

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Skrifter 53

P. A. Kjærnes: Gran

Beskrivelse til kvartærgeologisk
kart 1815 I M 1:50 000
(Med fargetrykt kart)

Universitetsforlaget 1984

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

Gran

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1815 I

M 1:50000 (med fargetrykt kart)

P. A. KJÆRNES

Kjærnes, P. A. 1984: Gran. Description of the Quaternary geological map 1815 I – 1:50 000. *Nor. geol. unders. Skr.* 53, 1–26.

The superficial deposits within the map-sheet are classified according to their genesis and described. Glacial striae indicate a southerly directed ice movement through most of the Weichselian glaciation. Features developed during the deglaciation period are small and relatively few.

Some properties of the main superficial deposits are given, such as grain-size distribution, lithological composition (till) and thickness. A brief account is also given on the value of Quaternary geological maps for evaluation of land use, with some examples from this particular map-sheet.

P. A. Kjærnes, Norges geologiske undersøkelse, Oslo-kontoret, Drammensveien 230, Oslo 2, Norway.

Innhold

Innledning	2
Berggrunn	2
Kvartærgeologisk utvikling	4
Isbevegelse	4
Isavsmeltning og smeltevannsdrenering	4
Noen karakteristiske trekk ved de viktigste losmassetypene innen kartbladet	6
Morenemateriale	6
Bergartsinnhold	7
Kornstørrelse	8
Breelvavsetninger (Glasifluviale avsetninger)	12
Breelvavsetninger langs Randsfjorden	12
Breelvavsetninger i Viggadalføret	13
Breelvavsetninger i Helgedalen	14
Bresjø- og innsjøavsetninger (Glasilakustrine og lakustrine avsetninger)	15
Bresjø- og innsjøavsetninger langs Randsfjorden	15
Bresjø- og innsjøavsetninger i Viggadalføret	16
Bresjø- og innsjøavsetninger i Helgedalen	16
Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger)	17
Forvittringsmateriale	17
Torv- og myrdannelser (Organisk materiale)	18
Kvartærgeologi og arealbruk	19
Grunnforhold	19
Grunnvannsuttak	20
Byggeråstoff (sand/grus)	20
Jordbruksareal og dyrkbar jord	21
Rensing av avlopsvann	21
Avfallsdeponering	21
Vern	22
Summary	22
Etterord	23
Litteratur	23
Appendiks	24

Innledning

NGU's løsmassekartlegging på Hadeland (Fig. 1) har tradisjoner tilbake til 1858. I årene 1858–61 utførte bestyreren T. Kjerulf feltarbeid i området med hovedvekt på studie av «den faste fjellgrund». I «beskrivelse over Jordbunden i Hadeland», med geologisk kart i M 1:100 000 (Kjerulf 1862), framkommer også endel opplysninger om «de løsere jordslag».

I 1923 ble kartblad Gran M 1:100 000 med beskrivelse utgitt (Holtedahl og Schetelig 1923). Dette er også i hovedsak et berggrunnsgeologisk kart med enkelte opplysninger om løsmassene.

Det eneste kvartærgeologiske kartet som til nå har dekket Hadeland med omkringliggende distrikter er landgeneralkart Oppland, M 1:250 000 (Holmsen 1954). Kartet er egnet som et grovt oversiktskart.

Med støtte fra Fylkeskartkontoret i Oppland og fra Gran og Lunner kommune ble det i 1978–1980, i tilknytning til utarbeidelsen av kartblad Gran M 1:50 000, også utarbeidet kvartærgeologiske kart i M 1:20 000 for hele området (Fig. 1). Disse kan bestilles ved Universitetsforlaget eller ved NGU. Det anbefales å benytte denne kartbladbeskrivelsen også til 20 000-kartene.

I kapitlet om kvartærgeologi og arealbruk er det gitt en del eksempler på bruk av opplysningene i kart og beskrivelse ved praktiske problemstillinger. Videre er det i appendiks tatt med en del generelt bakgrunnsstoff. For lesere som ønsker litt bredere innføring i fagområdet anbefales et hefte av Per Holmsen: «Grunnlag i kvartærgeologi», NGU-publikasjon nr. 347, Universitetsforlaget 1979, og lærebok i Ingeniørgeologi av R. Selmer Olsen, Tapir forlag (NTH), 1976.

Alle stedsangivelser i beskrivelsen er gitt ved hjelp av UTM-koordinator. Bruk av disse er vist i kartets ramme.

Berggrunn

Berggrunnens oppbygging og struktur sammen med istidens hendelser er nøkkelen til forståelse av løsmassenes utbredelse og egenskaper på Hadeland. Allerede Kjerulf (1862)

påpeker dette (s. 8): «Et kart over den faste Fjeldgrund alene giver for disse Egne alle-rede et Begreb om Jordbundens beskaffen-hed. Hvad der væsentligt har virket til Jord-bundens Forskjelligheder er her Skuringen under Istiden og dermed forbundne Flytning af Masser. Overalt er der først og fremst den faste Fjeldgrund selv, der give Jordbun-dens særegne Beskaffenhed.»

I det etterfølgende gis en kortfattet omtale av berggrunnsforholdene. For en mer utførlig framstilling henvises det til Hadeland bygdebok, Bind 1, (Holtedahl 1932), og kartblad Gran M 1:100 000 (Holtedahl og Schetelig 1923).

Prekambriske metamorfe bergarter (grunnfjell)

Grunnfjellsbergartene innen kartbladet (Pl. 1a) består vesentlig av grå gneiser. Gneisene består hovedsakelig av mineralene kvarts, feltspat og glimmer. De er harde og forvitrer lite. Grunnfjellets overflate er relativt jevn. Dette er særlig iøynefallende i lia fra Jarenvannet (860 950) nordøstover til Lygna (900 020) (Fig. 3).

Kambrosiluriske sedimentære bergarter

I Jordas oldtid i tidsperiodene Kambrium, Ordovicium og Silur trengte havet inn over Hadeland fra nordvest. På havbunnen ble det avsatt leire-, kalk- og sandsedimenter sammen med en mengde dyre- og planterester oppå grunnfjellet. Den totale tykkelsen av disse fossilførende kambrosiluriske sedimentære bergartene er anslått til 700–1000 m (Holtedahl og Schetelig 1923).

De underste og eldste bergartene består vesentlig av bløt, svart leirskifer, stedvis med hardere kalksteinlag (orthocerkalk) (Pl. 1a). Kalksteinslagene danner karakteristiske øst-/vestgående rygger og høydedrag i den foldede og nedtærede leirskiferen. Nærmest grunnfjellet langs Viggadalforets østside, fra Jarenvannet (860 950) til Røykenvik (810 000) og rundt Brandbukampen (815 025), inneholder skiferen karbon og svovelkis (alunskifer).

Mørkegrå skifer med oppstikkende lag av

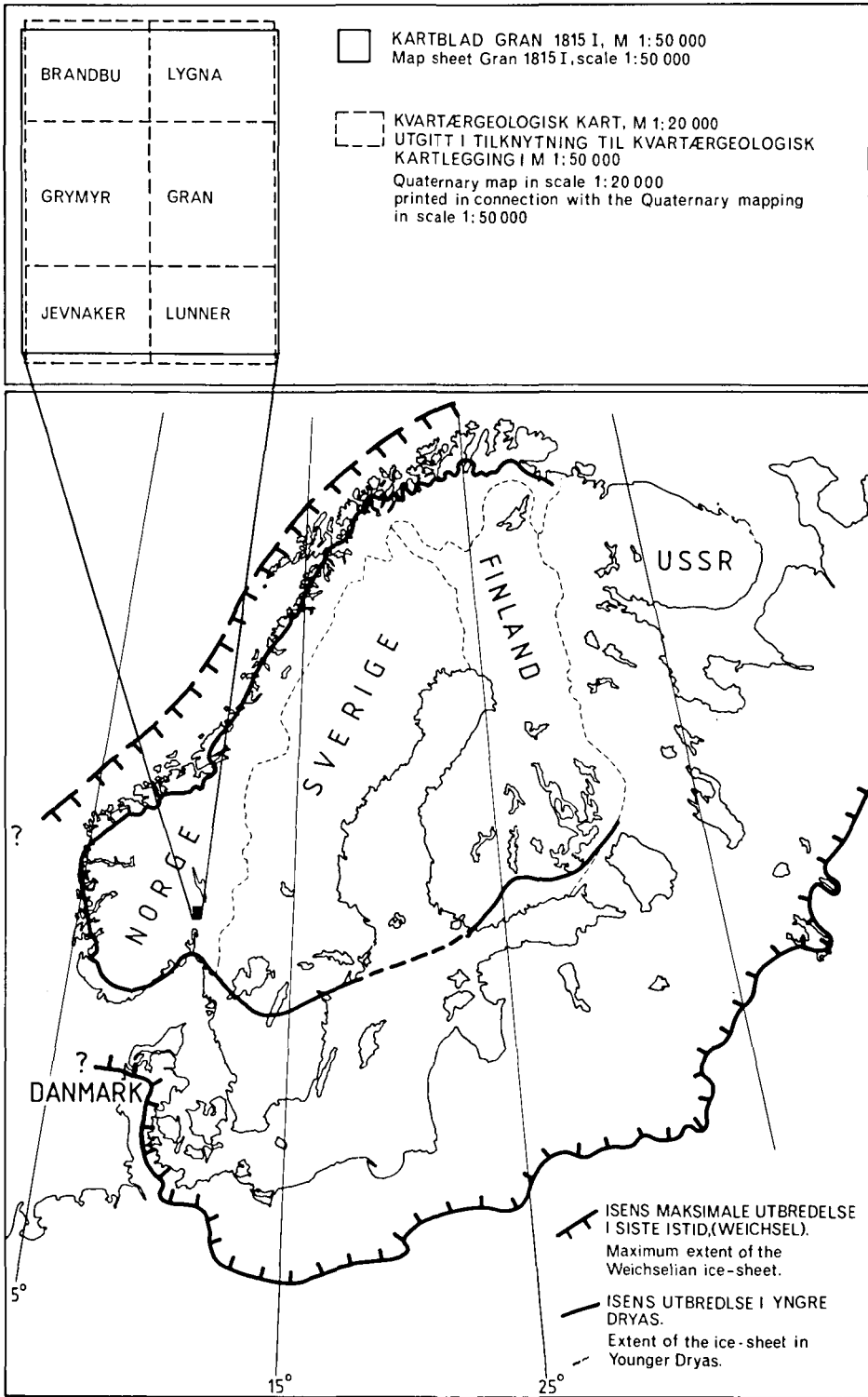


Fig. 1. Lokaltetskart Location map

hardere sandstein og knollekalk (skifer med kalkboller i varierende størrelse og mengde) dominerer arealmessig Hadelands kambrosiluriske berggrunn (Pl. 1a) (Fig. 3). Skiferen inneholder kvarts- og kalkspatkorn, og er relativt løst pakket. På overgangen til silurbergartene dominerer knollekalken.

Silurbergartene på høydedragene i kartets sydvestre hjørne er generelt mer massive og hardere enn de skiferdominerte kambro-ordoviciske bergartene. Sandstein er den dominerende silurbergarten med innslag av grønn og rødlig skifer og kalksteinssoner (pentamerus- og borealiskalk), f.eks. mellom Kalvsjø (865 850) og Vassjø (830 850).

Permiske magmatiske bergarter

De permiske magmatiske bergartene ble dannet under en periode med kraftig vulkanisme og jordskorpebevegelser. Innen kartbladet er det både gangbergarter (mænaitt, camptonitt og rombeporfyr) og dyperuptiver (syenitt og granitt) (Pl. 1a). De permiske gangene finnes innen både grunnfjells- og kambrosilur-områdene. Retningen på de mest markerte gangene innen kambrosiluren er nord-syd. De er særlig konsentrert rundt tilførselskanalene til bl.a. vulkanrørene Brandbukampen (815 025) og Sølvsberget (817 938). Varmeutviklingen, spesielt fra dyperuptivene i øst og sydøst, har omvandlet de nærliggende bløte kambrosiluriske skiferne til harde, motstandsdyktige hornfelter.

Berggrunn og landskap

Det er nøye sammenheng mellom hovedtrekkene i landskapet og berggrunnsforholdene (Fig. 3). I syd og sydøst danner harde hornfelter og permiske bergarter høydedragene med et uryddig åslandskap. I nordøst og på vestsiden av Randsfjorden framtrer grunnfjellsområdene med mer avslepne og rolige storformer. Det karakteristiske kollelandskapet innen jordbruksområdene på Hadeland, skyldes de foldede kambrosiluriske bergartene. Vulkanrørene danner toppene Brandbukampen (815 025) og Sølvsberget (817 938).

Kvartærgeologisk utvikling

Under og etter siste istid dannet is og vann losmassene ved nedbryting av det faste fjell, og ga landskapet sin nåværende utforming (se appendiks s. 24–26).

ISBEVEGELSE

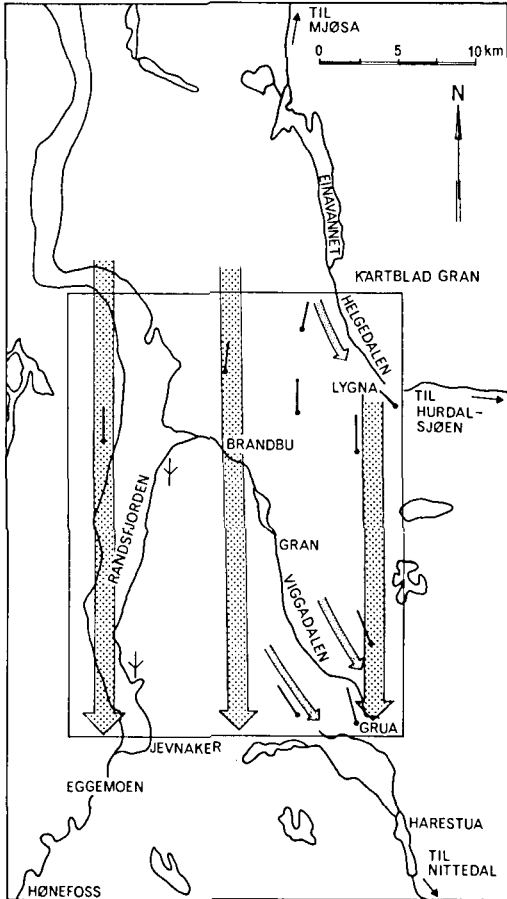
Retningen på skuringsstripene tyder på at innlandsisen har beveget seg hovedsakelig mot syd gjennom antatt store deler av siste istid (Fig. 2). Den sydlige isbevegelsen vises også klart ut fra morenematerialets høye innhold av bergarter fra nordenforsliggende områder (se s. 7). I kartets sydøstre hjørne og i Helgedalen (930 040) har skuringsstripene en svakt sydøstlig retning. De er sannsynligvis dannet under en senere fase. Da var isdekket blitt tynnere ved vertikal avsmeltning av breoverflaten, og isbevegelsen gradvis mer påvirket av den lokale topografien.

ISAVSMELTNING OG SMELTEVANNS-DRENERING

Breelvsavsetninger, bresjøavsetninger og smeltevannsspor er blant de viktigste kildene til kunnskap om isavsmeltningsforløpet i den siste fasen av siste istid. En nærmere omtale av breelv- og bresjøavsetningene er gitt fra s. 12.

Da iskanten var smeltet tilbake til sydenden av Randsfjorden for ca. 9500 år siden (Holtedahl 1953, Sørensen 1979) (Fig. 2), ble høydedragene i syd og øst innen kartbladet isfrie ved vertikal avsmeltning av breoverflaten. Smeltevannet ble først styrt av breoverflatens sydlige helning og rant sydover både på (supraglasialt), i (englasialt) og under breen (subglasialt). Den vertikale avsmeltingen av breoverflaten ble stadig mer omfattende, helningen avtok, og gradvis opphørte isbevegelsene (Mannerfelt 1940, Gjessing 1966).

Breelvsavsetningene ved Stråtjerna (921 950) og Steinsjøen (940 948) er sannsynligvis de eldste smeltevannsavsetningene innen kartbladet. De er stort sett subglasiale dannelser (eskere). Smeltevannet som ble ledet under iskanten langs det framsmeltende høydedraget



- SKURINGSSTRIPE, FORKLARING PÅ DET KVARTÆRGEOLOGISKE KART
 Glacial Striae, for explanation, see Quaternary map
- DRUMLINLIGNENDE FORM
 Drumlinshaped form
- REKONSTRUKSJON AV ELDRE ISBEVEGELSE
 Reconstruction of older ice movement
- REKONSTRUKSJON AV YNGRE ISBEVEGELSE
 Reconstruction of younger ice movement

Fig. 2. Oversiktskart med isbevegelser innen kartblad Gran.

Location map with reconstructions of ice movement within Quaternary map Gran.

mellom Skjervknatten (930 905) og Mari-kleivhaugen (944 936), bygget opp breelv-avsetningen ved Våja (943 917).

Den store deltaoppbygningen i sydenden av

Randsfjorden (Eggemoen, ca. 3 km syd for kartbladgrensen) (Fig. 2), viser at brefronten har ligget i ro her over et lengre tidsrom mens store smeltevanngmengder drenerte sydover gjennom Randsfjordbassenget. Det er imidlertid ikke nevneverdige spor etter denne dreneringen innen kartbladet. Dette må bety at smeltevatnet har drenert englasialt eller subglasialt i selve fjordbassenget. Nærmere undersøkelser av bunntopografien og bunn-sedimentene i Randsfjorden vil kunne gi en nærmere avklaring på spørsmålet.

Brefronten har også ligget i ro syd i Viggadalen, sannsynligvis i løpet av samme tidsrom som brefronten lå i sydenden av Randsfjorden. Foruten en mindre breelvavsetning nord for Grua (924 818) ligger det betydelige silt- og finsandavsetninger ca. 2 km nordover fra Grua. Det finkornede materialet er bunnfelt i en bresjø som ble demmet mellom breen i Viggadalen og passpunktet ved Grua (ca. 360 m o.h.). Sjøen hadde avløp mot syd.

Lignende avsmeltningsforhold som i Viggadalen har også eksistert i Helgedalen (930 940), men på et antatt noe senere tidspunkt. Smeltevatn fra Einaområdet (Fig. 2), har drenert sydover subglasialt over passpunktet til Hurdalsjøen (Kjærnes 1983), og dannet eskerne i dalbunnen. Deretter har det blitt demmet en sjø mellom breen i Einavannet (Mjøsbreen) og passpunktet der det ble bunnfelt til dels store mengder finsand- og silt-materiale.

Eskerne i Viggadalens østside mellom Sørumseng (868 978) og Lunde (885 937), er dannet av smeltevatn som rant sydover, og sannsynligvis ut i den omtalte bresjøen ved Grua. Breelvavsetningen ved Moen (850 990) er også subglasialt dannet, muligens noe senere enn eskerne mellom Sørumseng og Lunde. Jaren-eskeren (853 973) synes å være bygget opp av smeltevatn som drenerte subglasialt fra Moen sydover mot Jarenvannet (860 950).

Fleire små breelvavsetninger i dalbunnen fra Gran (867 927) til syd for Roa (898 848) er avsatt under den nedsmeltende Viggadalsbreen, men dreneringsretningen er ikke fastlagt for den enkelte avsetningen. Både subglasial drenering sydover mot bresjøen ved Grua og en senere tappning nordover kan være årsaken til dannelsen av breelvavsetningene. Silt- og finsandavsetningene fra Roa



Fig. 3. Utsikt fra Solvsberget (818 940) mot nord og nordøst. I forgrunnen sees storkollet landskap betinget av kambrosilurisk berggrunn. Jordbruksområdene her faller sammen med forvitret, skiferdominert berggrunn («sjæljord»), med noe morenemateriale i sydskråningene (lesideavsetninger). Myrer og tjern dominerer i forsenkningene. I nordøst sees den skogkledd, svakt skrånende grunnfjelloverflaten opp mot Lygna (900 030). Brandbukampen rager opp over kambrosilurlandskapet i bakgrunnen til venstre.

Overview from Solvsberget (818 940) to N and NE. Cambrian-Silurian bedrock causes the gently undulating topography in front of the picture. Weathering material, local with till on the southern slopes, dominates agricultural areas here. Organic deposits and small lakes occupy most of the depressions. The Precambrian surface can be seen as a gentle falling hillside covered with forest in NE. The Permian mountainpeak 'Brandbukampen' surmounts the surrounding Cambrosilurian area in the background to the left.

Foto P. A. Kjørnes 1979

til Gran viser at det lokalt har blitt dannet bresjøer i dalbunnen lavere enn passpunktet ved Grua etter hvert som dalen nordover ble isfri.

Enkelte morenerygger i sydenden av Jarenvann og nord for Lunner er tidligere tolket som endemorener (Kjerulf 1862, Holtedahl & Schetelig 1923). Områdene med rygg- og haugformet morenemateriale, f.eks. syd for Jaren (861 960) kan bedre forklares med dødisforhold i avsmeltningsfasen (ablasjonsmorene-terreng).

Randsfjordbassenget har sannsynligvis blitt raskere isfritt enn Viggadalen på grunn av isens kalving i fjorden. Langs fjorden er det ikke spor som tyder på at isen har ligget i ro eller rykket fram. Breelvavsetningene ligger stort sett i munningen av de øst-/vest-gående silurdalene. De fleste er subglasialt avsatt av smeltevann som har søkt ned under isen og blitt samlet i forsenkningene.

De største avsetningene på østsiden av fjorden er bygget opp til ca. 190 m o.h. Saltvann i borebrønner i fjell ved Gullerudvika (810 045) (Skjeseth pers. medd. 1983), viser at havet med stor sannsynlighet har trengt inn i Randsfjorden. Nivået på ca. 190 m o.h. må være styrt av havet, dvs. representere marin grense (Holtedahl 1939).

Noen karakteristiske trekk ved de viktigste løsmassetypene innen kartbladet

Feltobservasjoner, analysedata m.m. er i det etterfølgende benyttet som grunnlag for en omtale av de viktigste løsmassetypene innen området.

MORENEMATERIALE

Morenemateriale er brukt som betegnelse for løsmasser avsatt fra isen, se nærmere omtale i appendiks.

Innen områder med skiferdominert kambrosilurisk berggrunn (Pl. 1a), og der morenematerialet har høyt innhold av lokale bergarter (Pl. 1c) er det mange steder vanskelig å skille mellom morenemateriale og forvittringsmateriale (Fig. 4). Dette gjelder f.eks. langs Viggadalførets vestside mellom Røykenvik (810 000) og Roa (900 850). Oppdyrking gjør det ytterligere vanskelig å skille mellom de to løsmassetypene (Fig. 5). Innen arealer kartlagt som forvittringsmateriale har det de fleste steder primært ligget et usammenhengende eller tynt morenedekke over den forvitrede skiferberggrunnen. Ved oppdyrk-

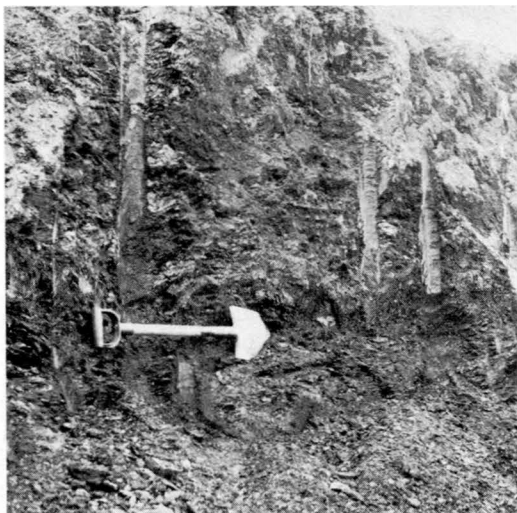


Fig. 4. Morenemateriale med høyt innhold av lokale kambrosiluriske skiferbergarter ved Brandbu (831 987). Det er uklart overgang mellom morenemateriale og underliggende forvitret svart ordovisisk skifer. Overgangssonen markert med spaden.

Till with high content of local Cambro-Silurian shale fragments at Brandbu (831 987). The gradual change from till to weathered black Ordovician shale can be seen at the spade.

Foto P. A. Kjærnes 1979

ning er imidlertid skiferen blandet med morenematerialet. Blokk og stein av fremmede bergarter er også plukket bort. Forholdet er markert ved bruk av bokstaver (M) på forvitningsfarge. Innen områdene med harde kambrosiluriske bergarter, først og fremst silurisk skifer, sandstein og kalk, er det konsekvent benyttet usammenhengende eller tynt morenedekke selv om det lokalt finnes betydelig med forvitningsmateriale (markert på kartet med bokstaven F). Det er på denne måten også skilt mellom arealer med vesentlige forskjeller i bruksegenskap.

Den varierte berggrunnen fører til at det er vanskelig å gjennomføre en enhetlig bruk av sammenhengende og usammenhengende eller tynt morenedekke. Der det er kartlagt som usammenhengende eller tynt morenedekke, er det generelt noe mer løsmasser innen områder med kambrosilurisk berggrunn enn innen grunnfjell- og permområdene. Berggrunns-overflaten innen f.eks. siluområdene er relativt jevn, f.eks. vestover fra

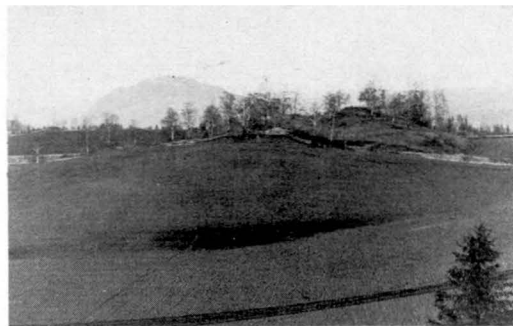


Fig. 5. Forandring av naturlandskapet ved oppdyrking. Forvitret ordovisisk grå skifer med et tynt morenedekke danner det karakteristiske naturlandskapet over Tingelstadplataet (kollen i bakgrunnen, fra Tingelstad (836 982)). Ved oppdyrking planeres haugene, og forvitningsmateriale dominerer fullstendig dyrket mark.

Effect of cultivating on the landscape. Weathered Ordovician grey shale with a thin cover of till causes the characteristic landscape at the Tingelstad-area (836 982). Cultivating includes leveling the hummocks and ridges, and weathering material dominates the agricultural areas.

Foto P. A. Kjærnes 1980

Lunner (860 859), og morenedekket er derfor sammenhengende selv om det er relativt tynt (vanligvis mindre enn 1 m). Grunnfjellet, og særlig de permiske bergartene, har en langt mer ujevn overflate. Morenedekket blir derfor usammenhengende, men kan ha betydelig mektighet i klofter og sprekker. Morenemektigheten er noe større på sydsiden (lesiden) av høydedrag enn på nordsiden (støtsiden) innen hele kartbladet.

Bergartsinnhold

Morenematerialets bergartsinnhold er bestemt i frakusfraksjonen (4–8 mm). I denne fraksjonen finnes fire hovedgrupper bergarter: Grunnfjell, eokambriske, permiske og kambrosiluriske bergarter. Eokambriske bergarter (kvartsitt, sparagmitt etc.) finnes i fast fjell ca. 30 km nord for kartbladgrensa. Resultatene uttrykt i prosent av antall korn er gitt i Tabell 1. Bergartsfordelingen i prøver fra stort sett 0–2 meters dyp er vist i Pl. 1 c.

Generelt er bergarts- og mineralinnholdet i en fraksjon ikke representativ for den totale sammensetningen av morenematerialet (Haldorsen 1977). Blokkfraksjonen innen kartbladets permiske berggrunn (Fig. 6) viser f.eks. dominans av lokale bergarter. I fin-



Fig. 6. Sammenhengende morenedekke med blokkrik overflate innen område med permisk berggrunn (920 950).

Till, continuous cover with high frequency of boulders on the surface, within areas with Permian bedrock (920 950).

Foto P. A. Kjærnes 1979

grusfraksjonen er det imidlertid et betydelig innhold av både eokambriske og kambrosiluriske bergarter (Pl. 1 c). Morenematerialets matriks (mindre enn 2 mm) vil også ha avvikende sammensetning. Orienterende undersøkelser tyder bl.a. på at det i mellom- og finsandfraksjonen (1.0–0.063 mm) skjer en betydelig reduksjon av antall kambrosiluriske skiferfragmenter og økning av spesielt kvartskorn.

Bergsammensetningen i fingrusfraksjonen viser følgende hovedtrekk (Pl. 1 c og Tabell 1):

- Innen grunnfjellsområdet øst for Randsfjorden er det et relativt høyt innhold av eokambriske og kambrosiluriske bergarter fra nordenforliggende strøk. Vest for Randsfjorden er de lokale grunnfjellsbergartene mer dominerende.
- Innen områdene med permisk berggrunn er det også et betydelig innhold av fremmede bergarter (grunnfjells-, eokambriske og kambrosiluriske bergarter).
- Innen områdene med kambrosilurisk berggrunn dominerer de lokale skiferbergartene i de fleste prøvene. Prøvene fra sammenhengende morenedekke langs Randsfjorden sydover fra Røykenvik, har imidlertid høyt innhold av eokambriske bergarter og grunnfjellsbergarter, og meget lavt skiferinnhold.

Som det fremkommer er det ikke overalt en nær og entydig sammenheng mellom berggrunnsforholdene på stedet og morenesammensetningen. Berggrunnens evne til å motstå iserosjon, og bergartenes evne til å motstå nedknusning/nedmaling under istransporten, synes å være vesentlige årsaker til det observerte mønster i bergartssammensetningen. Egenskaper i selve breen, topografiske forhold og morenemektigheten har også virket inn på bergartssammensetningen.

De eokambriske bergartene består vesentlig av hard, motstandsdyktig kvartsitt og sparagmit med stor evne til å motstå nedknusning/nedmaling under istransport. Etter en transportlengde på 50–60 km er det fortsatt 15–20 % i flere prøver.

De kambrosiluriske bergartene har stor arealmessig utbredelse i Eina-området, ca. 6 km nord for kartbladgrensa, (Fig. 2). Etter passering av disse lett eroderbare bergartene, har breen hatt høyt innhold av dem (Kjærnes 1983). Grunnfjellsbergartene og de permiske bergartene har imidlertid stor evne til å motstå iserosjon, og innblandingen har derfor gått sakte.

Innen permområdene øker innholdet av permiske bergarter gradvis, og er etter 8–10 km ca. 50 % i 2 prøver. Stedvis er imidlertid innholdet av lokale bergarter langt høyere, vesentlig på grunn av store topografiske variasjoner (Låg 1958).

På grensen mellom grunnfjell og kambrosilur skifter bergartssammensetningen i fingrusfraksjonen nesten totalt. De harde bergartene fra nordenforliggende strøk har raskt blitt tynnet ut ved kraftig iserosjon i den lokale skiferberggrunnen. Årsaken til det lave innholdet av lokale bergarter langs Randsfjorden er sannsynligvis spesielle erosjons- og akkumulasjonsforhold i selve breen. Morenemektigheten er også stor her, og moreneleire er flere steder observert i snitt (Fig. 12).

Kornstørrelse

På kartet er det avmerket arealer med høyt blokkinnhold i overflaten. Innen områdene med permisk berggrunn og sammenhengende morenedekke, er det ekstremt mye moreneblokker på sydsiden (lesiden) av høydredraene, f.eks. rundt Steinsjøen (940 948) og

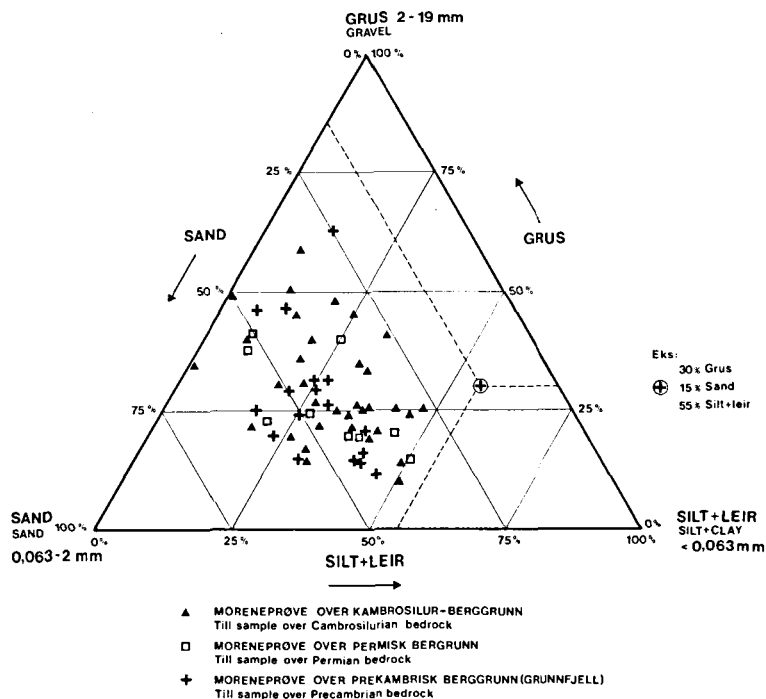


Fig. 7. Kornstørrelsesvariasjoner i morenemateriale i relasjon til underliggende berggrunn.

Grain-size distributions in till in relation to underlying bedrock.

Stråttjerna (922 950) (Fig. 6). Blokkene synes å være konsentrert i overflaten. Forklaringen kan være både dannelsesmåten (lesideplukking/ablasjonsmorene) og senere frostheving. Innen grunnfjellsområdene er det også stedvis høyt blokkinnhold, f.eks. syd for Jørhushøgda (925 055) og ved Amundrud (870 013).

Det er gjort kornfordelingsanalyser på materiale mindre enn 19 mm. Resultatene er sammenstilt i Fig. 7 og noen kornfordelingskurver er gjengitt (Fig. 8). For øvrig kan kornfordelingskurver og en rekke sedimentologiske parametre for samtlige prøver leveres på forespørsel til Norges geologiske undersøkelse.

I mange områder av landet er det nær sammenheng mellom morenematerialets kornstørrelsessammensetning og underliggende berggrunn (Follestad 1974, Haldorsen 1977, Jørgensen 1977). Innen kartblad Eina, rett nord for Gran, inneholder hovedtyngden av moreneprøvene over kambrosilurisk berggrunn 30–50 % vektprosent silt/leir, mot 15–25 % i prøver fra grunnfjellsområdene (Kjærnes 1983). Innen kartblad Gran er det stor spredning i resultatene fra prøver tatt

over samme berggrunn, og få klare mønstre (Fig. 7). Det synes som om vekslingene i berggrunnsforholdene skjer over for kort avstand til at breen har fått tid til å utvikle en kornstørrelsessammensetning som er karakteristisk for de ulike bergartstypene. Spesielt innen områder med kambrosilurisk berggrunn er det mange steder raske og store bergartsvekslinger. Over noen ti-talls metre kan det f.eks. vekse mellom bløt leirskifer og langt mer seig og motstandsdyktig kalkstein.

Flere steder er det i dype snitt observert et blågrått, hardpakket morenemateriale under «vanlig» lys gråbrun og løst pakket morene. Denne «blåmorenen» opptrer uavhengig av underliggende berggrunn, bl.a. langs Randsfjorden f.eks. mellom Lysestøa (795 980) og Rekstادتangen (787 965), ved Slåttbråtan (836 808), og ved Fallbekken (942 023). Prøver av «blåmorenen» gir et silt-/leirinnhold på 40–50 % og leirinnholdet utgjør ca. 15–20 % (Fig. 8, prøve 31 og 85).

Morenetypen er tidligere funnet og beskrevet fra bl.a. distriktene rundt Mjøsa (Låg 1952, Follestad 1974, Sveian 1979), og Randsfjorden (Aa 1983, Kjærnes 1983). Det

TABELL 1 Proverefanser, bergartsbestemmelser
Sampleref., lithology

Gr.fj. = Grunnfjell KA-SI = Kambro-silur EOK = Eokambrium
Gr.fj. = Precambrian KA-SI = Cambro-Silurian EOK = Eocambrian

		KORN I							
		FRAKSJONEN 4-8mm							
PRØVE NR.	JOURNAL NR.	KOORDINAT UTM	MATERIAL TYPE	PRØVE DYP m	UNDERL. BERGART	GR.FJ	PERM	KA-SI	EOK
1	801269	763073	MORENE	3.0	GR.FJ	90	0	0	10
2A	801212	795072	BREELV	1.5	GR.FJ	--	--	--	--
2B	801313	795075	BREELV	0.5	GR.FJ	--	--	--	--
3A	801303	814059	BREELV	4.0	GR.FJ	67	0	8	25
3B	801304	814059	BREELV	4.0	GR.FJ	63	0	9	28
4	801301	848065	MORENE	1.2	GR.FJ	--	--	--	--
5	801299	893069	MORENE	0.9	GR.FJ	57	0	18	25
6	801281	907080	BRESJØ	1.0	GR.FJ	--	--	--	--
7	801275	910066	MORENE	1.0	GR.FJ	98	0	0	2
8	801235	911068	BREELV	2.0	GR.FJ	--	--	--	--
9	801234	915070	BREELV	5.0	GR.FJ	--	--	--	--
10	801300	925058	MORENE	0.5	GR.FJ	67	0	10	23
11A	801282	922052	BRESJØ	5.0	GR.FJ	27	0	51	22
11B	801283	922052	BRESJØ	5.0	GR.FJ	--	--	--	--
12	801268	750017	MORENE	2.0	GR.FJ	79	0	0	21
13	801271	818035	MORENE	2.5	KA-SI	78	0	3	19
14	801267	828029	MORENE	0.5	KA-SI	44	18	29	9
15	801297	846024	MORENE	0.9	GR.FJ	55	0	10	35
16	801305	867041	MORENE	0.8	GR.FJ	44	0	28	28
17	801295	891032	MORENE	0.7	GR.FJ	43	0	21	36
18	801298	913038	MORENE	1.8	GR.FJ	58	0	23	19
19A	801292	944025	MORENE	0.5	GR.FJ	77	2	7	14
19B	801293	944025	MORENE	3.5	GR.FJ	24	5	39	32
20	801310	804007	BRESJØ	0.7	KA-SI	--	--	--	--
21	801256	821996	MORENE	0.8	KA-SI	0	0	100	0
22A	801250	834996	BREELV	1.0	KA-SI	100	0	0	0
22B	801251	834996	BREELV	2.0	KA-SI	73	1	8	18
23	801248	831987	FORVITR.	1.0	KA-SI	2	1	96	1
24	801314	837005	BREELV	5.0	GR.FJ	67	0	9	24
25	801315	861997	BREELV	2.0	GR.FJ	54	0	14	32
26	801270	850992	BREELV	5.0	GR.FJ	50	0	0	50
27	801255	853986	MORENE	1.8	GR.FJ	66	1	6	27
28	801252	863981	MORENE	0.8	GR.FJ	46	0	24	30
29	801296	869003	MORENE	1.1	GR.FJ	42	0	27	31
30	801307	890998	MORENE	1.2	GR.FJ	37	0	29	34
31	801294	905989	MORENE	5.5	PERM	43	11	25	21
32	801274	912987	MORENE	2.0	PERM	35	9	27	29
33	801309	926997	MORENE	0.9	PERM	28	18	29	25
34	801272	793975	MORENE	2.0	KA-SI	55	3	3	39
35	181512	802971	MORENE	2.0	KA-SI	20	9	66	5
36	801246	803961	FORVITR.	0.2	KA-SI	0	0	100	0
37	801247	808972	MORENE	0.8	KA-SI	10	4	71	15
38	801277	863959	MORENE	2.0	KA-SI	70	0	5	25
39	801273	872975	BREELV	1.0	GR.FJ	50	3	22	25
40	801261	881961	BREELV	1.2	KA-SI	49	4	23	24

41	801308	886969	MORENE	0.8	GR.FJ	58	0	18	24
42	801306	907976	MORENE	2.5	PERM	--	--	--	--
43	801328	788945	BREELV	4.0	KA-SI	36	2	56	6
44	801262	818934	MORENE	0.5	KA-SI	0	8	91	1
45	801245	847947	MORENE	1.3	KA-SI	5	1	86	8
46	801319	862943	MORENE	2.2	PERM	6	0	88	6
47	801254	881947	MORENE	1.0	KA-SI	25	0	66	9
48	801258	884945	BREELV	2.5	KA-SI	34	0	29	37
49	801302	913955	MORENE	2.2	PERM	44	13	29	14
50	801278	932951	MORENE	0.8	PERM	12	82	0	6
51	181517	943952	MORENE	1.5	PERM	30	19	28	23
52	801327	775905	BREELV	3.0	KA-SI	36	2	50	12
53	801320	791910	MORENE	1.2	KA-SI	36	2	38	24
54A	801241	848913	MORENE	0.5	KA-SI	28	0	64	8
54B	801242	848913	MORENE	2.5	KA-SI	23	5	63	9
55	801260	850907	MORENE	0.7	KA-SI	14	1	77	8
56	181516	864928	BRESJØ	1.0	KA-SI	--	--	--	--
57	801259	880917	MORENE	1.0	KA-SI	5	0	90	5
58	801249	882932	MORENE	2.0	KA-SI	85	0	11	4
59A	181514	886933	MORENE	2.0	KA-SI	10	5	65	20
59B	181515	886933	MORENE	2.0	KA-SI	23	6	59	12
60	801253	890925	BREELV	2.0	KA-SI	17	0	68	15
61	801257	894933	MORENE	1.0	KA-SI	46	1	23	30
62	801280	928931	MORENE	1.0	PERM	9	48	28	15
63A	801329	944918	BREELV	2.5	PERM	23	31	30	16
63B	801330	944918	BREELV	2.2	PERM	25	42	16	17
64	801286	768884	MORENE	0.8	KA-SI	67	1	7	25
65	801317	770878	BREELV	2.5	KA-SI	63	0	5	32
66	801321	807888	MORENE	1.4	KA-SI	22	10	66	2
67	801285	838878	MORENE	2.0	KA-SI	14	0	86	0
68	801322	873874	FORVITR.	2.0	KA-SI	6	3	89	2
69	801276	885874	MORENE	2.0	KA-SI	0	0	100	0
70	801284	886892	MORENE	1.2	KA-SI	0	0	100	0
71	801266	912880	MORENE	1.0	KA-SI	3	0	97	0
72	801291	938893	MORENE	1.2	PERM	25	51	6	18
73	801318	772849	MORENE	1.2	KA-SI	--	--	--	--
74	801331	784851	BREELV	2.3	KA-SI	26	2	53	19
75A	801243	789860	MORENE	1.0	KA-SI	75	4	12	9
75B	801244	789860	MORENE	3.0	KA-SI	56	1	34	9
76	801323	827848	MORENE	1.8	KA-SI	6	1	91	2
77	181513	871853	MORENE	2.0	KA-SI	13	6	79	2
78	801326	889862	BREELV	1.5	KA-SI	6	2	84	8
79	801279	921863	MORENE	2.0	KA-SI	4	0	94	2
80	801287	921850	MORENE	2.0	KA-SI	0	0	99	1
81	801311	944852	MORENE	1.1	KA-SI	26	20	42	12
82	801265	768807	BREELV	5.0	GR.FJ	--	--	--	--
83A	801263	788808	BRESJØ	2.0	KA-SI	--	--	--	--
83B	801264	788808	BRESJØ	3.0	KA-SI	--	--	--	--
84	801288	810826	MORENE	0.5	KA-SI	24	1	52	23
85	801290	834810	MORENE	1.0	KA-SI	21	2	60	17
86	801324	879838	MORENE	0.7	KA-SI	1	0	98	1
87	801316	893823	MORENE	0.8	KA-SI	0	0	100	0
88	801325	923829	BRESJØ	1.3	KA-SI	--	--	--	--
89	181511	925818	BREELV	3.0	KA-SI	7	6	85	2
90	801289	936819	MORENE	4.0	KA-SI	9	11	69	11

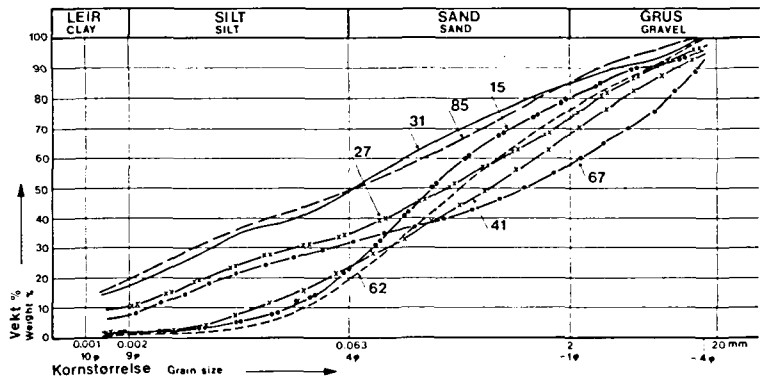


Fig. 8. Eksempler på kornfordelingskurver for morenemateriale (Prøve nr. ref. Pl. 1b og Tab. 1).

Examples of grain-size distribution curves of till. (Sample number ref. Pl. 1b and Tab. 1.)

høye finstoffinnholdet og blåfargen har gitt morenematerialet betegnelsen «Randsfjordleire» og «Mjøsleire» eller bare moreneleire. Det kan være dannet både ved sterk nedmaling av svake skiferbergarter under istransporten, og innblanding av et silt-/leirdominert sediment i morenen.

BREELVAVSETNINGER (GLASIFLUVIALE AVSETNINGER)

Det er relativt få og små breelvavsetninger innen kartbladet. I det etterfølgende gis en kortfattet omtale av de største forekomstene. Hovedtrekkene i dannelseshistorien er gitt i avsnittet om isbevegelse og smeltevannsdrenering s. 4.

Breelvavsetninger langs Randsfjorden

I området mellom Brørby (768 805) og Nordbytangen (765 820) ligger det breelvavsetninger under siltrike innsjøavsetninger. Helt nede ved fjordkanten på Brørbyodden er det et nedlagt massetak i den bratte ca. 10 m høye skråningen (769 806). Under 1–2 m silt ligger 8–10 m lagdelt middels- og grovkornet sand. Lagene faller svakt mot syd. I forbindelse med grunnvannsundersøkelser er det tidligere drevet ned en prøvebrønn ca. 10 m under vannspeilet i Randsfjorden i bunnen av massetaket. Det er vesentlig sand også i dypet, og i enkelte soner ble det spylt opp betydelige mengder skallfragmenter (Klemetsrud pers. medd. 1983). Dette kan være ferskvannsmuslinger begravet under sand som er

rast ut i skråningen på grunn av bolgeerosjon. Nærmere undersøkelser vil kunne fastslå om det også kan være rester etter dyreliv i Randsfjorden fra den gangen havet trengte inn her. På Nordbytangen er det også et nedlagt massetak der det i gjenstående deler sees 1–2 m silt over 4–5 m grov, lagdelt sand.

Videre nordover langs vestsiden av Randsfjorden ligger det grovt materiale, kartlagt som breelvavsetninger, ut for noen av fjellkløftene mot fjorden. Ingen av de små vifteformede avsetningene er bygget opp til marin grense. Dagens vannføring i bekkene som følger kløftene er liten, men det kan ikke utelukkes at dette er elveavsetninger.

På østsiden av Randsfjorden ligger det breelvavsetninger i munningen av de fleste øst-vest-gående silurdalene mellom kartbladgrensen i syd og Grymyr (775 908). De fleste er små med mektighet mindre enn 2–4 m, og består av grovt usortert materiale. Breelvavsetningen ved Slovika er bygget opp til MG på ca. 190 m o.h., og i et snitt er det ca. 4 m dårlig sortert steinig grus.

Breelvavsetningene ved Grymyr (776 905), (775 895) er også bygget opp til marin grense. I den nordre Grymyravsetningen er det gjennom årene tatt ut store mengder sand og grus til veiformål. Mellom idrettsplassen og fjorden er det meste fjernet, kun rester av avsetningen står igjen. I det øvre grustaket, nærmest idrettsplassen, består materialet i hovedsak av dårlig sortert grusig stein med enkelte blokk. Også i massetaket nedenfor mot Elvetangen (774 908) virker materialet svært usortert og grovt. Silt-/leirklumper av vekslende størrelse og mengde ligger spredt i materialet. I skjæringen mot bekken består

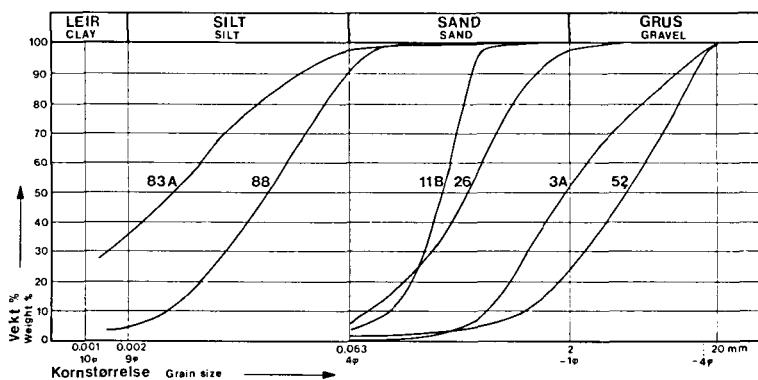


Fig. 9. Eksempler på kornfordelingskurver for breelavsetninger og bresjø- og innsjøavsetninger (Prøve nr. ref. Pl. 1 b og Tab. 1).

Examples of grain-size distribution curves of glaciofluvial deposits and glaciolacustrine and lacustrine deposits.

massene i hovedsak av sortert sand og grus (Fig. 9, prøve 52), under et morenepreget overflatelag. I foten av skråningen mellom Grymyr kapell (775 903) og Elvetangen er det flere kilder, sannsynligvis på overgangen mellom grus og underliggende tette moreneavsetninger.

Tidligere har det vært antatt at den nordre Grymyravsetningen er dannet ved et mindre breframstøt (Holmsen 1954). Breelavsetninger (770 865) (769 878) og smeltevannspor sønnenfor (774 888) viser at dreneringen her har kommet østfra. Det er derfor mest trolig at også Grymyravsetningen er bygget opp av smeltevann som fulgte den markerte dalen østenfor mot fjorden. Finstoffklumpene er sannsynligvis moreneleire som er revet løs ved vannets erosjon oppstrøms avsetningen.

Den søndre Grymyravsetningen (775 895) er lite undersøkt. Den har mange fellestrekk med den nordre Grymyravsetningen. Det kan imidlertid ikke utelukkes at breelavsetningen kun ligger som et tynt lag over underliggende morenemateriale.

Ved Haug (788 945) ligger en buformet rygg foran munningen på et markert gjel fra øst. Ryggen består av 5–6 m dårlig sortert steinholdig grus. Lagene faller i vestlig retning, og materialet består nesten utelukkende av lokale skiferbergarter. Avsetningen og gjelet er tolket som subglasiale dannelser. Rett nordenfor (789 949) ligger en mindre haug med antatt samme materialtype.

Breelavsetningen ved Brandbu skole (832 996) er den eneste i Viggadalen som kan knyttes til Randsfjordens gamle nivå. Den ligger rundt 190 m o.h. men har ingen klar

toppflate. I et ca. 4 m dypt grustak ved idrettsplassen (835 997) sees et 1–2 m tykt steinrikt og dårlig sortert gruslag i det ellers sanddominerte materiale. Vann i bunnen av massetaket tyder på tette, finstoffrike masser i dypet.

Store deler av breelavsetningen ved Elvestua (814 062) er tatt ut til veimateriale. Rester gjenstår i nord, og disse består i hovedsak av meget grovt vannbehandlet materiale (Fig. 10). I den 5–6 m høye nordre vegg ligger et 2–3 m tykt blokkrikt og usortert topplag med relativt klar grense over grusrike skrålag med sydlig fall (Fig. 8, prøve 3 A). Også enkelte av skrålagene er stein- og til dels blokkrike. På eldre flybilder, der mer av forekomsten ligger uberørt, sees både smeltevannsløp og små dødisgroper i overflaten. Avsetningen må derfor være subglasialt dannet av smeltevann som har rent sydover Gullerudelvas nåværende løp. Overflaten ligger omtrent ved marin grense (190 m o.h.). Det er for øvrig ikke mulig å trekke noen skarp grense mellom breelavsetningen ved Elvestua og det sterkt vannbehandlede morenematerialet i lia nordenfor.

Også ved munningen av Sytjernselva ligger en breelavsetning (795 073). Den synes å ha liten mektighet (mindre enn 2 m). Flere små massetak viser et tynt, grusholdig topplag over sanddominerte masser.

Breelavsetninger i Viggadalforet

Den største breelavsetningen i Viggadalen ligger langs riksvei 4 fra Moen kapell (850 990) og ca. 2 km nord-østover. Overflaten er



Fig. 10. Snitt i breelvavsetningen ved Elvestua (815 062).
Section through the glaciofluvial deposit at Elvestua (815 062).

Foto P. A. Kjærnes 1979

ujevn, og større flater eller nivåer er ikke observert. Det er en rekke grustak i avsetningen, men de fleste er nå nedlagte og til dels gjen-grodd. Både mektighet og materialsammensetning veksler. I massetaket på nordsiden av elva ved Moen kapell er det i den ca. 7 m høye skjæringen vesentlig lagdelt sand (Fig. 9, prøve 26). Middelskornt sand dominerer med enkelte finsandlag. Sydøst for riksvei 4 ved avkjørselen til idrettsplassen (859 995) er det et ca. 1 m tykt stein- og blokkrikt topplag over ca. 4 m lagdelt sand og grus i de søndre deler av massetaket. Et slikt grovt, 1–3 m tykt topplag ligger de fleste stedene på Moenavsetningen. Den ujevne overflaten og vekslende materialsammensetningen viser at avsetningen er subglasialt dannet. Sannsynligvis har smeltevannet kommet fra nord-øst og søkt ned under isen mot dalbunnen.

Muligens har eskeren i nordenden av Jarenvannet (855 970) sammenheng med dreneringen som bygget opp Moenavsetningen. I så fall gikk dreneringen sydover i Viggadalen og over passpunktet ved Grua. Eskeren kan følges over en avstand på ca. 1 km, til dels som en markert 2–3 m høy rygg. Materialet består vesentlig av sand.

Breelvavsetningene i dalbunnen mellom Jarenvannet (860 950) og Grua er stort sett eskerdannelse av relativt beskjeden størrelse. Et snitt sentralt i eskeren ved Hvalskvern (872 904) viser 5–6 m lagdelt grusholdig sand. Innslaget av lokale skiferbergarter er svært høyt.

Breelvavsetningene i Viggadalens østside er vanligvis små eskerytter med dårlig sortert materiale. Materialet i overflaten er gjerne morenepreget. Snitt i eskeren ved Hvaleby (884 945) viser 4–5 m lagdelt sand og grus i veksling med dårlig sorterte blokk- og steinrike partier.

Breelvavsetningene innen de permiske berggrunnsområdene i øst består stort sett av godt sorterte sandpartier i tett veksling med dårlig sortert morenepreget stein- og blokkrikt materiale. Mektigheten er svært vekslende, men generelt dreier det seg om små avsetninger. Avsetningen ved Våja (944 915) er for eksempel de fleste steder mindre enn 4 m mektig.

Breelvavsetninger i Helgedalen

Eskerer sentralt i Helgedalen kan følges nesten sammenhengende i mer enn 2 km fra nordre Helgedalssetra (911 076) til syd for midtre Helgedalssetra (915 060). Materialsammensetningen veksler betydelig. Eskeren er dekket av sandige bresjøsedimenter av vekslende mektighet. Snitt ved (911 068) viser 3–4 m dårlig sortert steinholdig, sandig grus under et tynt finsandlag. Ryggformen blir utydelig i det trange dalføret syd for midtre Helgedalsseter. I et ca. 6 m høyt snitt ved (918 059) er det grov grus, under ca. 1 m sand, og med rasmasser fra bakenforliggende fjellskrent på toppen.



Fig. 11. Snitt i breelvavsetningen ved Kollen i Helgedalen (916 070). Skjæringen er ca. 10 m høy.

Section through the glaciofluvial deposit at Kollen in Helgedalen (916 070). The section is approximately 10 m high.

Foto P. A. Kjærnes 1979

Den største breelvavsetningen i Helgedalen ligger ved Kollen (915 070). I massetaket består materialet av ca. 10–12 m lagdelt sand og grus (Fig. 11). Lagene faller svakt utover mot sidene på den brede rygformen. Avsetningen antas å være bygget opp av smeltvann som har søkt ned under isen mot dalbunnen fra øst.

BRESJØ- OG INNSJØAVSETNINGER (GLASILAKUSTRINE OG LAKUSTRINE AVSETNINGER)

Bresjø- og innsjøavsetningene finnes først og fremst langs Randsfjorden, i Viggadalen og Helgedalen. De har her betydelig arealmessig utbredelse. I områder med mektighet mindre enn ca. 1 m vil bresjø- og innsjøsedimentene blandes med underliggende morenemateriale ved bl.a. oppdyrking og teleaktivitet. De er her vanskelig å avgrense fra morenematerialet. Avsetningstypen er i slike tilfeller vanligvis merket med bokstavsymbolet «Bi» på kartet.

Bresjø- og innsjøavsetninger langs Randsfjorden

Siden havet med stor sannsynlighet har trengt inn i Randsfjorden kunne bresjø- og innsjøavsetningene langs Randsfjorden opptil ca. 190 m o.h. vært kartlagt som hav- og fjordavsetninger. Dette forhold ble imidlertid først fastslått etter at kartet var trykket. Avsetningene ble i hovedsak oppfattet som innsjøavsetninger under kartleggingen. Avsetningstypen er generelt noe grovere i overflaten enn i dypet, og dette er gjengitt på kartet. Stedvis skvldes dette utrasning av morene fra bakenforliggende skrånende terreng, og bølgevasking i strandsonen under landhevningen.

Innsjøavsetningene langs Randsfjorden har størst mektighet helt syd på kartbladet. Fra nedre Vang (788 808) og til kartbladgrensen er det i brattskråningen mot fjorden mer enn 4–5 m laminerte lagdelte siltige leirer. Prøver tatt her i 1–3 m dyp inneholder 20–40 vektprosent leir (Fig. 9, prøve 83 A). Rett syd for kartbladgrensen er det en markert ca. 10 m høy abrasjonskant i samme materialtype. Langs de nedre deler av bekken syd for nedre Vang, og ved Haug (763 804) på vestsiden av



Fig. 12. Sammenhengende morenedekke (M) med innsjøavsetninger (I) i overflaten langs Randsfjorden ved Bentestua (792 975).

Till, continuous cover (M), with lacustrine deposits (I) on the surface along Lake Randsfjorden at Bentestua (792 975).

Foto P. A. Kjærnes 1979

fjorden, er det utviklet raviner i innsjøavsetningene.

Videre nordover på vestsiden av Randsfjorden er mektigheten vanligvis mindre enn 2 m. Mange steder er det et betydelig innslag av grovt materiale i overflaten, særlig inn mot den bratte dalsiden. Ved Onsakervika (752 907) ligger et nedlagt teglverk. Råstoffet til produksjonen ble tatt fra innsjøavsetningene i området. I en ca. 4 m mektig lagpakke fra dette området har Holtedahl beskrevet tynne sandlag i leiren. (Holtedahl 1932.) Han har tolket dette som årsvarv, og anslått at sedimentasjonen har foregått over et tidsrom på minst 1000 år.

Innsjøavsetningene i Sløvika (780 845) og ved Grymyr (773 900) ligger i tilknytning til breelvavsetningene her. Ved Grymyr er det stedvis vesentlig sand.

Innsjøavsetningene videre nordover langs østsiden av Randsfjorden har stort sett liten mektighet. I det slakt skrånende terrenget mellom Haug (796 950) og Lysenstøa (793 984) ligger en 100–200 m bred sone med innsjøavsetninger ca. 150 m o.h. (Fig. 12). Primært var utbredelsen i overflaten større. Bl.a. langs veien mellom Bentestua (795 975) og Lysenstøa er det flere steder observert siltavsetninger under ca. 1 m grovt, usortert materiale. Syd for Bentestua (792 976) er overflaten av innsjøavsetningene sand-, grusholdig,

og tydelig bølgevasket. Forholdene gjør det umulig å foreta en entydig avgrensning av innsjøavsetningene i området.

Tilsvarende forhold finnes nord for Røykenvika (803 007). De flate jordbruksarealene rundt Nes preges av innsjøavsetningene. En prøve fra Nes (804 007) inneholder ca. 28 vektprosent leir og ca. 60 vektprosent silt.

Videre nordover langs Randsfjorden finnes innsjøavsetningene i skjermede forsenkninger. Mellom Røykenvika og Gullerudvika (808 045) danner de grunnlaget for jordbruket i området.

Nord for Eidsand (790 075) har innsjøavsetningene betydelig mektighet. Sentralt i forsenkningen nordover mot kartbladgrensen er det ravinedannelse. Overflaten er bølgevasket. Dette sees særlig tydelig nærmest fjorden der det er utviklet en strandvoll ved campingplassen (792 070).

Bresjø- og innsjøavsetninger i Viggadalføret

I en ca. 2 km lang bresjø som oppstod mellom brefronten i Viggadalen og passpunktet ved Grua (923 830), ble det avsatt betydelige mengder siltholdige sedimenter (Fig. 9, prøve 88). Snitt langs østsiden av elva Vigga nordover fra Bilitt (923 828), viser ca. 3 m silt over lagdelt grusig sand. Det underliggende grove materialet er sannsynligvis subglasiale breelvdannelser. Nordover fra Kleiva (923 825) er det på begge sider av elva utviklet raviner i siltavsetningene.

Videre nordover i Viggadalen ligger bresjøavsetningene i dalbunnen fram til nordenden av Jarenvannet. Der det er kartlagt myr- og elveavsetninger langs Vigga ligger det de fleste steder bresjøavsetninger under. Langs elva syd for Roa (903 846) ligger et tynt lag elveavsetninger over underliggende blåsvarte, finkornige bresjøavsetninger. En prøve fra sydenden av Jarenvannet inneholdt ca. 45 vektprosent leir. I overflaten er bresjøavsetningene imidlertid dominert av finsand/silt, og viser stor likhet med elveavsetningene i området (se s. 17).

Bresjø- og innsjøavsetninger i Helgedalen

Bresjøavsetninger er den dominerende løsmassetyper sentralt i Helgedalen. Syd for



Fig. 13. Ravinerte bresjøavsetninger i Helgedalen ved S. Helgedalssetra (927 049).

Gullies developed in glaciolakustrine deposits in Helgedalen at S. Helgedalssetra (927 049).

innsnevringen av dalen (920 055) er de bygget opp til ca. 500 m o.h. Passpunktet mot Hurdalssjøen ved (935 033) på ca. 515 m o.h., har styrt sedimentasjonsforholdene i denne søndre delen av Helgedalen (Fig. 2). Nord for dalens innsnevring varierer øvre grense for opptreden av bresjøavsetningene. Stort sett finnes de under ca. 450 m o.h. Den subglasiale dreneringen nord for kartet synes å ha styrt sedimentasjonsforholdene her.

Ved søndre Helgedalssetra (925 050) er det mektige bresjøsedimenter. Dype raviner er utviklet i området (Fig. 13). På overflaten sees det flere steder relativt store blokker. Sedimentmektigheten er for stor til at blokkene kommer fra underliggende morenemateriale ved teleaktivitet. De antas derfor i hovedsak å være isdroppet.

Retten nord for søndre Helgedalssetra er det en ca. 10 m høy skjæring i bresjøavsetningen (922 053) (Fig. 14). Materialet har tydelig lagdeling med godt sortert sand som dominerende kornstørrelse. Tynne, siltholdige lag opptrer i det meste av lagpakken. Mot bunnen av skjæringen sees et ca. 1 m tykt lag grusig sand. Det er mulig dette grove materialet er deler av en subglasial breelvvsetning, overdekket med bresjøsedimenter på et senere tidspunkt.

Bresjøavsetningene i Helgedalen har et ubetydelig leirinnhold. I så måte atskiller de seg fra de leirholdige bresjø- og innsjøavsetningene

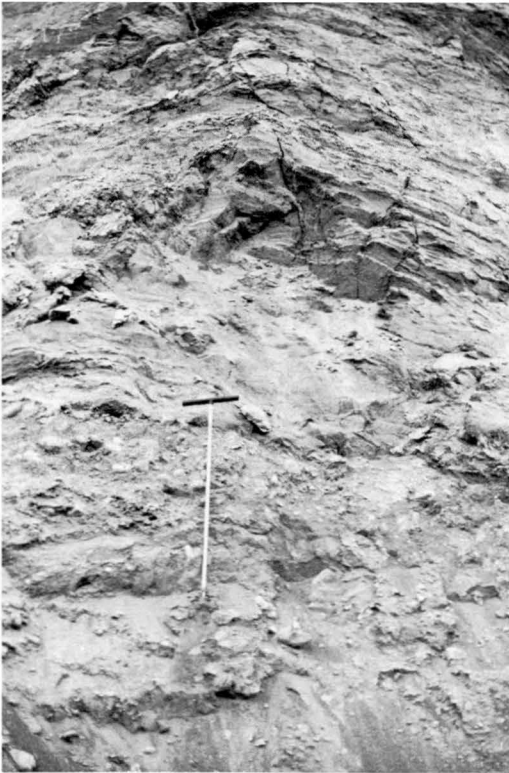


Fig. 14. Snitt i bresjøavsetning i Helgedalen (923 053).
Section through a glaciolacustrine deposit in Helgedalen
(923 053).

Foto P. A. Kjærnes 1979

gene langs Randsfjorden og i Viggadalen. Årsaken antas først og fremst å være en viss vanngjennomstrømning i Helgedalens bresjøer på grunn av det trange og bratte dalprofillet. Langs Randsfjorden og i Viggadalen har det vært mer stillestående vannmasser og roligere sedimentasjonsforhold.

ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER (FLUVIALE AVSETNINGER)

Elve- og bekkeavsetninger finnes først og fremst i Viggadalen. Materialet består alt vesentlig av finsand med varierende innhold av silt og organisk materiale. Avsetningene er dannet ved at vegetasjonsdekket fanget opp det finkornige materialet når Vigga årvisst oversvømmet store områder av den flate dal-

bunnen. Noe lenger unna elveløpet var det meste av sedimentene fanget opp, og her finnes «rene» torvjordarter, f.eks. nord og syd for Roa ved henholdsvis (888 865) og (908 843). Dannelsesprosessen har ført til gradvis overgang mellom elve- og bekkeavsetninger og torv- og myrdannelser i området. Elva er i dag senket betydelig og løpet gravet opp for å kunne drenere og dyrke dalbunnen.

Elve- og bekkeavsetningene langs Gullerud-elva (810 050) og Sløvikelva (782 842) har liten mektighet og består av grovt materiale, transportert fra brelvavsetningene oppstrøms.

FORVITRINGSMATERIALE

Forvittringsmateriale har stor arealmessig utbredelse i områder med kambro-silurisk berggrunn. Problemene med å skille mellom forvittringsmateriale og morenemateriale er omtalt på s. 6. Det er på samme sted redegjort for bruk av farge og bokstavsymboler på kartet.

Den mørkegrå ordovisiske skiferen inneholder bl.a. kvarts- og kalkspatkorn og er løst pakket. Den forvittrer svært lett i tynne, skarpkantede flak («sjæl») (Fig. 15). På Tinglestadplatået nordover fra Solvsberget (815 938) dominerer «sjæljorda» (Fig. 3). Den



Fig. 15. Forvitret ordovisisk skifer på Tinglestadplatået ved Fredheim (803 961). Lokalt betegnes jordarten for «sjæljord».

Weathered Ordovician shale on Tinglestad at Fredheim (803 961).

Foto P. A. Kjærnes 1979



Fig. 16. Forvitret knollekalk ved Granvollen (840 938).
Weathered nodular limestone at Granvollen (840 938).

Foto P. A. Kjærnes 1979

er her så skarp og tørkesvak at høydedraget fra gammelt av er kalt «Hadelands ryggbein».

Svartskiferen forvitrer til en mørk, finstoffrik, jordmasse (Fig. 4). Særlig tydelig sees dette i vestre dalside fra Jarenvannet og nordover til Brandbu, og rundt Brandbukampen.

Når knollekalken forvitrer smuldrer skiferen opp og kalkbollene frigjøres (Fig. 16). Der kalken danner mer sammenhengende lag står de motstandsdyktige kalklagene fram mellom skiferen. Flattliggende kalklag beskytter underliggende skifer mot forvitring.

De mer massive siluriske skiferne, kalksteinene og sandsteinene forvitrer lite sammenliknet med de øvrige kambro-siluriske bergartene. Oftest er forvittringsmaterialet her mindre enn 10 cm tykt. Der det er skjæringer gjennom lagpakkene, blottlegges mindre motstandsdyktige skiferlag, og tykkelsen av forvittringsmaterialet er gjerne noe større.

Omfanget av forvittringen er vanskelig å fastslå i de bløte skifertypene. I skjæringen ved Fredheim (803 961) på Tingelstadplatået er det planert ca. 1 m ned i skiferen (Fig. 15). Under et lag på 10–20 cm «sjøljord» er bergarten tilsynelatende relativt kompakt. Ved nærmere ettersyn er skiferen gjennomslutt av et nettverk med tynne riss og sprekker. Den ene hovedretningen faller sammen med den opprinnelige lagdelingen. Den andre hovedretningen kan skyldes tektonisk påvirkning.

De to retningene skjærer hverandre slik at det dannes et karakteristisk rombisk spaltmønster. Skiferen er så løs at den kan plukkes fra hverandre med fingrene. Den svarte skiferen er også vanligvis meget løs i 1–2 m dyp. De fleste steder der det er snitt sees en gradvis overgang fra en jordaktig masse til mer hele, løst pakkelede skiferlag.

Der skiferen ligger under morenematerialet er den også meget løs. I området mellom Moger (793 933) og Klauvstad (795 945) ligger ca. 0,5 m morenemateriale med klar grense mot underliggende løs skifer. Syd for Elgsjøen (920 865) ligger 1–3 m morenemateriale over mørk grå skifer. Skiferen har et lignende spaltmønster som beskrevet fra Fredheim i minst 1 meters dyp. Skiferoverflaten er jevn og det er skarp grense mellom morenematerialet og skiferen. Sannsynligvis er overflaten isskurt. Frostpåvirkning under flere meter morene er lite sannsynlig, og oppsmuldringen av skiferen må derfor være eldre enn siste nedising eller skyldes kjemisk forvitring.

TORV- OG MYRDANNELSER (ORGANISK MATERIALE)

Torv- og myrdannelsene innen områdene med kambrosilurisk berggrunn er i stor grad dannet ved gjengroing av små og store tjern. Dette sees bl.a. av de mange forekomstene av skjellmergel som tidligere er påvist i bunnen av myrene (Kjerulf 1862, Høltedahl og Shetelig 1923, Strøm 1941). Mergelforekomstene er dannet ved opphopning av skjell fra muslinger og snegler som har levet i det kalkrike vannet. Mergelen er dannet av de samme snegler og muslinger som i dag lever i tjernene (Kjerulf 1862).

Torv- og myrdannelsene innen kambrosilur-områdene er generelt næringsrike. Dette skyldes både de kalkrike mergelforekomstene, innblanding av skiferholdig materiale og godt omdannet, næringsrikt organisk materiale. Forholdene i Viggadalen er nærmere omtalt i avsnittet om bekke- og elveavsetningene, s. 17.

De største myrstrekningene finnes på høydedragene i øst. Særlig på det relativt flate grunnfjellsplatået ved Lygna (903 035) er det store, sammenhengende myrer. Dette er næringsfattige og lite omdannede torvavsetninger, bygget opp alt vesentlig av hvitmose.

Kvartærgeologi og arealbruk

Kunnskap om løsmassene er nødvendig for en planmessig forvaltning av denne viktige naturressursen. Presset på løsmassene har økt sterkt, spesielt i og omkring tettstedene. Disponering av arealer til landbruk, byggegrunn, uttak av grunnvann, søppelplasser, landskapsvern og uttak av sand og grus er eksempler på forskjellig bruk av løsmassene. Ofte vil en bruksmåte utelukke de andre og det oppstår arealkonflikter. Ved fysisk planlegging blir derfor løsmassene viet stadig større oppmerksomhet.

Kvartærgeologiske kart med beskrivelse gir en rekke opplysninger av interesse ved arealbruksvurderinger. For personer uten kvartærgeologisk fagkunnskap og øvelse i karttolkning, kan det være vanskelig å se sammenhengen mellom det geologiske kartbildet og løsmassenes egnethet til ulik bruk (Augedal & Olsen 1982). I det etterfølgende er det gitt en del eksempler og retningslinjer til hjelp for denne gruppen kartbrukere. En tolkning av det kvartærgeologiske kartet kan imidlertid ikke gi sikrere opplysninger om løsmassene enn hva kartet gir grunnlag for. Da kartlegging skjer ved bruk av forholdsvis enkle feltmetoder og flybilder, har vurderingsgrunnlaget sine klare begrensninger.

Dette betyr at opplysninger som framkommer ved karttolkingen må betraktes som en forhåndsvurdering av områdene. Brukt på planleggingsstadiet kan slike arealvurderinger sirkle inn aktuelle leteområder, hindre uheldig disponering, og redusere omfanget av mer kostbare og tidkrevende undersøkelser. Det vil som regel være behov for mer detaljerte undersøkelser i forbindelse med konkrete prosjekter.

GRUNNFORHOLD

Med grunnforhold menes her løsmassenes egenskaper ved belastning, drenering eller andre byggetekniske påvirkninger. Sentrale begreper er bæreevne, setningsbevegelser, skred- og rasfare og teleaktivitet.

Grunnforholdene innen områder med sammenhengende dekke av morenemateriale vil være vekslende pga. store kornstørrelsesvariasjoner. Store blokkmengder i overflaten, spesielt innen områder med permiske berg-

arter, kan vanskeliggjøre byggetekniske inngrep (Fig. 6). Generelt må moreneavsetningene vurderes som telefarlige i dyp større enn ca. 1 m. Dette gjelder spesielt innen områder med kambrosilurisk berggrunn (Pl. 1 a).

Lokalt kan det påtreffes et blågrått, finstoffrikt morenemateriale på dyp større enn ca. 1 m. Blåmorenen synes å ha størst utbredelse langs Randsfjorden. Den er i beskyttet tilstand meget hard og kompakt, selv under grunnvannsspeilet. Stedvis er den så hard at den nesten ikke er gravbar med vanlig traktorgraver. Ved oppbløting får blåmorenen en leirlignende konsistens.

Grunnforholdene innen områder kartlagt som breelvavsetninger er generelt gode.

Elveavsetningene i Viggadalen er finkornige og har liten mektighet. I stor grad vil underliggende bresjøavsetninger bestemme grunnforholdene.

Innen områder med bresjø- og innsjøavsetninger er det generelt dårlige grunnforhold. Der mektigheten er liten vil imidlertid underliggende materiale i stor grad bestemme grunnforholdene. Avsetningstypen er særlig utsatt for tele- og rasaktivitet. Store setninger kan forekomme ved belastning og drenering. I brattskråningen mot Randsfjorden sydover fra nedre Vang (788 808) skjer det årlisvis større og mindre utrasninger i de siltholdige leirene. Dette synes å ha sammenheng med bl.a. reguleringen av fjorden med grunnvannserosjon i bunnen av skrenten ved lav vannstand om våren.

I områder med forvittringsmateriale er det generelt gode grunnforhold. De fleste steder med kambrisk og ordovisisk skifer kan forvittringsmaterialet graves til betydelig dyp. Ved forvitring av alunskifer dannes svovelsyre som virker korroderende på metaller.

GRUNNVANNSUTTAK

Grunnvann forekommer i hulrommene (porene) i løsavsetningene. Av avgjørende betydning for grunnvannets opptreden er:

- Porøsitet – et mål for hvor mye vann avsetningen kan inneholde.
- Effektiv porøsitet – et mål for hvor mye uttakbart vann avsetningen kan inneholde.
- Permeabilitet – et mål for avsetningens evne til å slippe gjennom vann.

For at en avsetning skal kunne benyttes til grunnvannsuttak over tid må det kunne dannes nytt grunnvann til erstatning for det som brukes. Vi kan skille mellom to typer grunnvannsmagasiner i løsmasseavsetningene:

- 1) Selvmatende magasiner – avsetninger hvor nydannelsen av grunnvann skjer ved nedbøren alene.
- 2) Infiltrasjonsmagasiner – avsetninger hvor nydannelsen av grunnvann vesentlig skjer ved infiltrasjon fra tilliggende vann og vassdrag.

Breelavsetningene har ofte en gunstig effektiv porøsitet og permeabilitet. Der disse avsetningene danner infiltrasjonsmagasiner kan muligheten til større grunnvannsuttak være til stede. Så vidt vites tas det ikke ut større grunnvannsmengder fra noen av breelavsetningene innen kartbladet, og ingen peker seg ut som særlig lovende. De fleste er små, selvmatende magasiner. Der avsetningene inneholder mye kambrosiluriske bergarter kan vannkvaliteten påvirkes med bl.a. høyt jern- og manganinnhold.

Morenemateriale har vanligvis liten effektiv porøsitet og permeabilitet, og er derfor dårlig egnet for vannuttak. Gravde brønner i morenematerialet forsyner imidlertid en rekke enkelthusholdninger og gårdsbruk med beskjedent vannbehov innen kartbladet. Grunnvannsstanden i morenematerialet reagerer relativt kraftig på store nedbørsvariasjoner (Kirkhusmo, i: Sveian 1979). Ved lengre tørkeperioder risikerer disse relativt grunne brønnene å gå tomme.

Ved en konkret vurdering av grunnvannsuttak må både løsmassenes sammensetning og de hydrogeologiske forholdene undersøkes nærmere.

BYGGERÅSTOFF (SAND/GRUS)

Avsetninger med høyt innhold av kornstørrelse sand og grus er de mest aktuelle byggeråstoffkildene til bl.a. vei- og betongformål. Generelt er de største og viktigste råstoffressursene derfor knyttet til vanntransporterte løsmassetyper, først og fremst breelavsetningene (se s. 12). Som grunnlag for vurdering av uttaksmulighetene er det nød-



Fig. 17. Massetak i sandig morenemateriale innen grunnfjellsområdet ved (751 017).

Gravel pit in sandy till within areas dominated by Precambrian bedrock at (751 017).

Foto P. A. Kjærnes 1979

vendig med kjennskap til massenes volum og kvalitet. Slike vurderinger er gjort innen kartbladet i forbindelse med utarbeidelse av et EDB-basert byggeråstoffregister for sand/grus og pukk i Oppland fylke i 1980–1981 (Andersen 1982). Ved råstoffregistreringene ble det kvartærgeologiske kartet lagt til grunn ved en forhåndsvurdering, og supplert med enkelte spesialundersøkelser. Utskrifter av registeret kan fås ved henvendelse til Fylkeskartkontoret i Oppland eller NGU. Noen av hovedtrekkene oppsummeres i det etterfølgende.

Store mengder sand og grus har vært tatt ut i breelavsetningen ved Grymyr (775 905), Moen (855 993) og Elvestua (813 060). Massene har i stor grad vært benyttet til veiformål i regionen. Store deler av disse tre avsetningene er uttømt, og det er i dag knapphet på kvalitetsmasser til vei- og betongformål.

Det er tatt ut masser i de aller fleste små breelavsetningene innen kartbladet. På tross av stedvis dårlig teknisk kvalitet pga. høyt skiferinnhold, har slike forekomster stor lokal betydning.

Til lokal bruk på bl.a. skogsbilveier er det aktuelt å benytte sand- og grusholdig morenemateriale. Generelt finnes slikt materiale i tilknytning til sammenhengende morenedekke med haugformet blokkrik overflate. På vestsiden av Randsfjorden er det tatt ut betydelige mengder sandig morenemateriale med ca. 30 vektprosent silt til bruk på de lokale skogsbilveiene ved (751 017) (Fig. 17).

JORDBRUKSAREAL OG DYRKBAR JORD

Løsmasser med høyt finstoffinnhold og en tykkelse på minst 0,8 m er generelt best egnet for planteproduksjon. Innen kartbladet er jordbruksarealene først og fremst knyttet til sammenhengende morenedekke og forvitningsmateriale.

Sammenhengende morenedekke innen områder med kambrosilurisk berggrunn har generelt meget gunstige dyrkningsegenskaper. Stein- og blokkinnholdet er lavt og finstoffinnholdet relativt høyt. Bergarts- og mineral-sammensetningen preges vanligvis av den lokale berggrunn. Jorda får derfor god struktur og vannhusholdning og høyt innhold av lettløselige plantenæringsstoffer (Holtedahl 1932). Kalkinnholdet i fingrusfraksjonen er ikke spesielt registrert. Erfaringer fra tilsvarende berggrunn, bl.a. på Toten, viser lave verdier for kalkinnholdet i moreneoverflaten, og økende verdier mot dypet. Dette skyldes sannsynligvis pågående oppløsning av kalkholdig materiale i de øvre deler av avsetningen (Follestad 1977). Lignende forhold kan forventes på Hadeland.

Forvittringsjorda har generelt ikke like gunstige dyrkningsegenskaper som morenematerialet. Dette skyldes først og fremst det lave finstoffinnholdet som i mange områder gir meget tørkesvakt forvittringsmateriale. Dette gjelder spesielt «sjøljorda» dannet ved oppsmuldring av mørkegrå ordovisisk skifer over Tingelstadplatået (Fig. 15). I det nedbørsfattige området må slik jord vannes kunstig for å gi gode avlinger. Den svarte skiferen gir et langt mer finstoffrikt forvittringsmateriale.

Store arealer innen kambrosilurområdene er i dag planert for å gi en mer velegnet maskinjord (Fig. 5). Hauger og koller med skiferbergarter kan relativt enkelt planeres ut. De mange harde permiske gangbergartene og mer massive kalksoner skaper imidlertid problemer. I de østlige deler av Tingelstadplatået er betydelige arealer ikke oppdyrket pga. tallrike soner med slike harde bergarter.

Morenetykkelsen er den begrensende faktoren for oppdyrking av store arealer innen områdene med silurbergarter. Imidlertid er betydelige områder kartlagt som tynt, usammenhengende morenedekke oppdyrket. I de slake øst-vestgående dalene er berggrunns-overflaten stedvis meget jevn. Selv om mo-

reneavsetningene har en begrenset tykkelse er det derfor mulig å dyrke opp områdene, f.eks. i nordre dalside vestover fra Lunner (843 863).

Sammenhengende morenedekke innen områder med permiske bergarter og grunnfjell er generelt dårlig egnet som jordbruksarealer. Dette skyldes først og fremst det høye stein- og blokkinnholdet (Fig. 6). Morenematerialet inneholder en del kambrosiluriske bergartsfragmenter i fingrusfraksjonen pga. tilførsel fra Einaområdet (Fig. 2). Dette indikerer et noe bedre plantenæringsinnhold enn det normalt er i morenemateriale over disse typene berggrunn.

Det understrekes at denne generelle vurderingen av arealenes egnethet til jordbruksformål kun bygger på løsmassenes egenskaper. Ved en konkret vurdering må det i tillegg tas hensyn til bl.a. klima, jordsmonnutvikling, topografi og arondering. Innen kartbladet er det betydelige klimatiske og topografiske forskjeller som har meget stor betydning for bl.a. forskjellene i jordsmonnutviklingen (Holtedahl 1932).

Økonomisk kartverk og bonitetskart inneholder opplysninger om produksjonsgrunnlaget for landbruket.

RENSING AV AVLØPSVANN

Løsmassenes egnethet som resipient for forurenset avløpsvann er først og fremst avhengig av kornstørrelsessammensetningen, oppbyggingen og volumet (Østeraas 1976). Disse forholdene er bestemmende for rensingen, dvs. den mekaniske filtreringen og den biologiske og kjemiske bindingen av forureningsstoffer, og for infiltrasjonskapasiteten. Resipientegenskapene avhenger selvsagt i avgjørende grad også av de hydrogeologiske forholdene.

Generelt er de vanntransporterte avsetningstypene best egnet som resipienter, først og fremst breelv- og elveavsetningene. Også sand- og grusholdig morenemateriale kan lokalt være egnet ved små utslipp.

AVFALLSDEPONERING

Ved anleggelse av fyllplass for fast avfall er det aktuelt å nytte løsmassene til tetningslag, dekkmasser og toppdekke, og til rensing av sigevannet (Røhr 1981).

De varierende bruksområdene stiller ulike krav til massene. Til tetningslag er de finstoffrike løsmassetyperne best egnede. Til dekkmasser kan det nyttes de fleste løsmassetyperne. Av hensyn til en rasjonell spredning utover avfallet er det ønskelig med lite finstoff i dekkmassene. Løsmasser til toppdekket må vurderes i lys av planlagt arealbruk.

Både de kvartærgeologiske og hydrogeologiske forholdene må kartlegges nøye som grunnlag for vurdering av endelig plassering av fyllplass.

VERN

Vern er i dag en lovfestet og akseptert arealbruk. Arbeidet med fylkesvise verneplaner er i gang for flere naturtyper i Oppland, blant dem kvartærgeologiske forekomster. Konkrete forslag til verneverdige kvartærgeologiske forekomster innen Gran-bladet vil bli fremmet i fylkets verneplan.

Det vil være av særlig stor betydning å få vernet minst ett av de meget få gjenværende uforstyrrede områdene med forvitningslandskap på Tingelstadplatået (Fig. 5). Dette er den opprinnelige naturtypen på Tingelstadplatået og i deler av Viggadalen som har dannet grunnlag for jordbruk og bosetting. Naturtypen er sjelden i landssammenheng.

Summary

INTRODUCTION

The mapped area is located mainly to the east of lake Randsfjorden in Central Southern Norway (Fig. 1). The bedrock in the western and northeastern parts of the area consist of Precambrian metamorphic rocks, mainly grey gneiss (Plate 1a). Cambro-silurian sedimentary rocks, mainly soft shales with beds of hard limestone, underlie the relatively flat, gently undulating ground in the central part of the map-area. In southeastern and southern districts the bedrock consists of Permian magmatic rocks, mainly granite and syenite, forming and uneven, hilly landscape.

ICE MOVEMENT AND DEGLACIATION

Glacial striae indicate a southerly directed ice movement through most of the Weichselian (Fig. 2). Features developed during the deglaciation are small and relatively few. Most of them are thought to have originated during the last period of deglaciation, with downwastage of dynamically dead ice and subglacial drainage on hillsides as well as in the valleys. Salt water in groundwater-wells at Gullerudvika (805 045) strongly indicates that the sea entered the Randsfjordbassin after the deglaciation.

SUPERFICIAL DEPOSITS

Till

The till deposits are classified on the basis of their thickness (see legend). Within the areas of Cambro-Silurian bedrock there are problems in determining the thickness, and in some shale-dominated areas it is difficult to separate till and weathering material.

The lithological composition of the 4–8 mm fraction shows a high percentage of far transported Eocambrian quartzite and spargmite throughout most of the mapped area (Table 1c). Within areas with Cambro-Silurian bedrock the investigated till fraction is dominated by local material. The lithological composition seems to depend mainly on the relative resistance of the different types of bedrock to glacial erosion and further comminution during the glacial transport.

The grain-size distribution of till samples (<19 mm) shows no clear relationship to the underlying bedrock (Fig. 7, 8). No typical grain-size distribution has been found for any of the bedrock types probably because of the rapid and marked changes in bedrock over short distances.

A dark, greyish-blue, consolidated till with an exceptionally high content of silt and clay has been found in some places where the till cover is continuous, especially along Randsfjorden (Fig. 8, samples 31 and 85).

Glaciofluvial deposits

There are relatively few glaciofluvial deposits within the mapped area. They are small and most of them are subglacial deposits. Two

of the largest ones were built up to 190 m a.s.l. (marine limit) by meltwater following tributary valleys to Randsfjorden, at Grymyr (775 905) and Elvestua (813 061). In Helgedalen (913 065), the meltwater running subglacially southward from the Eina area accumulated eskers on the valley floor.

Glaciolacustrine and lacustrine deposits

Lacustrine deposits along Randsfjorden below 190 m a.s.l. should probably have been mapped as marine deposits. The presence of saltwater in the groundwater-wells at Gullerudvika (805 045), however, was not verified until after the map was printed. The lacustrine (marine) deposits along Randsfjorden and the glaciolacustrine deposits in Viggadalen from lake Jarenvannet (860 950) and southward consist mainly of silty clay (Fig. 9, sample 83 A). At Grua (923 825) an ice-dammed lake was established between the ice-lobe in Viggadalen and the pass-point in the south (923 817). The sediments which accumulated in the lake consist mainly of silt.

The glaciolacustrine deposits in Helgedalen cover most of the valley floor and the lower parts of the hillsides. The thickness varies from less than 1 m to approximately 10 m, and the sediments consist mainly of silt with layers of fine sand.

Fluvial deposits

Fluvial deposits have no great importance in the mapped area. In Viggadalen they consist of fine-grained material covering glaciolacustrine deposits.

Weathering material

Weathering material occurs mainly in areas with Cambro-Silurian bedrock dominated by shales. The grey Ordovician shales in the Tingelstad area (820 960) crumble to a red-brown, sharp gravel with very little fine-grained material. The weathering products derived from black, Cambrian shales consist mainly of fine-grained material. In addition to weathering processes, tensional stress within the bedrock may have contributed to the crumbling of the shales.

Organic deposits

The distribution of organic material is dependent on precipitation, humidity and topographical conditions. Organic deposits formed upon Cambro-Silurian bedrock commonly contain layers of marl, resulting from a high content of calcium carbonate in the water.

QUATERNARY GEOLOGY AND LAND USE

The Quaternary geological map presents valuable information for evaluation of geotechnical properties, groundwater discharge, sand and gravel resources, agricultural areas and waste- and wastewater disposal. Some examples are given of the principles for evaluation of land use based on the nature of the geology within the map-sheet.

Etterord. – Kornfordelingsanalysene er utført av personale ved NGU's sedimentlaboratorium. K. Robertsen har utført bergartsbestemmelsene i fingerfraksjonen og bearbeidet og tilrettelagt analyseresultatene for kartbladbeskrivelsen.

Illustrasjonene er tegnet av T. Elgsæther. A. Haugan og L. Holiløkk har stått for reproduksjon av kart og illustrasjoner. H. Sveian og A. R. Aa har gjennomlest og kommentert manuskriptet som er maskinskrivet av E. Olsen. D. Roberts har lest og kommentert den engelske teksten. Alle takkes for godt samarbeid.

Litteratur

- Andersen, A. B. 1982: Grusregisteret i Oppland. NGU rapport nr. 1807/5.
- Augedal, H. O. & Olsen, K. S. 1982: Kvartærgeologi og arealbruk. Veiledning i bruk av kvartærgeologiske kart. Prosjekt Temakart. Arbeidsrapport nr. 10, 16 s.
- Bargel, T., Bergström, B. & Sveian, H. 1980: Beskrivelse til kvartærgeologiske kart. NGU rapport nr. 1633/16.
- Follestad, B. A. 1974: Tangen. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart 1916 II – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 313, 62 s.
- Follestad, B. A. 1977: Toten. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1916 III – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 335, 45 s.
- Garnes, K. & Bergersen, O. F. 1980: Wastage features of the inland ice sheet in central South-Norway. *Boreas* 9, 251–269.
- Gjessing, J. 1966: Deglaciation of southeast and eastern-central south Norway. *Nor. geogr. Tidsskr.* 20, 133–149.
- Haldorsen, S. 1977: The petrography of tills – a study from Ringsaker, south-eastern Norway. *Nor. geol. unders.* 335, 47–58.
- Haldorsen, S. 1982: The genesis of tills from Astadalen, southeastern Norway. *Nor. geol. Tidsskr.* 1, 17–38.

- Holmsen, G. 1954: Oppland. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. *Nor. geol. unders.* 187, 58 s.
- Holmsen, P. 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. *Nor. geol. unders.* 347, 70 s.
- Holtedahl, O. 1932: Fjeldgrunnen på Hadeland. *Hadelands bygdebok. Bind I*, 106–180.
- Holte-Jahl, O. 1939: From the Northern Randsfjord District. *Nor. Geogr. Tidsskr.* VII.
- Holtedahl, O. 1953: Norges Geologi. *Nor. geol. unders.* 164, II.
- Holtedahl, O. & Schetelig, J. 1923. Kartbladet Gran. *Nor. geol. unders.* 97, 46 s.
- Jørgensen, P. 1977: Some properties of Norwegian tills. *Boreas* 6, 149–158.
- Kjerulf, T. 1862: Jordbunden i Hadeland. *Polyteknisk Tidsskrift* 2, 1–12.
- Kjærnes, P. 1983: Eina. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1816 II – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 395, 25 s.
- Låg, J. 1958: Undersøkelser over opphavsmaterialet for Østlandets morenedekker. *Medd. Det Norske Skogforsøksvesen* 35, 223 s.
- Mannerfelt, C.M. 1940: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. *Nor. Geogr. Tidsskr.* 8, 9–47.
- Rohr, P. 1981: Geologiske forhold ved lokalisering av avfallsfyllinger. *Institutt for geologi, NLH Rapport nr. 13*, 35 s.
- Selmer-Olsen, T. 1976: Ingeniørgeologi. Del II. *Tapir forlag NTH*, 289 s.
- Skjeseth, S. 1963: Contributions to the geology of the Mjosa districts and the classical sparagnite area in southern Norway. *Nor. geol. unders.* 220, 126 pp.
- Strom, K.M. 1941: Hadeland Lakes. *Norske Videnskapsak. Skrifter I. Mat. nat. Vid. klasse* 7.
- Sveian, H. 1979: Gjøvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1816 I – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 345, 61 s.
- Sørensen, R. 1979: Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, south Norway. *Boreas* 8, 241–246.
- Vorren, T.O. 1977: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247–257.
- Osteraas, T. 1976: Jord som resipient. Rapporter fra forskningsprogram for rensing av avloppsvann. NLH 76, 32–63.
- Aa, A.R. 1983: Dokka. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1816 IV – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 383, 61 s.

Appendiks

KVARTÆRTIDEN

Kvartærtiden omfatter den yngste perioden (2–3 mill. år) av Jordens historie. Denne perioden er preget av store klimasvingninger med istider og varmere mellomistider. Under istidene var landet mer eller mindre dekket av innlandsbreer som gravde ut og transporterte med seg store mengder losmateriale. Mye av dette materialet ble fraktet ut i havet og avsatt der. De avsetningene som finnes på land i dag, er for det meste dannet under og etter siste istid.

Siste istid (Weichsel) begynte for om lag 100 000 år siden. Svingninger i klimaet under denne istid førte til at isens utbredelse og mæktighet varierte meget, og det har trolig vært perioder da innlandsisen var delvis borte. Den største utbredelse nådde isen for 18–20 000 år siden da den dekket hele Skandinavia, og tykkelsen i de sentrale deler var opp til 3 000 m (Fig. 1).

Under avsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrokene ble isfrie først. Samtidig ble isdekket etter hvert tynnere, slik at det delte seg opp i fjord- og dalbreer som smeltet hurtig tilbake på grunn av det mildere klimaet og den store kalvingen i de dype fjordene. Kortvarige klimaforverringer førte til at iskanten stoppet opp eller rykket litt fram igjen og dannet karakteristiske randavsetninger (brerandtrinn). Det mest markerte brerandtrinnet ble dannet i Yngre Dryas tid for ca. 10 000–11 000 år siden. I Norge kan det følges mer eller mindre sammenhengende fra svenskegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensen i Øst-Finnmark. Det finnes også yngre markerte brerandtrinn dannet i Preboreal tid ca. 9 000–10 000 år for nåtid. Den endelige avsmeltingen av de sentrale deler av isdekket skjedde hurtig, og for ca. 8 500 år siden var størstedelen av innlandsisen forsvunnet. Senere har det generelt vært mildt klima og de norske høyfjellene var trolig isfrie i en lengre periode for dagens breer ble dannet.

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

LØSMASSENES DANNELSE OG INNDELING

Nåtidsens losmasser i Norge er hovedsakelig dannet under siste nedising (glasigene avsetninger) og i den etterfølgende isfrie perioden (postglasiale avsetninger). De er derfor meget unge i forhold til losmassene i andre land hvor nedising ikke fant sted.

De glasigene avsetningene er dominert av *morenemateriale* som ble tatt opp eller brutt løs fra berggrunnen, transportert og avsatt direkte av isbreene. Ut fra dannelsesmåten kan en grovt inndele morenematerialet i to grupper: *bunmorene* og *ablasjonsmorene*.

Bunmorene inneholder materiale som ble fraktet i den indre delen av isen hvor det foregikk en kraftig oppknusing av materialet. Karakteristisk for bunmorenen er fast pakning, innhold av alle kornstorrelsesfraksjoner og lite eller ingen lagdeling. *Abblasjonsmorene* inneholder materiale som ble transportert inne i breene eller på breoverflaten hvor partiklene har vært utsatt for mindre ned-

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

Isavsmeltingen førte til at store smeltevannsstrømmer gravde (eroderte) kraftig og store mengder løsmateriale ble transportert og senere avsatt som *breeløvsetninger*. Vannet samlet seg i sprekker og tunneler i eller under isen, eller i løp langs iskanten. Noe av løsmaterialet ble avsatt i direkte tilknytning til disse smeltevannsløpene (esker, kame, lateralterrasser), mens en stor del ble ført med smeltevannsstrømmene helt ut til brefronten og spylt ut der. I forbindelse med bretrandtrinnene, da iskanten lå mer eller mindre i ro, ble det dannet særlig store avsetninger av sand, grus og stein. Der breelvene munnet ut i havet fikk massene mange steder tid til å bygge seg opp som delta til datidens havnivå (MG). De groveste massene ble vanligvis avsatt i skrålag nærmest iskanten, mens de fineste silt- og leirkornene ble ført lengre ut i havet og avsatt i horisontale lag på bunnen (*hav og fjordavsetninger*). De store bretrandavsetningene er senere hevet, og de gamle breelvdeltaene finnes i dag som terrasseformete avsetninger. Breeløvsetningene som ikke rakk å bli bygget opp til MG finnes som randåser på tvers av dalforene.

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

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

De postglisiale avsetningene er dannet etter at isen smeltet vekk ved at tidligere avsatte løsmasser ble utsatt for erosjon og omlagring. Landhevingen førte til at store områder som tidligere var havbunn, ble tørr land. Elvene fikk da senket sin i erosjonsbasis og begynte å grave (erodere).

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

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

De postglisiale avsetningene er dannet etter at isen smeltet vekk ved at tidligere avsatte løsmasser ble utsatt for erosjon og omlagring. Landhevingen førte til at store områder som tidligere var havbunn, ble tørr land. Elvene fikk da senket sin i erosjonsbasis og begynte å grave (erodere).

Elve- og bekkeavsetninger er dannet av rennende vann, og finnes vesentlig som elvesletter, terrasser, vifter og delta. Eldre delta av sand og grus med tydelige skrålag finnes

som store, frittliggende terrasseflater på tilsvarende måte som breelvdeltaene, men i lavere nivåer enn disse. Ved dagens elvemunninger bygges det også ut delta.

I den korte perioden etter at innlandsisen forsvant, men før vegetasjonen etablerte seg, ble enkelte områder utsatt for vinderosjon. Særlig i forbindelse med store breeløvsetninger finnes sanddyner fra denne perioden. I dag blir *vindavsetninger* helst dannet ved sandtrendene langs kysten. Små avsetninger kan dannes i høyfjellsområder med meget sparsom vegetasjon og god tilgang på finsand i løsmassene.

Der fjelloverflaten ble liggende naken etter at isen forsvant, tok de nedbrytende kreftene straks til å virke.

Forvittringsmateriale er løsmasser dannet på stedet ved kjemisk eller mekanisk nedbryting. I høyfjellet er frostforvittringen særlig aktiv og enkelte områder kan være dekket av frostsprengte blokker (blokkhav).

I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosesser som jordflytning (solifluskjon), ras, steinsprang og skred vært særlig aktive. *Ur* er brukt som fellesbetegnelse for avsetninger dannet ved steinsprang.

Torv- og myrdannelser oppstår når produksjon av organisk stoff er større enn nedbrytingen. Dette skjer der vanntilstrømmingen er stor og undergrunnen er mettet opp til overflaten. Forskjellige typer av myrer dannes, avhengig av vann- og terrengforhold. Omvandlingsgraden for torven i myrene kan variere meget. Råhumus forekommer mange steder som et tynt dekke over fjell og løsmasser. Det består av døde, lite omvandlede planterester.

KVARTÆRGEOLOGISKE KART, TEGNFOKLARING

Løsmasser

Løsmassene er inndelt etter dannelsesmåte og -miljø. Det er således de ulike geologiske prosessene som avspeiles gjennom fargebruken på kartet. Eksempelvis gis alle løsmasser som er transportert og avsatt av rennende vann gule og orange farger, mens løsmasser som er transportert og avsatt av is gir grønne farger. Enkelte avsetningstyper, f.eks. morenemateriale, er i tillegg gitt en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

Morenemateriale er avsatt direkte av isbreer. Det består oftest av alle kornstørrelser fra leir til blokk i varierende mengdeforhold (usortert materiale).

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

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

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

Breeløvsetninger (Glasi-fluviale avsetninger) er løsmasser avsatt av strømmende smeltevann fra isbreer. De kjenne-tegnes ved at materialet er lagdelt og sortert etter kornstørrelser. Stein- og grusfraksjonen er som regel rundet.

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

Bresjø og innsjøavsetninger (Glasilakustrine og lakustrine avsetninger) er løsmasser avsatt ved relativt rolige strømningsforhold i bredemte sjøer. De kjennetegnes ved nær horisontal lagdeling, og består oftest av finsand og silt. Grovere strandmateriale kan forekomme i overflaten.

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

Forvittringsmateriale er dannet ved kjemisk eller mekanisk nedbryting av det faste fjell. Forvittringsmaterialet kjennetegnes ved at fragmentene er skarpkantede, og det er vanligvis en gradvis overgang fra løsmasse til det faste fjell. Kun bergarter fra den underliggende berggrunnen finnes i forvittringsmaterialet, og kornstorrelsen varierer.

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

Bart fjell

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

Små eller vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre løsmasser/bart fjell

Disse avsetningene angis med bokstavsymboler. I områder dominert av andre løsmasser brukes symbolene for avsetninger i overflaten som har for liten mektighet eller er for små til at de kan skilles ut med egen farge, og for avsetninger som er innblandet i den dominerende løsmassetypen.

I områder dominert av bart fjell brukes symbolene for løsmasser vesentlig i små forsenkninger og sprekker.

Kornstorrelse

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

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

Mektighet og lagfølge

Opptretter det flere avsetningstyper over hverandre i et område, er det øverstliggende presentert på kartet med farge såfremt mektigheten er mer enn ca. 0,5 m og den arealmessige utbredelsen er tilstrekkelig. Mektighet og lagfølge er angitt med tall og bokstavsymboler for henholdsvis dyp og kornstorrelse eller avsetningstype der hvor data foreligger. Dataene er oftest basert på studier av vegskjæringer, grustak, elvenedskjæringer, byggeproper etc. I en del tilfeller er det foretatt borer, seismiske undersøkelser eller elektriske motstandsmålinger for vurdering av løsmassenes mektighet, sammensetning og lagfølge.

Isbevegelsesretning

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

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

I løsmasser kan de yngste isbevegelsene avspeiles gjennom *drumlin*er og *parallele furer i moreneflaten* (*fluted surface*). Drumlin er en langstrakt, strømformet morenerogg avsatt mens isen var i bevegelse. Ryggene kan være bygd opp omkring en kjerne av fjell. Lengdeaksen viser isbevegelsesretningen på den tid dannelsen fant sted. Fluted surface er dannet av løsmateriale i isens såle og viser siste isbevegelsesretning.

Andre symboler

Breelvaavsetning, smeltevannsløp er begge erosjonsspor etter breelver i forbindelse med isavsmeltingen. Breelvaavsetning nyttes for større erosjonskanter i løsmasser.

Elve- eller bekkenedskjæring er en bratt skråning i løsmasser dannet ved elve- eller bekkeerosjon. På enkelte kart er nedskjæring med aktiv erosjon skilt ut for å markere at elver eller bekker fortsatt graver i løsmateriale.

Raviner er erosjonsformer dannet ved langsom utvasking av overflatevann eller grunnvann. De har ofte form av lange, smale dalsøkk med V-formet tverrprofil. Ravinedannelse er vanligst i finkornige løsmasser, men forekommer også i grovkornige avsetninger. På enkelte kart er raviner med aktiv erosjon skilt ut. Dette er bl.a. et viktig moment ved vurdering av stabiliteten i leirområder.

Haug- og ryggformet overflate brukes for områder karakterisert av mindre hauger og vilkårlig orienterte rygger. Disse formene er vanlige i områder med død isavsmelting. Rygger av denne typen er korte og har uregelmessig form.

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

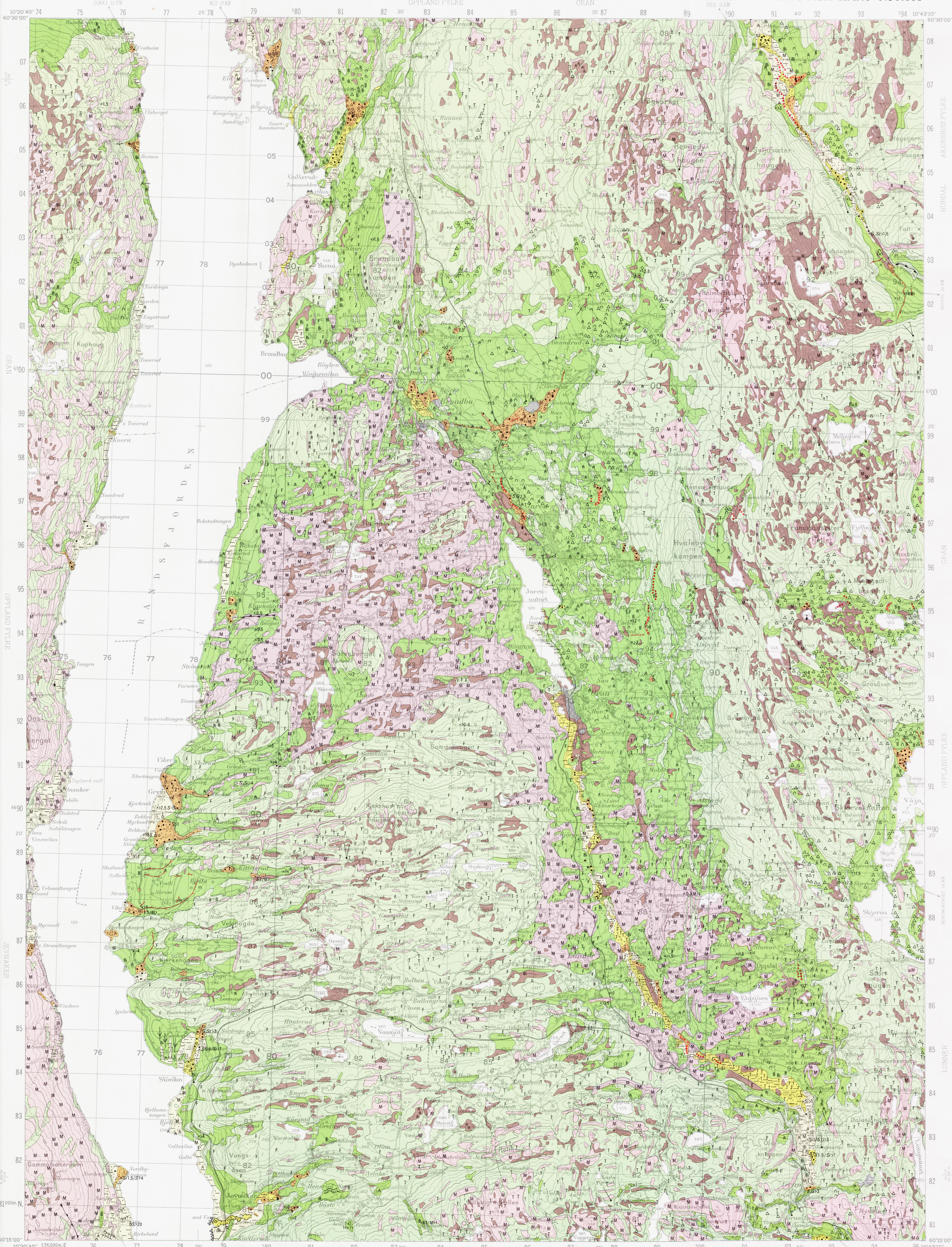
Høyt blokkinnhold på overflaten brukes om særlig blokkrike felter.

GRAN

1815 I

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

KVARTERGEOLOGISK KART 1:50.000



TEGNFORKLARING Legend

- ### LØSMASSER Superficial deposits
- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET
Till, continuous cover, locally of great thickness
 - MORENEMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGGRUNNEN
Till, discontinuous or thin cover on bedrock
 - BREELVAVSETNINGER (GLASIFLUVIALE AVSETNINGER)
Glaciofluvial deposits
 - RYGGFORMET BREELVAVSETNING, DANNET I TUNNEL ELLER SPREKK I ISEN (ESKER)
Esker
 - BRESJO- OG INNSJOAVSETNINGER (GLASILAKUSTRINE OG LAKUSTRINE AVSETNINGER)
Glaciolacustrine and lacustrine deposits
 - ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER (FLUVIALE AVSETNINGER)
Fluvial deposits
 - FORVITRINGSMATERIALE
Weathering material
 - TORV- OG MYRDANNELSER (ORGANISKE MATERIALE)
Organic deposits
 - FYLLMASSER
Fill materials

BART FJELL Exposed bedrock

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

SMÅ OG VANSKELIG AVGRENBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER/BART FJELL Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock

- M MORENEMATERIALE
Till
- MI MORENELEIRE
Boulder clay
- B BREELVAVSETNINGER
Glaciofluvial deposits
- Bi BRESJO- OG INNSJOAVSETNINGER
Glaciolacustrine and lacustrine deposits
- E ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER
Fluvial deposits
- F FORVITRINGSMATERIALE
Weathering material
- R LØSMASSER AVSATTE VED STEINSPRANG
Rock fall material
- T TORV- OG MYRDANNELSER
Organic deposits
- Z FYLLMASSER
Fill materials

KORNSTØRRELSE Grain size

- BLOKK (B) >256 mm
Boulder
- STEIN (St) 256 mm - 64 mm
Stone
- GRUS (G) 64 mm - 2.0 mm
Gravel
- SAND (S) 2.0 mm - 0.063 mm
Sand
- SILT (Si) 0.063 mm - 0.002 mm
Silt
- LEIR (L) <0.002 mm
Clay

MEKTIGHET OG LAGFØLGE Thickness and stratigraphy

- BOKSTAVSYMBOLER FOR AVSETNINGSTYPER OG KORNSTØRRELSER ER VIST OVENFOR
Lattices for deposits and grain size are shown above
- *3 MEKTIGHETEN ER 3 M
The thickness is 3 m
- *2 MEKTIGHETEN ER MER ENN 2 M
The thickness exceeds 2 m
- *5 MEKTIGHETEN ER ANTATT Å VÆRE MER ENN 5 M
The thickness is estimated to exceed 5 m
- *1/G3/S DEN KARTLAGTE AVSETNING ER 1 M MEKTIG, UNDER ER 3 M GRUS OVER SILT
The thickness of the mapped deposit is 1 m, this is underlain by 3 m gravel on top of silt

ISBEVEGELSESPRETNING Direction of ice movement

- SKURINGSSTRIPE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKET
Glacial striae, movement towards the observation point
- KRYSSENDE SKURINGSSTRIPER, ØKENDE ANTALL HAKER MED ØKENDE RELATIV ALDER
Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age
- DRUMMLIGNENDE FORM
Drumlin-shaped form

ANDRE SYMBOLER Other symbols

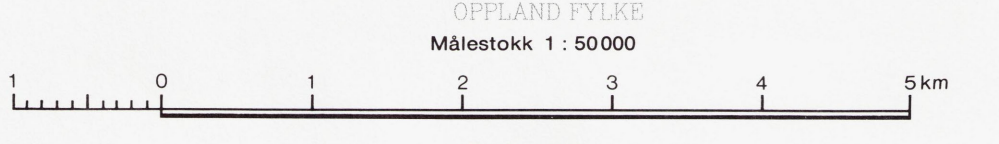
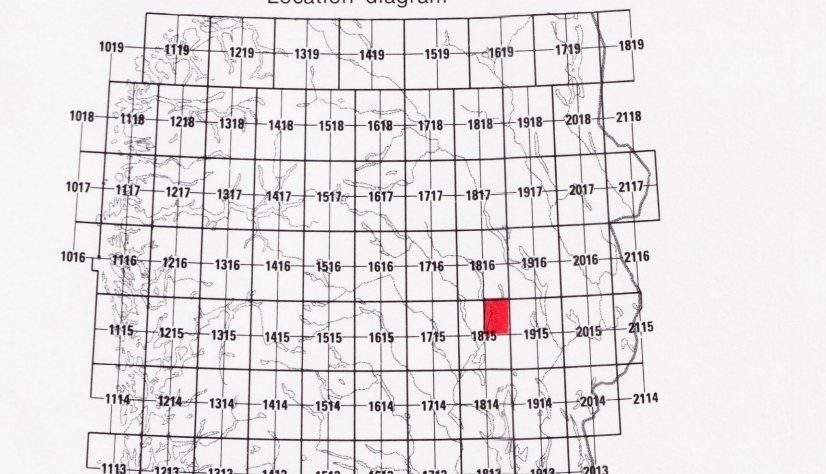
- BREELVNEDESKJÆRING
Glaciofluvial erosion brink
- SMELTEVANNSLØP
Drainage channel in superficial deposits
- ELVE- ELLER BEKKENEDSKJÆRING
Fluvial erosion brink
- GLE
Gully
- VIFTEFORM
Fan
- ABRASJONSKANT
Abrasion-brink
- RAVINE
Gully
- RYGG
Ridge
- HAUG- OG RYGGFORMET OVERFLATE
Hummocks and ridges
- HOYT BLOKKINNHOLD I OVERFLATEN
High frequency of boulders on the surface
- STOR ENKELTBLOKK
Large block
- MASSETAK UTDREVET MASSETAK
Gravel pit-exposed gravel pit

Kartlagt 1978-80 av I. Alstadsether, T. Bergel, O. Furuhaug, H. Høgda, P. A. Kjærnes, R. Nilsrud, K. Ostad, K. S. Olsen, K. Ribber, H. Svein, E. Sørensen.
Sammenrettet ved NGU i 1980-81 av K. Ribber og P. Kjærnes.
Referanse til dette kartet: KJÆRNES, P.A.: 1982
GRAN, kvartærgeologisk kart 1815 I - M 50 000, Norges geologiske undersøkelse.

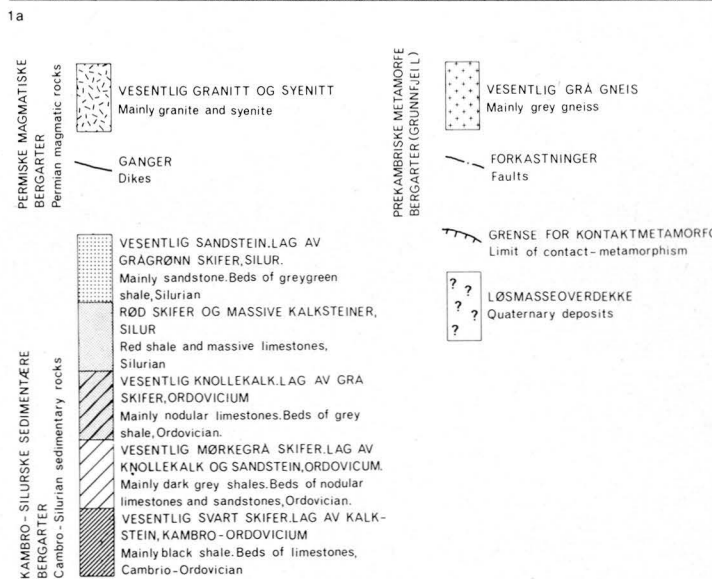
BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER Instruction in using UTM grid for reference points

CONSELLETT GRID ZONE DESIGNATION	KARTERINGS- 100 M RUTE	LOKALE SAMLEPUNKT	LIAN	TO GIVE ET STANDARD REFERANSE PÅ DISSE PUNKTENE
32V	100 km rute (Et. fig. til venstre)	NM	85	Les opp vertikalt gitterlinje til venstre for punktet og horisontalt gitterlinje under punktet. Estimer tenten fra gitterlinje til punkt.
NN	100 km rute 100 000 M SQUARE IDENTIFICATION		87	Les opp vertikalt gitterlinje til venstre for punktet og horisontalt gitterlinje under punktet. Estimer tenten fra gitterlinje til punkt.
NM		NM52875	87	Les opp vertikalt gitterlinje til venstre for punktet og horisontalt gitterlinje under punktet. Estimer tenten fra gitterlinje til punkt.
		20NM52875		Les opp vertikalt gitterlinje til venstre for punktet og horisontalt gitterlinje under punktet. Estimer tenten fra gitterlinje til punkt.
		6681000		Les opp vertikalt gitterlinje til venstre for punktet og horisontalt gitterlinje under punktet. Estimer tenten fra gitterlinje til punkt.

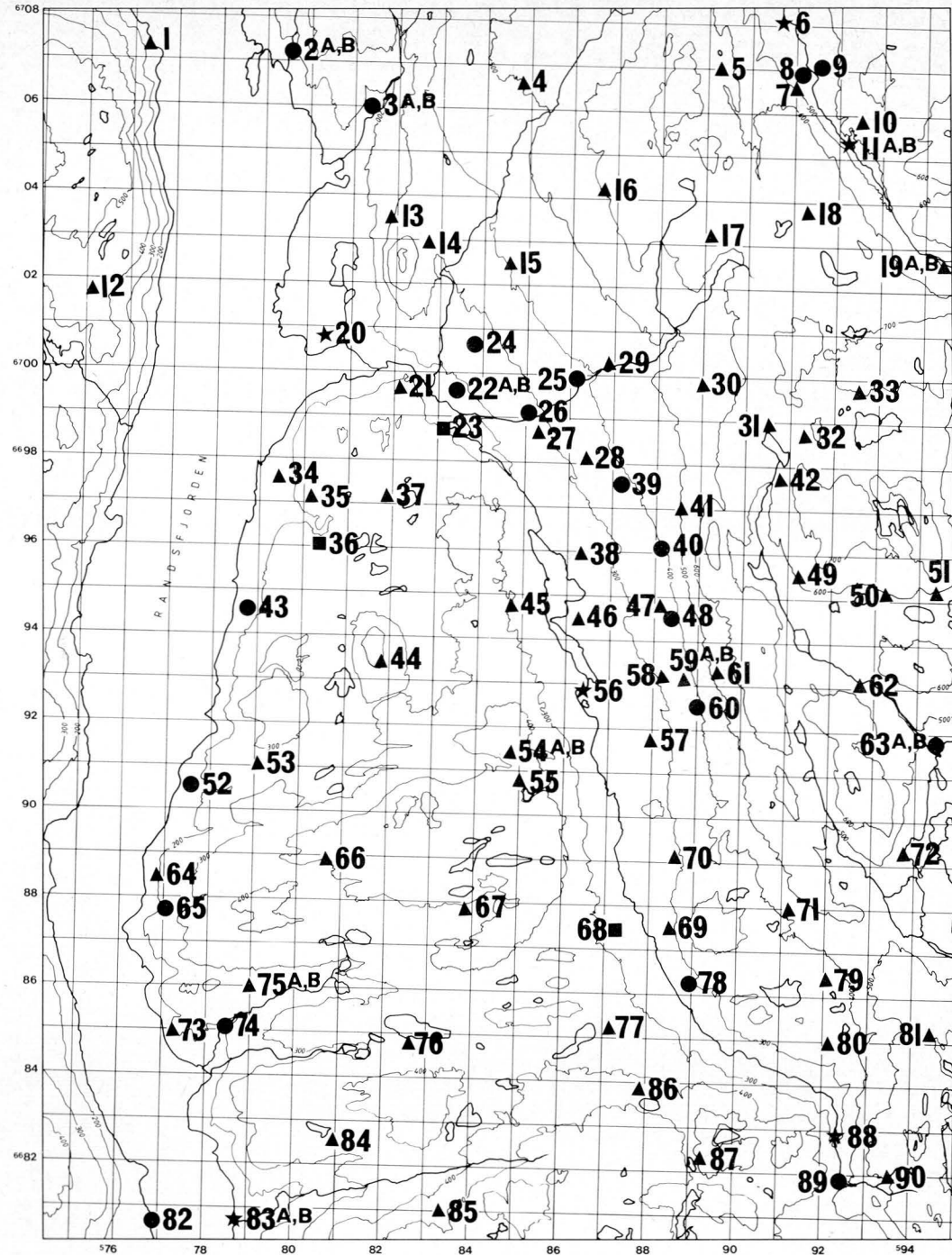
KARTBLADINDELING Location diagram



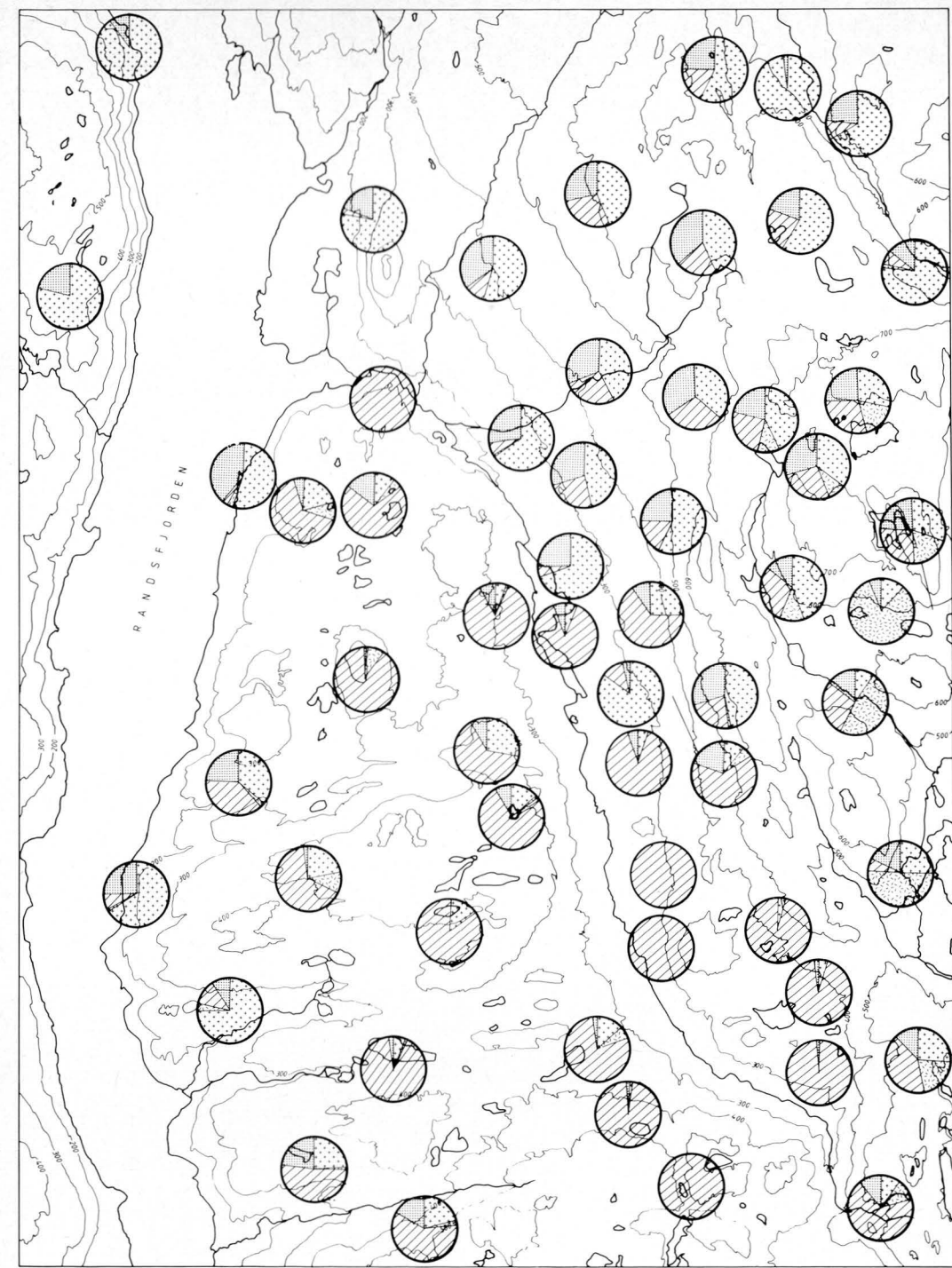
Kartgrunnlag
Topografi
Fotogrammetri
Norges geografiske oppmålings kart etter tillatelse
Norges geologiske undersøkelse
Nordiske L.A.S. Trondheim 1982
Universitetsforlaget



1 a. Berggrunnsgeologisk kart. Forenklet etter Høltedahl og Schetelig (1923) m.fl.
Geological map, simplified after Høltedahl and Schetelig (1923).



1 b. Prøvelokaliteter. Prøvenr. refererer til tabell 1.
Sample localities. The sample number refer to table 1.



TEGNFORKLARING, SE PL. 1a.
Legend, see Pl. 1a.

1 c. Bergartsinnholdet i fraksjonen 4-8 mm i moreneprøver.
The lithological composition in the fraction 4-8 mm in till samples.