne ligg ei glasifluvial avsetning (685567) med massetak som under ei hud av stein og blokk viser lagdelt materiale. Laga har fall mot sør. Under skråninga ligg ein horisontal lagpakke med godt sortert sand. Totalt er avsetninga 4 m mektig. Like vest for denne avsetninga er ein esker (684568) som er 70 m lang, 3 m høg og 8 m brei.

Ved koordinatane (684574) og (684565) er det mindre glasifluviale avsetningar med lagdelt grus og sand. Det same er tilfelle ved (677569) der det er eit 40 m langt og 3 m høgt snitt som viser lagdelt grus, sand og silt.

I Snerthingdal-området er det mindre glasifluviale avsetningar på følgjande stader: Ved Sagsvebekken (674554) og ved Flatsjøen (663558) er det små terrassar med sortert sand uten lagdeling, kanskje med iskontaktskråning ned mot Flatsjøen. Ved Lyseng (637572) er det spreidde haugar av sand og grus, og ved Svalheim (643567) ligg ein liten esker i søraustleg retning.

På den nordlegaste delen av kartbladet i området Finndalen–Vismunda er det fleire esker-avsetningar. Den største som ligg ved (664628), har markert ryggform og er 500 m lang og 5–10 m høg. Parallelt med eskeren er eit tosidig dreneringsløp i ca. 300 m lengde. Dei fleste av eskerane er dekkja av ablasjonsmorene. Ved (672633) er det eit heilt system av eskerar og haugar. Snitt i ein esker viser 5–10 m med sortert sand. I Finndalen (653613) er det ein 5–6 m høg esker med mykje sand i overflata. Lenger vest er det ein slukås (645612) med fingrus og sand.

LANDÅSELVAS VIFTE

Vifta dekkjer eit område på ca. 1 km² der Landåselva munnar ut i den nordaustlege delen av Randsfjorden. Mange eskerar og smeltevassløp NV for Landåselva viser omfattande, truleg hovudsakeleg subglasial, smeltevassdrenering mot nedre del av Landåselva, der det er store erosjons- og akkumulasjonsformer. Ca. 260 m o.h. renn elva gjennom eit trangt gjel med seriar av halve jettegryter i begge sider (665428). Nedafor dette er eit bratt gjel med opptil 60 m høge loddrette fjellsider. Ein del av gjelet er truleg utforma ved subglasial erosjon. Ved Fagerlund ca. 220 m o.h. (663425) er det ein stor erosjonsterrasse i morene. Vidare nedover er store mengder grus og sand avsett, og det er terrasseflater i nivåa 204, 175 og 170 m o.h. Frå 170 m-nivået er det eir djupt gjel ned til den resente vifta (gul). I dag blir materialet bygt vidare ut som delta i Randsfjorden.

Nokre erosjonsrestar av morene på den glasifluviale vifta (sjå kart) tyder på isstøtte, og at dannelsen har skjedd subglasialt. Men under utforminga av dei terrasserte nivåa må det ha vore åpa vassflate.

ÅVELLAS VIFTE (605412)

Som kartet viser er store glasifluviale masser avsette ved utløpet av Kverndalen. Åvella har seinare skåre seg djupt ned i massene, stadvis ned til fjell. Tilbake står erosjonsskråningar som kan vere opptil 30 m høge. Nokre snitt ved riksvegen (609412) kan tyde på at store deler av vifta er oppbygd av homogen sand og finsand. Mot yttergrensa av vifta (613408) er eit 15 m høgt snitt med sand og litt grus, og under sanden er det svart morene (Pr. 57). Meir sentralt i vifta (605415) viser ein vegskjæring følgjande:

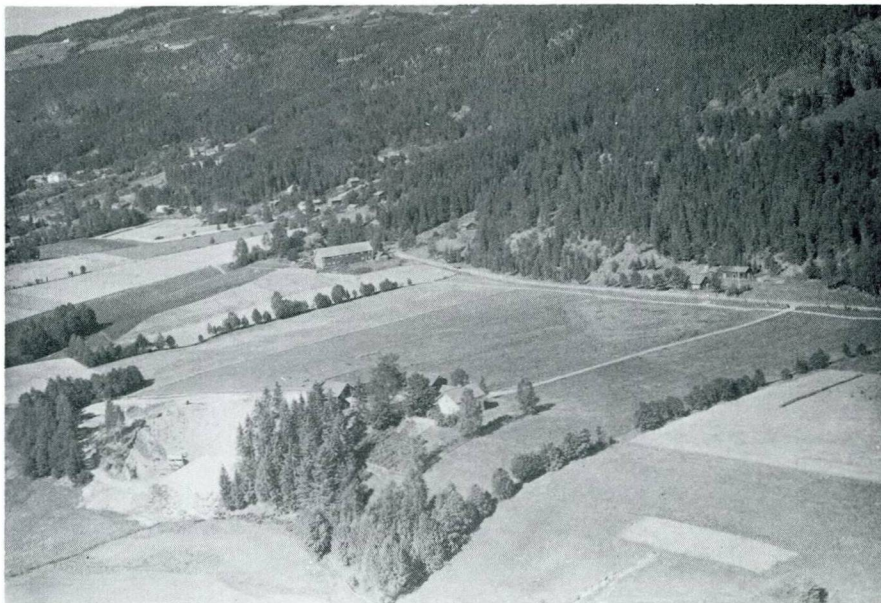


Fig. 18. Breelevterrassae ved Røste (562461) i Etnedalen. I overflata er det finsand. Under overflata kan materialet stadvis vere litt grovare. Foto: Fjellanger-Widerøe.

Glaciofluvial terraces at Røste (562461) in Etnedalen. The surface material consists of fine sand. Beneath the surface the material is somewhat coarser in some places.

155–160 m o.h. sandig morene (Prøve 58).

160–165 m o.h. Glasifluvial grus og stein.

165–170 m o.h. Glasifluvial sand og finsand (Prøve 59).

Mesteparten av materialet er lagdelt, og laga har slakt fall ut mot NV. Dette går igjen i fleire av snitta. Uregelmessig overflate, særleg på austsida, kan tyde på dødisforhold då vifta vart danna. I alle fall tyder den «unormalt» store sideutstrekninga på at vifta er bygd ut mot is i dalbotnen.

Oppover lia langs Åvella er det utprega ablasjonsterreng med haugar, ryggar og løp i den sandige morenen. Forholda tyder på subglasial smeltevassaktivitet langs Åvella.

BREELVTERRASSAR I ETNEDALEN

I Etnedalen er det langs begge dalsider terrassar med markerte øvre nivå på 170 m o.h. (Fig. 18). Mot dalsidene er terrassane oftast skarpt avgrensa mot morene. Riksveg 35 følgjer denne grensa over lange strekningar. Mot elvesletta er det 10–15 m høge brattkantar, ofte tydeleg eroderte. Tidlegare kan heile dalbotnen ha vore fylt opp til 170 m nivået. Det seismiske profilet AA' (Pr. 3, Fig. 22) viser 40–45 m mektige sediment i ei 6–700 m brei sone i dalen. Mot sidene skråar fjellunderlaget opp så det blir grunnare, men også under riksvegen sør for Etna er det 25 m mektige sediment. Sedimenta ligg ned til fjell,



Fig. 19. Breevlmateriale i Etnedalen (525458). Foto: A. R. Aa 1975.
Glaciofluvial material in Etnedalen (525458).

tilsynelatende utan moreneunderlag. I terrassane er det finkorna massar (Fig. 19) som er lett eroderbare. Mykje av materialet i det store resente deltaet i Randsfjorden kjem truleg herifrå. Dessutan er Randsfjorden nord for Nes ikkje djupare enn 50–60 m, truleg p.g.a. stor sedimentpåfylling.

Ved Røste (562450) var det i 1975 eit stort massetak som i dag er utplanert. Snittet viste 2–3 m med silt og finsand øverst, under dette nivået vekslende lag av sand og grus. Laga hadde eit fall på opptil 14–16° ut mot Etna. Materialet ved Røste og andre stader i Etnedalen står i skarp kontrast til det langt meir grovkorna materialet i Dokka-vifta som eg skal kome tilbake til.

Ved (530457) er det eit lite snitt i overflata med meir finkorna og homogen sand (Prøve 22, Fig. 14) og materialet i dei tilsvarende terrassane på sørsida (528452) prøve 18 og (527451) prøve 19 er av same type. Eit grustak 1 km vest for kartkanten (517456) viser på same måte som ved Røste sand og finsand i overflata og meir grovkorna deltastruktur djupare nedover. Ein får då eit generelt bilete med glasifluviale massar som stadvis fyller store delar av dalen. Det er naturleg å tenkje seg desse avsette som isranddelta eller randåsar. I ein seinare fase er det sedimentert eit teppe av finsand over heile dalen, og opptil 170 m o.h. i dalsidene. Til slutt har så Etna erodert ned dei glasifluviale avsetningane, med unntak av 170 m-terrassane i dalsidene.

BREELVVIFTA VED MUNNINGEN AV DOKKADALEN

Den største av breelvavsetningane er vifta ved munningen av Dokkadalen. Frå rotpunktet 220 m o.h. strekkjer vifta seg over 4 km nedover mot samløpet mellom

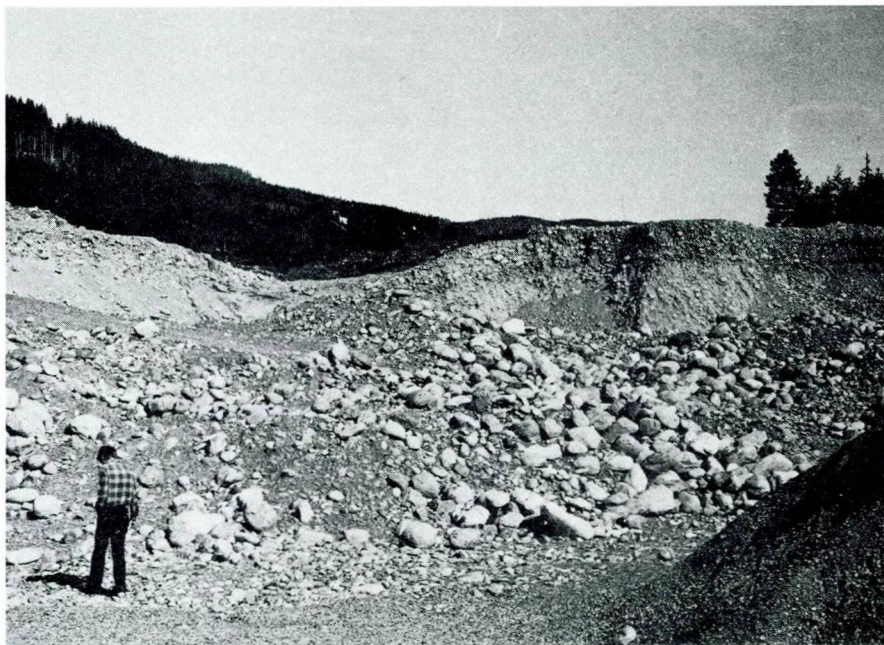


Fig. 20. Snitt i den nordlege delen av Dokka-vifta. Blokkmaterialet er godt runda. Overflata er uregelmessig med haugar, ryggar og grytehol. Foto: A. R. Aa 1981.

Section in the northern part of the Dokka-fan. The blocks and boulders are well rounded. The surface is irregular with hillocks, ridges and kettle-holes.

Etna og Dokka 145 m o.h. Lengst nede er vifta 2,5 km brei om ein også tar med den nederoderte langs elva, så blir overflata ca. 5 km² Med ein gjennomsnittsmektighet på 10 m, blir volumet 50 mill. m³. Distalt er truleg mektigheten større. Men det er fjell i dagen ved (573452). Vifta er terrassert i nivåa 200, 195, 180, 165 og 158 m o.h. med ei rekkje mindre nivå imellom, dette er også omtalt av Strøm (1964). På terrasseflatene er det mange tydelege breelv- og elveløp. Elveerosjonen har vore kraftig, og i dag går Dokka tildels i fast fjell. Ved (576460) er det ein ca. 15 m høg erosjonskant. I dei sentrale delane av vifta som ligg lågare enn 150–160 m o.h. er materialet kartlagt som fluviale sediment sjølv om desse ofte kan vere vanskelege å skilje frå glasifluvialt erosjonsmateriale. Fleire stader på og omkring vifta er det spor etter dødisforhold. I det øverste terrasserte nivået (579467) 220 m o.h. som er tolka som erosjonsnivå i morenen, er det uregelmessig overflate med haugar og ryggar. I snitt ved ein skogsveg er materialet så sandig (Prøve 6, Fig. 16) at det gjerne kunne klassifiserast som glasifluvialt. Tilsvarende materiale er likevel fleire stader i Mjøsaområdet klassifisert som ablasjonsmorene avsett langs sidene av breen under avsmeltinga (Follestad pers. medd.). 200 m o.h. (575467) finn ein tre grytehol i overflata. Det største har diameter 25 m og djupn 6–7 m.

Den vestlege delen (572454) av vifta har tildels svært uryddig overflate med ryggar, haugar, groper og store blokker. Nær kanten mot Riksveg 35 (573453)

er det nokre mindre grytehol. Materialet i vifta er sand, grus, stein og blokker (Fig. 19). Kornstorleiken aukar generelt mot rotpunktet der blokkene har diameter 40–50 cm (Fig. 20). Rundingsgraden på materialet, og innholdet av jotunbergartar tyder på lang materialtransport. I det store snittet (577460) 150 m o.h. er det svært markert lagdeling og skiftande kornstorleik. Prøve 2 er frå eit homogent sandparti 6 m under overflata. Prøve 3 grovare sand 5,8 m, også med stein og blokker, og prøve 4 i samme profil 5,5 m under overflata.

I dette snittet kan ein også observere glasitekonikk i form av folda grus- og blokklag. Elles er massane mange stader rotete med parti av finsand inni grovare materiale. I finsand er det gjerne mange små forkastningar.

I eit stort grustak (569448) SV for Dokka er materialet meir finkorna, middels sand i skrålag med fall 20° mot sør. Prøve 13 (Tab. 1) er frå sand- og gruslag 2 m under overflata. Dette indikerer at avsetninga i distale delar er danna som delta. Etter 1975 er det forandringar i dei omtalte snitta, omlegginga av Riksveg 250 i 1978 har forandra overflateformene i NØ-kanten av vifta, og ved (568463) er det eit nytt snitt som viser kontrastane mellom det finkorna Etnedals-materialet og det grovkorna Dokka-materialet.

Strøm (1964) tolkar avsetninga som ei subglasial vifte oppbygd i holrom under isen. Både overflateformer og materialoppbygging kan tyde på at dette er riktig. Strøm meiner vidare at det kan vere samanheng mellom høgaste akkumulasjon 220 m o.h. og MG ved Eggemoen (ca. 230 m o.h.).

Etter mi meining er det meir naturleg å tolke 220 m nivået som erosjonsnivå i ablasjonsmorenen enn akkumulert smeltevassnivå sidan det ligg over MG. Liknande moreneterrassar i ulike nivå er det også i Etnedalen og rundt Randsfjorden (598426). Nokre av desse kan vere danna ved iserosjon.

AVSETNINGAR I DOKKADALEN

Domma

I dalsida sør for Domma er det sorterte lausmassar i form av ryggar og haugar i området 300–450 m o.h. Prøve 142 (568519) er frå ein slik rygg med godt sortert sand. Over sanden er det stein og grus som må tolkast som ablasjonsmateriale. Same stratigrafi er det også i ein rygg 450 m o.h. Desse ryggane representerer truleg subglasial smeltevassdrenering rett ned i lia, medan Domma i dag svinger mot nord nederst i lia.

Austsida av Dokka

Om lag ved (585537) ligg ei rekkje haugar med blokkrik overflate. Massane i haugane må karakteriserast som grusholdig ablasjonsmateriale. Mektigheten skifter, men haugane er ofte 4–6 m høge.

På den nordlege delen av kartet er det ved Dokka funne ei større breelvavsetning ved (599583). Der er det ei terrassert avsetning 2–3 m over elvenivå. Terrassen er 150 m brei og 400–500 m lang. Materialet på overflata er omtrent berre blokk med diameter 0.5 m. Dei fleste blokkene er av kvartsitt, og er godt runda. Avsetninga har truleg samanheng med dei glasifluviale dreneringsløpa ned mot Dokkaelva, og den sterke avspylinga av dalneset lenger nord.

Ved (586613) er ein opptil 100 m brei og 500 m lang breelvt Terrasse 5–6 m over elvenivå. Overflata er uregelmessig, og nokre forsenkingar kan kanskje vere grytehol. Ei vegskjæring viser at materialet er samansett av runda stein, sand og grus.

Ved (602588) er det ei mindre breelvvavsetning som dannar ei slette 4–5 m over elvenivå. Det er ingen eller få blokker på overflata, dette tyder på at materialet kan vere finkorna (sand). Sletta ligg mellom oppstikkande fjellknausar, og er ca. 100 x 100 m stor.

I Åmot-området der Dokka og Synna møtest, er det eit område, ca. 1.5 x 0.3 km, med glasifluviale terrassar 8–10 m høgare enn elva. Materialet i overflata er dominert av stein, truleg erosjonshud. I eit grustak sør for elva (568623), er det også meir finkornig grus og sand.

BERGARTSINNHOOLD I BREELVMATERIALET

For å samanlikne bergartsinnholdet i smeltevasstransportert materiale frå Dokkadalen og Etnedalen er bergartsinnholdet i nokre prøvar undersøkt for fraksjonane 4–8 mm, og 20–64 mm (Fig. 21). For nokre av prøvane er berre den eine av fraksjonane undersøkt.

Ved sida av den reint geologiske interessa, er bergartsinnholdet også viktig når kvaliteten av materialet for ulike praktiske føremål skal vurderast.

Lokalitetane 1, 2, 3, 4 og 5 (Fig. 21) viser bergartssamansetning i materiale frå Etnedalen, og 6, 7, 8, 9 A & B, 10 og 11 (Fig. 19) ligg innafor Dokkavifta. Med unntak for lok. 11, ligg alle lokalitetane i grunnfjellsområdet.

På grunnlag av høgare innhold av Valdresparagmitt og Jotunbergartar i materialet i Dokkavifta, kan dette materialet skiljast ut frå breelvmaterialet i Etnedalen. Dette siste inneheld meir grunnfjellsbergartar, noko som er naturleg då det er grunnfjell vestover mesteparten av Etnedalen, medan det berre finst 4–500 m NV for vifta i Dokkadalen.

Kambro-siluriske skifrar finst med ein merkbar andel i alle prøvane. P.g.a. hurtig nedknusing, finst det meir av denne gruppa i fraksjonen 4–8 mm enn i fraksjonen 20–64 mm.

Kvaliteten av breelvmaterialet er bl. a. avhengig av innholdet av glimmerrik gneis, som til vanleg er lite motstandsdyktig, og dessutan prosentinnhold av svake kambrosilurbergartar som er dominert av skifrar i desse avsetningane.

Lok. 3 har 65 % grunnfjellsbergartar, av desse er 20 % glimmerrik gneis, i fraksjonen 4–8 mm. På lok. 4 og 5 er det også stort innslag av grunnfjellsbergartar, men på lok. 5 er dette granittisk gneis, så kvaliteten av massane er betre enn den høge prosentdelen av grunnfjellsbergartar skulle tilseie. Innholdet av kambrosilurisk skifer er særleg stort på lok. 11, men halvparten av skiferen består av motstandsdyktig sandsteinsskifer. På lok. 9 utgjer sandsteinsskifer 100 % av kambrosilur-bergartane.

Konklusjonen er at materialet som er transportert ut Dokka-dalføret ser ut til å ha betre kvalitet eller større bruksområde enn materialet frå nederste delen av Etnedalen.

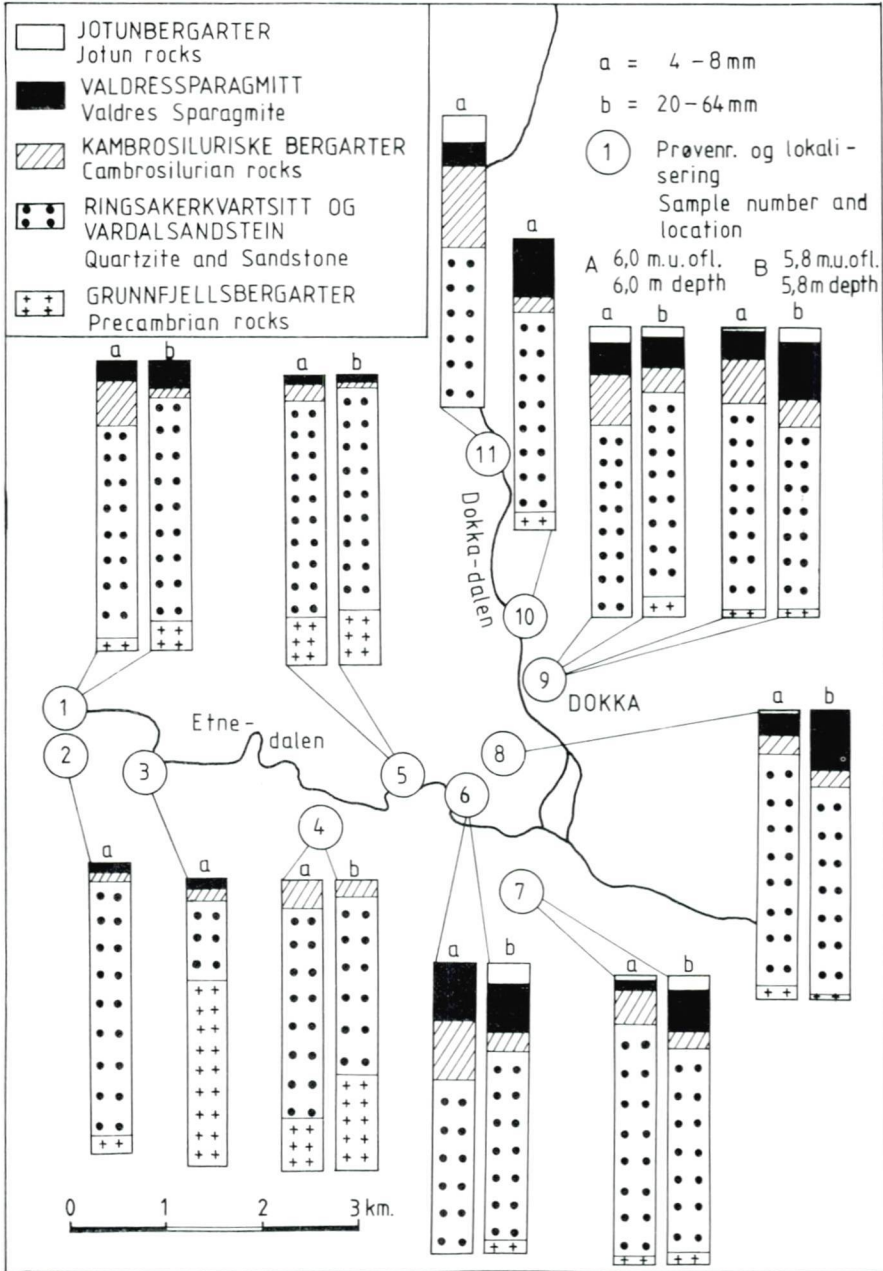


Fig. 21. Prosentvis forhold mellom bergarter i breelvmaterialet ved munningen av Etnedalen (Lok. 1, 2, 3, 4 og 5) og Dokkadalen (Lok. 6, 7, 8, 9A og B, 10 og 11).
Relative distribution of bedrock type in the glaciofluvial material at the mouth of Dokkadalen and Etnedalen.

Bergartane Ringsakerkvartsitt, Vardalsandstein, Valdresparagmitt og Jotunbergartar er generelt motstandsdyktige både mot belastning og forvitring. Med

dei nemnde unntaka (lok. 3) har difor sand- og grusmassane i det undersøkte området god kvalitet og eit vidt bruksområde.

Statens vegvesen har også gjort kvalitetsvurderingar i området, bl. a. rapport nr. 0538 – 1A, Gjeffe grustak (sjå referanselista).

Bresjøavsetningar (glasilakustrine avsetningar)

Dette er finkorna avsetningar som ligg i begge dalsider mellom Dokka sentrum og Fluberg, opp til ca. 165 m o.h. vest for Randsfjorden, og litt lågare ved Fluberg. Det øvre bresjønivået er relativt horisontalt i den nordlege dalsida mellom Dokka sentrum og Randsfjorden. Der har det tilsynelatande vore størst materialtilgang slik at sedimenta vart bygde opp til vassnivå. Andre stader ligg sediment som eit bølgete teppe over underlag av morene.

Materialet i desse avsetningane er i hovudsak silt, men også finsand i enkelte område.

Det seismiske profilet BB' (Prøve 2, Fig. 22) indikerer at siltavsetningane her er 8–10 m mektige. I dette området er dei avgrensa mot den resente elvesletta. Det er tydeleg at moreneunderlaget stadvis ligg som breie ryggar 2–300 m ut frå dalsida. Desse ryggane er kanskje betinga av fjell.

I eit avsnitt ved' (595444) er det 1,5 m tjukt siltlag over finsand. Ved Brurud (602437) er det eit samanhengande siltteppe på minst 40 cm opptil ca. 160 m o.h.

Ved (601435) knapt 150 m o.h. er det også ein del grus under silten. Dette kan tyde på at ein stadvis har glasifluviale avsetningar under silten. Det ser ut til at silten blir gradvis meir finkorna mot ØSØ frå området vest for Randsfjorden der sedimenta inneheld 20 % sand og 2 % leir. (Prøve 27). Ved Fluberg inneheld derimot sedimenta 2 % sand og 14 % leir. Dette tyder på at silten er transportert i retning frå Dokka mot Fluberg.

Siltbassenget ved Smehaugen (682405) er undersøkt seismisk, profil DD' (Prøve 4, Fig. 22). Sedimenta er dominerte av finsand i overflata, medan silt truleg dominerer vidare nedover. Sedimenta er truleg frakta på plass ved lateral drenering.

Elveavsetningar (fluviale avsetningar)

Elveavsetningane har størst utbreiing langs Etna og Etna/Dokka. I hovudsak er elvematerialet erodert frå breelavsetningane, og avsett litt lenger nede langs elva. Kornsamansetninga er difor omtrent den same som i breelavsetningane. Dette gjeld særleg i Etnedalen der elveslettene er oppbygde av sand og finsand.

Det seismiske profilet AA' viser 35 m mektige sediment under elvesletta. Berre eit lag på nokre få meter i den resente elvesletta kan karakteriserast som fluvialt. Resten er glasifluvialt. I dette området er elvesletta ca. 500 m brei, og avgrensa på begge sider mot breelvterrassane. Foten av brattkanten ligg ca. 10 m over elvenivået. Som det framgår av kartet, meandrerer Etna over heile sletta, og det ligg stadvis karakteristiske pølsesjøar. Nokre av desse er igjengrodd av myr. I flaumperiodar går Etna over heile denne lågsletta.

Den største elvesletta, 6 km lang og 1 km brei, ligg mellom Dokka sentrum og Randsfjorden der eit svært karakteristisk og fint delta blir bygd ut (Fig. 3). Ved Dokka sentrum er det fleire elveterassar i nivået ca. 155–145 m o.h. Sletta har eit fall på ca. 2 m/km mot Randsfjorden.

Ved Dokka sentrum er materialet mest grovkorna med blokk og stein langs elveløpet, og stein, grus og sand elles i sletta. Kornstorleiken minker generelt mot Randsfjorden, men der Åvella munnar ut (609414) er materialet grovt, med grus og stein. Det seismiske profilet BB' viser at dei sorterte avsetningane her er 25 m mektige sentralt i dalføret, og at dei sannsynlegvis ligg over morene.

Fluvialt materiale, stein, grus og sand finst elles langs Randsfjorden ved (621405), (637402), (665412) og (678394). Dette er vifter/delta som først er avsett glasifluvialt, og seinare har elva erodert under landhevinga, og flytta materialet nedover.

I Snertingdalen finst det langs Storelva aust for Røstadvatnet (701536) mest blokk og stein som har karakter av utvaska morene.

Lenger SØ i Nykirkeområdet (725511) finn ein derimot ei stor slette med grus og sand.

Elveavsetningane i det nordvestlege karthjørnet langs Dokka og Synna er generelt grovkorna med stein, grus, og berre mindre område med sand.

Forvittringsmateriale

Forvittringsmateriale er mest observert i område med kambrosilurisk skifer. Karakteristisk for forvittringsmaterialet er gradvis overgang til den underliggande berggrunnen. Mest forvittringsmateriale er det på stader med tynt morenedekke, eller fjell i dagen, f. eks. i Austsinni-området. Ofte finst morenemateriale og forvittringsmateriale i blanding, men også då dominerer morenen.

På ein del lokalitetar er det observert forvittra skifer under tynt morenedekke, f. eks. nord for Ullsjøen i Vesttorpa. I Aust-Torpa nord for Kinn er det observert eit område med forvittra skifer under moreneleire.

Ur (talus)

Største urane finst under dei markerte brattkantane ved Randsfjorden, f. eks. Rostberget – Vikerkampen, og Odnesberga. Både desse og nokre mindre urar i Etnedalen er oppbygde av store blokker og steinar av eokambriske sandsteinar og kvartsittar. Det same er tilfelle for den store ura sør for Snertingdalen (680520).

Det finst elles spreidde små urar over størstedelen av kartbladet, m.a. i sidene av Dokkas canyon.

Torv og myr (organisk materiale)

I områda ca. 6 km nordover – og 4 km sørover frå Landåsvatnet er ca. 20 % av arealet dekkja av myr. Dette er truleg litt meir enn gjennomsnittet for heile kartbladet.

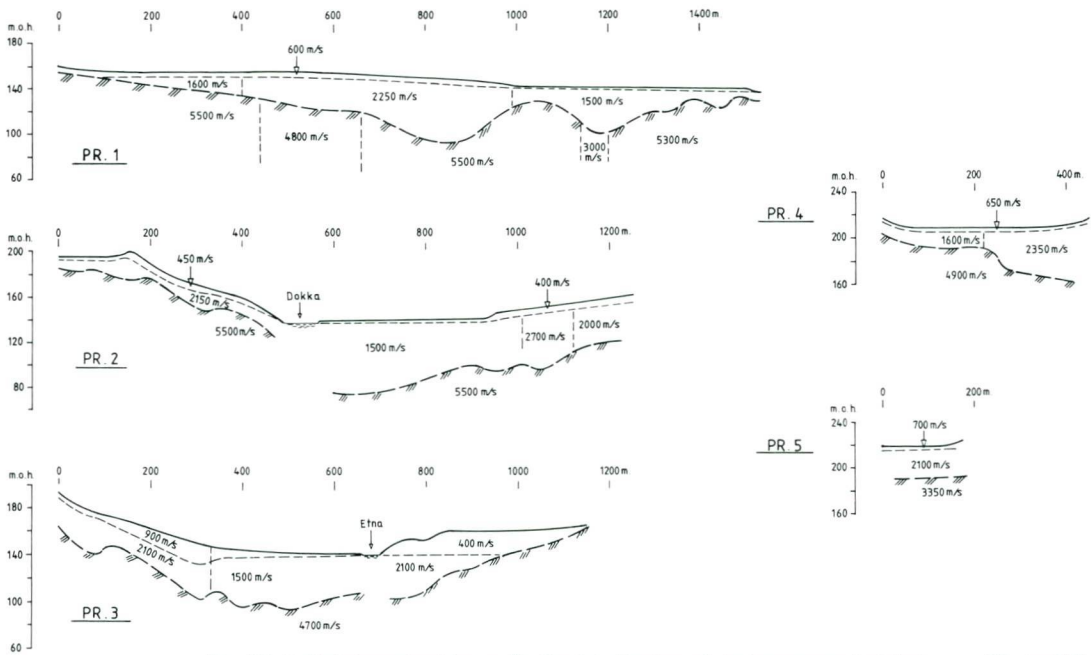


Fig. 22. Refraksjonsseismiske profil. For lokalisering på det kvartærgeologiske kartet: PR.1=CC', PR.2=BB', PR.3=AA', PR.4=D'D, PR.5 (ikkje avmerka på kartet) pkt. O har UTM (677410) og pkt. 200 m har UTM (679411).

Seismic-refraction profiles. For location on the Quaternary map: PR.1=CC', PR.2=BB', PR.4=D'D, PR.5 (not on the map) 0=(677410) and 200=(679411).

I dei høgareliggande områda er det forholdsvis meir myr enn elles. Dette har både med nedbør- og temperaturtilhøva å gjere. Eit vilkår for torv- og myrdannelse er at produksjonen av organisk stoff er større enn nedbrytinga. Det kan skje der grunnvatnet står høgt, og der vatnet blir ståande i ro. I basseng med dårleg drenering er difor myrutvikling vanleg. Områda med mest myr ligg 6–700 m o.h. frå Torpa austover mot Vismunda. Myrane har her ei tydeleg lengdeutstrekning i retning NØ–SV, dvs. same retning som isrørslene i området. Nokre av dei langstrakte moreneryggane mellom myrane er også tolka som drumlinar.

Det same er tilfelle i området nord for Landåsvatnet. I Landås-området er det gjort myrinvestering av Det norske myrselskap. Myrane er her klassifiserte etter Holmsens system. Mest utbreidde er skogsmyrar (46.4 % av myrarealet), deretter grasmyrar 36.7 %, mosemyrar 14.2 % og krattmyrar 2.7 %. Grasmyrane og skogsmyrane med middels omdanningsgrad av torva er best eigne til oppdyrking.

Kvitmosemyrane er karakteristiske for område med dårleg næringstilgang. Desse er også lite eigna for oppdyrking.

LYNGHUMUS

Dette er omdanna organisk materiale i område med mindre tilgang på vatn enn i myrområda. Omdanninga av planterestar gir ei mindre fast matte av humus. Lynghumusen finst som eit tynt teppe eller usamanhengande lag over snaufjell og morene, i område med røssløng og blåbærlyng som dominerande undervegetasjon.

Seismiske målinger

av *Gustav Hillestad*

Seismogrammene var meget gode, men det betyr ikke uten videre at en har grunnlag for entydige modeller av undergrunnen. De løsningene en har festet seg ved som mest sannsynlige, innebærer at en overalt har 2 sjikt i overdekket, bortsett fra den nordligste del av profil 3, hvor det bare er registrert ett lag.

Topplagene med lydshastighet 400–700 m/s svarer sannsynligvis til noenlunde tørr sand eller grus. I den sydlige del av profil 3 ble det registrert såvidt høy hastighet som 900 m/s. Her kan det være mulighet for siltinnblanding. I de underliggende overdekkelag er det store partier hvor hastigheten er 1500–1600 m/s. Dette kan være vannmettet sand/grus, men ut fra hastigheten er det heller ikke noe i veien for at det kan være leire. I de øvrige partier av lag nr. 2 er hastigheten registrert til 2000 m/s eller høyere. Erfaringen tilsier at dette må dreie seg om bunnmorene. Målingene ga ingen indikasjoner på at bunnmorenen strekker seg inn under 1500 m-laget. Men en kan likevel ikke utelukke at så er tilfelle, for et 10–15 m tykt morenelag nærmest fjell i midtpartiene av pr. 2 og pr. 3 ville forsvinne i «den blinde sone» og derfor ikke være mulig å påvise ved refraksjonsmålinger. Partier med særlig lav hastighet i fjell er ofte indikasjon på kraftig oppsprekking. Det har en eksempler på i profilene 1 og 5.

Geokjemi

av *Asbj. Rune Aa og Jørgen Ekremsæter*

BEKKESEDIMENT

Norges geologiske undersøkelse har tidlegare gjort prøvetaking av bekkesediment innafor kartblad Dokka (Ekremsæter 1969). Bekkesediment er lausmateriale som finst i bekkeleiet, og som stadig eller periodisk er i kontakt med rennande vatn. Bekkesedimenta er bergartsfragment eller primære mineral frå bergartar eller lausavsetningar, eller mineral danna ved forvitring frå desse. Bekkesedimenta inneheld også mineral/mineralaggregat utfelte frå vatn, og kjemiske element bundne til organiske stoff.

Bekkesedimenta er samla inn frå botnen av bekkar som kryssar eller renn nær køyrbar veg. På kvar lokalitet er det teke to parallelle prøver som i felt er våtsikta gjennom nylonduk med maskevidde 0.18 mm. Materialet (< 18 mm) er på laboratoriet behandla med syre (HNO₃ 1:1) i 3 timar ved 110°C. Innholdet av Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Mn, Fe, Ag, V og Cd er fastlagt ved atomabsorpsjon. Analyseresultata av 293 prøvar er framstilte på kart i målestokk 1:175 000 som ein kan få ved NGU. (NGU-rapport 764 B, Ekremsæter 1980). Som eksempel er analyseresultata for bly viste på Fig. 23.

ANDRE LAUSMASSAR

I samband med den kvartærgeologiske kartlegginga er det gjort geokjemisk analyse av alle minerogene lausmasseprøvar som er viste på Pl. Ia. Dei aller fleste av desse er tekne med i Tab. 1. På same måte som bekkesedimenta er prøvene tørka

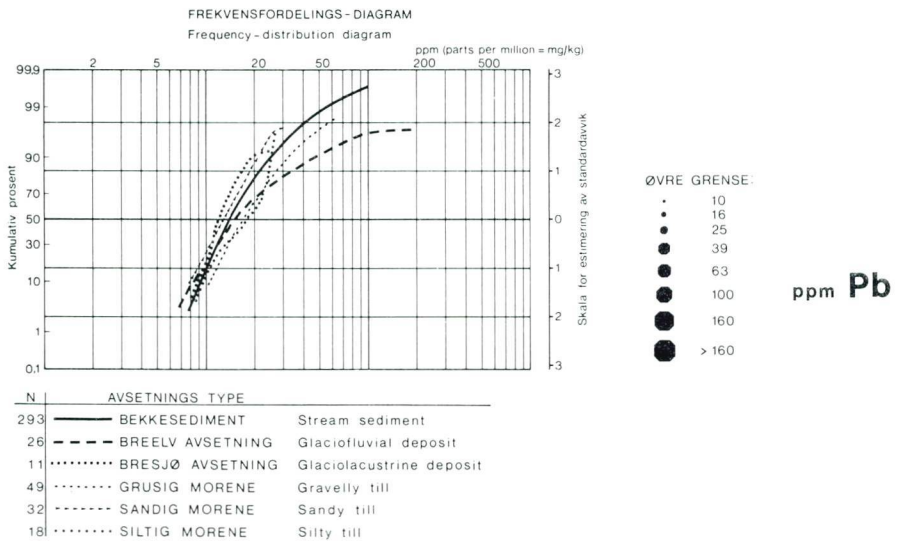
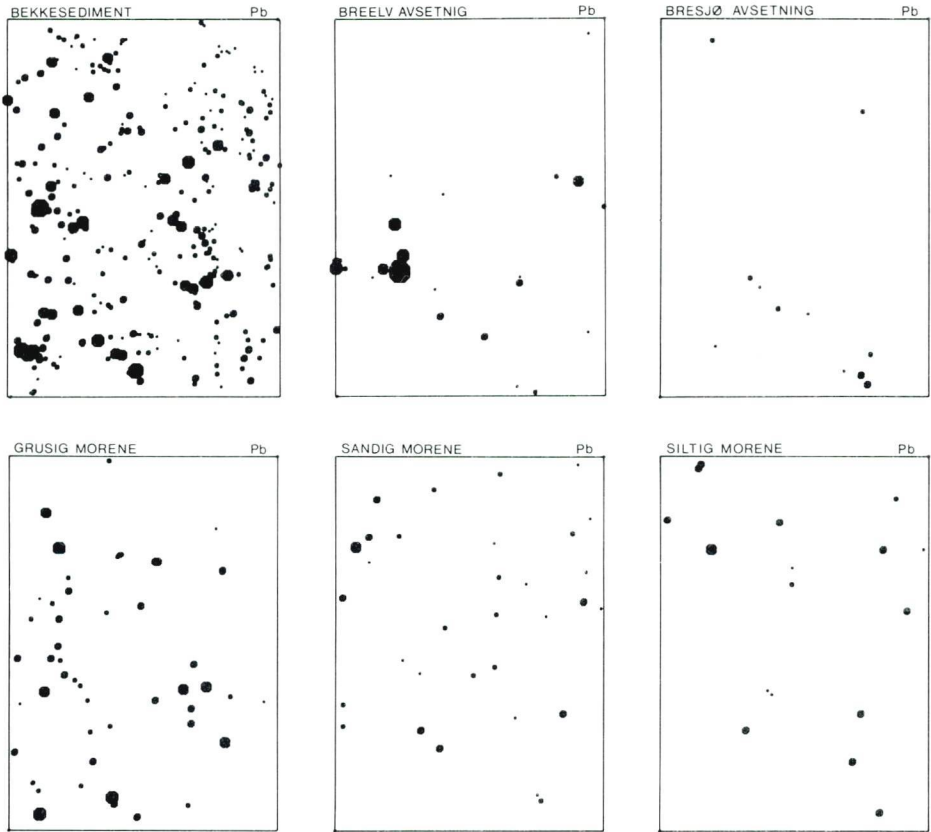


Fig. 23. Kart og frekvensfordelingsdiagram over blyinnhold i bekkesediment og ulike kvartære avsetninger innfor kartblad Dokka.

Map and cumulative frequency diagram of lead (Pb) content in stream sediments and different Quaternary deposits within the area of the Dokka map-sheet.

og sikta på nylonduk med maskevidde 0.18 mm. Materiale mindre enn 0.18 mm er behandla med syre (HNO_3 1:1) i tre timar ved 110°C . Dei følgjande metalla er fastlagde ved atomabsorpsjon i syreuttrekket: Cu, Fe, Pb, Mn, Ni, V, Cd, Zn, Ca og Ag. For dei fleste prøvene er resultatane sette opp i Tab. 1. Eininga for metallinnholdet er ppm (parts of million) = mg/kg.

FORDELING AV BLY INNAN KARTBLAD DOKKA

Analyseresultatane for bly (Pb) er framstilte på kart (Fig. 23) og i frekvensfordelingsdiagram. Frekvensfordelingane er kumulert nedafrå, og kurvene viser kor mange prosent av prøvene som har eit analyseresultat mindre enn ein gitt verdi. Lausmassane er grupperte i grusig morene, sandig morene, siltig morene, breelvavsetningar og bresjøvsetningar. (Median er eit mål for middelværdien av metallinnhold. 50 % av prøvene har lågare og 50 % høgare analyseresultat enn medianen).

For moreneprøvene er variasjonane små. Det siltige morenematerialet stammar truleg i stor grad frå kambrosilurisk skifer og Brøttum skifer. Men det er ikkje tendensar til høgare blyinnhold i denne morenetypen enn i dei andre.

I breelvmaterialet i pr. 4 og 7 (Tab. 1) ved Dokka sentrum er det høge verdiar av bly, og dessutan ekstremt høge manganverdiar. Metalltet er tydelegvis konsentrert i enkeltlag i breelvavsetningane, då prøvene 2, 3 og 4 er frå ulike lag i same snitt, og metallinnholdet i desse er svært ulikt. Ein legg også merke til at morenelokalitetane 5 og 6 i same område viser langt lågare innhold av bly og mangan. Både dette og konsentrasjonen i enkeltlag i breelvavsetningane tyder på at metalla er tilførde med grunnvatn eller sigevatn.

I prøve 13 er det ekstremt høgt blyinnhold, men også høge verdiar for fleire andre tungmetall. Dette er grovkorna breelvmateriale teke i to meters djupn. Det er derfor usannsynleg at dei høge konsentrasjonane er forårsaka av forurensing. At dette er ein naturleg anomali blir også støtta av at fleire naboprøver viser høgare innhold av tungmetall enn normalt.

Summary

INTRODUCTION

The mapped area is situated at the northern end of lake Randsfjorden in central South Norway (Fig. 1). The bedrock consists mainly of Precambrian gneisses and Eocambrian quartzites, sandstones, shales and limestones. The highest areas are underlain by Cambro–Silurian limestone, sandstone and shale (Fig. 2).

The topography is characterized by an undulating plateau with altitudes of about 600–700 m a.s.l. in the southern parts to 800 m further north. This plateau is dissected by the Dokka valley (Fig. 4) where three generations of valley development may be recognized. The valley along Randsfjorden and the Etna river is incised 300–400 m into the surrounding plateau.

ICE MOVEMENTS

On the basis of glacial striae five phases of ice movement have been reconstructed

(Fig. 6). In order to correlate the ice movements in the Dokka area with those described in earlier studies from eastern Jotunheimen and Gudbrandsdalen (Garnes & Bergersen 1980), observations were also made in the areas to the north-east and north-west of the Dokka map-sheet.

Phase 1 is a glaciation phase in which valley glaciers expanded in an easterly direction from the Jotunheimen mountain area. This phase is hardly shown by glacial striae, but it is however indicated by the orientation of the long axes of gravel and stone particles in the blue till.

Phase 2 is the main phase, i.e. thick inland ice, with SE-directed ice movements, corresponding to phase 2 of Vorren (1977) and phase B of Garnes & Bergersen (1980).

During phase 3 there were southerly directed ice movements in the Dokka area. In phase 3 well as phase 2 movements were independent of the topography. The ice-culmination migrated from the northern Jotunheimen area during phase 2 to the Vinstra area during phase 3.

Corresponding to phase 4, there are still younger striae directed towards the east in the areas outside the Dokka map-sheet to the north of Synnøfjell and to the west of Etnedalen. Within the Dokka map-area there are also localities where the youngest striae are directed towards the east. Phase 4 most likely corresponds to phase D of Garnes & Bergersen (1980). At the end of phase 4 a thinning of the ice sheet and an influence from the topography seems to have resulted in a convergence of the ice movements towards Randsfjorden.

Striae corresponding to phase 5 are strongly influenced by the topography (Fig. 6). These striae also indicate the presence of local ice caps in the mountain areas.

DEGLACIATION

Sub-till sediments from an ice-free period before the last deglaciation, probably the 'Gudbrandsdalen Interstadial', have been found both at Sagstugu (591430) and at Åmot (567623).

At the end of Younger Dryas, 10 000 years B.P., the ice margin was situated in the Oslofjord area at Ås-Ski, and 500 years later at Hønefoss at the southern end of lake Randsfjorden. At this time the highest mountains in the Jotunheimen area to the northwest of Dokka were ice-free, as shown by marginal glaciofluvial drainage channels (the Nunatak phase; Garnes & Bergersen 1980). In the Dokka area the meltwater then drained supraglacially or englacially.

Later, during the Krusgrav phase, the meltwater from the upper parts of the Dokka river drained laterally and supraglacially into Snertingdalen towards lake Mjøsa. At this time there was probably also a glaciofluvial drainage through Finndalen into Snertingdalen. Later the drainage shifted towards Landåselva, and still later followed the southernmost part of the Dokka valley into Randsfjorden. Near the margin of the ice-sheet the meltwater probably drained subglacially, as revealed by numerous eskers in the Snertingdalen and Landås areas. Meltwater from the local ice caps to the west of Randsfjorden had its own drainage pattern independent of the regional drainage routes towards the southeast further north.

According to Holtedahl (1953) the margin limit at Hønefoss is 204 m a.s.l.,

and 191 m at the middle part of Randsfjorden. The regional terrace-niveaus of 200 and 170 m within the Dokka map-ares, may therefore have been determined by the sea-level.

The entire Dokka area was probably deglaciated at about 9000 years B.P., as indicated by ^{14}C datings from the area to the north of Dokka.

THE SUPERFICIAL DEPOSITS

Classification of the superficial deposits is based on their genesis.

Till

The till, which covers most of the area within the map-sheet, is usually 0–2 m thick, but is locally 10 m thick, or more (Fig. 9). Two types of till are distinguished on the map:

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

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

Morphologically, most of the till surface is determined by the form of underlying bedrock surface. The greatest areas of continuous till cover are found on the valley sides and on the mountain heaths. In some areas, especially in the eastern parts of the map, there are typical ground moraine features such as drumlinoid forms. In the valleys, mounds and ridges, indicative of ablation till (Fig. 11), occur frequently. In the mountain area to the north of Randsfjorden the thin till cover becomes more widespread.

The lithological composition of the fraction 4–8 mm usually reflects the nature of the local bedrock; thus 60–80% of Precambrian rocks are found in the Etnedalen–Randsfjorden area, and in the south-western parts of the map (Pl. 1b). Most common, however, also in the Precambrian areas, are Eocambrian quartzites and sandstones (Pl. 1c). In areas with Cambro–Silurian bedrock, Cambro–Silurian sandstones and shale dominate. Limestone is characteristic for the dark silty-clayey till. Far-transported rocks (Pl. 1e, f) are a common constituent of the 4–8 mm fraction throughout most of the map-area.

On the basis of colour and grain-size distribution three types of till have been distinguished:

1. Dark (blue) lodgement till.
2. Grey lodgement till.
3. Ablation till.

1. The content of clay and silt of this till is over 50% of the material < 19 mm for more than a half of the samples analyzed. Stones and pebbles are better rounded in this till than in the grey till. Up to 37% of the stone particles contain carbonate. The blue till is distributed in the lower parts of the valleys over most of the mapped area.

2. The grey till is stratigraphically above the 'blue' till. It is most widespread

of the tills except on the valley sides where the ablation till dominates. The content of sand is generally higher than in the blue till.

3. The ablation till has a block-rich surface, which is also characterized by mounds and ridges. The dominating grain sizes are sand and gravel, and the till may be difficult to distinguish from glaciofluvial material.

Glaciofluvial deposits

During the deglaciation the meltwater drained partly subglacially depositing eskers and subglacial fans, or deltas (partly laterally), especially along the inactive valley glaciers where great kame terraces were built up. The largest esker at Fluberg (675360) in lake Randsfjorden, while there are numerous smaller eskers in the area to the north-west of Landåselva (669443), indicating an extensive glaciofluvial drainage directed towards Landåselva. At the mouth of this river a large subglacial glaciofluvial fan was built up in lake Randsfjorden.

In the mountain areas to the north of Snertingdalen there are also a number of eskers, indicating subglacial drainage through Finndalen (650625) down to Snertingdalen and further south-eastwards to lake Mjøsa. The eskers consist predominately of sand and gravel, and they are often capped by ablation till.

In addition to the fan at Landåselva, the most prominent fans are found at the mouths of the Åvella (605415) and Dokka rivers. The Åvella fan is considered to have been deposited laterally to the valley glacier in the Randsfjorden basin, as indicated by a steep, 20 m high, ice-contact slope. The largest of the glaciofluvial deposits is the Dokka fan, in which ketteles and mounds are found in the surface indicating a subglacial deposition. The material is mainly very coarse, in contrast to the more fine-grained material of the glaciofluvial lateral terraces in Etnedalen. The material in the Dokka fan is also far-transported, compared with the locally derived material of Etnedal.

Glaciolacustrine deposits

These deposits, consisting mainly of silt, occur in the area from Dokka to Fluberg. Their highest level is about 30 m above the level of Randsfjorden.

Fluvial deposits

The greatest areas of fluvial deposits occur on the flood-plains along the valleys of the Etna and Etna/Dokka rivers. These rivers are providing material for a large delta in the lake Randsfjorden. Coarse fluvial deposits are found in the bottoms of the valleys Snertingdalen, Vismunda (720628) and Synna (560628).

Weathering material

This material occurs in areas underlain by Cambro-Silurian shale where the bedrock is exposed, e.g. in the Austsinni (598475) area. At two localities weathered shale is observed under a thin layer of till.

Talus

The talus slopes to the west of Fluberg and to the north of Randsfjorden are built up mainly of large blocks of Eocambrian sandstone and quartzite.

Organic material

Bogs occur most frequently in the higher-lying plateau areas. They are underlain by till or bedrock, and their forms are determined by the topography. At Landåsen (710456) about 20% of the surface consists of bog.

Heather humus, a dense blanket of organic remains, is present in areas with lower humidity than in the boggy areas.

Seismic investigations

Seismic investigations have been carried out to reveal sediment thicknesses in the Etnedalen–Fluberg area. The seismic-refraction profiles are given in Fig. 22.

Geochemistry

Chemical analyses have been carried out on the fraction < 0.18 mm. The Geological Survey of Norway have also carried out analyses on the stream sediments < 0.18 mm. The distributions of heavy metals are given in Table 1. Fig. 23 shows the distribution of lead (Pb) in different superficial deposits. A remarkably high content of Pb (and Mn) is noticed in parts of the glaciofluvial sediments of the Dokka fan.

Estterord. - Dokka-kartlegginga er gjort som ein del av Mjøsprosjektet som er leia av avdelingsdirektør Bjørn A. Follestad. Han har gitt gode råd under feltarbeidet, og delteke under kartlegginga. Lars Olsen deltok på kartlegginga både i 1975, 1976 og 1977. Han har gjort bergartsanalysane. Andre feltmedarbeidarar har vore A. Rasmussen, H. Sveian og Å. Sørensen. Illustrasjonane er teikna av B. Øydegard og O. Læg Reid. Manuskriptet er lese av statsgeolog H. Sveian, førsteamanuensis E. Sønstegeard og delvis av statsgeolog L. Olsen. Førstestatsgeolog David Roberts har retta den engelske teksten. Maskinskriving av manuskriptet er gjort av Bjørg Iversen. Oddbjørn Kløvjan har gjort ein del arbeid med Tab. 1. Eg vil gjerne takke alle desse for godt samarbeid.

Tabell 1. Kornfordeling og geokjemi
Grain-size distribution and geochemistry

Vektprosent av materiale

< 19 mm

Prøve nr.	Journal nr.	Koordinat UTM	Prøvedjup m	Materialtype	Leir mm	Geokjemiske analysar											Ca %	
						Grus mm	Sand mm	Silt mm	Pb ppm	Cu ppm	Zn ppm	Co ppm	Ni ppm	V ppm	Cd ppm	Ag ppm		Mn ppm
1	8344	715403	1.0	Breelvvavsetn.	10	77	13	-	8	15	19	10	11	42	<0.5	0.4	180	1.15
2	8345	577460	6.0	Breelvvavsetn.	-	99	1	-	15	18	32	10	14	34	<0.5	0.4	200	1.70
3	8346	577460	5.8	Breelvvavsetn.	18	81	1	-	39	49	59	22	28	50	0.7	0.5	580	3.25
4	8347	577460	5.5	Breelvvavsetn.	68	31	1	-	57	77	83	34	52	71	0.7	0.6	1800	4.40
5	8340	581463	1.0	Grusig morene	35	53	12	-	16	16	26	11	15	21	<0.5	0.3	360	1.27
6	8342	577467	1.0	Grusig morene	36	57	7	-	13	17	34	9	15	31	<0.5	0.4	120	1.95
7	8335	573452	3.0	Breelvvavsetn.	30	69	1	-	48	71	76	31	39	73	0.8	0.6	2000	4.25
8	8333	527456	1.0	Breelvvavsetn.	16	83	1	-	23	35	26	14	12	31	<0.5	0.4	330	2.05
9	8338	536449	4.0	Grusig morene	27	60	13	-	9	10	14	6	4	20	<0.5	0.3	120	0.85
10	8339	554444	1.5	Breelvvavsetn.	3	94	3	-	10	7	16	6	3	15	<0.5	0.2	180	0.75
11	8341	562450	3.0	Breelvvavsetn.	27	71	2	-	29	25	44	15	18	20	<0.5	0.3	780	1.70
12	8334	569448	5.0	Breelvvavsetn.	2	92	6	-	11	12	23	6	9	21	<0.5	0.3	100	1.05
13	8343	575448	2.0	Breelvvavsetn.	66	34	-	-	280	800	610	64	1020	24	330	0.8	3.6%	2.81
14	8336	592430	4.0	Siltig morene	12	53	24	11	25	25	57	15	27	47	<0.8	0.4	240	1.86
15	8337	638400	2.0	Breelvvavsetn.	44	54	2	-	21	13	28	16	12	21	<0.5	0.3	340	1.50
16	8383	676358	10.0	Breelvvavsetn.	2	96	2	-	14	19	39	10	11	39	<0.5	0.4	180	1.55
17	8382	727496	1.0	Breelvvavsetn.	27	64	9	-	11	10	19	10	9	33	<0.5	0.3	220	1.15
18	8384	528452	5.0	Breelvvavsetn.	-	92	8	-	11	20	28	8	9	20	<0.5	0.3	150	1.38
19	8381	527451	1.0	Breelvvavsetn.	27	73	-	-	49	39	66	23	27	46	0.7	0.5	1300	3.00
20	8380	534451	2.0	Breelvvavsetn.	-	92	8	-	13	16	23	8	11	16	<0.5	0.4	190	1.38

Vektprosent av materiale

Tabell 1 (forts.)

nr.	Journal nr.	Koordinat UTM	Prøve- djup m	Material- type	Grus		Sand		Silt		Leir		Geokjemiske analysar									
					19,1- 2 mm	2,0- 0,063 mm	19,1- 2 mm	2,0- 0,063 mm	19,1- 2 mm	2,0- 0,063 mm	Pb	Cu	Zn	Co	Ni	V	Cd	Ag	Mn	Fe %	Ca (ppm)	
21	8386	534449	2.0	Sandig morene	25	57	17	1	11	15	16	7	5	21	<0.5	0.3	160	0.90				
22	8388	530457	4.0	Breelavsetn.	-	93	7	-	14	19	28	8	9	20	<0.5	0.3	220	1.61				
23	8379	554458	2.0	Grusig morene	48	43	7	2	28	25	47	18	19	29	<0.5	0.4	610	2.25				
24	8387	595444	1.4	Bresjøvsetn.	-	-	96	4	13	26	39	12	18	58	<0.5	0.4	220	2.05				
25	8389	604433	1.0	Grusig morene	30	56	13	1	16	14	74	8	8	34	<0.5	0.3	350	1.26				
26	8385	587452	2.0	Grusig morene	48	41	10	1	14	11	19	9	8	21	<0.5	0.2	280	1.02				
27	8408	602437	0.4	Bresjøvsetn.	-	21	79	-	10	12	17	7	8	41	<0.5	0.2	130	1.23				
28	8409	601435	1.0	Breelavsetn.	1	97	2	-	10	6	18	7	8	36	<0.5	0.3	110	1.24				
29	8410	616421	0.5	Bresjøvsetn.	-	5	81	14	17	36	55	22	32	77	0.6	0.5	700	3.05				
30	8411	638417	1.5	Bresjøvsetn.	-	66	34	-	10	13	19	8	10	43	<0.5	0.4	150	1.41				
31	8412	672407	1.0	Siltig morene	20	36	33	11	17	18	41	1.4	20	41	<0.5	0.3	380	2.05				
32	8414	679382	0.5	Sandig morene	26	55	18	1	10	10	19	7	6	16	<0.5	0.2	200	0.95				
33	8413	685387	2.0	Bresjøvsetn.	-	-	99	1	15	12	18	7	9	40	<0.5	0.3	120	1.37				
34	8415	682378	1.5	Sandig morene	18	58	19	5	13	8	16	8	8	25	<0.05	0.3	280	1.07				
35	8416	678371	0.4	Bresjøvsetn.	-	2	85	13	18	33	57	18	30	61	0.5	0.5	480	2.74				
36	8417	692369	2.5	Siltig morene	26	28	34	12	23	34	59	15	31	63	0.7	0.4	170	2.25				
37	8418	692369	1.0	Siltig morene	17	34	35	14	17	17	32	13	20	41	<0.5	0.3	320	1.87				
38	8419	683364	1.0	Bresjøvsetn.	1	9	64	26	22	28	45	18	26	58	0.5	0.4	460	2.66				
39	8420	662374	1.0	Grusig morene	20	67	12	1	15	16	40	11	15	35	<0.5	0.3	180	1.40				
40	8421	665374	1.0	Bresjøvsetn.	-	59	40	1	9	8	24	8	7	29	<0.5	0.4	150	1.05				

41-52	666380	1.2- 1.4	Organisk matr.	54	2	-	21	18	25	11	9	30	<0.5	0.3	270	1.46	
54	623388																
58	8426		Breelvvase n.	44	54	2	-	21	18	25	11	9	30	<0.5	0.3	270	1.46
59	8427		Breelvvavsetn.	4	95	1	-	14	13	31	14	12	31	<0.5	0.3	320	1.37
60	8428	3.0	Grusig morene	30	63	7	-	15	16	23	7	5	22	<0.5	0.2	120	0.75
61	8429	2.0	Sandig morene	14	62	17	7	20	24	46	13	16	42	<0.5	0.3	260	1.61
64	8477	0.8	Sandig morene	25	58	16	1	9	10	20	10	11	22	<0.5	0.2	220	1.23
65	8478	1.0	Siltig morene	17	30	47	6	9	12	24	8	16	38	<0.5	0.3	140	1.22
66	8479	0.8	Sandig morene	38	36	22	4	13	10	32	14	19	34	<0.5	0.4	320	1.51
67	8480	0.7	Siltig morene	29	34	31	6	13	12	40	13	14	37	<0.5	0.3	290	1.54
68	8481	0.6	Sandig morene	30	48	21	1	7	14	14	7	6	49	<0.5	0.4	160	1.05
69	8482	0.6	Siltig morene	10	35	43	12	14	15	27	15	14	31	<0.5	0.3	440	1.47
70	8483	0.5	Siltig morene	11	24	60	5	8	10	35	8	14	32	<0.5	0.4	130	1.50
71	8484	0.5	Siltig morene	19	36	42	3	10	12	22	8	9	38	<0.5	0.3	160	1.44
72	8485	1.0	Grusig morene	44	46	10	-	14	13	29	17	16	26	<0.5	0.3	580	1.40
73	8486	0.5	Grusig morene	34	54	12	-	19	60	245	21	95	70	1.1	0.8	730	2.95
74	8487	0.6	Sandig morene	50	20	25	5	10	12	30	8	12	35	<0.5	0.3	160	1.69
75	8488	0.8	Bresjøvavsetn.	-	2	81	17	16	29	33	11	20	53	<0.5	0.4	200	2.00
76	8489	1.0	Grusig morene	32	55	13	-	9	9	16	6	6	24	<0.5	0.4	130	1.25
78	8491	1.0	Grusig morene	62	30	8	-	22	39	120	27	92	66	1.1	0.5	750	2.42
82	8495	1.0	Breelvvavsetn.	-	88	12	-	7	9	18	6	8	28	0.5	0.3	200	2.00
83	8496	1.0	Sandig morene	31	39	28	2	7	9	29	7	10	27	<0.5	0.4	230	1.09
84	8497	0.6	Siltig morene	32	29	28	11	18	14	52	15	23	37	<0.5	0.3	470	1.96
85	8498	1.5	Siltig morene	3	9	53	35	18	29	66	11	54	75	<0.5	0.6	390	2.91
86	8499	1.5	Forvittr.matr.	67	30	2	1	21	54	78	21	66	55	0.5	0.5	320	3.50

Tabell 1 (forts.)

Prøve nr.	Journal nr.	Koordinat UTM	Prøvedjup m	Materialtype	Vektprosent av materiale < 19 mm		Geokjemiske analysar											
					Grus 19,1-2,0-2 mm	Sand silt 0,063-0,02 mm	Leir <0,02 mm	Pb ppm	Cu ppm	Zn ppm	Co ppm	Ni ppm	V ppm	Cd ppm	Ag ppm	Mn ppm	Fe %	Ca (ppm) ppm
87	8500	726520	0.6	Sandig morene	22	52	24	2	8	13	16	7	8	33	<0.5	0.3	220	0.96
88	8501	713525	0.8	Sandig morene	30	45	23	2	20	13	34	16	20	30	0.5	0.4	380	2.28
90	8504	658460	6.8	Grusig morene	43	49	8	-	30	75	81	52	116	53	0.5	0.5	2400	3.80
91	8505	693455	0.8	Grusig morene	25	62	12	1	14	14	28	1.4	19	22	<0.5	0.3	510	1.45
92	8506	689421	0.8	Grusig morene	54	33	11	2	32	67	100	34	38	75	0.6	0.6	1600	3.31
93	8507	678442	0.6	Siltig morene	29	35	24	12	20	13	37	10	23	35	<0.5	0.5	270	1.77
94	8508	698442	0.5	Sandig morene	21	64	14	1	19	21	55	11	13	68	0.6	0.5	280	2.40
96	8510	718451	0.5	Grusig morene	63	32	4	1	9	10	26	5	11	24	<0.5	0.3	130	1.43
97	8511	666479	0.6	Grusig morene	49	42	9	-	22	58	80	38	70	25	0.6	0.4	1100	3.00
98	8512	675462	0.6	Grusig morene	64	31	5	-	26	71	57	28	69	37	0.6	0.6	1300	3.60
99	8513	647477	0.8	Sandig morene	28	55	16	1	13	19	30	12	19	17	<0.5	0.4	1100	1.65
102	8516	708514	1.0	Breelvvseth.	46	48	6	-	31	47	67	28	46	60	0.8	0.5	1100	3.00
103	8517		0.6	Grusig morene	37	49	13	1	12	20	33	14	21	23	<0.5	0.4	400	1.58
107	8521	646571	1.0	Sandig morene	27	55	17	1	10	37	38	9	21	35	<0.5	0.4	140	1.84
108	8522	650544	0.7	Sandig morene	26	53	20	1	13	20	31	8	10	29	<0.5	0.4	200	1.76
109	8523	638555	0.6	Grusig morene	43	47	10	-	30	42	84	11	23	70	0.6	0.6	260	3.25
111	8525	662362	2.5	Breelvvseth.	-	87	13	-	6	9	17	5	5	16	<0.5	0.3	130	0.78
113	8527	624365	1.0	Grusig morene	37	54	9	-	23	24	110	20	43	73	0.6	0.6	450	2.93
114	8528	607375	0.5	Grusig morene	31	58	10	1	18	26	55	12	17	38	<0.5	0.3	220	1.70
115	8529	605380	1.0	Grusig morene	52	45	3	-	43	60	49	16	23	65	0.5	0.7	380	3.42

116	8530	603381	3.0	Grusig morene	41	49	9	1	26	40	42	18	24	57	<0.5	0.5	320	2.14
117	8531	603381	1.0	Grusig morene	31	56	12	1	18	34	34	18	21	37	<0.5	0.4	260	1.70
118	8532	582389	1.0	Grusig morene	39	50	10	1	11	8	35	10	8	18	<0.5	0.3	260	1.10
119	8533	569393	0.5	Bresjøvavsetn.	-	98	2	-	10	10	28	6	4	24	<0.5	0.3	160	0.84
120	8534	551367	1.5	Grusig morene	48	47	5	-	50	29	130	13	13	35	0.6	0.3	300	1.90
121	8535	546391	0.7	Grusig morene	30	64	6	-	14	20	49	13	17	43	<0.5	0.4	440	1.92
122	8536	550385	1.0	Grusig morene	45	44	11	-	15	68	48	16	21	57	<0.5	0.5	570	2.28
124	8538	591407	2.0	Grusig morene	42	52	6	-	20	19	46	12	11	19	<0.5	0.3	400	1.35
125	8539	591472	1.0	Sandig morene	22	63	14	1	9	11	21	9	11	21	<0.5	0.2	200	1.09
127	8541	662439	0.7	Sandig morene	28	56	16	-	10	13	31	8	10	11	<0.5	0.2	280	0.98
128	8542	664435	2.0	Grusig morene	39	53	8	-	22	17	43	8	13	13	<0.5	0.3	310	1.32
129	8543	664440	0.5	Breelvavsetn.	38	60	2	-	19	27	53	17	26	47	<0.5	0.6	180	2.13
130	8544	664444	2.0	Breelvavsetn.	-	78	22	-	8	15	23	6	12	14	<0.5	0.3	180	1.00
131	8545	664446	1.0	Grusig morene	49	46	5	-	20	22	46	13	19	16	<0.5	0.3	500	1.70
132	8546	664459	0.5	Elveavsetn.	21	75	4	-	13	43	38	20	46	47	<0.5	0.4	860	2.21
133	8547	692918	1.0	Breelvavsetn	1	98	1	-	13	18	38	13	19	26	<0.5	0.3	430	1.60
134	8548	685514	0.5	Sandig morene	25	58	16	1	9	16	24	9	12	18	<0.5	0.3	180	1.40
135	8549	578482	1.0	Sandig morene	21	63	16	-	7	6	16	5	6	9	<0.5	0.2	170	0.62
136	8550	611456	0.8	Siltig morene	11	51	29	9	10	6	68	18	29	19	<0.5	0.3	220	2.77
137	8551	569471	1.5	Grusig morene	32	63	5	-	17	12	31	9	13	21	<0.5	0.2	230	1.18
138	8552	571483	1.0	Breelvavsetn.	58	41	1	-	41	50	58	27	24	51	<0.5	0.5	760	3.05
139	8553	566482	1.0	Grusig morene	30	61	9	-	14	11	23	8	11	19	<0.5	0.3	210	1.08
140	8554	564492	1.0	Grusig morene	42	56	2	-	20	16	41	12	13	30	<0.5	0.3	280	1.65
141	8555	565512	1.0	Grusig morene	68	31	1	-	24	35	32	24	17	66	<0.5	0.4	760	2.24
142	8556	568519	1.0	Breelvavsetn.	-	97	3	-	10	12	28	9	16	28	0.6	0.3	140	1.45

Tabell 1 (forts.)

Vektprosent av materiale

nr.	Journal nr.	Koordinat UTM	Prøve- djup m	Material- type	Grus		Sand		Silt mm	Leir <0,02 mm	Geokjemiske analysar										
					19,1- 2 mm	2,0- 0,063 mm	19,1- 2 mm	2,0- 0,063 mm			Pb ppm	Cu ppm	Zn ppm	Co ppm	Ni ppm	V ppm	Cd ppm	Ag ppm	Mn ppm	Fe %	Ca (ppm) ppm
143	9264	559483	0.5	Grusig morene	30	59	10	1	18	24	56	20	28	0.5	0.2	0.02%	1.58	92			
144	9265	534483	1.0	Grusig morene	30	64	6	-	20	31	80	28	27	0.7	0.2	0.06%	1.53	56			
147	9268	567622	4.0	Bresjøvseth.	-	3	89	8	14	23	28	18	43	0.4	0.4	0.02%	1.55	0.08%			
150	9270	557929	3.0	Siltig morene	20	29	36	15	20	36	65	36	62	0.9	0.5	0.07%	2.40	0.09%			
151	9271	606417	5.5	Sandig morene	20	49	22	9	24	32	70	35	54	0.8	0.5	0.05%	2.05	0.15%			
158	9275	712518	2.0	Siltig morene	19	31	33	17	25	53	80	73	82	1.1	0.6	0.08%	2.85	0.40%			
160	9276	559632	2.0	Siltig morene	27	32	28	13	25	34	60	31	48	0.6	0.6	0.03%	2.49	-0.09%			
164	9277	567622	2.0	Grusig morene	44	10	27	60	3	12	19	59	17	52	0.7	0.3	0.03%	1.92	0.03%		
166	9278	560524	1.0	Grusig morene	44	44	11	1	12	12	20	9	10	0.3	0.2	0.03%	1.30	53			
167	9279	533528	1.5	Sandig morene	43	42	14	1	17	21	38	15	15	0.3	0.3	0.03%	1.84	62			
168	9280	550527	1.5	Grusig morene	40	50	10	-	10	12	13	6	8	0.2	0.2	0.01%	1.30	21			
169	9281	572533	1.5	Grusig morene	52	37	11	-	20	9	21	7	7	0.2	0.2	0.02%	1.15	20			
170	9282	572543	1.5	Grusig morene	41	53	6	-	14	24	32	20	15	0.3	0.3	0.05%	2.30	29			
171	9283	566566	2.0	Siltig morene	29	31	25	15	28	52	96	78	50	1.5	0.6	0.19%	2.95	58			
172	9284	566566	4.5	Siltig morene	15	38	31	16	22	33	56	27	43	0.5	0.3	0.02%	2.00	0.03%			
174	9285	565567	5.0	Grusig morene	60	34	6	-	59	58	82	46	50	0.7	0.4	0.11%	3.48	0.03%			
175	9286	543568	2.5	Sandig morene	40	44	14	2	36	94	173	75	65	1.0	0.8	0.04%	3.75	0.05%			
176	9287	553576	2.0	Sandig morene	33	46	20	1	19	41	56	31	27	0.5	0.2	0.06%	2.03	0.04%			
177	9288	544512	1.5	Grusig morene	33	56	11	-	16	14	21	9	23	0.3	0.3	0.01%	1.66	25			
178	9289	553555	2.0	Sandig morene	28	56	16	-	6	11	13	7	12	0.1	0.2	0.00%	1.09	79			

179	9290	576577	1.0	Sandig morene	19	57	24	-	12	17	22	12	23	0.3	0.2	0.03%	1.43	0.06%
180	9291	555594	0.5	Grusig morene	43	49	8	-	28	16	26	9	85	0.4	0.5	0.02%	2.19	17
181	9292	532414	0.7	Grusig morene	33	60	7	-	22	35	60	36	43	0.5	0.3	0.05%	2.18	178
182	9293	534433	2.0	Sandig morene	26	46	25	3	16	14	29	9	30	0.2	0.2	0.02%	1.38	70
183	9294	637452	0.7	Grusig morene	30	61	9	-	22	27	47	23	44	0.4	0.4	0.04%	1.96	76
184	9295	631471	1.0	Sandig morene	20	53	26	1	11	12	20	11	17	0.3	0.1	0.02%	1.24	0.03%
185	9296	648516	1.5	Sandig morene	35	43	21	1	15	13	29	11	25	0.3	0.2	0.04%	1.64	0.05%
186	9297	610506	1.0	Sandig morene	31	43	23	3	15	17	28	27	24	0.4	0.2	0.04%	1.61	0.04%
187	9298	607505	1.0	Breelavsetn.	8	89	3	-	10	17	27	11	18	0.2	0.2	0.02%	1.68	24
188	9299	626522	2.0	Grusig morene	38	58	4	-	24	27	39	20	36	0.4	0.3	0.06%	2.19	160
189	9300	601517	1.0	Grusig morene	37	50	12	1	12	15	24	12	24	0.2	0.2	0.03%	1.53	190
190	9301	533589	1.0	Siltig morene	24	34	37	5	21	40	63	36	42	0.6	0.4	0.08%	2.52	0.03%
191	9302	559605	1.0	Sandig morene	29	39	27	5	20	25	43	21	38	0.5	0.3	0.06%	2.04	139
192	9303	603635	1.5	Grusig morene	34	55	11	-	12	13	20	10	28	0.3	0.2	0.02%	1.65	0.03%
193	9304	651625	2.0	Sandig morene	29	53	17	1	11	14	27	20	39	0.3	0.2	0.03%	1.55	0.10%
194	9305	602613	0.5	Sandig morene	22	48	29	1	11	12	17	9	30	0.2	0.1	0.01%	1.47	0.03%

Prøver nr. 42-52 er organisk matr. til pollenanalyse.

Steinprøver er ikke tekne med i tabellen, og p.g.a.

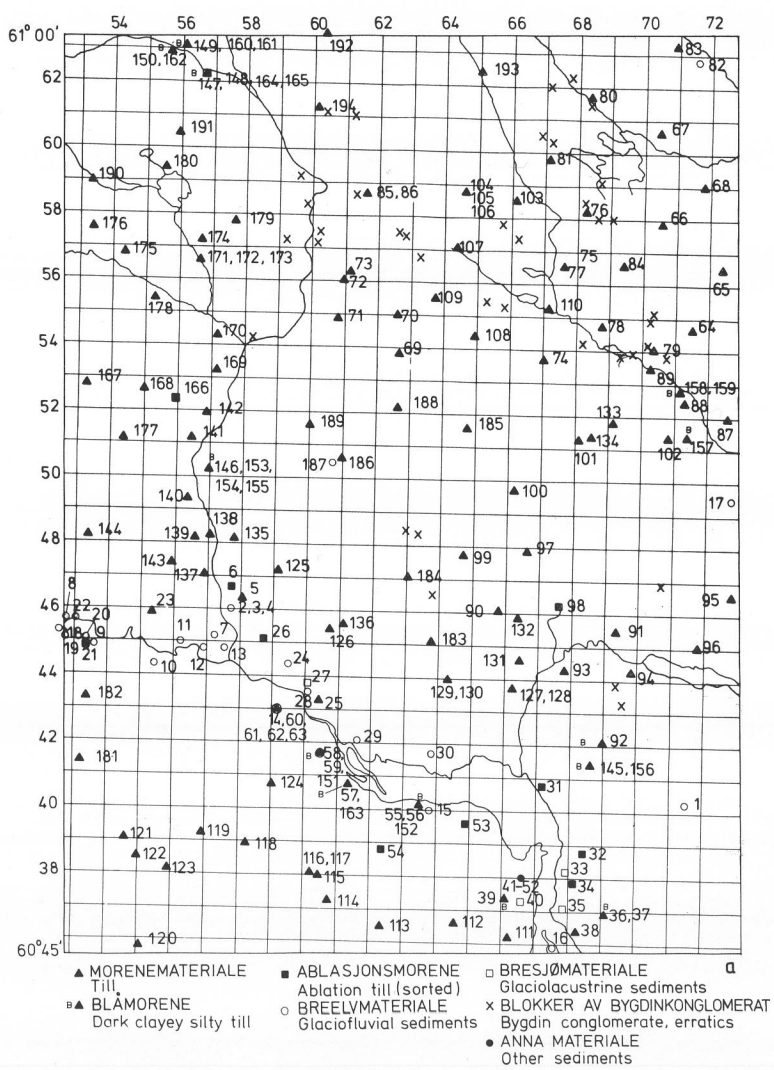
ein analysefeil på sedimentlaboratoriet, er også

nokre sedimentprøver utelatne.

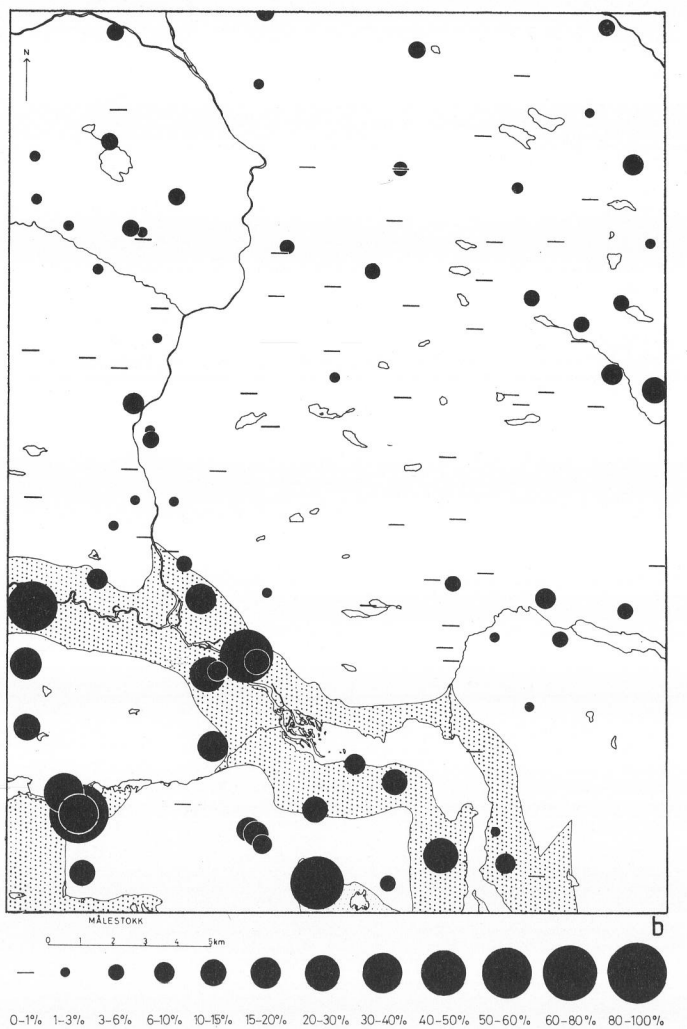
LITTERATUR

- Alstadsæter, I. 1979: Kvartær stratigrafi og sedimentologi i Vinstradalen, Oppland. Upubl. Hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Andersen, A.-B. et al. 1982: Grusregisteret i Oppland fylke. Juni -82. Upubl. NGU-rapport nr. 1807/5.
- Bargel, T., Bergstrøm, B. & Sveian, H. 1980: Beskrivelse til kvartærgeologiske kart. Upubl. NGU-rapport nr. 1633/16.
- Bergersen, O. F. & Garnes, K. 1972: Ice movements and till stratigraphy in the Gudbrandsdal area. *geol. unders.* 228, 12-83.
- Bergersen, O. F. & garnes, K. 1972: Ice movements and till stratigraphy in the Gudbrandsdal area. Preliminary results. *Norsk Geogr. Tidsskr.* 26, 1-16.
- Bjørlykke, A. 1979: Gjøvik og Dokka. Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kartene 1816 I og 1816 IV - M 1:50 000 (med fargetrykte kart). *Nor. geol. unders.* 344, 48 s.
- Carlson, A. B., H. Raastad & J. L. Sollid 1979: Innlandsisens avsmeltning i sørøstlige Jotunheimen og tilgrensende områder. *Norsk Geogr. Tidsskr.* 33, 173-186.
- Ekremsæter, J. 1980: Sporelementer i bekkesedimenter. Kartblad 1816 IV Dokka. Upubl. NGU-rapport 764 B, 8 sider og 16 bilag.
- Follestad, B. A. 1977: Toten. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1916 III - M 1:50 000 (med fargetrykte kart). *Nor. geol. unders.* 335, 45 s.
- Garnes, K. 1980: Morenestratigrafi i sentrale Sør-Norge. Resultater av en moreneundersøkelse i Hjelldalen, Dombås, korrelert med isbevegelser og morener i Gudbrandsdalen og tilgrensende strøk. Dr.phil. avhandl. Univ. i Bergen.
- Garnes, K. & O. F. Bergersen 1980: Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. *Boreas* 9, 251-269.
- Gjessing, J. 1960: Isavsmeltningstidens drenering. *Ad novas* 3, 492 s.
- Gjessing, J. 1966: Deglaciation of southeast and eastern central south Norway. *Norsk Geogr. Tidsskr.* 20, 133-149.
- Holmsen, G. 1954: Oppland. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. *Nor. geol. unders.* 187, 58 pp.
- Holmsen, G. 1955: Hallingdal. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. *Nor. geol. unders.* 190, 55 pp.
- Holmsen, G. 1965: Nyttbare sand- og grusforekomster i Syd-Norge, Del I. *Nor. geol. unders.* 233, 160 pp.
- Holmsen, G. 1971: Nyttbare sand- og grusforekomster i Syd-Norge, Del II. *Nor. geol. unders.* 271, 112 pp.
- Holtedahl, O. 1915: Iagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. *Nor. geol. unders.* 75.
- Holtedahl, O. 1939: From the Northern Randsfjord District. *Norsk Geogr. Tidsskr.* VII.
- Holtedahl, O. 1948: Boka om Land I.
- Holtedahl, O. 1953: Norges Geologi. *Nor. geol. unders.* 164, II.
- Holtedahl, O. 1960: *Hvordan landet vårt ble til.* 237 pp.
- Lie, O. 1948: Myrinventering i Landåsen skog. Upubl. Rapport. Det Norske Myrselskap. Oslo.
- Mannerfelt, C. M. 1940: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. *Norsk Geogr. Tidsskr.* 8, 9-49.
- Olsen, L. 1983: Isbevegelser i Lillehammerområdet, SØ-Norge, under siste istid. *Nor. geol. unders.* 378.
- Olsen, L. i arb.: Lillehammer. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1817 II - M 1:50 000. (Med fargetrykte kart). *Nor. geol. unders.*
- Riise, O. 1975: Gjeffe grustak, Dokka, N. Land. Upubl. Rapport nr. 0538 - 1A, Statens Vegvesen, Oppland.
- Strøm, K. 1956: The disappearance of the last ice sheet from Central Norway. *Jour. Glaciology* 2, 747-755.
- Strøm, Å. I. 1964: Kvartærformer i Nordre Land. Upubl. Hovedoppgave i naturgeografi, Univ. i Oslo.
- Sørensen, R. 1979: Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, south Norway. *Boreas* 8, 241-246.
- Sørli, O. 1925: Jordbunnen i Søndre Land, Fluberg, Nordre Land og Torpa, Oppland Fylke. *Jordbunnsbeskrivelse nr. 23, Statens Jordundersøkelse, Ås.*

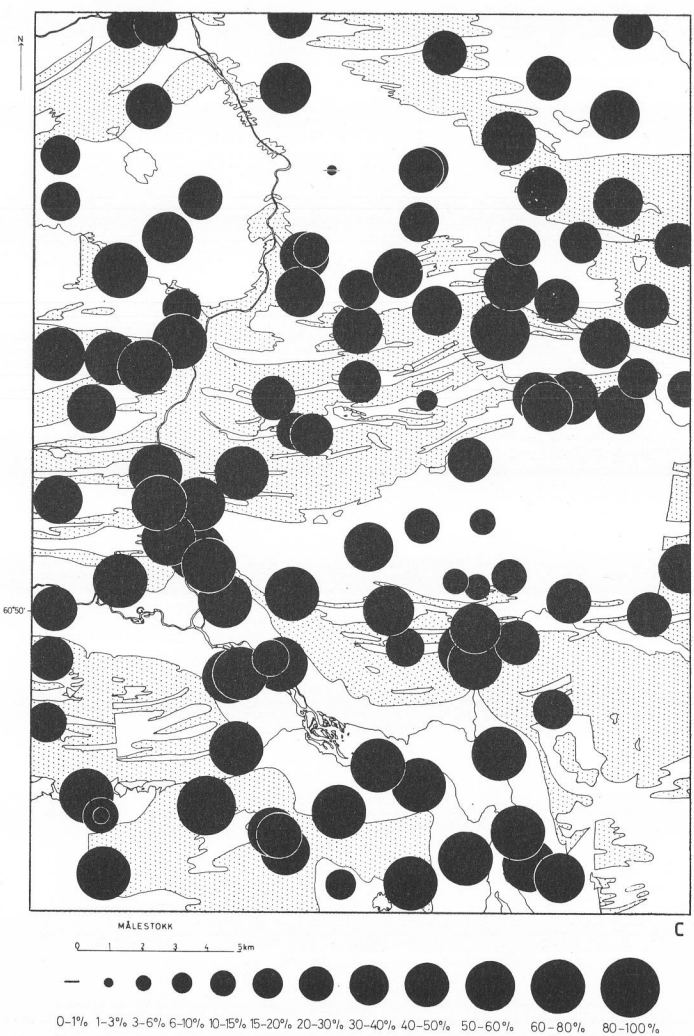
- Sveian, H. 1979: Gjøvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1816 I – M 1:50 000 (med fargetrykte kart). *Nor. geol. unders.* 345, 61 s.
- Vorren, T. O. 1977: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247–257.
- Aa, A. R. 1975: Kvartærgeologien i Dokka-området, Oppland. Unpubl. NGU-rapport nr. 1407.



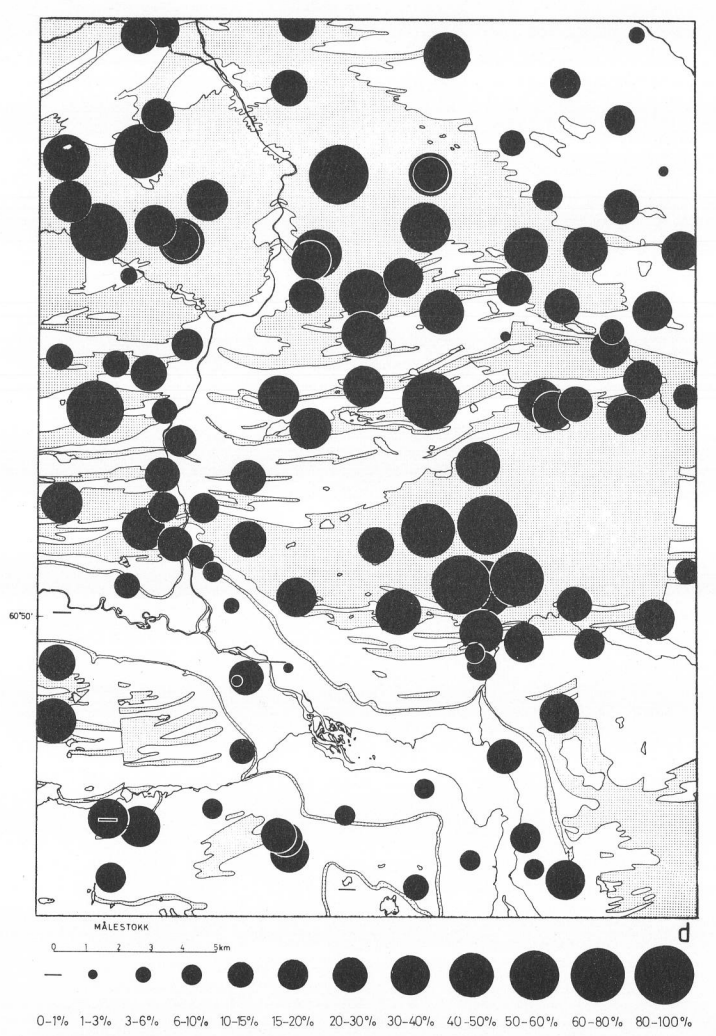
GRUNNFJELLSBERGARTER



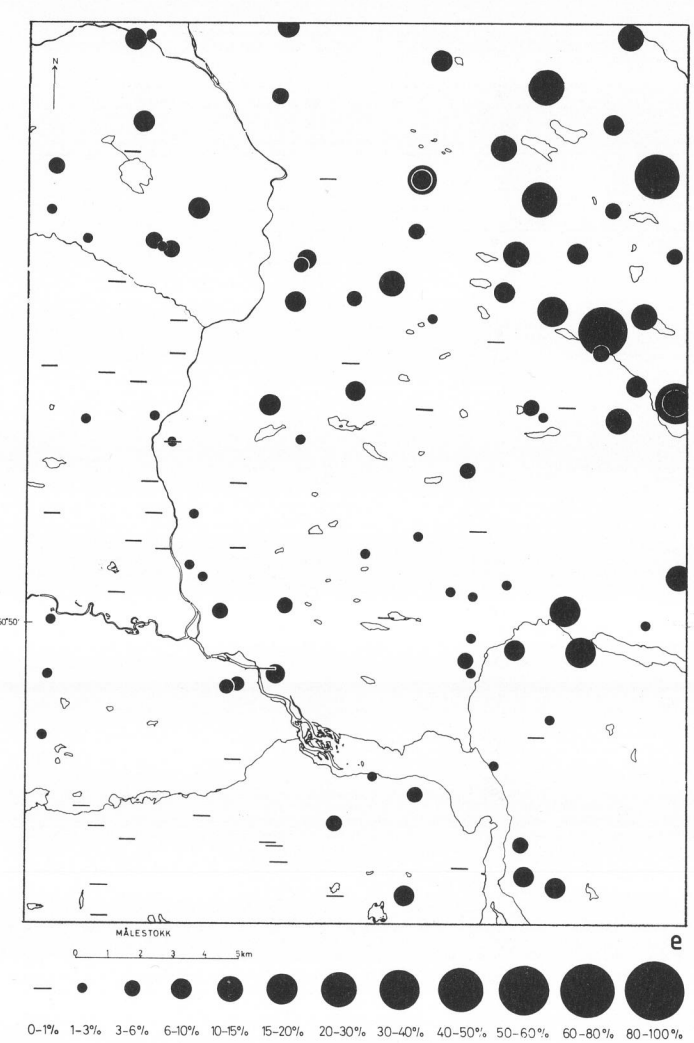
RINGSAKERKVARTSITT OG VARDALSANDSTEIN



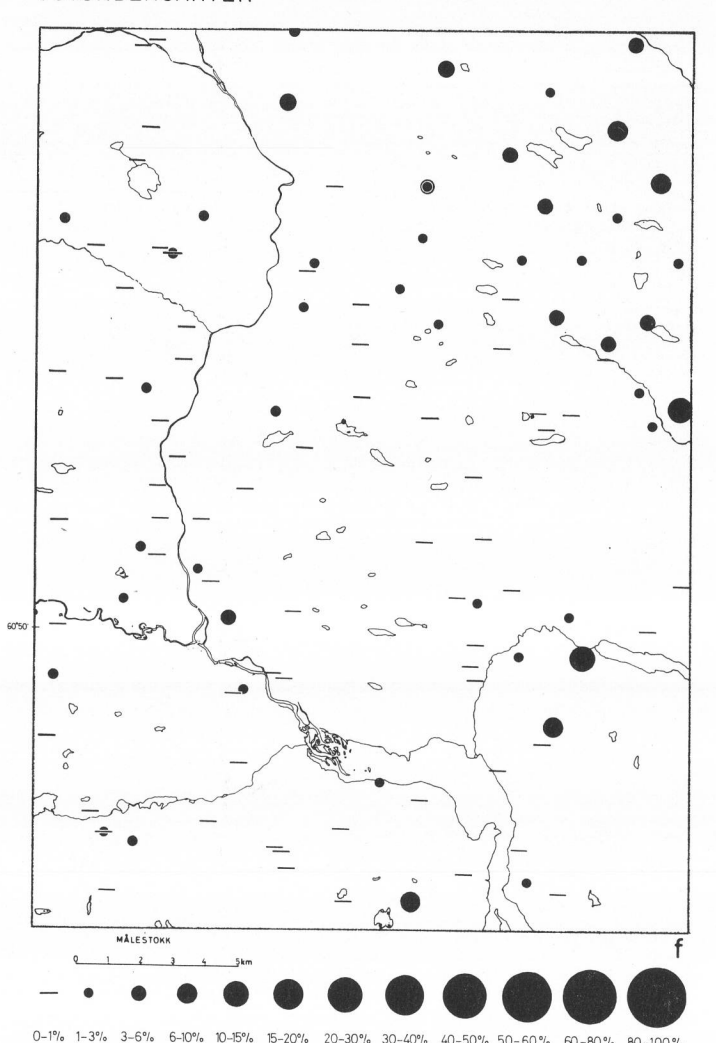
KAMBROSILURISKE BERGARTER



VALDRESSPARAGMITT



JOTUNBERGARTER



PLANSJE 1

- a) Prøvelokaliteter.
Sample localities.
- 1 b-1 f Innhold av bergarter i fraksjonen 4-8 mm i moreneprøver.
Content of rocks in the fraction 4-8 mm in till samples.
- b) Grunnfjellsbergarter. Rastreninga viser utbreiinga av grunnfjell.
Precambrian rocks. The actual occurrence of Precambrian bedrock is indicated by the shaded areas.
- c) Ringsakerkvartstitt og Vardalsandstein. Rastreninga viser utbreiing av Ringsakerkvartstitt og Vardalsandstein.

- d) Kambrosiluriske bergarter. Rastreninga viser utbreiinga av kambrosiluriske bergarter.
Cambro-silurian rocks; bedrock occurrence indicated by shading.
- e) Valdressparagmitt
Valdres sparagmite
- f) Jotunbergarter
Jotun rocks.

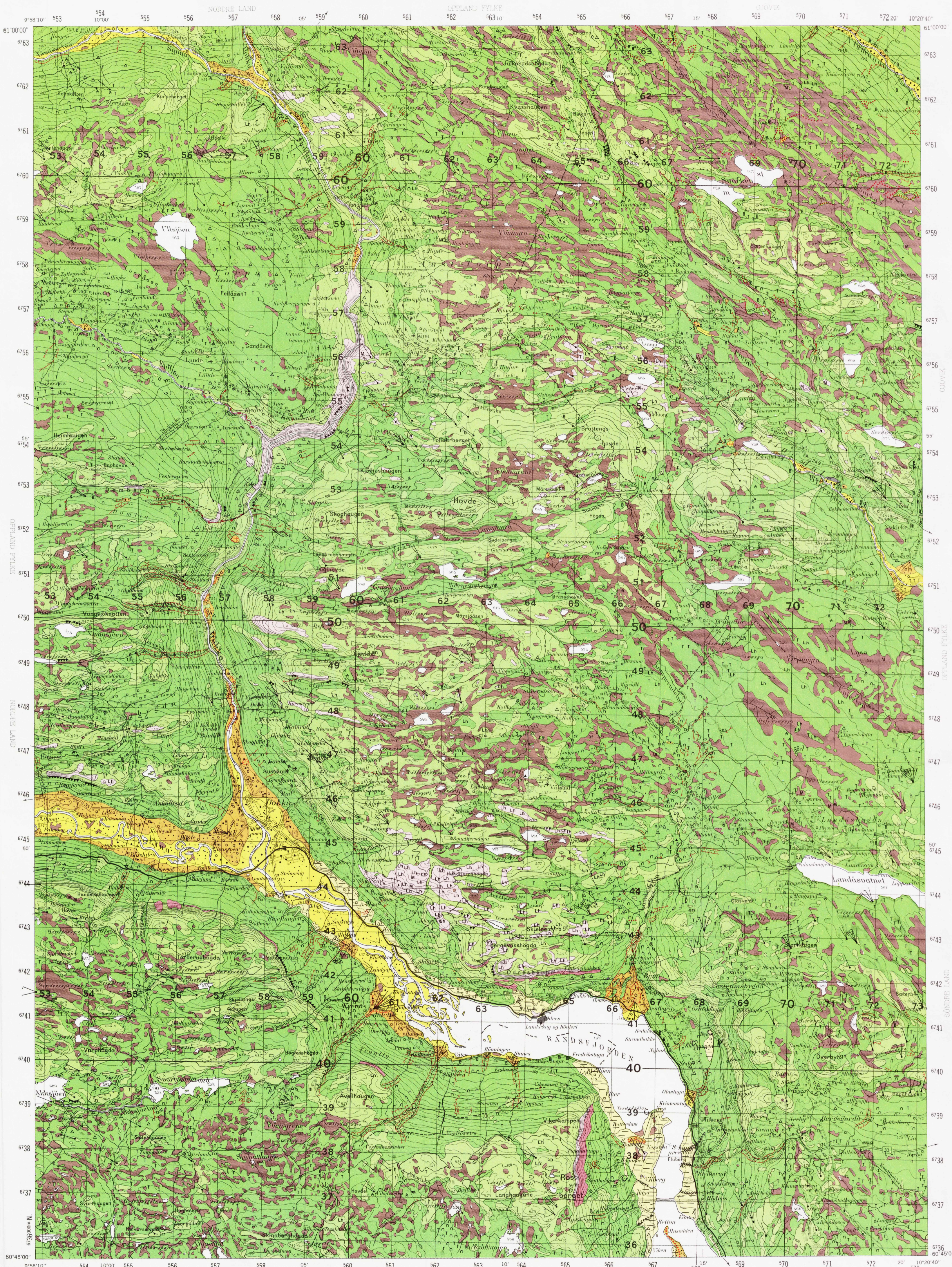
Ringsaker quartzite and Vardal sandstone. The occurrence of these rock units in the bedrock is indicated by the shaded areas.

DOKKA

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

1816IV

KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50000



TEIKNFORKLARING Legend

LAUSMASSAR Superficial deposits

- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGANDE DEKKE, STADVIS MED STOR MEKTIGHET
Till, continuous cover, locally of great thickness
- MORENEMATERIALE, USAMMENHENGANDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN
Till, discontinuous or thin cover over the bedrock
- BRELVAVSETNINGAR (GLASFLUVIALE AVSETNINGAR)
Glaciofluvial deposits
- RYGGFORMA BRELVAVSETNING, TUNNEL- ELLER SPREKKFYLLING (ESKER)
Esker
- BRESJØ- OG INNSJØAVSETNINGAR (GLASILAKSTRINE OG LAKSTRINE AVSETNINGAR)
Glaciolacustrine and lacustrine deposits
- ELVAVSETNINGAR (FLUVIALE AVSETNINGAR)
Fluvial deposits
- UR (TALUS)
Talus
- UR (TALUS), LITA UTBREIING
Talus, small areas
- TORV OG MYR (ORGANISK MATERIALE)
Organic deposits
- FYLLMASSAR
Fill material

FJELL I DAGEN Exposed bedrock

- FJELL I DAGEN
Exposed bedrock
- LITEN FJELLBLØTING
Small exposure of solid bedrock

SMÅ OG VANSKELEG AVGRENSBARE AVSETNINGAR I OMRADE DOMINERT AV ANDRE LAUSMASSAR/FJELL I DAGEN Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock

- M MORENEMATERIALE
Till
- B BRELVAVSETNINGAR
Glaciofluvial deposits
- BI BRESJØ- OG INNSJØAVSETNINGAR
Glaciolacustrine and lacustrine deposits
- E ELVAVSETNINGAR
Fluvial deposits
- F FORVITRINGSMATERIALE
Weathering material
- R LAUSMASSAR AVSETTE VED STEINSPRANG
Rock fall material
- T TORV OG MYR (ORGANISK MATERIALE)
Organic deposits
- LH LYNGHUMUS
Heather humus

KORNSTORLEIK 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 LAGFØLGJE Thickness and stratigraphy

- MEKTIGHETEN ER 5M
The thickness is 5m
- MEKTIGHETEN ER STORRE ENN 5M
The thickness exceeds 5m
- 4, S > 1
DEN KARTLAGTE JORDARTEN ER 4M MEKTIG, UNDER ER SAND
MED STORRE MEKTIGHET ENN 1M.
The thickness of the mapped deposit is 4m, this is underlain by sand,
the thickness of which exceeds 1m.
(M = MORENEMATERIALE)
(M = Till with high content of clay)
(G = GRUS, S = SAND, SL = SILT, L = LEIR)
(G = gravel, S = sand, SL = silt, L = clay)

ISRØRSLERETNING Direction of ice movement

- SKURINGSSTRIFE, RØRSLE MOT OBSERVASJONSPUNKNET
Glacial striae, movement towards the observation point
- KRYSSANDE SKURINGSSTRIPER, ØKUNDE ANTAL HAKER MED ØKUNDE RELATIV
ALDER. RELATIV ALDER KJØKE FASTLAGD.
Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age.
Relative age undetermined
- DRUMLINLIGNANDE FORM
Drumlin-shaped form

DRENERINGSSPOR ETTER BRELVAR Features of glaciofluvial drainage

- STORT, TOSIDIG DRENERINGSSPOR I LAUSMATERIALE
Large, bilateral drainage channel in superficial deposits
- LITE, TOSIDIG DRENERINGSSPOR I LAUSMATERIALE
Small, bilateral drainage channel in superficial deposits
- BRELVNEDSKJERING
Glaciofluvial erosion brink
- DRENERINGSSPOR I FJELL (GJEL)
Canyon

ANDRE SYMBOL Other features

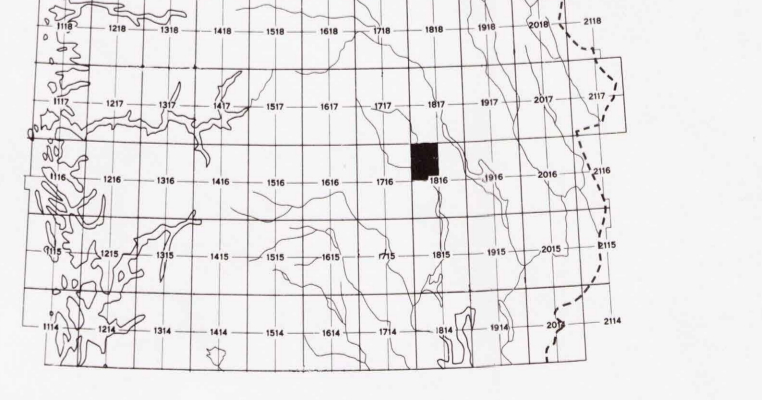
- HAUGAR OG RYGGAR
Mounds and ridges
- HØST INNHALD AV BLOKKER PÅ OVERFLATA
High frequency of blocks on the surface
- STOR BLOKK (>5m³)
Large block (>5m³)
- DØDISGRUP
Kettlehole
- ISKONTAKTSKRÅNING
Ice-contact scarp
- NEDSKJERING AV ELVAR (ELLER BRELVAR)
Fluvial (or glaciofluvial) erosion brink
- TERRASSE
Terrace
- LITE, TOSIDIG SPOR ETTER ELV I LAUSMATERIALE
Small, bilateral fluvial drainage channel in superficial deposits
- ELVEVETTE
Fluvial fan
- RAVINE
Gully
- GRUSTAK
Gravel pit
- REFRAKSIJONSEISMISK PROFIL
Refraction-seismic profile

Kartlagt 1975, 1976 og 1977 av B. A. Follstad, L. Olsen, A. Rasmussen, H. Svein, A. Sørensen og A. R. As. Sammenheng 1976/77 av Adgorn Rune Aa.

Referanse til dette kartet: AA, A. R. - 1979. DOKKA, kvartærgeologisk kart 1816 IV - M. 1 : 50000. Norges geologiske undersøkelse.

Kartgrunnlag: Norges geografiske oppmålings kart etter tilatelse
Reprograff: Norges geologiske undersøkelse
Trykk: A/S Adresseavisen, Trondheim - 1979
Forlag: Universitetsforlaget

KARTBLADINDELING Location diagram



BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER Instruction in using UTM grid for reference points

SONELETTE GRID ZONE IDENTIFICATION	KARTREFERANSE 100 M WHITE	Eksempel SAMPLE POINT	VOLSTAD	TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO NEAREST 100 METERS
32V	100 m white (UTM 100 meters)	NN	64	Read off the vertical and horizontal coordinates of the point in the grid.
100 000 M ² SQUARE IDENTIFICATION	For the reference under the point. Astand derifra i meter av rula		46	Locate first VERTICAL grid line LEFT of point and read LARGE figure labeling the line either in the top or bottom margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point.
NN	For the reference under the point. Astand derifra i meter av rula		3	Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figure labeling the line either in the left or right margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point.
		RUTELYSNING	NN64463	SAMPLE REFERENCE
		Støt av 18 til neste punkt med lik lysning. Referanse til SONEBLETT etter lysning	32VN64463	If reporting beyond 18 in any direction prefix Grid Zone Designation
		SMA ruter for full koordinat. Bare bare STORE av lysning	6736000	IGNORE THE SMALLER figures of any grid number. These are for fixing the full coordinate. Use ONLY THE LARGER figures of the grid number

