



# STIKLESTAD

## Kvartærgeologisk kart 1722 IV - M 1:50.000 Beskrivelse

HARALD SVEIAN

Sveian, H. 1989: Stiklestad. Quaternary geological map 1722 IV - 1:50,000 with description (in Norwegian).

*Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 89, 1-54.*

The superficial deposits within the map-sheet Stiklestad are classified and mapped according to their genesis. Ice movements and the course of deglaciation have been reconstructed. The shore-level displacement has been investigated. Several radiocarbon datings are presented. The oldest observed direction of ice movement is towards the coast, crossing the Trondheimsfjord basin in a west-north-westerly direction. The southwesterly ice movement at the end of the deglaciation was dependent on the topography and a calving ice-front in the fjord. During the deglaciation c. 10,500-10,000 yrs. B.P. several halts or small advances of the ice-front resulted in numerous ice-marginal deposits. The marine limit varies from c. 170 m a.s.l. to c. 185 m a.s.l. Mountainous areas and hills are dominated by a thin cover of humus on bedrock, bogs, a thin discontinuous cover of till, and weathering material. Marine clay and silt dominate most areas below the marine limit. Many of these areas have been influenced by fluvial erosion and slides during the Holocene. Glaciofluvial sand and gravel occur in large ice-marginal ridges and terraces. Several moraines contain a mixture of till and glaciofluvium. To the west of Verdalsøra the thickness of the Quaternary deposits in the present fjord varies from 0 to c. 300 m, as mapped by seismic reflection.

*Harald Sveian, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, Lade, N-7002 Trondheim, Norway.*

### INNHold

Forord .....	1	Maringeologi (K. Bjerkli og H.A. Olsen) .....	43
GENERELL DEL .....	2	Grusregister (H. Hugdahl) .....	45
Kvartærtiden og løsmassenes dannelse .....	3	Engelsk sammendrag (English summary) .....	49
Det kvartærgeologiske kartet .....	7	Litteratur .....	51
SPEIELL DEL .....	11	TILLEGG .....	52
Berggrunn og landskapsformer .....	11	Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart ...	52
Kvartærgeologisk utvikling .....	11	Løsmassenes anvendelse .....	52
Løsmassebeskrivelse .....	26	Utførelse og metoder .....	53
		KARTVEDLEGG .....	

### Forord

Kvartærgeologisk kart Stiklestad, 1722 IV er vesentlig sammentegnet på grunnlag av publiserte kart i M 1:20.000 (Fig. 1). Det er derfor noe mer detaljrikt enn mange kart i denne serien. Feltarbeidet startet i 1978 ved Levanger. I 1980 ble nedre del av Verdalen kartlagt. Da startet "Leirprosjektet", et landsomfattende samarbeidsprosjekt mellom NGU og Norges Geotekniske Institutt (NGI), der målsettingen er å vurdere skredfare i leirområder. Senere er

kartleggingen videreført i regi av dette prosjektet. Delfinansiering er gitt fra Statens Naturskade-fond, Verdalen kommune, Fylkeskartkontoret og Nord-Trøndelag fylkeskommune. NGU har også foretatt maringeologisk kartlegging, dvs kartlegging av løsmassenes utbredelse og mektighet på sjøbunnen, i området utenfor Verdalen-Levanger-Straumen (Sveian & Bjerkli 1981).

Hovedtrekk av områdets geologiske utvikling var kjent fra flere publikasjoner. Den nye detalj-kartleggingen har sammen med en rekke aldersbestemmelser gitt ny kunnskap om isavsmeltingshistorien og den påfølgende landhevningen, og om løsmassene og landskapsutviklingen.

Denne beskrivelsen består av tre deler: *Generell del* gir en kort innføring i kvartærgeologi, forklaring av enkelte fagtermer og en utdyping av kartets tegnforklaring der løsmassene er inndelt etter sin dannelsesmåte. *Spesiell del* omhandler den geologiske utviklingen av området under og etter siste istid, og en beskrivelse av løsmassene innen kartbladet. *Tillegg* inneholder eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart, praktisk anvendelse av løsmasseressursene og oversikt over utførelse og metoder.

For lesere som ønsker en nærmere innføring i kvartærgeologi/ingeniørgeologi henvises det til Holmsen (1979) og Selmer-Olsen (1977).

**1. opplag** ble trykt i 1989.

**2. opplag** trykkes i 1993, delvis med fargeillustrasjoner, og utgis til Verdals kommunens markering av hundreårsminnet for de to naturkatastrofene Verdalsraset (kvikkleireskred) og Hærfossen (elvegjennombrudd øst for kartblad Stiklestad). Det er tatt med noen flere bilder bakerst i heftet, og figur 7 er supplert med en tidstabell. Adjunkt Øystein Walberg har gitt opplysninger om leirskred slik at lista på s. 25 og 2. opplag av kartet kunne suppleres. På kartet er det forøvrig rettet noen trykkfeil og tilføyd noen nye symboler. Walberg har i sitt bygdebokarbeid funnet at det totale antall omkomne i Verdalsraset er 116. I tillegg til de omtalte 112 (s. 23) døde 4 personer av påkjenningene i løpet av de første 11 dagene etter ulykken.

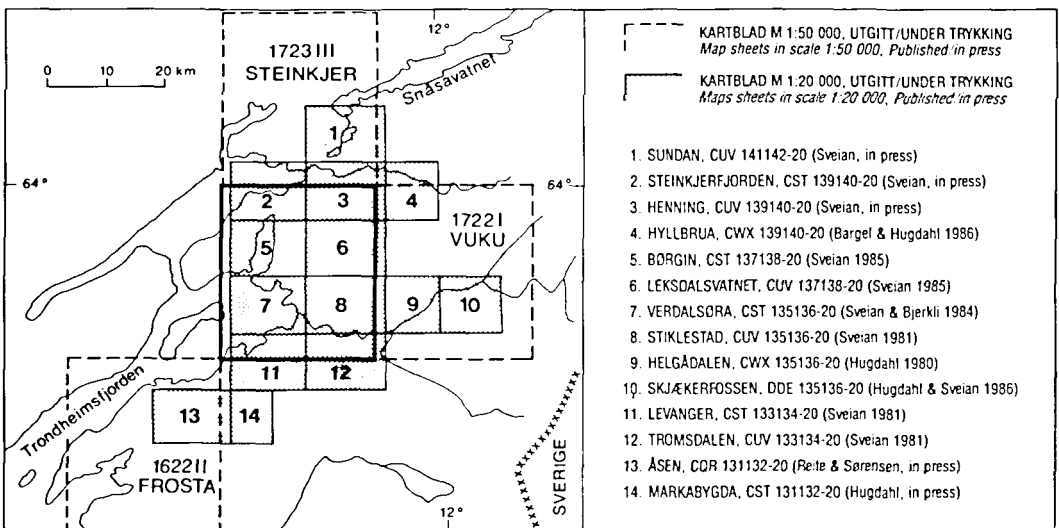


Fig. 1. Oversikt over NGUs kvartærgeologiske kartlegging i M 1:50.000 og 1:20.000 (grå) i perioden 1978-1985.

*Quaternary mapping by NGU in scale 1:50.000 and 1:20.000 (shaded) during the period 1978-1985.*

## Generell del

*Kvartærgeologi* er læren om den yngste geologiske perioden, - kvartærtiden. *Løsmassene* som dekker berggrunnen i Norge er avsatt i siste del av denne perioden. De er derfor meget unge i forhold til våre bergarter, og de er også mye yngre enn løsmassene i de land hvor nedising ikke har funnet sted.

Løsmassene er en fundamental naturressurs på linje med vann og luft. De utgjør selve grunnlaget for plante- og dyreliv, og dermed for landbruk og bosetting. Bare en liten del av Norges areal er dekket av mektige løsmasser, og nydannelse skjer ikke i nevneverdig omfang. Riktignok foregår det langsomme prosesser som f.eks. oppbygging av elvedelta, forvitring og myrdannelse, men i hovedsak må løsmassene betraktes som en begrenset og ikke-fornybar ressurs. Vår bruk av dem må sees i lys av dette (se Tillegg).

Presset på våre løsavsetninger har økt sterkt i de senere årene, spesielt i og omkring tettstedene. Disponering av arealer til byggegrunn, kommunikasjonsnett, uttak av grunnvann, søppelplasser, resipient og massetak for bygge- og anleggsvirksomhet er eksempler på forskjellig utnyttelse av løsmassene. De fleste av disse bruksmåtene fører til at arealer og masser beslaglegges for alltid eller for lang tid. Ofte vil en bruksmåte utelukke de andre, og dette kan gi grunnlag for konflikter. Ved fysisk planlegging blir naturressursene derfor viet stadig større oppmerksomhet, bl.a. gjennom vårt lovverk. Kvartærgeologiske kart er et nødvendig hjelpemiddel for å oppnå fornuftig arealdisponering og en best mulig forvaltning av løsmassene (se eksempler på bruk av kartet i Tillegg).

## Kvartærtiden og løsmassenes dannelse

Kvartærtiden omfatter de siste 2-3 millioner år av Jordens historie. Perioden er preget av store klimasvingninger med flere istider og varmere mellomistider. Under istidene var landet mer eller mindre dekket av innlandsis som gravde ut og transporterte med seg store mengder løsmateriale. Mye av dette materialet ble fraktet ut i havet og avsatt der.

*Siste istid (Weichsel)* begynte for vel 100.000 år siden. Svingninger i klimaet under denne istid førte til at isens utbredelse og mektighet varierte ganske meget, og det har vært perioder da innlandsisen var delvis borte. Den største utbredelse i Weichsel nådde isen for 18-20.000 år siden da den dekket hele Skandinavia, og tykkelsen i de sentrale deler trolig var opp til 3000 m (Fig. 2 og 3). Under avsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble isdekket etter hvert tynnere, slik at det delte seg opp i fjord- og dalbreer som smeltet hurtig tilbake på grunn av det mildere klimaet og den store kalvingen i de

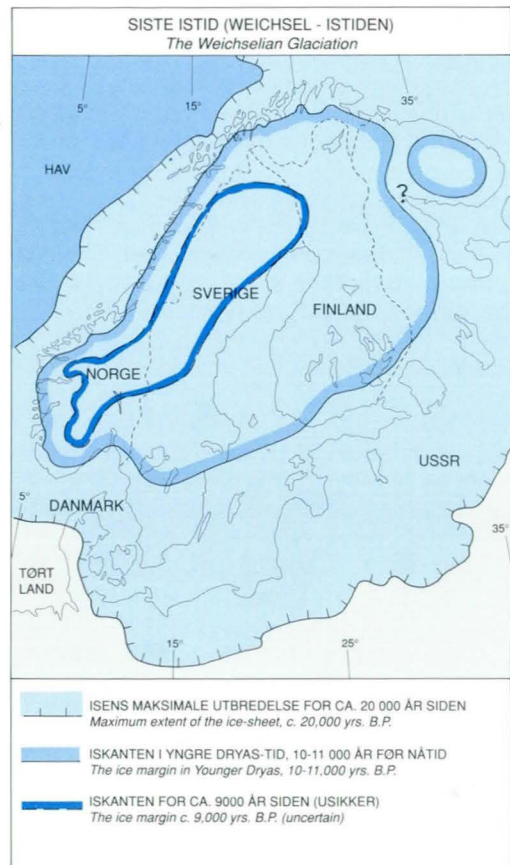


Fig. 2. Den skandinaviske innlandsisens utbredelse under tre forskjellige faser av siste istid.

*The extent of the Scandinavian ice sheet during three phases of the Weichselian glaciation.*

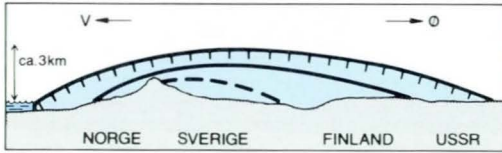


Fig. 3. Skjematiske øst-vestprofiler gjennom Trøndelag av den skandinaviske innlandsisen i de tre fasene vist i Fig. 2. Merk at isskillet (isens høyeste punkt) lå langt øst for dagens vannskille.

*Schematic east-west profiles showing the Scandinavian ice sheet in the three phases shown in Fig. 2. Note the position of the ice-shed east of the present water-shed.*

dype fjordene. Kortvarige klimaforverringene førte til at iskanten stoppet opp eller rykket litt fram igjen og dannet karakteristiske randavsetninger (brerandtrinn). Det mest markerte brerandtrinn ble dannet i Yngre Dryas tid for ca. 10.000-11.000 år siden. I Norge kan det følges mer eller mindre sammenhengende fra svenkegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensen i Øst-Finnmark (Fig. 2). Det finnes også yngre markerte brerandtrinn dannet i Preboreal tid ca. 9000-10.000 år før nåtid. Den endelige avsmeltingen av de sentrale deler av isdekket skjedde hurtig, og for ca. 8500 år siden var størstedelen av innlandsisen forsvunnet. Senere har det vært mildt klima og de norske høyfjellene var isfrie, trolig i en lengre periode før dagens breer ble dannet.

Tyngden av de store ismassene førte til at jordskorpa ble presset ned. Da isen smeltet vekk, hevet landet seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noe mindre ute ved kysten (isostatisk heving). På grunn av treghet i jordskorpa har det tatt lang tid å gjenopprette likevekten. Selv i dag skjer det en langsom stigning av landmassen. Samtidig som landet hevet seg, skjedde det en økning av vannmengden i havet (eustatisk heving) på grunn av tilførsel av store mengder smeltevann fra breene. Strandforyskyvningen etter isavsmeltingen skyldes et samspill mellom disse faktorene. I Norge har den isostatisk hevingen hovedsakelig vært større enn den eustatiske, med unntak av enkelte ytre kystområder. Dette har ført til at mange områder, som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjordbunn, nå er blitt tørt land. Det øverste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk, kalles *marin grense (MG)*. Denne er ca. 100 m o.h. på Trøndelagskysten, og øker til 180-190 m o.h. i dalførene i indre strøk.

## Løsmassenes dannelse

Man kan skille mellom *glasigene avsetninger (istidsavsetninger)* som hovedsaklig er dannet under siste istid, og *postglasiale avsetninger* som er dannet etter at isen smeltet vekk.

*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 inndeles morenematerialet i to grupper: *bunnmorene* og *ablasjonsmorene*. *Bunnmorene* inneholder materiale som ble fraktet i den under delen av isen hvor det foregikk en kraftig oppknusning av materialet. Karakteristisk for bunnmorenen er fast pakning, innhold av alle kornstørrelsesfraksjoner og lite eller ingen lagdeling. *Ablasjonsmorene* inneholder materiale som ble transportert inne i breen eller på breoverflaten hvor partiklene har vært utsatt for mindre nedknusning. Det har vanligvis vært en del smeltevann tilstede. Da isen smeltet bort, ble ablasjonsmorenen avsatt over bunnmorenen, eller direkte på fjell der hvor bunnmorenen manglet. *Randmorener* dannes langs kanten av breen under fremstøt eller kortvarige opphold under avsmeltingen, Fig. 4. Isavsmelt-

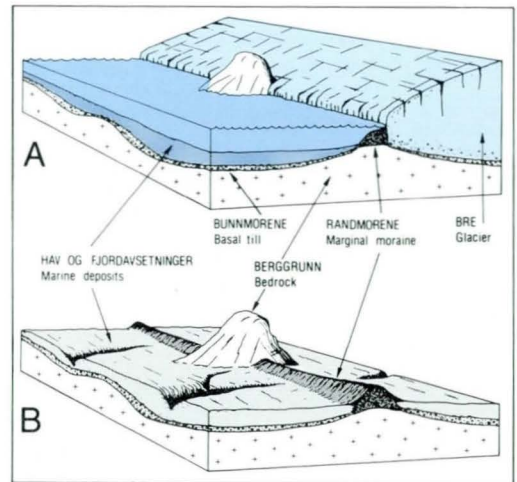


Fig. 4. Dannelse av randmorene i en fjord, prinsippskisse. A: Breen skyver sammen en morenerygg. Leire avsettes på fjordbunnen.

B: Randmorenen omgitt av leire.

*Genesis of a marginal moraine in a fjord, diagrammatic sketch. A: Marginal moraine formed by an advancing glacier. Clay is deposited in the fjord. B: The moraine surrounded by clay*

ningen førte til at store smeltevannsstrømmer gravde (eroderte) kraftig, og store mengder løsmateriale ble transportert og senere avsatt som *breelavsetninger* (Fig. 5). 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 brerandtrinnene, da iskanten lå mer eller mindre i ro, ble det dannet særlig store avsetninger av sand, grus og stein. Der breelvene munnet ut i havet fikk massene mange steder tid til å bygge seg opp som delta til datidens havnivå (MG). De groveste massene ble vanligvis avsatt i skrålag nærmest iskanten, mens de fineste silt- og leirkornene ble ført lengre ut i havet og avsatt i horisontale lag på bunnen (*hav- og fjordavsetninger*). De store brerandavsetningene er senere hevet, og de gamle breelvdeltaene fins i dag som terrasseformete avsetninger. Brerandavsetningene som ikke rakk å bli bygget opp til MG fins som randåser på tvers av dalførene (Fig. 5). Breelavsetningenes beliggenhet er ikke bare knyttet til dagens vassdrag. Ved innlandsisens gradvise nedsmeltning ble vannets dreneringsveier bestemt av samspillet mellom landformene og isoverflatens beliggenhet og helning. Dette førte til dannelse av breelavsetninger på en del steder hvor det i dag ikke er elver, f.eks. i dalsider, på høgfjellet m.v. Langs kanten av breene ble det enkelte steder demmet opp bresjøer hvor løsmasser kunne bli avsatt.

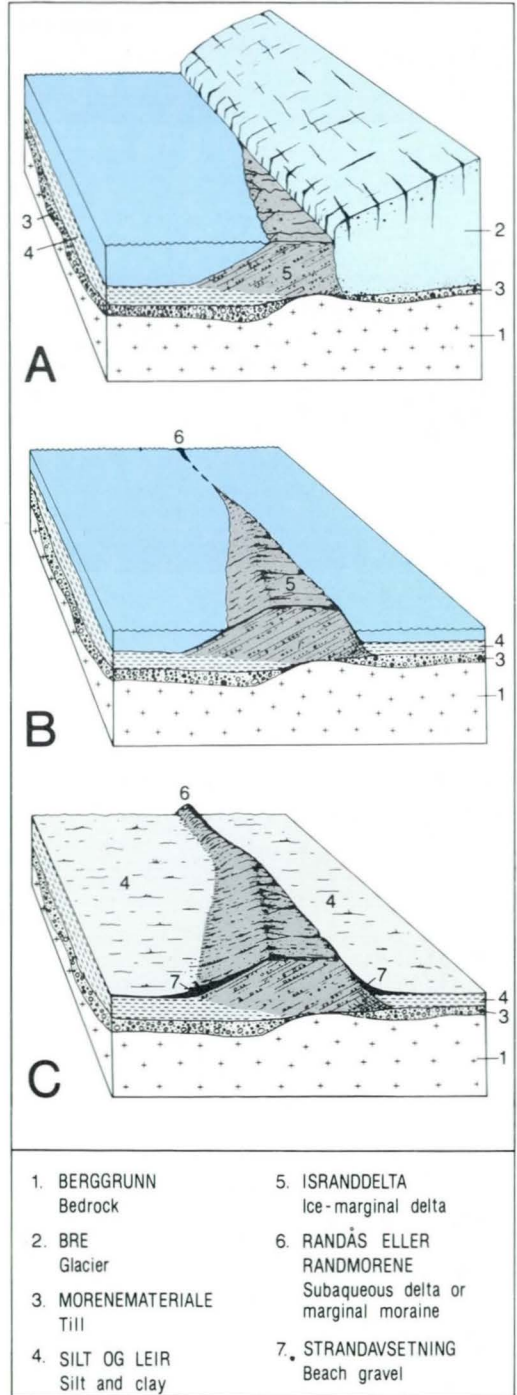


Fig. 5. Dannelse av de vanligste glasiogene og postglasiale avsetninger i en fjord, kfr. Henning (299 942).  
 A: Breelvene avsetter sand og grus foran brekanten, delvis bygd opp til havnivå. Silt og leir avsettes på fjordbunnen lenger ute.  
 B: Isen har trukket seg tilbake og havnivået har sunket. Silt og leir er avsatt innenfor breelavsetningen, og det foregår strandvasking i breelavsetningen.  
 C: Området er blitt tørt land. Strandavsetninger er dannet over leira ved foten av skråningen på breelavsetningen.

*Genesis of the most common glacial and postglacial deposits in a fjord. A: Glaciofluvial sand and gravel are deposited in front of the glacier, partly built up to the sea-level. Silt and clay are deposited on the sea-floor distal to*

*the sand and gravel. B: The glacier has receded and the sea-level is lower. Silt and clay has been deposited proximal to the glaciofluvial deposit. Erosion by wave action takes place. C: The area is dry land. Marine shore deposits are overlying the clay on the slopes of the glaciofluvial deposits.*

ARKEOLOGISK INNDELING	ÅR FØR NÅTID	GEOLOGISK INNDELING	GEOLOGISKE HENDELSER
Historisk tid	1000	Subatlantisk tid	Gradvis øvtskende strandforskyvning frå 5m/1000år til 0,3m/1000år i nåtida.  Dannelse av elve- og bekkeavsetninger, strandavsetninger, forvittringsmateriale, ur og forvordarter.  Elveerosjon og skred i løsmassene.
Jernalder	2000		
Bronsealder	3000		
Yngre steinalder	4000	Subboreal tid	
	5000		
Eldre steinalder	6000	Atlantisk tid	
	7000		
	8000	Boreal tid	
	9000		
	10000	Preboreal tid	
		Etteristid (Holocen)	Rask strandforskyvning Isavsmelting i fjellene
	11000	Yngre Dryas	Oppkalling av breen i indre Trondheimsfjord til Vuku-Stod
	12000	Allerød	Breframstet til Tautra
		Eldre Dryas	Oppkalling av breen til Stjørdalen og Frosta
	13000	Bølling	Isavsmelting i kyststrøkene
		Siste istid (Weichsel)	Trøndelag dekket av innlendsisen

Fig. 6. Tidstabell med viktige geologiske hendelser fra slutten av siste istid og fram til i dag.

Time-table with major geological events from the end of the last glaciation to the present time.

De postglasiale avsetningene er dannet ved at tidligere avsatte løsmasser ble utsatt for erosjon og omlagring (Fig. 6). Landhevingen førte til at store områder som tidligere var havbunn, ble tørt land. Elvene fikk senket erosjonsbasis og begynte å grave. De finkornige *hav- og fjordavsetningene* (silt og leir) ble liggende særlig utsatt for erosjon av grunnvann og overflatevann. Den opprinnelig jevne og relativt flate gamle havbunnen ble gjennomskåret av bekedaler og raviner i et forgreinet mønster. Under landhevingen ble løsmassene i strandsonen mer eller mindre påvirket av bølgevasking og strømmer. Enkelte steder ble mye av finmaterialet skyllet vekk og avsatt i forsinkinger på havbunnen. *Marine strandavsetninger* fins i områder hvor bølgeerosjonen fikk virke ganske fritt. *Elve- og bekkeavsetninger* er dannet av rennende vann, og fins vesentlig som elvesletter, terrasser, vifter og delta. Eldre delta av sand og grus med tydelige skrålag fins som store, frittliggende terrasseflater på tilsvarende måte som brelvdeltaene, men i lavere nivåer enn disse. Ved dagens elvemunninger bygges det også ut delta. Der fjelloverflaten ble

liggende i dagen etter at isen forsvant, tok de nedbrytende kreftene straks til å virke. *Forvittringsmateriale* er løsmasser dannet på stedet ved kjemisk eller mekanisk nedbrytning. I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosesser som jordflytning (solifluksjon), ras, steinsprang og skred vært særlig aktive. *Ur* er brukt som fellesbetegnelse for avsetninger dannet ved steinsprang. *Torv- og myrdannelser* oppstår når produksjon av organisk stoff er større enn nedbrytningen. Dette skjer der vanntilstrømningen er stor og undergrunnen er mettet opp til overflaten. Forskjellige typer av myrer dannes, avhengig av vann- og terrengforhold. Omvandlingsgraden for torven i myrene kan variere meget. Råhumus forekommer mange steder som et tynt dekke over fjell og løsmasser. Det består av døde, lite omvandlede planterester.

## Det kvartærgeologiske kartet

### Definisjon

Kvartærgeologiske kart med beskrivelser viser løsmassenes utbredelse og dannelsesmåte, delvis deres sammensetning, egenskaper og overflateformer. Dessuten gir kartene informasjon av betydning for tolkningen av den geologiske historien.

### Nøyaktighetsgrad

Et kart i M 1:50.000 er et oversiktskart der områdenes dominerende løsmasstype er fremstilt ut fra feltobservasjoner og flyfototolkning. Under tegningen har det vært nødvendig å foreta en generalisering i noen områder. Enkelte viktige detaljer kan være overdrevet, f.eks. små avsetninger, dreneringsspor eller små fjellblotninger. I andre tilfeller kan detaljer være utelatt. Grenselinjene på kartet er entydige i de tilfeller der det er klare grenser i terrenget, men ofte opptrer det gradvis overgang fra en avsetningstype til en annen, og da representerer grenselinjen en overgangssone.

### Lokalitetsangivelse

Kartgrunnlagets UTM-koordinater (6 sifre) er i beskrivelsen brukt til å angi punkter på kartet. Ved denne angivelsen er lokaliteten fastlagt innen en 2 x 2 mm rute på kartet (100 x 100 m i terrenget). Veiledning om bruk av koordinatene fins i kartramma.

## Tegnforklaringen. Farge- og symbolbruk

### Løsmasser

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

*Morenemateriale* er avsatt direkte av isbreer. Det består oftest av alle kornstørrelser fra leir til

blokk i varierende mengdeforhold (usortert materiale).

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

*Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen* brukes for arealer hvor mektigheten er liten eller hvor det forekommer mange fjellblotninger. Berggrunnens småformer trer tydelig fram. I enkelte mindre berggrunnsforskningsområder kan mektigheten være mer enn en halv meter.

*Randmorene* brukes som betegnelse på ryggformete israndavsetninger (endemorener og sidemorener), Fig. 4. Kornfordelingen i randmorener kan variere meget. Avsetningene består vesentlig av morenemateriale. Stedvis opptrer breelvavsetninger i veksling med morenemateriale, særlig i endemorenene.

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

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

*Hav- og fjordavsetninger (Marine avsetninger bortsett fra strandavsetninger)*, er finkornige løsmasser bunnfelt i havet mens dette sto høyere enn i dag. I mange områder har det gått leirskred. Utraste leirmasser er ofte vanskelig å skille fra uforstyrrede leiravsetninger ved en overflatekartlegging.

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

*Hav- og fjordavsetninger og strandavsetninger, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen*, brukes for arealer hvor begge disse avsetningstypene forekommer. Tykkelsen veksler i områder med kupert fjellgrunn, men er gjennomgående liten. Som regel fins tallrike fjellblotninger. Kornstørrelsen veksler fra leir/silt til grov grus/stein.

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

*Forvittringsmateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen* brukes for arealer hvor mektigheten er liten. Ofte forekommer små fjellblotninger. Lokalt kan mektigheten være mer enn en halv meter.

*Ur* består vesentlig av skarpkantede stein og blokker som er løsnet i fjellet ovenfor og avsatt ved steinsprang.

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

*Humusdekke/tynt torvedekke over berggrunnen* omfatter områder dekket av humus eller tynne torvavsetninger. Mektigheten er vanligvis 10-30 cm, men i enkelte områder kan den være litt større.

*Fyllmasser (Antropogent materiale)* er løsmasser tilført eller sterkt påvirket av mennesker. Betegnelsen er brukt for steintipper, søppelfyllinger og andre større fyllinger. Bakkeplanering i jordbruksområder er ikke inkludert (se eget symbol nedenfor).

## *Bart fjell*

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

## *Små og vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre løsmasser/bart fjell.*

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

## *Kornstørrelse*

Kornstørrelse for sorterte avsetninger er angitt etter visuell bedømmelse i felt. Det foretas en skjønnsmessig helhetsvurdering, og det er den dominerende kornstørrelse nær markoverflaten som er vist. Symbolene representerer derfor ikke punktobservasjoner. Ofte vil kornstørrelsen variere mot dypet. Inndelingen av kornstørrelsene i fraksjoner er oppgitt i kartets tegnforklaring. Ved omtalen av sorterte avsetninger angis den dominerende fraksjon i substantivform. Dersom andre fraksjoner inngår med mer enn 10%, er disse omtalt i adjektivform, f.eks. sandig grus (grus dominerer, sand utgjør mer enn 10%, andre fraksjoner mindre enn 10%). For usorterte avsetninger (f.eks. morenemateriale) er kornstørrelser ikke vist på kartet, men blokkrik overflate og store enkeltblokker kan være angitt.

## *Løsmassenes mektighet og lagfølge*

Opptre det flere avsetningstyper over hverandre i et område, er det øverstliggende presentert på kartet med farge såfremt mektigheten er mer enn ca. 0,5 m og den arealmessige utbredelsen er tilstrekkelig. Mektighet og lagfølge er angitt med tall og bokstavsymboler for henholdsvis dyp og kornstørrelse eller

avsetningstype der hvor data foreligger. Dataene er oftest basert på studier av veiskjæringer, grustak, elvnedskjæringer, byggegroper etc. I en del tilfeller er det foretatt boringer, seismiske undersøkelser eller elektriske motstandsmålinger for vurdering av løsmassenes mektighet, sammensetning og lagfølge.

### Isbevegelsesretning

*Skuringsstriper* viser isens bevegelsesretninger. De er dannet ved at løsmaterialet i isens såle har skurt og slipt fjelloverflaten i bevegelsesretningen. I tillegg til skuringsstriper dannes det ofte bueformete 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. Drumlin er en langstrakt, strømlinjeformet morenerygg 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.

### Andre symboler

De mest karakteristiske dannelser fra isavsmeltningstiden er angitt med røde symboler.

*Smeltevannsløp i løsmasser (glasifluvialt dreneringsspor)* er erosjonsspor etter breelver, ofte dannet langs brekanten eller delvis inn under isen.

*Gjel* er smeltevannsløp nedskjært i fjellgrunnen.

*Iskontaktskråning* er en skråning i løsmateriale dannet mot en iskant.

*Elve- eller bekkenedskjæring* er en bratt skråning i løsmasser dannet ved elve eller bekkeerosjon

*Tidligere elve- eller bekkeløp og Flomløp* er forsenkninger hvor det under normale forhold ikke renner vann. De er inntegnet på kartet i den grad de danner tydelige former i terrenget eller de er av betydning for vurderingen av flomfare.

*Raviner* er erosjonsformer dannet ved langsom

utvaskning 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.

*Terrassekant* markerer en skråning langs kanten av en terrasseflate. Når skråningen skyldes breelv- eller elveerosjon, er symbolet erstattet av nedskjæringsymbol.

*Skredgrop* brukes vesentlig om brattkanter dannet ved kvikkeleireskred, men kan også brukes for andre skredtyper.

*Rygg* brukes for lange og markerte rygger, oftest morenerygger og randåser.

*Hauger og rygger* brukes for områder karakterisert av mindre hauger og vilkårlig orienterte rygger. Disse formene er vanlige i områder med dødisavsmeltning og i områder påvirket av større kvikkeleireskred. Rygger av denne typen er korte og har uregelmessig form.

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

*Stor enkeltblokk* brukes for å angi spesielt store blokker, oftest moreneblokk eller blokk avsatt ved steinsprang eller skred.

*Kilde* brukes for å angi grunnvannsutslag.

*Vifte* som formsymbol brukes mest på elve- og bekkevifter. Enkelte breelvvavsetninger kan også ha vifteform.

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

*Strandlinje* er forårsaket av havets erosjon i løsmasser, og brukes for å markere et nivå som kan følges som en linje i terrenget.

*Skjellforekomst* er brukt for skallbanker med nesten ren skjellsand.

*Massetak* (vesentlig grustak) angis på to forskjellige måter. Det er skilt mellom større massetak med noenlunde regelmessig drift og nedlagte eller små massetak i sporadisk drift.

*Seismisk profil* angir hvor seismiske målinger er foretatt for å bestemme løsavsetningenes mektighet og utbredelse. Samtidig gir denne metoden informasjon om de enkelte lags tykkelse og sammensetning.

*Radiokarbon-datering* er en aldersbestemmelse av løsmassene. Dateringen utføres på organisk materiale funnet i avsetningene (skjell, trerester og torv). Se forøvrig *Tillegg* om metoder.

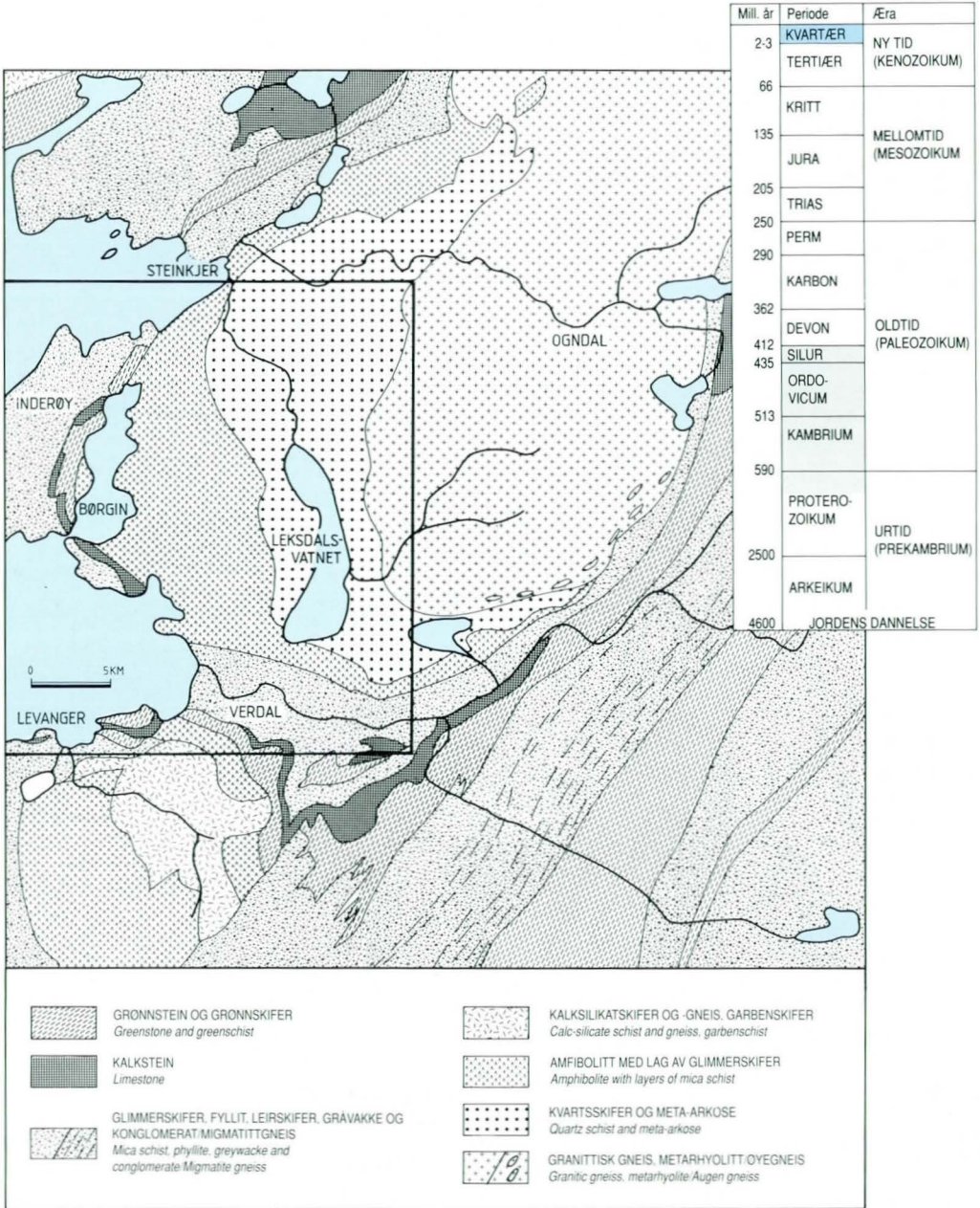


Fig. 7. Berggrunnskart, forenklet etter Sigmond mfl. (1984). Kartblad Stiklestad er innrammet.

*Geological map, simplified from Sigmond et al. (1984). The area of map-sheet Stiklestad is framed.*

## Spesiell del

Kartblad Stiklestad dekker de brede jordbruksbygdene på østsida av Trondheimsfjorden mellom Levanger og Steinkjer. Det strekker seg mellom munningene av dalførene Verdal i sør og Ogdal i nord. Mesteparten av arealene har vært fjordbunn under og etter isavsmeltingen og har derfor mye løsmasser. Disse arealene er senere påvirket av elveerosjon og leirskred, spesielt i Verdalen.

## Berggrunn og landskapsformer

En forenklet berggrunnsversikt er vist i Fig. 7. De eldste bergartene (metarhyolitt) i grunnfjell-sområdet ved østre kartkant og videre østover er eldre enn ca. 700 mill. år. De øvrige bergartene er yngre. Disse ble utsatt for folding og omdannet under den kaledonske fjellkjedefoldingen for ca. 400-500 mill. år siden. Omkring Leksdalsvatnet og videre nordover går en bred sone med kvartsskifer og metaarkose som ofte har en tendens til å sprekke opp i små rektangulære blokker. Disse bergartene har god motstandsevne mot forvitring. Forvitringen gjør seg derimot gjeldende i de kambro-siluriske bergartene lenger vest og lengst sør på kartet: Amfibolitt og glimmerskifer i veksling utgjør en bred sone øst for Børgin. I dette området er det mest glimmerskifer. Bergartene er sterkt omvandlet, og det fins bl.a. granatglimmerskifer. Det er også forekomster av serpentinit og kleberstein i sonen. På Inderøy og i Verdal domineres berggrunnen av grønnstein og grønnskifer med en lavere omvandlingsgrad. Kalkstein forekommer flere steder innen kartbladet. Lengst i sør ligger en liten del av et garbenskiferområde.

Berggrunnen er gjennomgått av mange svakhetssoner i form av sprekker, forkastninger, bergartsgrenser og skyvegrenser. Disse har hatt stor betydning for orienteringen av forsinkinger og høydedrag. Den endelige utformingen har landskapet fått i Kvartærtiden, særlig ved breenes graving. Storformene i det vide og åpne landskapet er preget av sletter i dalene og en del av det øvrige lavlandet. Ellers er landskapet kupert, med en veksling mellom store og små åser. Høydedragene har avrundete former og for det meste moderat skråningsshel-

ning. Høydeforskjellene er moderate. Høyeste fjell er Ravlvola (312 891) på 570 m o.h. Et markert landskapselement er også Marsteinvola (242 842) på 442 m o.h. I en stor nord-sydgående forsinking mellom disse høydene ligger Leksdalsvatnet på 70 m o.h. Lenger vest ligger den parallelle fjordarmen Børgin som er i ferd med å bli avsnørt fra havet i dag. I Trondheimsfjorden er det ei dyp renne langsetter fjordbassenget i retning nordøst-sørvest (Fig. 41). Største dyp til fjell er ca. 700 m, slik at høydeforskjellene på fjelloverflata er større ute i fjorden enn for landområdene.

## Kvartærgeologisk utvikling

I dette kapitlet omtales geologiske hendelser både mens landet var isdekket, under isavsmeltingen og i tiden etter at landet ble isfritt. Vegetasjons- og klimautviklingen i de siste 10.000 år er beskrevet av Hafsten (1987).

## Isbevegelser

Det er observert isskuringsstriper på tilnærmet horisontale og frittliggende lokaliteter, vesentlig i lavlandet. I høyområdene er skuringen dårlig bevart på grunn av forvitring, og det ble bare funnet noen små striper på kvartsganger. Mange lokaliteter med kryssende skuringsretninger viser klare relative aldersforhold. Drumlinformer dannet mot slutten av isavsmeltingen fins i nordøstre del av kartet. Alle observasjoner er vist i Fig. 8. Hovedmønsteret i isbevegelsene var tidligere kjent fra litteraturen (Holtedahl 1960, Sollid & Reite 1983). Rekonstruksjonen i Fig. 8 bygger på alle tilgjengelige data.

Eldste observerte isbevegelsesretning krysser Nord-Trøndelag i nordvestlig retning. Denne retningen har trolig vært noenlunde konstant mens innlandsisen nådde langt ut på kontinentalsokkelen og i den etterfølgende avsmeltingsperioden inntil isdekket ble så tynt at bevegelsene ble påvirket av terrengformene. Da inntraff en dreining av isbevegelsen innen kartbladet fra nordvest, via vest og til sørvestlig retning. Dette skjedde mens brekanten trakk

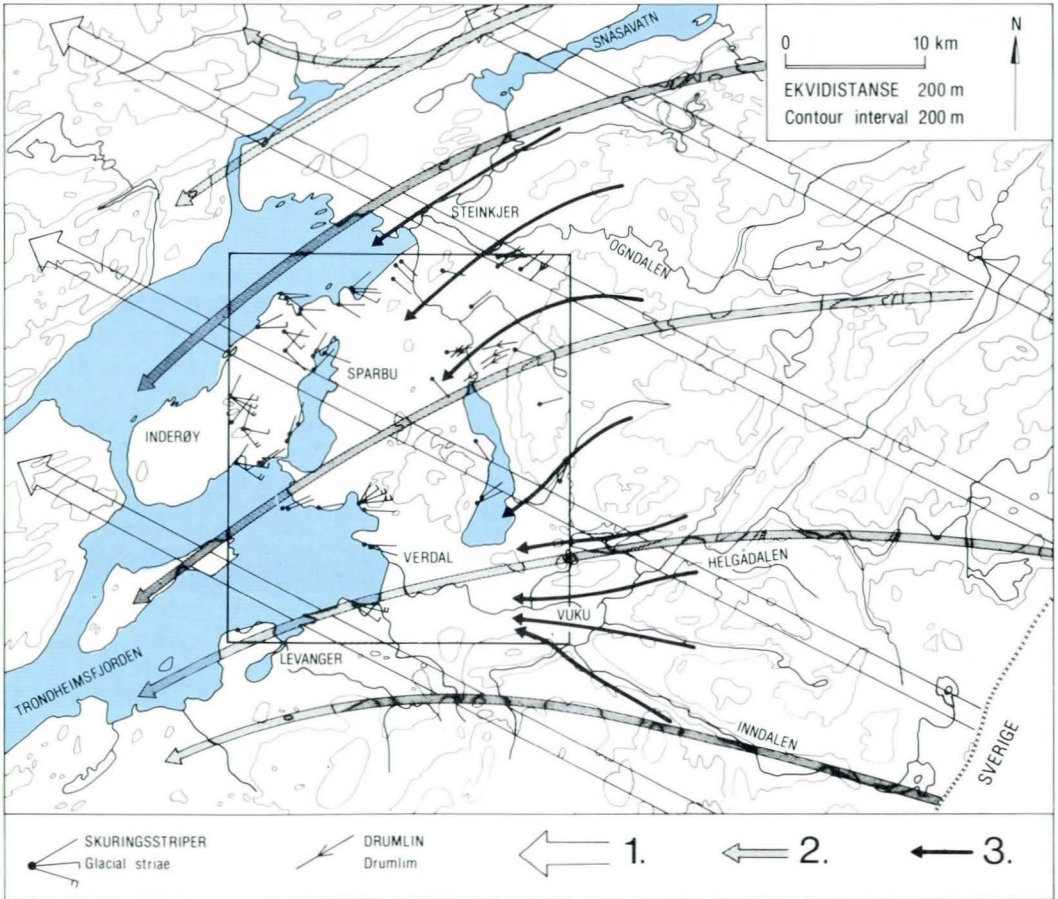


Fig. 8. Isbevegelser. Skuringsobservasjoner og drumliner innen kartblad Stiklestad. Rekonstruksjon (store piler) av eldste observerte isbevegelse (1), yngste regionale retning (2) og siste, lokale isbevegelse (3).

*Ice movements. Glacial striae and drumlins within the map-sheet Stiklestad. Reconstruction (large arrows) of the oldest observed ice movement (1), the youngest regional movement (2) and the last local ice movement (3).*

seg innover og oppkalvingen i Trondheimsfjorden fikk økende innflytelse på brestømmene. Den siste regionale isbevegelsen gikk således mot sørvest mens kalvingsfronten nærmet seg kartbladsområdet. I innlandet fulgte bevegelsene på dette tidspunkt de mest markerte forsenkningene ved Snåsavatn og Verdalen. Da brekanten trakk seg inn til de sentrale deler av kartbladet var det to hovedbrestømmer inn mot området. Den ene var fra øst langs Verdalen, med tilførsel både fra Helgådalen og Inndalen. Den andre var fra nordøst mot nordre del av kartet.

## Isavsmeltningshistorie

### Regional oversikt

De ytterste kyststrøkene i Trøndelag ble trolig isfrie for 13.000-12.000 år siden (Kjemperud 1986, Reite 1987). I løpet av den relativt milde Allerødperioden for 12.000-11.000 år siden trakk brekanten seg langt inn i Trondheimsfjorden til en posisjon innenfor Tautra. Oppkalving i fjorden medførte en rask tilbaketrekning. På grunn av klimaforverring tidlig i Yngre Dryas-perioden (Fig. 6) rykket breen

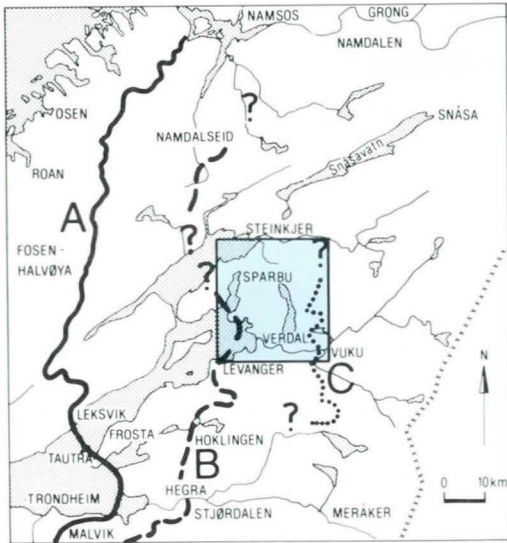


Fig. 9. Rekonstruksjon av brekanten i tidlig (A) og sen (B) Yngre Dryas, og (C) ved overgangen til Preboreal. Store arealer ble isfrie i løpet av den relativt kjølige Yngre Dryas-perioden. Jfr. Fig. 6.

*Reconstruction of the ice margin in early (A) and late (B) Younger Dryas and (C) at the transition to the Preboreal. Large areas were deglaciated during the Younger Dryas Chronozone. Cfr. Fig. 6.*

fram igjen til en israndlinje (Tautratrinnet) som tilsvarer Raet i Sør-Norge (Fig. 2 og 9). Tautratrinnet er tidfestet til 10.900-10.600 år før nåtid (Reite mfl. 1982). Breframstøtet er også påvist ved morenelag over leiravsetninger på Frosta (Reite 1986). Etter oppholdet ved Tautra trakk brekanten seg hurtig inn til Levanger-Verdal. For ca. 10.400-10.300 år siden rykket den noe fram igjen til en israndlinje (Hoklingentrinnet) ved dette kartets vestkant (Fig. 9). Trolig hører randmorenen ved Straumen (130 850) til dette trinnet og sannsynligvis også israndavsetninger ved Namdalseid nord for kartbladet. Videre øst for Hoklingentrinnet, i en bred sone gjennom Steinkjer, Sparbu og Verdal, fins det en lang rekke israndavsetninger dannet ved kortvarige og topografisk betingete stans i isens tilbaketrekning i slutten av Yngre Dryas-perioden. Ved Vuku i Verdal rykket breen noe fram igjen, og her har den skjovet opp skjellførende leire i en morenehaug. Alderen på dette framrykket er ca. 10.000 år ut fra datering ved Vuku og nyere dateringer ved sørenden av Snåsavatnet. Det betyr at en 50-60 km bred sone mellom Tautratrinnet og Vuku ble avsmeltet i løpet av Yngre Dryas-perioden. Yngre israndavsetnin-

ger øst for Vuku viser at breen gjorde flere stans i tilbaketrekningen også i Preboreal (10.000-9000 år før nåtid). For ca. 9500 år siden lå brekanten i fjelltraktene nær svenskegrensa. Etter at disse fjellene langs hovedvannskillet ble avsmeltet, lå restene av innlandsisen fremdeles inne på svensk område (Fig. 3). Det oppsto da flere bredemte sjøer mellom isen i øst og vannskillet i vest. Dreneringen fra disse svenske sjøene gikk vestover til Trøndelag gjennom overløppspass i grensefjellene så lenge isrestene blokkerte for drenering mot øst (Lundquist 1973).

#### *Isavsmeltningsforløpet innen kartbladet*

Skjelldateringene ved Leinskammen i Sparbu (206 925) viser at fjorden var åpen og at brekanten lå øst for dette punktet 10.400-10.500 år før nåtid (Tabell 1). Skjellene (vesentlig *Hiatella arctica*) ble funnet nesten 170 m o.h. i en silt og leiravsetning som breen senere har rykket fram over, presset sammen og deformert. Dette framrykket passer godt overens med den nevnte alderen for Hoklingentrinnet. I så fall har framstøtet gått ut til Straumen (130 850) ca. 10 km utenfor Leinskammen (Fig. 10). Andre dateringer i regionen viser at arealer innenfor trinnet ble isfrie for litt over 10.000 år siden. Hoklingentrinnet er derfor mest sannsynlig 10.400-10.300 år, altså et par hundre år eldre enn tidligere antatt (Reite mfl. 1982).

Praktisk talt alle arealer innen kartbladet var dekt av breen under Hoklingentrinnet. Bare lengst i vest var det åpen fjord. På Inderøy lå brekanten i nord-sør-retning over de høyeste åsene, og noen små øyer stakk opp av fjorden. Lenger inne begynte toppen av Marsteinvola (242 842) å stikke opp av breen omtrent på denne tida. Hoklingentrinnet er todelt sør for dette kartet, med 1-2 km avstand mellom de parallelle randmorenene (Reite 1986). Det er derfor mulig at den store moreneryggen på Skånes (177 750) tilhører en sen fase av Hoklingentrinnet (Fig. 11). Denne ryggen er kartlagt videre ut i fjorden til en posisjon ved UTM 190 765 der den stikker inn under de unge deltaavsetningene fra Verdalselva (Sveian & Bjerkli 1984). Etter Hoklingentrinnet kalvet breen raskt østover i Verdalen hvor det var flere hundre meters vanddyb. Samtidig var det en rask oppkalving innover Beitstadfjorden mot Steinkjer. Dette bevirket at brekanten trakk seg raskt til-

Lokalitet	UTM-koordinat	Funnhøyde (m o.h.)	MG (m o.h.)	Materiale	Lab.ref. NTH, Trondheim	Alder ( $^{14}\text{C}$ -år)
Leinskammen	206 925	168	170-175	Skjell	T 4258	10710 $\pm$ 460
Leinkammen	206 925	168	170-175	Skjell	T 5260	10480 $\pm$ 120
Leinkammen	206 925	168	170-175	Skjell	T 5261	10440 $\pm$ 190
Verstad	103 906	152	ca. 165	Rur	T 4919	10320 $\pm$ 190
Verstad	103 906	152	ca. 165	Skjell	T 4918	9980 $\pm$ 150
Herstad øvre	110 886	205	ca. 165	Torv	T 4259 A	10000 $\pm$ 130
Herstad øvre	110 886	205	ca. 165	Torv	T 4259 B	10280 $\pm$ 150
Granavatn	107 889	147	ca. 165	Skjell	T 4257	9550 $\pm$ 130
Leirådalen	321 767	140	ca. 185	Skjell	T 3999	9990 $\pm$ 130
Locality	UTM	Elevation	ML	Material	Lab.ref.	Age

Tabell 1. Radiokarbondateringer av isavsmeltingen innen kartblad Stiklestad.

*Radiocarbon datings of the deglaciation within the map-sheet Stiklestad.*

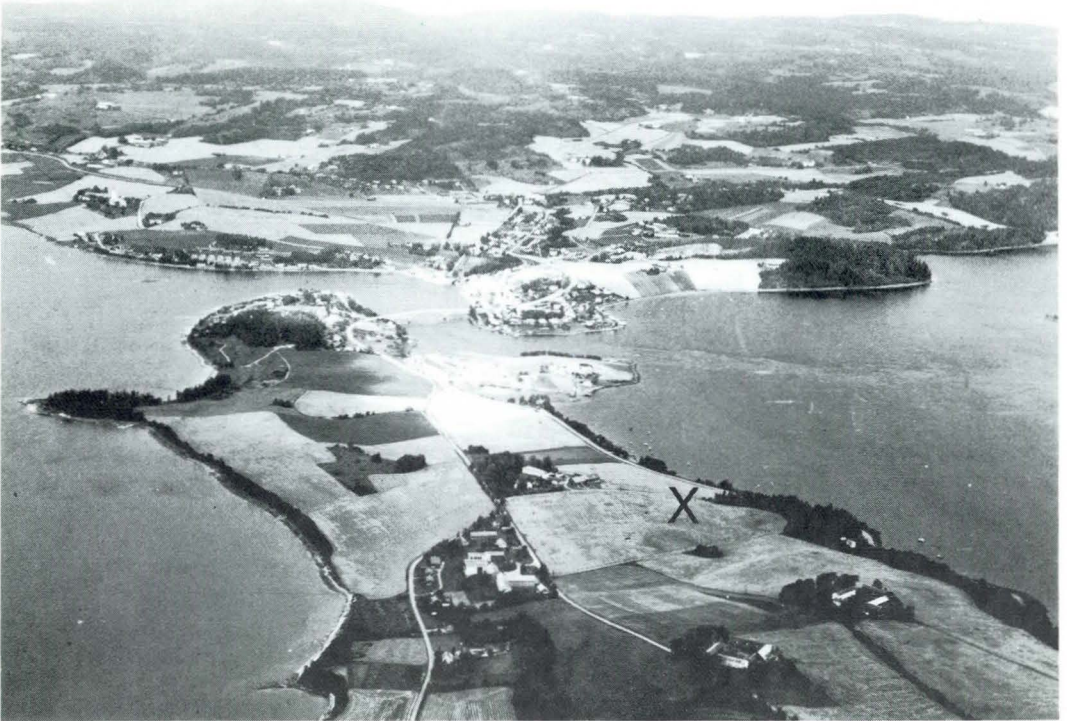


Fig. 10. Randmorenen ved Straumen (130 845). X markerer beliggenheten av snitt i strandmateriale (Fig. 40). Flyfoto: Bård F. Gimnes.

*The marginal moraine at Straumen (130 845). X shows the location of a section in shore deposits (Fig. 40).*



Fig. 11. Verdalsøra sett mot nordøst. I forgrunnen randmorenen på Skånes (S-S), UTM 175 745. I bakgrunnen Leksdalsvatnet (L). Flyfoto: Bård F. Gimnes.

*Verdalsøra, looking towards the northeast. In the foreground, the marginal moraine at Skånes (S-S), UTM 175 745. In the background, lake Leksdalsvatnet (L).*

bake til Sparbu i nordre del av kartet. Nesten hele Marsteinvola smeltet da fram samtidig med at Ravlvola (312 892) også begynte å stikke opp av breen. Fig. 12A viser en rekonstruksjon med brekanten liggende ved randmorenesonen i Sparbu, ved sørenden av Leksdalsvatnet og tvers over Verdalen ved Sundby (295 735). Fig. 12B viser en litt senere fase da brekanten lå øst for Leksdalsvatnet og den store israndavsetningen ved Henning (298 942) ble dannet (Fig. 13). Figuren antyder en samtidig front ved østre kartkant i Verdalen, men denne rekonstruksjonen er noe usikker av mangel på sammenhengende randavsetninger. Etter dette trakk isen seg tilbake til områdene øst og nordøst for kartbladet for ca. 10.000 år siden.

De topografiske hindringene for isens tilbaketrekning var et viktig moment i avsmeltningsdynamikken: På fjellterskler og markerte oppstikkende fjellkammer ble brekanten hengende rolig en tid. Det dannet seg da endemorener eller randåser mellom fjellkammene

(Fig. 4). Særlig tydelig er dette i Sparbuområdet slik det framgår av Fig. 14 og av det fargetrykte kartet. Andre eksempler på terskelbetingete stans i avsmeltingen er morenene ved Straumen, Skånes og ved sørenden av Leksdalsvatnet.

Hele kartbladområdet ble isfritt i løpet av en 4-500 års periode. Med det store antallet randavsetninger betyr dette svært kortvarige stans ved hver enkelte terskel, gjennomsnittlig ca. 50 år i nordøst-hjørnet av kartet. Oppbyggingen av randavsetningene gikk raskt, og avsetningsprosessen ble avbrutt før avsetningene var bygd opp til datidens havnivå. De danner derfor rygger uten noen horisontal flate på toppen. Et unntak er iskontaktdeltaet ved Henning (300 942) hvor den østligste delen er bygd opp til en flate som gjenspeiler datidens havnivå, marin grense (MG), se nedenfor.

*Smeltevannsdreneringen* fins det lite spor etter, men de største og best sorterte breelvavsetningene viser hvor hoveddreneringsveiene må

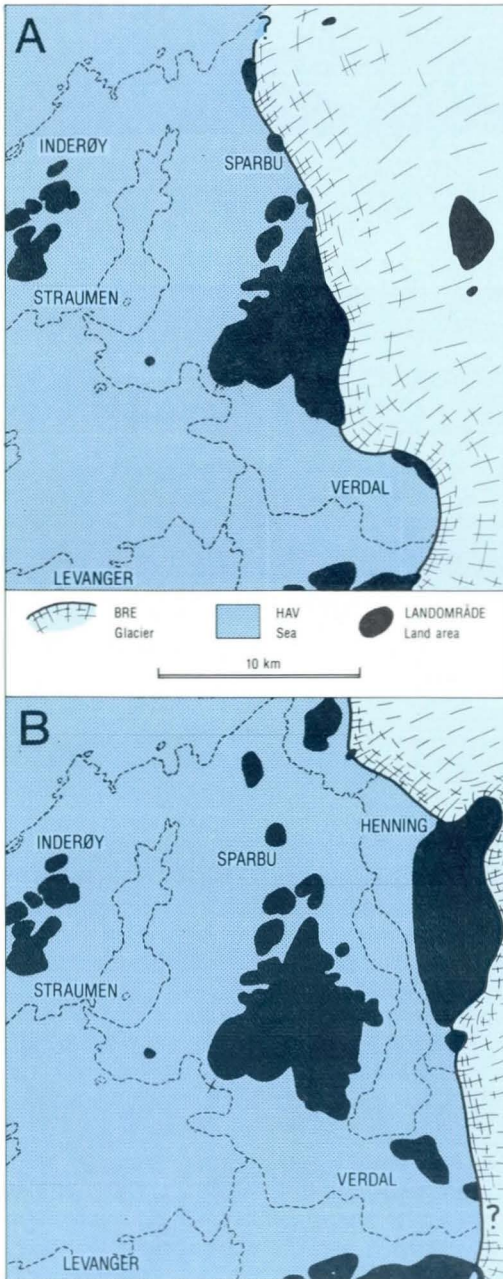


Fig. 12. Rekonstruksjon av innlandsisen og fjordens utbredelse under to faser av isavsmeltingen for ca. 10 000 år siden.

*Reconstruction of the glacier and the extent of the fjord during two phases of the deglaciation, c. 10,000 years B.P.*

ha munnet ut ved brekanten. I Verdalen er det tydelig at dreneringen fulgte søndre dalside. Nesten alle breelvavsetningene ligger sør for Verdalselva. I nordre del av kartet er ikke mønstret like klart, men det avtegner seg en linje gjennom de best sorterte avsetningene ved Ystgård (207 901), Heistad (222 925), Vårem (231 928) og Hofstad (238 935) som antyder en sterk drenering fra nordøst mot disse lokalitetene. En slik drenering gikk parallelt med siste isbevegelse og dermed i samme retning som breoverflatens helning. Dreneringen kan ha gått både oppå, inne i, eller under breen. Det er tydelig at mye smeltevatn rant fram til brefronten ved Henning (298 942). Skrålagene i avsetningen viser at materialtilførselen i alt vesentlig kom fra nordøst. Noen mindre gjel øverst i i fjellsida øst for avsetningen (310 933) er dannet ved drenering fra de siste isrestene på høydeplatået rundt Henningvatnet. Dette kan ha skjedd mens brekanten lå slik som vist i Fig. 12B, eller litt tidligere. Mens brefronten lå ved nordenden av Leksdalsvatnet, kan dreneringen fra gjelene ha bøyd av og gått langs iskanten (lateralt) og dannet smeltevannsløpene lenger sørvest (290 915).

#### *Marin grense (MG)*

Havnivået under isavsmeltingen var ca. 180 m høyere enn i dag ved Verdalsøra (Sveian & Olsen 1984). På Inderøy lengst i nordvest foreligger ingen direkte observasjoner, men på grunn av den skjeve landhevingen (se generell del) må MG være i underkant av 170 m o.h. I nordøst viser snittene i israndavsetningen ved Henning (300 942) at skrålagene når opp til 175-176 m o.h., og over disse ligger 1-2 m horisontale topplag. MG er her satt til 176 m o.h. Breelvavsetninger lenger nordøst ved Lauåsmyra (326 986) er bygd opp til omkring 175 m o.h. Isranddeltaet i Tjelderdalen (309 842) er bygd opp til mellom 185 og 190 m o.h. Her er topplagenes tykkelse ukjent, men MG må være ca. 185 m o.h. Et nivå mellom 180 og 185 m o.h. er funnet på breelvavsetningene ved Moan (321 796). Lengst i sørøst er Steineterrassen (340 725) bygd opp til i underkant av 180 m o.h. Øvrige breelvavsetninger ca. 1 km lenger mot vest og sørvest når opp til ca. 185 m o.h. Havnivået ved dannelsen av Steineterrassen er satt til 178 m, og det er således et fall i MG på 5-6 m i forhold til nærliggende lokaliteter.

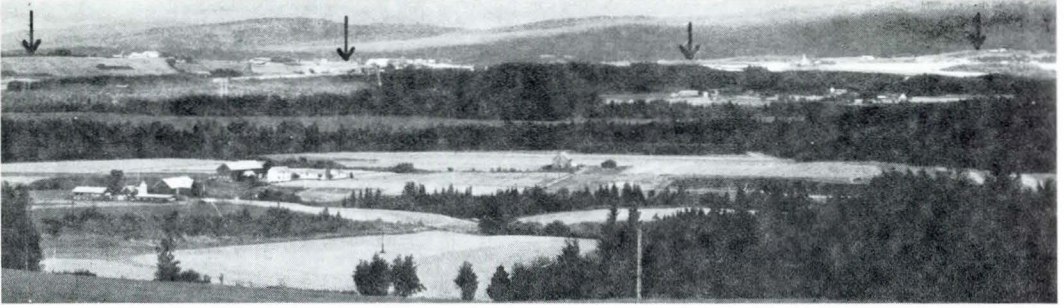


Fig. 13. Henningområdet sett fra Hofstad (240 935). Israndavsetningene ved Okstad (295 945) og Vekre (275 958) er markert med piler.

The Henning area seen from Hofstad (240 935). The ice-marginal deposits at Okstad (295 945) and Vekre (275 958) area marked by arrows.

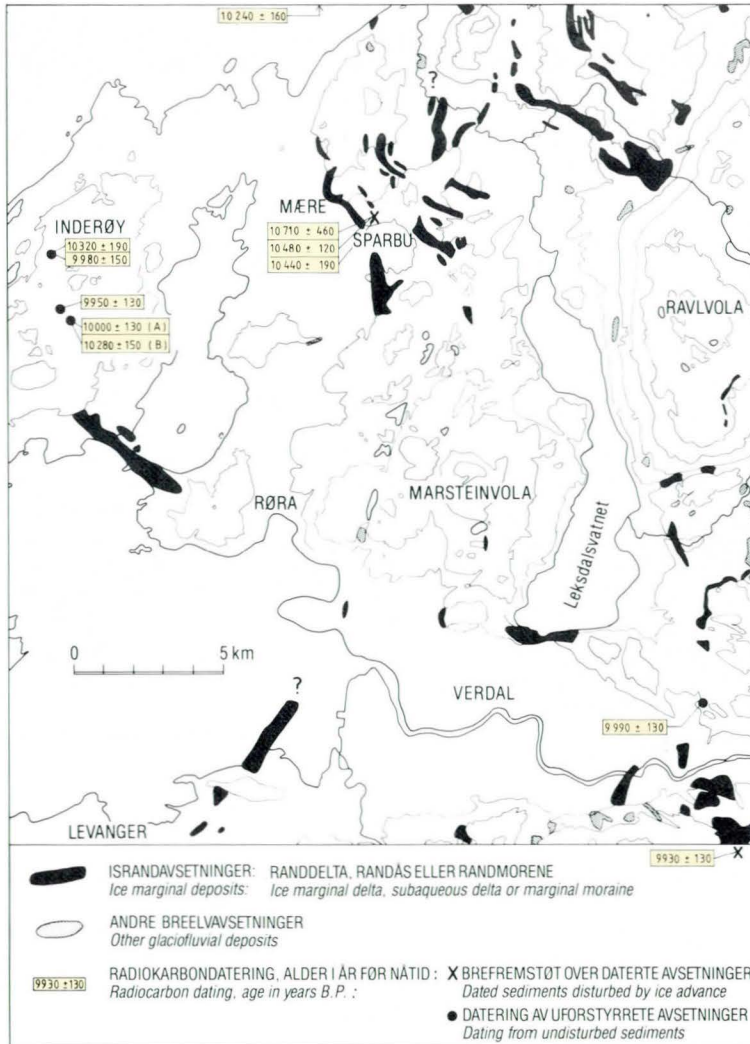


Fig. 14. Kartblad Stiklestad, 1722 IV. Israndavsetninger, andre breelvavsetninger og <sup>14</sup>C-dateringer av isavsmeltingen. Dateringer markert med X viser maksimumsalder for siste brefframstøt, og dateringer markert med punkt viser minimumsalder for isavsmeltingen.

Map-sheet Stiklestad, 1722 IV. Ice marginal deposits, other glaciofluvial deposits and radiocarbon datings of the deglaciation. Datings marked by X are maximum ages of the last glacial advance, and datings marked by dots are minimum ages of the deglaciation.

**Strandforskyvning - landhevning**

Som nevnt i Generell del (s. 4) har vi hatt både en heving av jordskorpa og en stigning i havnivået etter istida. I Trøndelag har landet hevet seg mer enn havet. Den relative landhevningen kan måles som differansen mellom havnivået under isavsmeltingen (MG) og dagens havnivå. Havets største utbredelse er skissert i Fig. 15 og 17A. Sveian & Olsen (1984) utarbeidet en strandforskyvningskurve for Verdalsøra basert vesentlig på dateringer av skjell fra strandavsetninger eller strandnære gruntvannsavsetninger i Verdalregionen (Fig. 16 og 17B).

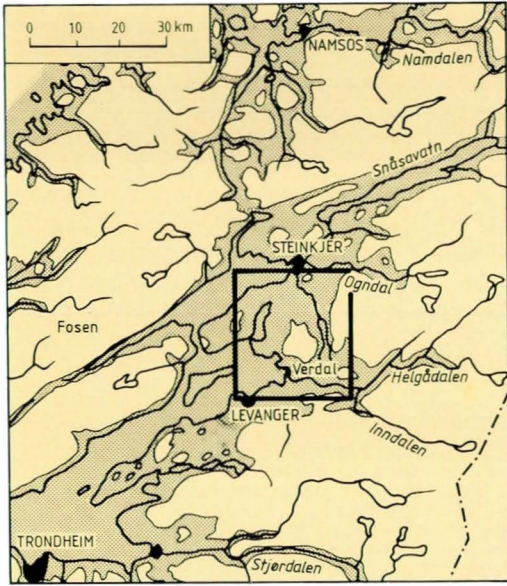


Fig. 15. Havets største utbredelse under isavsmeltingen i Trondheimsfjord-området. Kartblad Stiklestad er innrammet.

Maximum extent of the sea during the deglaciation in the Trondheimsfjord area. The map-sheet Stiklestad is framed.

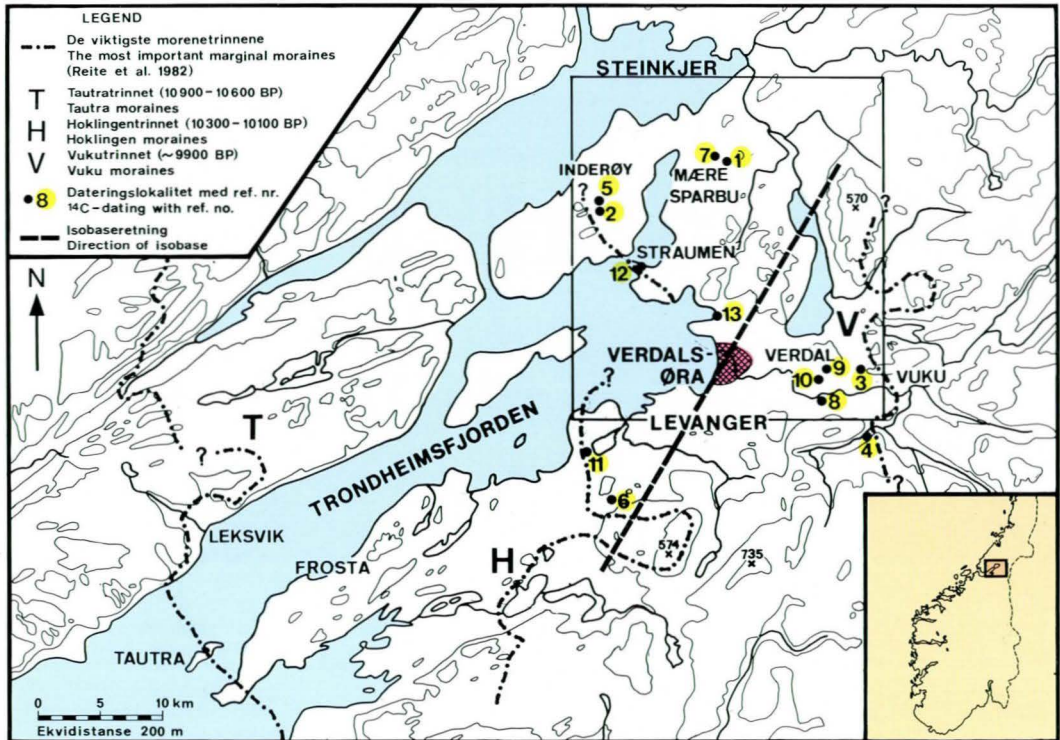


Fig. 16. Kart med isobaseretning og radiokarbondateringer for strandforskyvningskurven fra Verdalsøra. Etter Sveian & Olsen (1984).

Map showing the direction of the isobase and localities with radiocarbon datings used for the shore displacement curve from Verdalsøra. After Sveian & Olsen (1984).

Eldste del av kurven (lok. 1-6) bygger på de nevnte dateringene av isavsmeltingen. Lokalitetene 7-13 er yngre avsetninger datert spesielt for denne kurven. Resultatene viser relativt god overensstemmelse med en strandforskyvningskurve fra Frosta basert på gyttjedadertinger (Kjemperud 1986). Det meste av strandforskyvningen skjedde like etter isavsmeltingen. I Preboreal (10.000-9000 år før nåtid) var gjennomsnittsverdien ca. 6 m pr. hundre år, eller ca. 60 mm pr. år. Kurven flater betydelig ut ved 8500-7000 år før nåtid, og her er gjennomsnittsverdien ca. 0,7 m pr. hundre år, eller ca. 7 mm pr. år. Siden strandforskyvningen gikk sakte i denne perioden ble en stor terrasse avsatt i Verdalen ved Mo og Uglen omkring lokalitet 10 (278 767). Dette er Verdalselvas gamle delta med mektige sandavsetninger over leire, og med strandvoller på overflata 65-70 m o.h. (Fig. 18). Dette nivået svarer til Tapesnivået, av Øyen (1908, 1910, 1914, 1932) bestemt til 67,5-70 m o.h. på grunnlag av terrassemålinger og detaljerte undersøkelser av skjellfaunaen i avsetningene. Dette nivåets

strandlinje er rekonstruert i Fig. 17A. Store arealer var nå blitt tørrlagt i forhold til situasjonen under isavsmeltingen, og Leksdalsvatnet ble nå isolert fra fjorden. Senere gikk strandforskyvningen noe raskere igjen. Mellom 7000 og 5000 år før nåtid var gjennomsnittet ca. 1,3 m pr. hundre år, eller ca. 13 mm pr. år. Kurven viser deretter en gradvis avtakende strandforskyvning. Fig. 17A viser at strandlinjen 20 m o.h. for ca. 3500 år siden nærmest seg dagens strandlinje de fleste steder: Inderøy ble landfast først for ca. 1500 år siden. I dag er strandforskyvningen i området 3-4 mm pr. år (Hafsten 1987).

### Elve- og bekkeerosjon

Elvene har skåret seg dypt ned i løsmasser mange steder. En kan anta at mesteparten av nedskjæringen skjedde mens strandforskyvningen var rask (Fig. 17). Ut fra hovedelvene forplantet erosjonen seg langs sideelver og -bekker. I leirområdene har elve- og bekkeero-

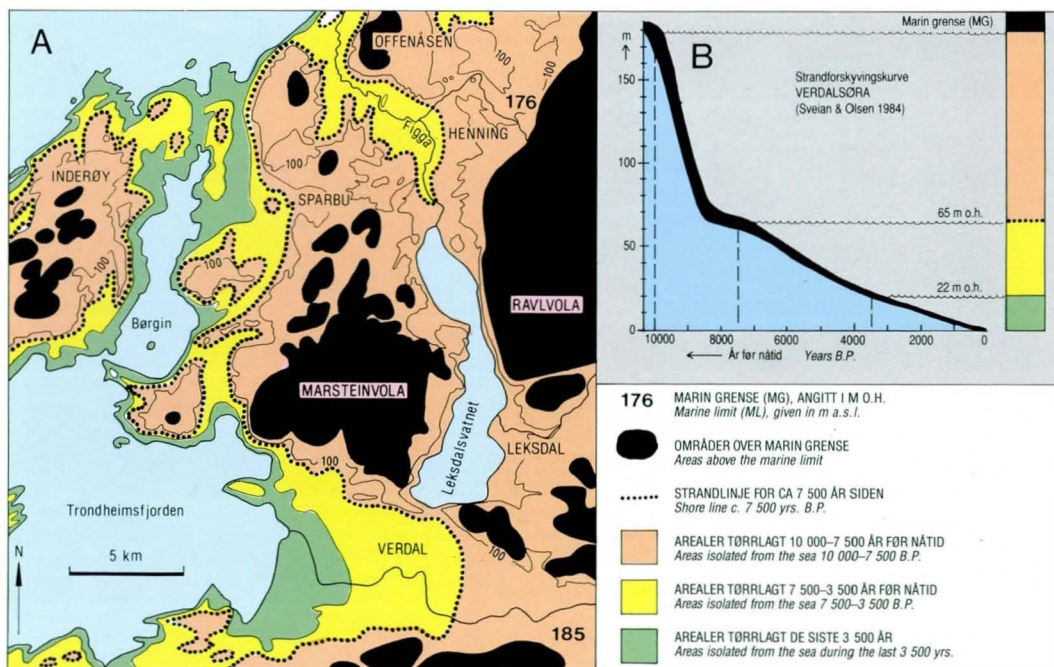


Fig. 17. A: Rekonstruksjon av fjord- og landområder under tre forskjellige faser av landhevingen. B: Strandforskyvningskurve for Verdalsøra, etter Sveian & Olsen (1984). Rastrerte felter angir de samme intervaller som vist på kartet i Fig. A.

A: Reconstruction of the fjord and land areas during three different phases of the Holocene. B: Shore displacement curve from Verdalsøra, after Sveian & Olsen (1984). The shaded areas show the same intervals as marked on the map in Fig. A.



Fig. 18. Strandvoller 65-70 m o.h. på Mo-Uglenterrassen i Verdal ble dannet da havet stod i tilsvarende nivå og Verdalselva munnet ut her for 7-8000 år siden.

*Beach ridges 65-70 m a.s.l. on the Mo-Uglen terrace at Verdal were deposited at a corresponding sea-level 7-8000 years B.P.*



Fig. 19. Verdalselva eroderte tidligere i leire ved Reppe (320 753). I bakgrunnen til høyre Volen (316 748) hvor erosjonen har nådd inn til en grusrygg overdekt av leire. Fra Reusch (1901).

*The river Verdalselva earlier eroded the marine deposits at Reppe (320 753). In the background Volen (316 748) where the erosion has reached a glaciofluvial ridge covered by clay. From Reusch (1901).*

sjon vært den viktigste utløsende faktor for skred (se nedenfor). Ved østre kartkant (340 750) har Verdalselva sannsynligvis fjernet nesten 100 m mektige løsmasser. Rester av den opprinnelige, uforstyrrede havbunnen fins i begge dalsidene. I Reppeområdet (320 755) var det omkring århundreskiftet en meget aktiv erosjon i leire da elva gikk inn til dalsiden (Fig. 19). Ved munningen av Verdalselva (215 777) foregikk en aktiv erosjon i nordre elvebredd i 1920- og 30-årene før området ble forbygd. I Verdalen er en rekke terrasser dannet under elvas suksessive nedskjæring. Dette er dels terrasser som skyldes elvas graving under stadig skiftende leie (erosjonsterrasser), dels terrasser dannet der hvor materialet ble avsatt (akkumulasjonsterrasser). De tydeligste fins i form av gamle delta ved Mo-Uglen (282 755), Vinne (248 745), foruten flere lavere terrassenivåer ved Verdalsøra (225 775 - 230 760). Langs mindre vassdrag har det også vært erosjon, særlig ved Lundselva (327 831) og Figga/Døla (245 952/295 953). Erosjonen foregår også her vesentlig i leire. I områder med finkornige løsmasser har overflatevann dannet tydelige raviner. I større raviner er det oftest bekker med vannføring hele året. I mindre raviner er det til vanlig bare bekker under snøsmeltingen og etter kraftig regn. Raviner forekommer innen de aller fleste arealer med hav- og fjordavsetninger. Særlig markerte landskapstrekk utgjør de i områder med mektige leiravsetninger der de kan bli svært dype. I morenemateriale og grovere grusavsetninger dannes en blokk- og steinrik hud som beskytter mot videre graving. F.eks. er bekkenedskjæringen i moreneryggen ved Minsås (234 794) stanset opp som følge av slik plastringseffekt, og dette hindrer videre erosjon i leirområdet innenfor ryggen.

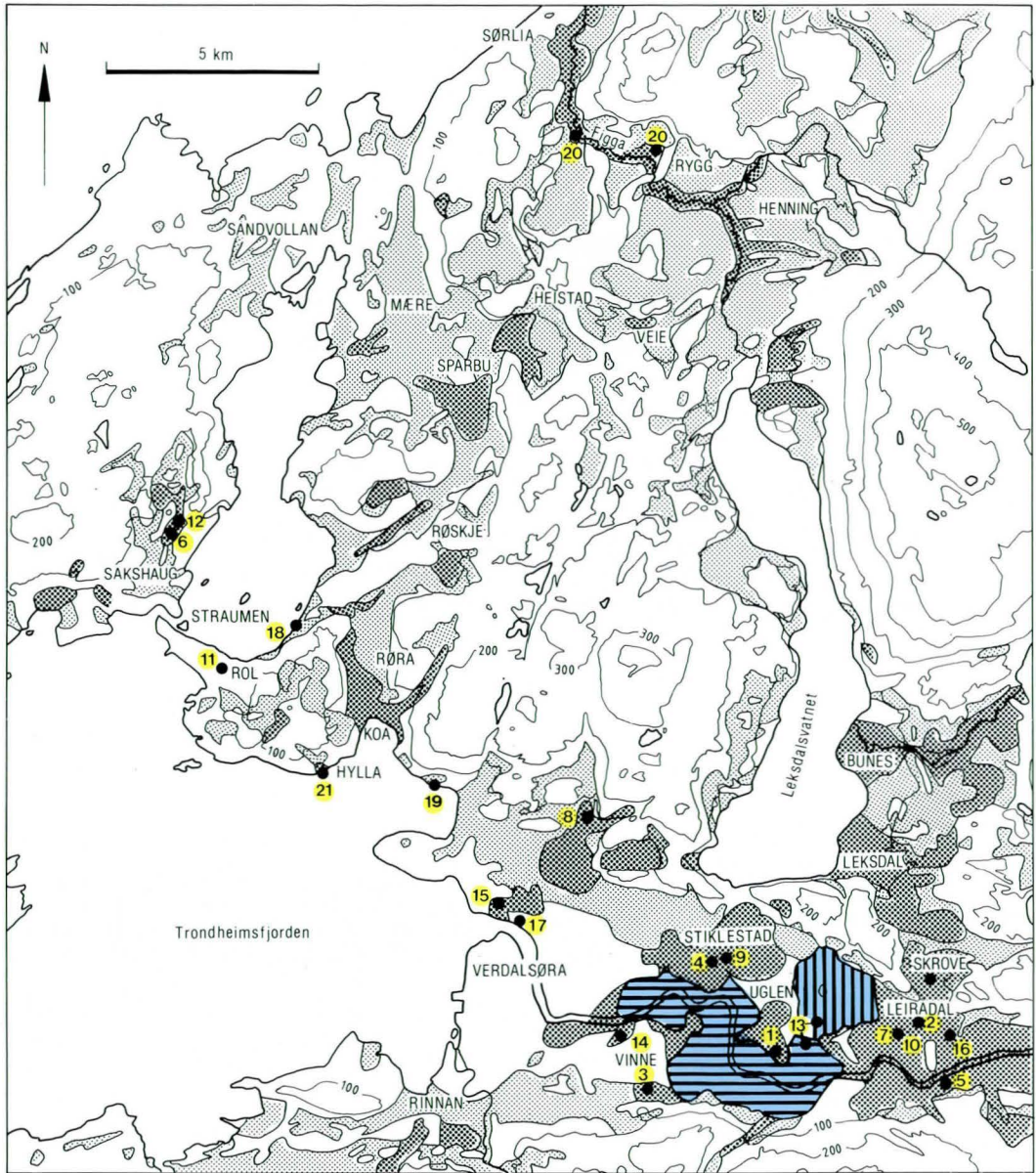
### Leirskred

Løsmassene har i stor grad vært utsatt for skred, og i noen grad også for andre, mindre utglidninger. Dette gjelder for flere avsetningstyper, men innen kartbladet er leirskredene viktigst. *Kvikkleireskred* er oftest utløst av elve- og bekkeerosjon, men kan også utløses av byggetekniske inngrep og/eller belastninger i form av fyllinger og utgravninger. Se forøvrig kap. "Hav- og fjordavsetninger", s. 39. Terrengformene viser at det har gått minst 70 leirskred innen kartbladet. Trolig har det gått enda noen i eldre tider uten at det er mulig å se spor etter dem. I

t tillegg har det vært en lang rekke små utglidninger. Nærmere 20 større skred er beskrevet fra historisk tid (Fig. 20). De eldste beretningene fører tilbake til ca. år 1400 (Helland 1909). Mange steder er det funnet en lagfølge som viser at skredleire har glidd ut over andre avsetningstyper, særlig på elvesletter og myrer. Ved Minsås (235 792) og Valøya (293 799) er det således funnet leire over torv. På Bunestangen (293 820) og i dalbunnen i sentrale deler av Verdalen ligger det skredleire over elveavsetninger. De mest skredpåvirkete arealene finner en omkring Leirådalen (310 760). Dalbunnen ved Landfall (307 310) ligger i dag bare noen få meter over havet. Her må det ha ligget en dalfylling til mer enn 60 m o.h. før elveerosjon og skred satte inn. Både øst og nord for Landfall må dalbunnen ha ligget enda høyere. Dette sees tydelig av erosjonsrestene fra tidligere nivå, f.eks. ved Eklo (295 750) hvor rester etter en elveslette ligger drøyt 60 m o.h. midt i dalen og representerer minimumshøyden for den gamle dalbunnen. Ved Fåra (305 763) ligger en terrasse omlag 70 m o.h. Leirrester omkring Reppe (323 755) når opp til 100 m o.h. Skredene i Leirådalen forplantet seg inn til Skrove der en liten rest av opprinnelig terreng ligger ca. 150 m o.h. (315 775) og danner vannskillet mot Leksdalen, som er et annet sterkt skredpåvirket område (305 795). Søndre dalside i Verdalen har spor av dalfyllinger drøyt 80 m o.h. ved Grava (297 737), ca. 100 m o.h. ved Gudding (310 738) og i overkant av 100 m videre østover. I de nevnte områdene er flere hundre mill. kubikk-meter masse fjernet ved elveerosjon og skred. Det betyr store landskapsendringer opp gjennom tidene med bl.a. skiftende elveløp. Som et resultat av skredene i Leirådalen har sideelva Leiråa også skiftet løp. Den renner i dag ut i hovedelva nær Landfall, men gikk tidligere vestover i et høyereliggende løp nær Fåra (305 760).

### Verdalsraset i 1893

Det store "Værdalsraset" i 1893 er sammen med skredet i Gauldalen i Sør-Trøndelag i 1345 det største kjente kvikkleireskred i landet. Natta mellom 18. og 19. mai gled ca. 55 mill. kubikk-meter masse ut i løpet av kort tid. Skredgropa (290 760) er 2,9 kvadratkilometer, mens området som ble dekt av skredmasser er 8,6 kvadratkilometer. I tillegg ble elva demt slik at det oppsto en sjø som nådde til Vuku like øst for



- 
OMRÅDE LITE PÅVIRKET ELLER UPÅVIRKET AV SKRED OG ELVEEROSJON  
*Areas slightly influenced or not influenced by slides and fluvial erosion*
- 
AREALER STERKT PÅVIRKET AV SKRED OG ELVEEROSJON  
*Areas strongly influenced by slides and fluvial erosion*
- 
VERDALSRASET I 1893: SKREDGROP/OMRÅDER DEKT AV UTGLIDDE MASSER  
*The quick-clay slide at Verdal in 1893: Slide depression/areas covered by liquid clay*
- 
ANDRE KJENTE LEIRSKRED I HISTORISK TID  
*Other known clay slides in historical time*

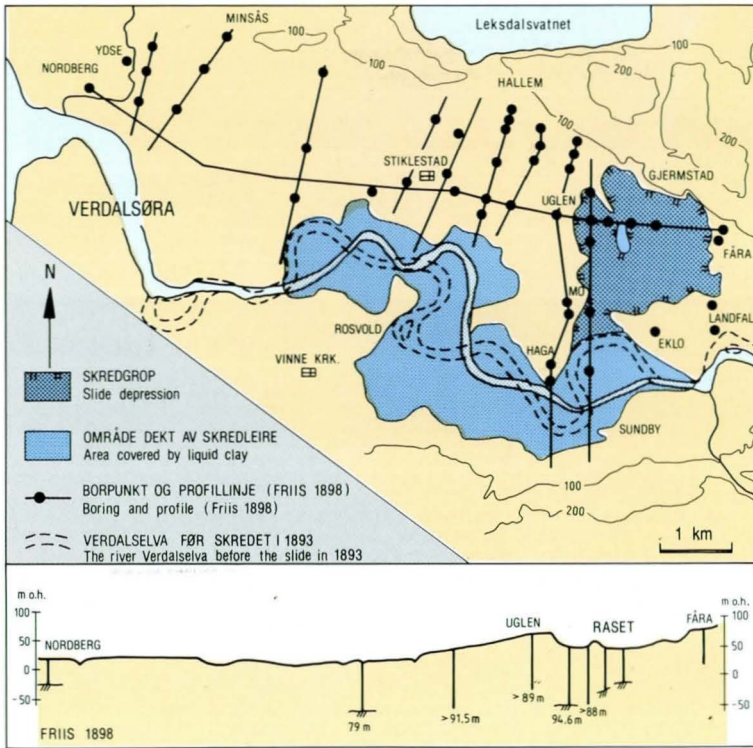


Fig. 21. Kart over Verdalsraset i 1893, borer og profiler fra 1894-95. Etter Friis (1898).

Map of the quick-clay slide at Verdal in 1893; borings and profiles from 1894-95. After Friis (1898).

kartbladet. 250 mennesker oppholdt seg i skredområdet. 112 av disse omkom og 138 ble reddet under til dels meget dramatiske forhold. Fig. 21-24 viser skredgropa og en del av dalbunnen utenfor. Nedenfor gjengis noen skildringer etter Helland (1909):

"Efter en beretning gik skredet i tre afdelinger. Først gik et mindre skred som tog gaarden Kraag straks østenfor Mo.... Denne første del af skredet tog retning paa skraa opover dalen. En ganske kort stund efter gik et nyt skred, der tog med seg Follogrænden. Dette var større end det første og satte tvers over dalen og sproitede hoit op gjennom lierne paa den modsatte dalside, hvorefter den bløde masse seg ned gjennom dalen. Endelig gik den siste del af skredet. Det var den største og voldsomste. Det var Gjermstadgrænden, eller den østligste del som gik. Denne del tog retning paa skraa nedover dalen og gjorde den største skade paa gaardene i dalbunden. Bulderet var forskrækkeligt, og støvsyken

og lersprøiten stod høit." - "Lermassen flød som smeltet bly" - "Fra skrænten ovenfor den begravede gaard Nordre Lyng lignede dalbunden nærmest et pludselig stivnet oprørt hav, hist og her med hustage eller ruiner af gaardene. Rundt om laa vragstumper af husene og oprykkede træer eller indbo af alle slags. Af det oprindelige elveleie var der ikke noget mærke." "Flere beboere af Follo blev reddet fra hustage helt nede ved Rosvold efter at have seilet paa disse omkring 6 km." - "En pige, der var ført 3 km af skredet, stod i 15 timer i ler til brystet med et dødt barn i armen." - "Beboerne flyttede efter lurfaldet ud af sine huse selv paa steder, hvor det ikke kunde være grund til nogen frygt, og drog bort." - "Derhos kunde befyrgtes, at elven ikke vilde træffe sit gamle leie udenfor Bjartes og saaledes muligens vilde komme til at ødelægge enten Værdalsøren eller bebygningen sønderfor denne. Paa Værdalsøren foregik derfor almindelig udflytning."

I dag er rasområdet oppdyrket igjen.

Fig. 20. Utbredelsen av hav- og fjordavsetninger, inndelt etter påvirkningen av skred og elve- og bekkeerosjon. Kjente skred i historisk tid er avmerket. Nummerer refererer til teksten.

The extent of marine deposits, subdivided according to the influence of slides and fluvial erosion. Known slides in historical time are marked. The numbers refer to the text.

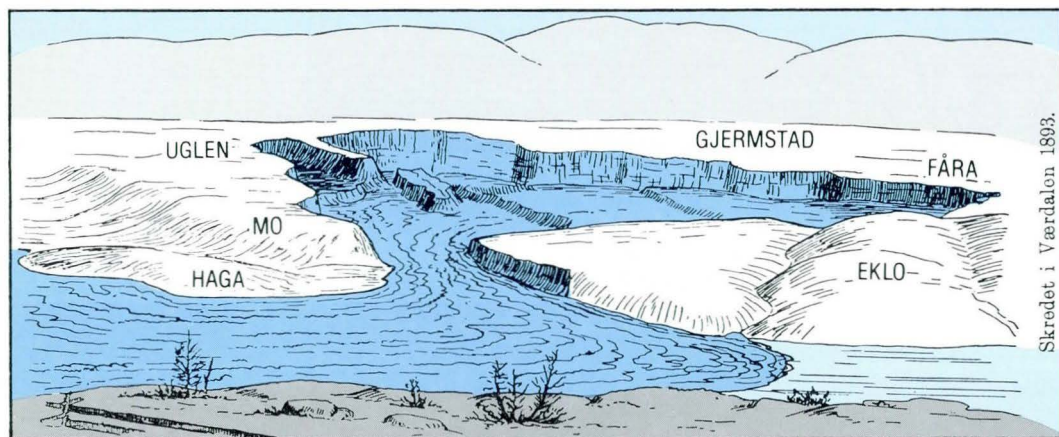


Fig. 22. Skisse av Verdalsraset sett mot nord. Etter Reusch (1901).

*Sketch of the quick-clay slide in 1893 looking towards the north. After Reusch (1901).*



Fig. 23. Verdalsraset 1893. Skredgropa sett mot sør. Fotografi av E. Olsen, Trondhjem 1893 (NGU arkiv).

*The quick-clay slide at Verdal 1893. The slide depression, looking towards the south.*

## 2. opplag:

Etter at oversikten på s.25 og i fig. 20 ble laget, er det samlet mye stoff om leirskred i Verdalsboka (bygdebok) der det nå utgis to store bind om kjente ras (Walberg, i trykk). Blant annet ved Stiklestad (lok. 4) tidfestes et

eldre lag av rasleire til perioden etter at kirka ble reist, men før påbyggingen omkring år 1300. Ved Nordberg nevnes årene mellom 1432 og 1490 for ei tydelig skredgrop 500 m nordøst for lok. 15.



Fig. 24. Verdalsraset 1893. Dalbunnen sett mot nord fra søndre dalside (258 736). Foto E. Olsen, Trondhjem 1893 (NGU arkiv).

*The quick-clay slide at Verdal 1893. The valley, looking towards the north.*

#### Andre kjente leirskred i historisk tid.

Gårdsnavn som Leirfall, Landfald, Faldet, Laup mfl. er ofte brukt der hvor det har gått skred. En kan da slutte seg til at selve skredet må være eldre enn første gangs bruk av gårdsnavnet i skriftlige kilder. På denne måten framkommer minimumsalder for noen skred. Nedenfor er en oversikt etter Helland (1909) og data fra Verdal jordstyrekontor (pers. medd.). Lokalitetene er gjengitt med referansnr. i Fig. 20:

1. Spor etter store jordfall og oppdemming av elva i 8 dager ved gården Lyng (275 751). "Dette maa være skeet i meget gamle Tider, for længe siden, dog efterat Stiklestad Kirke er bleven bygt."
2. Mellom gårdene Fåra (305 763) og Reppe (319 757) skal det ha ligget en gård kalt Høgreppe som gikk ut med skred fra Skrove i det 14. århundre.
3. Navnet Leirfall er nevnt i Aslak Bolts jordebok fra 1430-1440. Her ligger ei skredgrop inn mot dalsida (250 740).
4. År 1480-1490 skal det ha gått leirskred ved Stiklestad kirke (262 742).
5. I det 15. århundre ble Ytter-Bollgården flytta etter skred ved Bollgården (320 742).
6. I 1590 er det nevnt en gård Årfald på Inderøya der et ras skal ha gått ut i en bekk. Stedet ligger litt syd for Hall (127 867).
7. Gården Landfall (308 751) er nevnt i 1559, men trolig berørt av skred fra Skrove i det 14. århundre (lok. 2). Her skal man etter sagnet ha hørt hanen gale under jorda i 9 jevndøgn etter at gården gikk under. Navnet skal tidligere ha vært Høy-Eklo, noe som antyder at den lå høyere enn Eklo. I

dag ligger Landfall nærmere 50 m lavere enn Eklo.

8. 21. september 1726 ble gården Qvam tatt av leirskred, det såkalte Kvam-Auglaraset (232 802), og 8 mennesker omkom.
9. I 1743 gikk et nytt skred ved Stiklestad. Husene på Stiklestad nordre ble flyttet.
10. I 1747 ble Landfall igjen tatt av skred. 5 mennesker omkom og det ble gjort skade også på gårdene Melby og Gudding sør for Verdalselva.
11. Et meget spesielt skred i morena på Rol (144 833) mellom 1764 og 1776 medførte at gården fikk skattefritak. Boringer viser at det sannsynligvis ligger et leirlag nede i morena i samme nivå som bunnen av skredgropa.
12. Omkring 1800 gikk et skred, Hallfaldet, ved Hall på Inderøya (127 867). Ca. 1880 gikk et mindre skred på motsatt side av bekken, fra gården Hamsås.
13. Omkring munningen av det store Verdalsraset har det tidligere gått mindre skred ved gården Kraag i 1822 (Krog 287 749), ved Haga (280 745) i 1853 da elva ble demt i 3 døgn, og i samme område i 1867 da elva også ble demt.
14. Helland nevner et skred ved By (237 747) i 1874, mens jordstyrets oversikt har Byafalla i 1780-årene.
15. Ved Verdalselvas munning gikk Nordbergfallet i 1833.
16. I 1893 gikk et mindre skred ved Reppe (319 757).
17. I 1920 og -30 årene var det mange små utglidninger i elvemelen vest for Mekvold (218 775), vesentlig forårsaket av elveerosjon (Holmsen 1946).
18. Et mindre skred nær Rol (159 843) i 1937 ødela vegen langs strandkanten (Holmsen 1946).
19. I 1958 ble riksvegen kuttet av et mindre skred ved Koabjörga (195 810).
20. De siste tiårene har det gått mange små og et par litt større utglidninger langs Figga i nordre del av kartet.
21. Natt til 11. august 1981 gikk det et skred like vest for Hylla kalkverk (170 812). Det startet ute i fjorden og forplantet seg inn på land. Ca. 15 dekar jord raste ut i sjøen.

I Verdal kommune er kvikkleiresoner kartlagt av NGI, og skredfaren er vurdert (Løken & Gregeresen 1982). Undersøkelser pågår innen de øvrige deler av kartet. Faren for større skred er liten når dybden av raviner eller andre nedskjæringer er mindre enn 10 m i et ellers flatt landskap. I jevnt hellende terreng er faren for skred liten når helningen er mindre enn 1:15.

## Løsmassebeskrivelse

I dette kapitlet beskrives de viktigste geologiske trekk ved løsmassene innen kartbladet. Praktisk bruk av løsmasseressursene omtales i Tillegg (s. 52). Løsmassenes inndeling på kartet, geologiske prosesser og definisjoner er gitt i Generell del.

### Mektighet og lagfølge generelt

Løsmassemektighetene er sterkt varierende. Arealer over MG og høydedrag og brattskråninger under MG har for det meste fjell i dagen eller et tynt, usammenhengende løsmassedekke (grunnlendt mark). Store områder under MG har betydelig løsmassemektighet. Disse area-ene er dominert av leiravsetninger. Størst mektighet er påvist i Verdalen med fjelldyp inntil 160 m ved Verdalsøra (Hillestad 1963). Generelt består løsmassene i Verdalen av et topplag av elveavsetninger over mektige leiravsetninger. Bildet er sterkt forstyrret av skredaktivitet. Gamle elveterrasser er delvis rast ut, og skredleire er glidd ut over andre avsetninger, særlig over elveavsetninger og myr. Skredmassene fra 1893 danner et 2-5 m tykt lag over elveslettene i dalbunnen (Fig. 20-24). På Bunestangen (293 820) fins også skredleire over elveavsetninger. Bl.a. ved Minsås (235 792), Hestgrei (231 800) og Valøya (293 799) er det funnet skredleire over torv. Ved Henning er mektigheten drøyt 100 m til fjell, men her er lagfølgen mer komplisert. Geofysiske målinger har avslørt et relativt tynt leirlag i overflata, og derunder ca. 20-30 m morene over leire (Tønnesen 1987). På Skånes (175 745) viser seismikk opptil 120 m dyp til fjell (Tønnesen 1985). Forøvrig er det påvist mektigheter inntil ca. 50 m flere andre steder innen kartet. Utenfor Verdalsøra varierer løsmassemektighetene på sjøbunnen i likhet med forholdene på land (Fig. 41 og 42).

## Morenemateriale

Kartleggingsmessig er morenematerialet inndelt i tre enheter:

- Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
- Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen
- Randmorene

I tillegg er drumliner og andre overflateformer angitt med svarte symboler (se tegnforklaringen). Under marin grense er materialet ofte noe omvasket i overflata p.g.a. strandprosesser. Dette er markert med symbolet U.

*Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet* opptrer i nederste del av enkelte større skråninger og fjellsider, i tilknytning til flere israndsoner, inntil fjellknauser og i form av drumliner. Det er ikke skilt mellom bunnmorene og ablasjonsmorene. Sistnevnte avsetningstype forekommer praktisk talt ikke.

Det største feltet med sammenhengende morenedekke ligger i nedre del av fjellskråningen øst for Leksdalsvatnet (285 928 - 300 855). Det meste av materialet er trolig lesideavsetninger for isbevegelsene over Ravlvola. Overflata er for det meste jevn, men det fins noen smeltevannsløp og yngre bekkeraviner, stedvis også små hauger. Ved Aurstad (280 910) stikker et svakt ryggformet høydeparti litt ut fra dalsida. I byggegrop på en av gårdene her ble det observert en blåaktig, leirrik og meget hardpakket morene. Byggegropp ved Bjørnhus (288 906) viste et mindre parti av blåaktig morene inne i den mer vanlige gråbrune morenen.

Omkring fjordarmen Børgin ligger det mange steder et morenedekke på deler av åspartiene, f.eks. ved Brakstad (137 905), Bjørka (155 940), Holan (175 951), Mære kirke (173 921), Tønne (166 906) og Lorås (173 855). Mektigheten er oftest fra en halv til noen få meter.

På nordspissen av Inderøya ved Grønnesby-Stornesøra (120 952 - 122 967) ligger mektig morenemateriale med høyt stein- og blokkinnhold i overflata. Dette kan muligens være deler av en større morenesone med utbredelse nordover i fjorden? På Stornes er det en svakt ryggformet overflate, og det seismiske profilet tvers over ryggen viser mektighet på inntil 30 m over

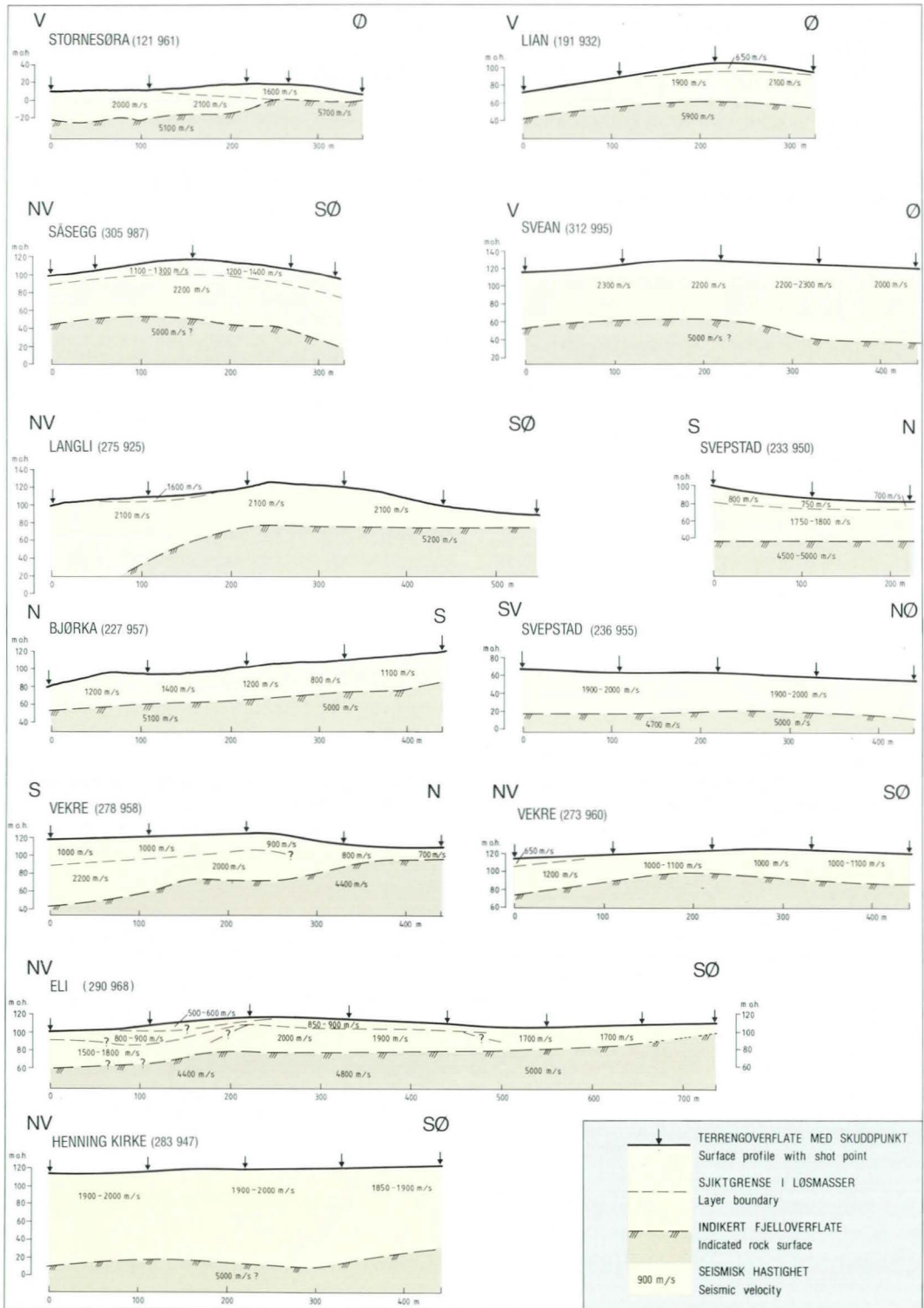


Fig. 25. Utvalgte refraksjonsseismiske profiler i morene. Etter Tonnesen (1985, 1987).

Selected seismic refraction profiles in till. After Tonnesen (1985, 1987).

fjell (Fig. 25). I tilknytning til randsonen ved Lian-Lånkan (189 931 - 188 947) ligger morenemateriale i det meste av den ca. 100 m høye skråningen vest for randmorenen. Vestskråningen av selve ryggformen (den kartlagte randmorenen) fortsetter direkte nedover i den nevnte morenelia. Det er derfor et tolknings-spørsmål hvor mye av morenen man skal kartlegge som randmorene. Det seismiske profilet ved Lian (190 930) viser at fjellet ligger på 30 m dyp i vestenden og ca. 60 m midt under randmoreneryggen. På selve ryggen er det et lavhastighetslag med ca. 10 m mektighet over masser som gir typiske bunnmorenehastighet (Fig. 25).

Moreneavsetninger med relativt slake ryggformer fins på begge sider av Figgas dalføre ved Stigem (217 977) og Rannem (224 977 - 225 971). Formen og beliggenheten inn til fjellpartier gjør at en ikke helt kan utelukke at disse avsetningene er dannet i randsonen, men de er ikke karakteristiske randmorener. Seismiske profiler viser dels hastigheter tilsvarende bunnmorene, dels noe lavere hastigheter slik som registrert i flere randmorener i distriktet (Tønnesen 1985).

Moreneavsetningene ved Bjerkem (294 975, 288 980) er bueformete rygger der den østligste delen ligger parallellt yngste isbevegelse, og den vestligste bøyer av mot randsonen Bruem-Røli-Eli (269 998 - 292 967). Det seismiske profilet gir hastigheter 1600-1900 m/s, og mek-

tighet 20-25 m. Snitt i byggegrop på Bjerkem viste mer enn 2 m hardpakket morene. En tilsvarende avsetning ligger inntil neste randsonen ca. 2 km lenger mot sørvest (282 962). Dannelsen av disse bueformete moreneryggene er ikke klarlagt i detalj.

Andre lokaliteter med en del sammenhengende morenedekke i nær tilknytning til randsoner finnes ved Bjørka (235 947, Fig. 26), Hofstad (239 938), Ryggvollen (244 970), Ryanberga (260 968) og Søgstad (158 722). Ved Hallan (217 727) ligger morenemateriale på deler av nordskråningen av et større åsparti. Overgangen til strandmateriale videre sørøver er usikker. På Levangerneset ved Solstad (114 717) og videre nordover har morenematerialet en jevn overflate. Grøftesnitt viste flere steder et relativt løst lagret materiale, men avgjort med morenekarakter.

*Drumliner* fins i lavlandet i nordøstre del av kartet. De har lengdeutstrekning parallellt med yngste isbevegelse i området. En stor, frittliggende avsetning ved Såsegg (308 988) hever seg omtrent 25 m over leirslettene. Det seismiske profilet viser 30-40 m mektighet og hastighet for bunnmorene fra ca. 10 m dyp og nedover. De øverste 10 m har noe lavere hastighet, trolig på grunn av at morenen er tørrere nær overflata. Såseggryggen henger sammen med mektig moreneavsetning ved Svean (312 996). Seismikken viser også her 30-40 m mektighet, og med bunnmorenehastighet helt opp til over-

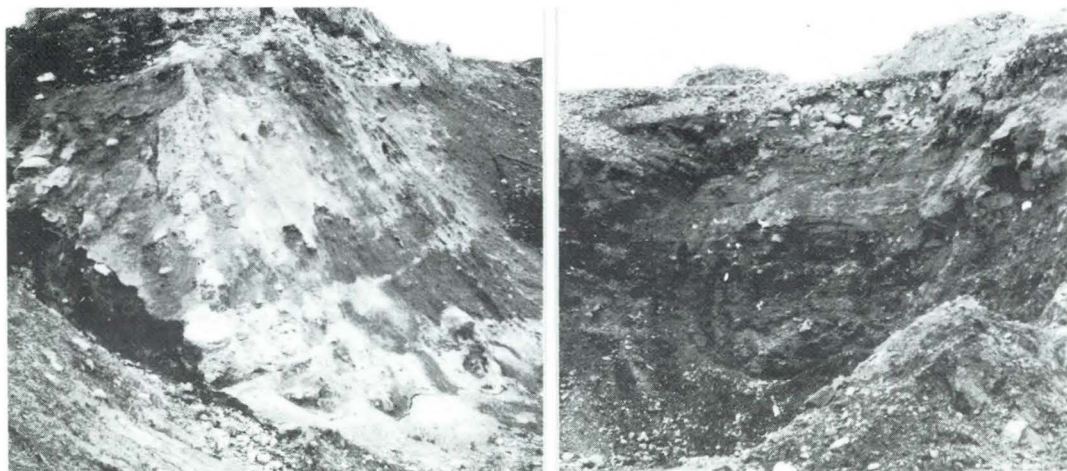


Fig. 26. Morenesnitt i israndavsetningen ved Bjørka (227 950).

*Till sections in the marginal moraine at Bjørka (227 950).*

flata. Nordbegrensningen er en jevn skråning ned mot leirslettene. Ved nordenden av Leksalsvatnet fins flere drumliner i overgangssonen mellom fjellsida og leirslettene. De har et svakt fall langs lengdeaksen mot sørvest. De største og tydeligste ved Langli (272 921), Moen (275 928) og Tollstad (273 934) er nesten 2 km lange. Et seismisk profil på Langliryggen ga bunnmorenehastighet helt opp mot overflata (Fig. 25). Mektigheten er 50 m midt på ryggen, noe avtakende mot øst, men kraftig økende i vest. Snitt i byggetomt ved Langli viste en blåaktig, meget hardpakket og finstoffrik morene. En relativt kort og bred ryggform på Sæheim (265 912) er også tolket som drumlin. Mindre tydelig drumlinform har avsetningen på Fisknes (272 902) da den ligger på en forhøyning i fjellgrunnen. Små drumlinformer er funnet på høydetraget ved Hollan (250 926). Det er delvis drumlinkarakter på moreneavsetningen ved Skogtun (244 894). Det samme gjelder en liten rygg ved Grandan (178 869). Her viste en steinorienteringsanalyse et klart maksimum som indikerer en isbevegelse mot sørvest da ryggen ble dannet.

*Morenemateriale, tynt eller usammenhengende dekke over berggrunnen* opptrer helst på høydetrage og i skråninger, både under og over MG. Oftest er overgangene mot andre typer tynt avsetninger eller mot bart fjell svært diffuse. I mange områder forekommer andre avsetningstyper i tett veksling med morenematerialet. Disse er da angitt med bokstavsymboler. Avgrensningen av tynt morenedekke har vært vanskelig, og i noen grad avhengig av kartleggenes subjektive vurdering i felt.

*Randmorene* opptrer vesentlig som store ryggformer under marin grense (Fig. 27). Rent unnaksvis fins små randmorener i høyområdene sør for Haukåvatnet (248 818) og i østsiden av Aksnesvola (325 865). Sistnevnte er for det meste 1-3 m høy. De store randmorenene derimot er ofte mange ti-talls meter mektige, og de kan være flere km lange. Den lengste sammenhengende randsonen er kartlagt fra Henning (285 945) mot nordre kartkant. Størst mektighet er registrert ved Henning og på Skånes (175 745) med litt over 100 m (Tønnesen 1985). Det er målt mange seismiske profiler på randmorenene for å avklare mektighet og materialsammensetning (Fig. 25). Målingene gir et beregnet dyp til fjell, men gir ikke entydig svar på om det eventuelt kan ligge andre avsetninger under morenene. Trolig ligger de fleste randmorenene på fjell.

#### *Morenematerialets sammensetning*

Morenematerialets bergartsinnhold er preget av den lokale berggrunnen (Fig. 7). Et visst innslag av langtransportert materiale fra østlig kant er registrert, uten at det er utført nærmere analyser av transportlengder etc. Innslaget av langtransportert materiale kan variere fra fraksjon til fraksjon i en og samme prøve. Det groveste materialet inneholder generelt mere av harde og motstandsdyktige bergarter enn finmaterialet. Stedvis er blokkmaterialet på overflata sammensatt av en rekke forskjellige langtransporterte bergarter.

Kornfordelingsanalyser er utført på materiale mindre enn 19 mm (Fig. 28, 29 og 30). Finkornige bergarter med relativt liten motstandsevne



Fig. 27. Randmorene ved Mære (193 930), sett mot øst.

*Marginal moraine at Mære (193 930), looking towards the east.*

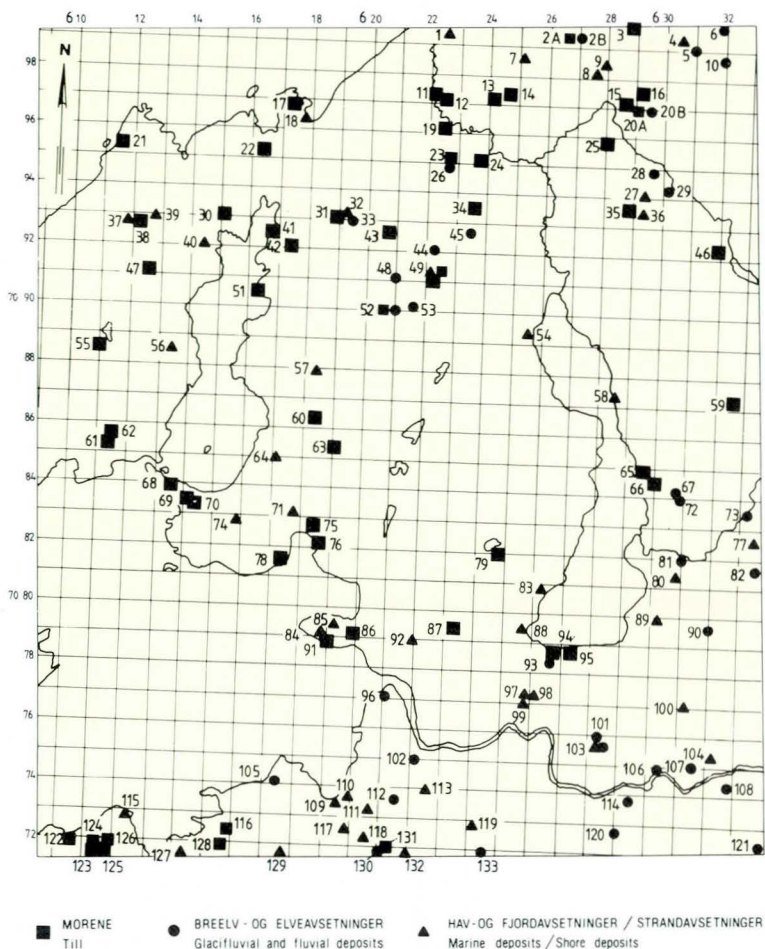


Fig. 28. Prøvelokaliteter. Laboratorie-referanser for kornfordeling: 810418-810462, 820001-820027, 830007-830072, 840637-840639.

Sample localities. Lab.-ref. for grain-size distribution: 810418-810462, 820001-820027, 830007-830072, 840637-840639.

mot nedkussing ser ut til å ha gitt opphav til et høyt innhold av middels- til grov silt og finsand. Her er kurvene brattest. Klassifisert etter Statens Vegvesens Analyseforskrifter viser hele 75% av bunnmoreneprøvene siltig eller leirig morenemateriale, dvs. et silt- og leirinnhold over 35%. De øvrige 25% av prøvene er sandig morenemateriale med et silt- og leirinnhold mellom 15 og 35%. Grusig morenemateriale med et silt- og leirinnhold lavere enn 15% er bare representert i prøvene fra randmorener (Fig. 30).

*Randmorenene* har en variabel kornsammensetning. Fig. 30 viser stor spredning fra finstoffrikt materiale til nesten ren grus. (Borprøver er avmerket spesielt da de kan gi feilaktig data hvis de ble forstyrret under prøvetakingen). Totalt sett spenner israndavsetningene innen kartbladet fra rene breelvvavsetninger (orange

farge) til morenerygger med minimalt sortert materiale. De fleste randmorenene ser ut til å inneholde overgangsmateriale, enten løst lagret og dels utvasket morene, eller morene og sortert grus i veksling. Lokalt kan derfor deler av randmorenene være betydelige grusressurser. Ofte har de mest morenepreg på iskontakt-siden (proksimalskråningen). Påviste innslag av breelvmateriale er angitt med symbolet B. De seismiske hastighetene ligger oftest mellom typiske verdier for morene og for sand og grus. Erfaringene tilsier at verdier fra 1000-1200 m/s og høyere indikerer en dominans av morene. Verdier under 1000 m/s betyr stor andel av breelvmateriale, muligens med unntak av tørr morene. Rundingsgraden på partiklene varierer mye både i bunnmorenen og i randmorenene. Enkelte snitt har stor overvekt av kantet eller kantrundet stein, mens andre snitt har mere rundet materiale.

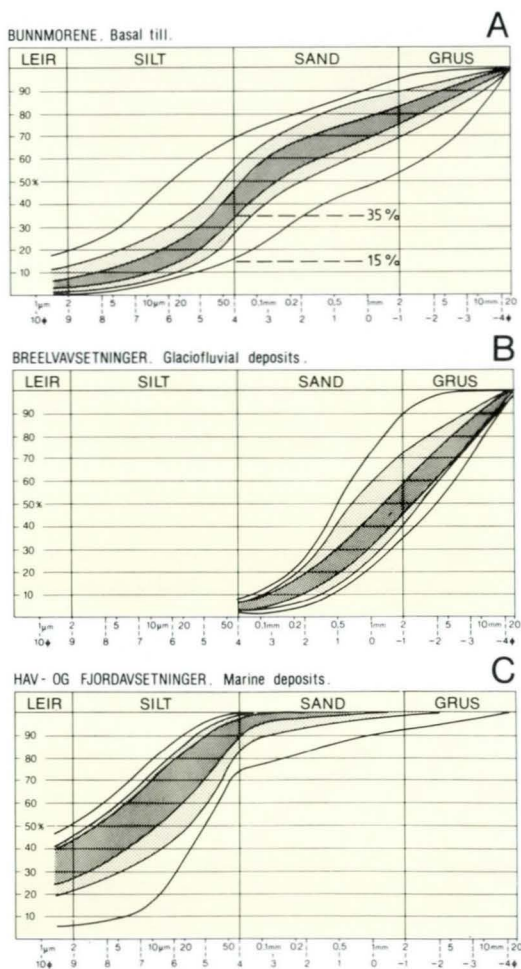


Fig. 29. Kornfordling for prøver av bunnmorene (A), breelvvavsetninger (B) og hav- og fjordavsetninger (C). Alle prøvene ligger innenfor de ytterste grenselinjene, 80% ligger innenfor de rasterte feltene, og 50% innenfor det mørkeste feltet.

Grain-size distribution for samples of basal till (A), glaciofluvial deposits (B) and marine deposits (C). All samples lie between the outermost lines, 80% lie within the shaded areas, and 50% within the darkest shaded area.

### Breelvvavsetninger (Glaciofluviale avsetninger)

Breelvvavsetningene er viktige for tolkingen av smeltevannsdraineringen under isavsmeltingen og for kartleggingen av innlandsisens tilbaketrekning og nedsmelting. De aller fleste avsetningene innen dette kartet er israndavsetninger, vesentlig randåser med ryggform, men

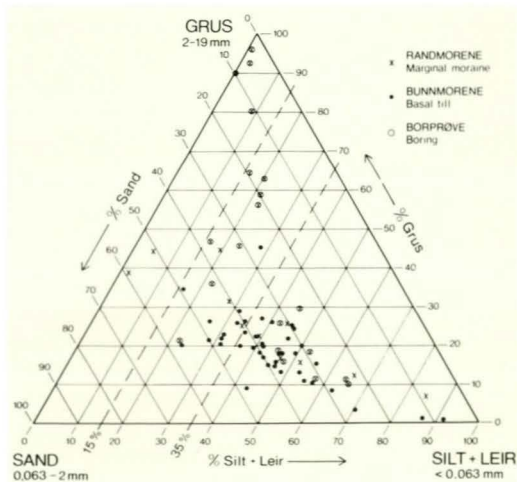


Fig. 30. Trekantdiagram som viser kornfordelingen av moreneprøvene.

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

noen er isranddelta med en horisontal toppflate i nivå med marin grense (MG). Avsetningene representerer store sand- og grusressurser. Kornfordeling for prøver av breelvmateriale mindre enn 19 mm er vist i Fig. 29B. Prøvelokalitetene framgår av Fig. 28. Grusregisteret ved NGU inneholder nærmere opplysninger av interesse for teknisk bruk av forekomstene, (se s. 45). Lokalt kan også sorterte partier av randmorenene være brukbare til byggeråstoff.

### Henningområdet og nordøstre del av kartet

Den store ryggformete avsetningen ved *øvre Henning* (298 941) utgjør østenden av det mest markerte randtrinet innen kartet. Et mindre parti lengst øst på avsetningen er bygd opp til marin grense. Over det meste av denne horisontale toppflata ligger det et par meter myr. Under myra sees i grustaket et par meter tykt topplag av grov grus, og under dette igjen grus med skrålag fallende mot sørvest. I de to andre massetakene (296 945 og 295 948) er det nesten bare godt sortert sand. Mektigheten er i følge seismiske målinger varierende mellom 20 og 30 m (Fig. 33). Profilet (Okstad) viser tykk morene med lydshastighet 2000 m/s under breelvvavsetningen. *Fjesmeavsetningen* (305 965) er ryggformet, men hever seg lite over omliggende leirsletter. Den utgjør østenden av et

randtrinn noe yngre enn Henning. Mektigheten er økende mot vest (Fig. 33). Dypet til fjell er 50 m i vestenden av profilet. En tydelig sjiktgrense på 20 m dyp kan indikere morene eller leire under grusen. Sør delen av avsetningen med en egen liten rygg antas å ha mindre mektighet. Det er ingen større snitt. Grusavsetningen i marin grense ved *Fossan* (290 931) har ikke noen markert form, men det er tendens til utflating i terrenget i forhold til lia ovenfor. Mektigheten er bare noen få meter over fjell. En liten sandavsetning ved *Tollstad* (270 935) er tolket som glasifluvial. Mektigheten er mer enn to meter. Ved *Seli* (287 894) ligger en smal terrasse i dalsida ved marin grense ca. 180 m o.h. Løp i morenedekket ovenfor viser spor av en lateral smeltevannsdrenering mot sør. Det er derfor antatt at terrassen er avsatt mellom isen og dalsida i denne dreneringsfasen. Mektigheten er usikker, men kan være mer enn 10 m. Det er ingen større snitt. Sør for *Lauåsmyra* (325 985) ligger sand og grus i marin grense ca. 175 m o.h. Bortsett fra yngre bekkenedskjæringer er overflata jevn, kanskje med svak stigning inn mot fjellet. Mektigheten er bare noen få meter. Materialet er trolig transportert ut i daværende fjord fra øst-sørøst langs bekkedale. Nord for *Lauåsmyra* (320 998) ligger en

breelvvavsetning av godt sortert sand og grus. Lagene faller mot sør (Fig. 31). Mektigheten er mer enn 6-7 m. Avsetningen utgjør østdelen av randtrinet over *Brandsegg* (kartblad *Steinkjer*). *Bruem-Strukstad* (269 996 - 272 985) er en kompleks randavsetning med morene og breelvmateriale i veksling. Totalmektheten er noen titalls meter. Mest sortert materiale er det trolig i nordenden, og her er også ryggformen tydeligst. Elvenedskjæring like nord for kartkanten antyder mektighet på ca. 30 m. Det er observert skrålag med vestlig fall i skjæringen. Nord for *Offenåsen* (235 995) ligger sørenden av den store ryggformete breelvvavsetningen gjennom *Steinkjer*, kalt *Steinkjermorenen* i eldre litteratur. Innenfor dette kartet er det ingen snitt, men seismikk antyder en blanding av morene og breelvmateriale. I dalbunnen langs *Figga* nedenfor *Rannem* (222 977) ligger en sand- og grusavsetning der materialet kommer til syne i dagens elvenedskjæring. Dette kan muligens være en israndavsetning dannet samtidig med *Steinkjerryggen* mens iskanten lå over *Offenåsen* og videre sørøst i *Sparbu*. Seismikken (Fig. 33) viser en klar materialgrense på 20-30 m dyp, og under denne ligger det ca. 20 m morene. Mindre breelvvavstninger ved *Sørli* viser mer enn 2 m grus i vegskjæring ved E6



Fig. 31. Snitt i breelvvavsetningen øst for *Brandsegg* (319 998). Foto: Asbjørn Hiksdaal.

*Section through the glaciofluvial deposit east of Brandsegg (319 998).*

(205 988), og mer enn 2-3 m i massetak mellom fjellknatter på høydedraget lenger sør (205 980). Fra Sorliå går det en større rygg nordover i fjorden til breelvavsetningen ved Bogatangen på kartblad Steinkjer (K. Bjerkli, pers. medd.). Grusavsetningen på Ryan (263 955) hever seg opp fra leirene på sørsida nærmest som en terrassekant. På nordsida er leire avsatt til samme nivå som grusen. Avsetningen er tolket som en ryggform med utstrekning i øst-vestretning. Mektigheten er ca. 15-20 m i følge seismisk profil (Fig. 33).

### Sparbuområdet

Den store israndavsetningen på *Melgård* (210 900) er en relativt slak og bred ryggform med lengdeutstrekning nord-sør. Midt i avsetningen og i vestkanten stikker fjellblotninger fram, men utenom disse er mektigheten trolig flere ti-metre. Et eldre grustak i selve ryggen viser overveiende lagdelt grus og sand med stor veksling i kornstørrelse fra lag til lag (Fig. 32). Lagene faller med noe forskjellig helning i vestlig retning. I snittet er det også et parti med morenemateriale. Mektigheten her er mer enn 10 m.

Lenger øst er det drevet grustak inn mot fjellsida (216 901). Her er materialet mer homogent, vesentlig godt sortert grus med skrålag mot vest. Denne delen av avsetningen strekker seg innover fra selve ryggen, og den er tolket som en tilførselskanal. Litt ut fra fjellsida blir mektigheten fort 8-10 m. Snitt i østskråningen ved nordenden av avsetningen viste lagdelt grus og sand under et utkilende overdekke av silt (210 911). Akkurat her er iskontakten ganske bratt, og mektigheten er mer enn 10-15 m. *Nord for Melgård* ligger en grusrygg i nord-sør - retning (213 915). På østsida er det fylt opp med leire til samme nivå som toppen av ryggen, og derfor vises den bare som en terrassekant i landskapet. Trolig har et leirskred på vestsida gått helt inntil grusen, muligens også fjernet litt av den. Mektigheten er mer enn 10 m på det høyeste. *Heistad* (222 925) er en større randås med typisk beliggenhet mellom to fjellpartier. Den består av sortert sand og grus i nordre og midtre del. I sør er det et visst innslag av morene, markert med M på kartet. Det seismiske profilet gir mektigheter på 30-40 m og ingen moreneregistrering nærmest fjellet (Fig. 33). Mye av avsetningen er båndlagt pga. fornminner og det er ingen større snitt. Et tidligere



Fig. 32. Snitt i breelvavsetningen ved Ystgård (208 900). M markerer en blokk av morenemateriale.

Section in the glaciofluvial ice-marginal deposit at Ystgård (208 900). M indicates a block of till.

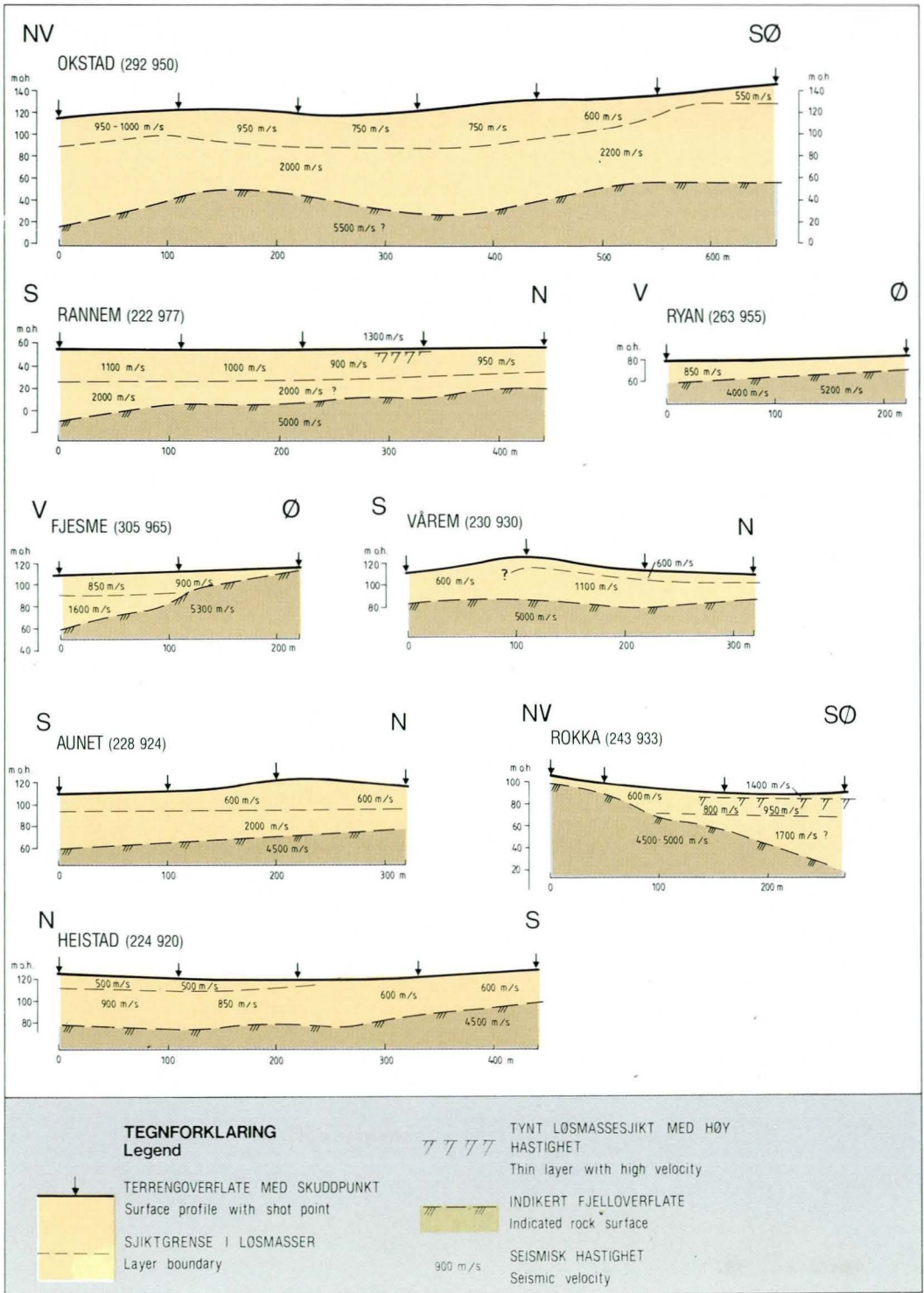


Fig. 33. Refraksjonsseismiske profiler fra brelvsetninger.

Seismic refraction profiles from glaciofluvial deposits.

grustak i nordenden gikk ned til 6-7 m dyp. I nordenden er ryggen bred og tilnærmet flat på toppen. Overflatematerialet er tolket som strandavsetning. Heistadryggen danner vannskille mellom fjorden i vest og Figgas dal i øst. En mindre rygg ved *Oksvoll* (230 910) er ut fra seismikk antatt å være dominert av breelvmaterialer. Mektigheten er ca. 20 m. Litt øst for Heistad ligger en svakt ryggformet, men mindre grusavsetning av antatt samme type. Den er trolig noe større enn kartbildet antyder fordi de ytre deler har overdekning av leire. Seismikken (se *Aunet* i Fig. 33) viser minst 20 m mektig sand og grus på det høyeste punktet og noe mindre ut mot endene av profilet. Under en markert sjiktgrense er det antydning morenehastighet. Totaldypet til fjell er ca. 50 m. *Vårem* er en smal, markert randås (230 929). Seismikk (Fig. 33) viser hastighet for grus og sand med en sjiktgrense på ca. 10 m dyp som muligens tilsvarer grunnvannsspeilet. Dypet til fjell er 30-40 m. Et tidligere massetak i sørøst var drevet ned til 8-10 m dyp før gjenfylling (235 927). Avsetningen ved *Hofstad* (237 935) har ryggform i østre halvdel. Her viser boringer at det er

leire under grus og sand. Seismikken gir mektighet 5-10 m av grusen, og ca. 20-30 m til fjell. Den østre halvdel av avsetningen ligger i en sydskråning ned fra en fjellkulle med til dels moreneoverdekning. Lengst øst stikker avsetningen ut fra denne kollen, og ved *Rokka* (243 932) er det stort dyp til fjell (Fig. 33). På ca. 20 m dyp er det en klar grense til materiale med høyere hastighet, og dette kan være leire eller morene.

#### *Leksdalsområdet*

Israndavsetningen ved *Lund* (310 820) er en rygg, men på østsida ligger leire helt opp til toppnivået. Dermed framstår avsetningens vestskråning som en høy terrassekant i terrenget. Ryggen er gjennomskåret av *Lundselva*, og i skjæringen er mektigheten ca. 30 m. I et lite massetak i den blottlagte vestskråningen (310 820) sees relativt dårlig sortert, overveiende grov grus med skrålag mot vest. Til det samme israndtrinnet hører antagelig MG-deltaet i *Tjelderdalen* ved *Aspåstjern* (310 842). Det er en klar iskontakt med en 18 m høy skråning mot



Fig. 34. Isranddeltaet i *Tjelderdalen* vest for *Aspåstjern* (310 842) markerer marin grense ca. 185 m o.h. Foto: Martin Hamborg.

*The ice-marginal delta at Tjelderdalen to the west of lake Aspåstjern (310 842) marks the marine limit c. 185 m a.s.l.*

tjernet. Materialet er mest grov grus og stein i iskontaktsonen og i toppflata. Mot vest er avsetningen gjennomskåret av bekkeerosjon og mye materiale er omlagret på sletten nedenfor. Opprinnelig størrelse på avsetningen sees i nordre dalside der toppflata og rester av vest-skråningen er bevart (Fig. 34). Snitt i vestenden (305 840) viser godt sortert sand og grus i skrålåg. I *Tjelderdalen* ca. 1 km fra Aspåstjern fins en mindre israndavsetning (321 845). På iskantsida i øst ligger en 2-3 m høy randmorenergyg, delvis utplanert for nydyrking. Materialet er steinrikt her. Vestenfor ligger det breelvmateriale hvor overflata har svak helning mot vest som en typisk sandurflate. Dette består av grus og sand i toppen, men det er ingen større snitt. Nivået er på 180-182 m o.h. og dette er 5-6 m lavere enn toppflata på deltaet ved Aspåstjern. Denne forskjellen skyldes landhevningen som fant sted i perioden mellom de to avsetningenes dannelse. Den indikerer en aldersforskjell på ca. 2-300 år. Nord for *Aksnes* (300 848) ligger en liten vifteformet avsetning med rotpunkt i marin grense ca. 185 m o.h. Den består av grov grus i overflata. Mektigheten er flere meter. Ved *østre kartkant* fins en sone med breelvavsetninger i ca. 180 m - nivået (335 846 - 334 813). Betydelig smeltevannsdrenering kom fra nordøst langs bretunga i *Lundselvas dal* (Hugdahl mfl., i trykk). Avsetningene er dannet i marin grense, mellom bretunga og fjellsida etter hvert som breen trakk seg tilbake. Sørligste del av området har dels blokkrik overflate, og små snitt viser et nokså dårlig sortert og steinholdig materiale med mer enn 2-3 m mektighet (334 817). Lenger nord er det generelt større innslag av sand, og materialet synes bedre sortert. Israndavsetningene fra *Andølvatn* (335 810), *Moan* (321 797) til *Solås* (321 784) er avsatt ved fronten av breen østfra gjennom *Verdalen*. Materiale og mektighet varierer en del. Ryggen vest for *Andølvatn* er tolket som randmorene, men har ingen snitt. Resten av avsetningene er dominert av grus og sand, ofte med grovt materiale i overflata. Ved *Lian* (321 801) ble det funnet morene med strukturer som vitnet om breframstøt. Seismikk ved *Moan* viser 20 m til fjell på det dypeste, og ca. 10 m i sørenden av profilet (Tønnesen 1982).

---

### *Verdalen*

---

En liten grusrygg ved *Fleskhus* (204 795) kan være avsatt ved brefronten samtidig med more-

nen på *Skånes* (177 750). Boring ga minimum 8 m mektighet. Elektrisk motstandsmåling tyder på stort dyp til fjell og mulige variasjoner i materialtype. Et MG-delta på *Hello (Høylo)* er bygd opp til mellom 185 og 190 m o.h. (243 722). Det består av grus i overflata. Boringer tyder på sand mot dypet, og total mektighet større enn 20 m. Det er ingen snitt i avsetningen. Et par mindre breelvavsetninger ved *Øvrum* er dominert av grusig materiale (268 720, 273 725). Den sydligste er bygd opp til om lag 190 m o.h. mens den andre ligger langt under MG og har en slags vifteform. Avsetningen ved *Bjørkbekken* (288 728) har liten mektighet. Høyeste punkt ligger ca. i marin grense, men det er ikke noe tydelig nivå. Avsetningens overflate følger parallelt fjellsida med fall mot nord. Små snitt viser sortert og lagdelt grus og sand der lagene faller mot nord med omtrent samme helning som markoverflata. I breelvavsetningen ved *Sundby* (293 737) er det to store massetak (Fig. 35). Godt sortert grus og sand med skrålåg mot vest har mektighet på over 30 m. På toppen er det en større flate, og denne er tolket som elveterasse, kanskje påvirket av strandprosesser. I det nordre grustaket sees et leirlag mellom breelvgrusen og toppflatelaget. Dette kiler ut mot sør i snittet og viser at breelvavsetningens overflate faller svakt mot nord. Mot øst tiltar mektigheten av dette leirlaget raskt, jfr. skredgrop. *Sundbyavsetningen* er derfor tolket som en randås med klar ryggform. Den strekker seg ut til fjellskrenten ved elva (299 742). (Trykkfeil på kartet: skrenten mot elva skal være bart fjell). På lavere nivå nord for elva kommer den igjen i en vegskjæring (300 745). Her er overdekket av leire og elveavsetninger betydelig større. (Trykkfeil på kartet: et lite felt skal være breelvavsetning i stedet for elveavsetning). Det er usikkert hvor langt nordover den fortsetter. Grunnvannsundersøkelser har ved hjelp av geofysikk avdekket noe av ryggens utbredelse under overflata (Andersen 1983). Ryggen går dypere enn 15 m under dagens elvenivå (Fig. 36) i et større felt, og den er et stort grunnvannsmagasin. En boring i elveleiet viste mer enn 20 m grovt materiale. Litt sør for *Sundbyryggen* (298 738) ligger en liten grusavsetning opp mot 185 m o.h., med en utflling 170-175 m o.h. Mektigheten er flere meter. Sand og grus av mindre mektighet videre mot vest er tolket som strandavsetning, men kan muligens ha en sammenheng med breelvavsetningen. Strandvaskings innflytelse er vanskelig å bedømme uten snitt. En liten



Fig. 35. Verdalen sett mot øst. I forgrunnen to store grustak i vestskråningen av breelavsetningen ved Sundby (295 735). På baksiden av denne avsetningen (G) sees kvikkleireskredgropa ved Grava (300 737). Videre østover dominerer mektige hav- og fjordavsetninger fram til neste breelavsetning (K-K) ved Kvello (324 735 - 328 741). I bakgrunnen (S) skimtes Steineavsetningen i marin grense (340 725). I bakgrunnen til venstre ligger de lave elveslettene nær dagens elvenivå (330 746). Flyfoto: Bård F. Gimnes.

*Verdalen, looking towards the east. In the foreground two large gravel-pits cut into the western (distal) slope of the glaciofluvial ice-marginal deposit at Sundby (295 735). Behind this deposit the quick-clay slide depression at Grava (300 737) is seen (G). East of Grava thick marine deposits are dominating. K-K marks the glaciofluvial ice-marginal deposit at Kvello (324 735 - 328 741). In the background the marine limit is seen at the Steine (S) ice-marginal delta (340 725). In the background to the left the fluvial plains are only a few metres above the river.*

grusavsetning i den trange *Kvennhusdalen* (306 730) når opp til marin grense 185-190 m o.h. Mektigheten er noen meter, og materialet er grovkornig. (Trykkfeil på kartet: lite felt (309 728) skal være breelavsetning i stedet for myr). *Volen* (315 749) er en ryggform orientert på tvers av dalføret og beliggenhet midt i dalen (Fig. 19 og 39). Den er tolket som en randås, og består av grus og sand med vekslende lagning. Nederst i snittet i et større grustak faller lagene mot vest. Ryggen har leiroverdekning på noen få meter i sør, men betydelig økende leirtykkelse mot nord. Det er ikke klarlagt om den opprinnelig gikk inn til søndre dalside før Verdalselva skar seg ned til nåværende nivå. Det er også uklart om det ligger leire under grusen.

I søndre dalside har Verdalselva fjernet store løsmassemengder i området fra Gudding (310 740) til østre kartkant (340 740), og i dag stikker fjellet fram flere steder i skrånningene. Nederst i de store erosjonskantene avdekkes flere steder breelvmateriale under en meget tykk leire. Det-

te tolkes som bunnavsatt materiale fra isavsmeltingen, senere overdekt av leire da brekanten trakk seg østover. Mektigheten av breelvmaterialet er mer enn 10 m både i vest (313 740) og i øst (337 743). En avsetning skiller seg ut fordi den har særlig stor mektighet og mangler leiroverdekning. Den går fra *Kveldstad* (330 743) til Kvello (323 733). En fjellkam skjærer tvers gjennom avsetningen i øst-vestlig retning og deler den i to. Begge delområdene har ryggform som tilsier at dette er i prinsippet en randås. Ved Kvello er ryggformen slak. Seismikken viser 10-20 m dyp til fjell. Avsetningen når praktisk talt opp i MG lengst i sør. Nord for fjellkammen ligger toppen av ryggen ca. 150 m o.h. Snitt i foten av erosjonsskråningen (328 743) viser godt sortert sand og grus med skrålag. Nederst skrår lagene mot vest, mens overliggende lag har fall mot nord eller nordøst (Fig. 37). Høydeforskjellen fra dagens elveslette til toppen av ryggen er mer enn 100 m. En så stor avsetning antas å ha nådd lengre ut mot midten av dalen før elveerosjonen startet. En boring til 18 m i sand og grus ute på slettene synes å

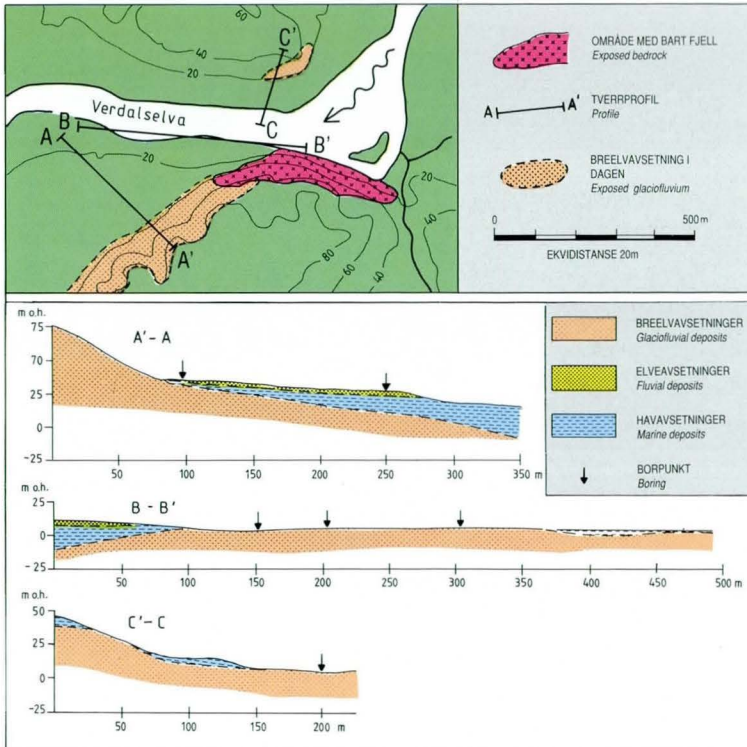


Fig. 36. Sundbyavsetningen (298 742). Etter Andersen (1983).

*The Sundby ice-marginal deposit (298 742). After Andersen (1983).*

bekreftede dette (327 745), og tolkningen går ut på at det ligger en større rest av randåsen under dagens elveslette. Avsetningene mellom *Grindgjerdet* (327 728) og *Steine* (340 725) er bygd opp til MG. Nivåforskjellen fra ca. 185 m o.h. i vest til 179 m o.h. ved *Steine* tilskrives en liten aldersforskjell på avsetningenes dannelse. 185 m nivået i vest er avsatt straks breen begynte å trekke seg tilbake fra *Kvello*. 179 m nivået i øst er et klart isranddelta med tydelig iskontaktskråning (340 733). Her har brefronten ligget rolig en tid. Mektigheten er relativt liten langs fjellsida i vest, men tiltar ut mot dalen. Ved *Steine* er det ca. 80 m til fjell. Et seismisk profil over 179 m - terrassen er vist på kartblad *Tromsdalen M 1:20.000* (Sveian 1981 c). Snitt i den nevnte iskontaktskråningen viser sortert og lagdelt grus og sand. Mot nord er avsetningen kraftig erodert av grunnvannsutslag. Disse har fjernet mye av den finsanden som opprinnelig lå til høyt nivå i området (335 730). I dag er bekkedalen nordøst for *Steine* med sine sideraviner blitt et forrevent og dypt nedskåret erosjonsområde med rygger og hauger. Disse erosjonsryggene består alle av fin

sand og siltig sand med tydelig, nesten horisontal lagdeling. Trolig er dette de finkornige bunnlagene (distale sedimentene) fra MG-deltaet på *Steine*.

### Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger)

Under landhevingen grov *Verdalselva* og mindre elver og bekker seg ned i ulike løsmasser og transporterte materiale nedover dalførene. Her ble det avsatt som elvesletter på stadig lavere nivå, og som deltaavsetninger der elva munnet ut i fjorden. Elvesletter og delta av ulike aldre sees i dag som terrassetrinn i landskapet. Nesten alle elveavsetningene innen dette kartet ligger over mektige hav- og fjordavsetninger. Elveavsetningenes mektighet er varierende. Generelt er den større på dagens delta og i gamle, hevede delta enn den er på nåværende og eldre elvesletter. Enkelte steder er mektigheten bare 0,5-1 m over leire. Det gamle deltaet ved *Mo-Uglen* (283 754 - 281 767) består vesentlig av sand. Snitt viser ca. 2 m horisontale



Fig. 37. Snitt i breelvavsetningen vest for Kveldstad (328 743), sett mot sør. Den stiplede linjen viser en tydelig diskordans mellom lag som faller mot vest og overliggende lag med fall mot nordøst.

*Section through the glaciofluvial deposit to the west of Kveldstad (328 743), looking towards the south. The broken line marks a discordance between beds dipping towards the west and overlying beds dipping towards the northeast.*

topplag over skrålag med fall mot vest. På toppen ligger flere strandvoller hvor materialet er dominert av grus. NGI's boring tyder på ca. 20 m sand over finkornig materiale. (Løken & Gregersen 1982). Terrassen ved *Vinne* (246 743) ca. 40 m o.h. består av sand med gradvis overgang til underliggende, mektig silt og leir. Sandmektigheten er mer en 7-8 m i nordre og midtre del av terrassen, men avtar mot søndre dalside. På dagens delta ved *Verdalsøra* viser flere boringer og snittobservasjoner at elveavsetningenes mektighet varierer fra mindre enn 1 m til mer enn 20 m. Det er også påvist gradvis overgang til underliggende silt og leire slik en må forvente på et delta. *Lundselvas delta* (295 825) består av sand og grus i varierende mektighet over leire. Boringer er avmerket på kartblad Stiklestad M 1:20 000 (Sveian 1981 b). Snitt i massetak ved Granholt (301 818) viser mer enn 3 m godt sortert grus. Store deler av delta-overflaten er dekt av skredleire. Bekkeavsetningen ved *Dalamarka* (300 838) er dannet ved omlagring av materiale fra breelvavsetningen umiddelbart østenfor. Mektigheten er flere meter (Storrø 1987). Langs *Døla* (295 953) stammer materialet vesentlig fra breelvavsetningen ved øvre Henning. Mektigheten er mange me-

ter i de østligste, høyestliggende terrassene inn mot dalsida. Utover slettene avtar både mektighet og kornstørrelse.

### Hav- og fjordavsetninger

Hav- og fjordavsetninger (Marine avsetninger bortsett fra strandavsetninger) er den dominerende avsetningstypen innen kartbladet. Mesteparten av materialet ble avsatt under isavsmeltningsperioden da mye breslam ble fraktet ut i fjorden. Normalt fins derfor leirene opp til et nivå ca. 10-20 m under MG, det vil si ca. 160 m o.h. i dette området. Bare unntaksvis ble de avsatt helt opp til MG i noen områder med god materialtilførsel og rolige strømforhold i de øvre vannlag. Også etter istiden er det avsatt en del leire, særlig i dalfører hvor elvene under landhevningen har fraktet materiale og avsatt det på nytt utenfor munningene. Uten detaljundersøkelser er det umulig å skille disse yngre leirene fra de som ble avsatt under isavsmeltningen. De er derfor slått sammen på kartet. Foraminiferer, skjell og andre fossiler i leire kan imidlertid fortelle mye om klimaet under avsetningen, og dermed om leirenes alder. Og-

så omrørt rasleire er i mange tilfeller vanskelig å skille fra uforstyrrede leirer ved en overflatekartlegging. Rasleire er angitt med symbolet Ks på den generelle leirfargen.

Mektigheten av hav- og fjordavsetningene er størst i Verdalen. Flere av boringene etter Verdalrsaset i 1893 (Fig. 21) er ført ned til 80-90 m uten å nå fjell, vesentlig i leire, stedvis med elveavsetninger av varierende mektighet i overflata. Leirmektigheter på mange titalls meter fins også i midtre og nordre del av kartet. I vest er mektighetene på Inderøya generelt mindre, men kan lokalt være mer enn 10 m. Overflateformene er svært forskjellige. Områder i tilknytning til større vassdrag er sterkt påvirket av elveerosjon og skred (Fig. 20). Her er landskapet ujevnt og opprevet av erosjonen. Høye skrånninger, raviner og skredgroper er dominerende. I områder lenger unna vassdragene er ofte den opprinnelige fjordbunnen i behold, med unntak av enkelte raviner og skredgroper. Her er de store leirflatene et typisk landskaps trekk. Ofte ligger det myr på overflata, f.eks. Mæremyra (180 930) og Bågåmyra (255 945).

#### *Hav- og fjordavsetningenes sammensetning*

Kornfordelingen er vist i Fig. 29C. Alle prøver har mest materiale i siltfraksjonen. 80% av dem har mellom 20 og 45% i leirfraksjonen. Selv om ingen prøver viser mer enn 50% leir kan det ikke utelukkes at mer finkornig materiale fins enkelte steder. Flertallet av prøvene inneholder mindre enn 10% sand (og til dels fingrus), men disse verdiene varierer opp til 27%. Sanden kan stamme fra isdroppet materiale, eller fra meget tynne sandlag i de leirene som har en tydelig lagdeling med vekslende silt-, leir- og sandlag (laminerte leirer). Slik lagdeling skyldes vekslende strømforhold. De fleste leiravsetningene har imidlertid ingen eller en lite tydelig lagdeling. Leirer fra isavsmeltningsperioden har ofte et lite innslag av isdroppet materiale grovere enn 19 mm.

Mineralinnholdet i norske leirer er tidligere undersøkt av Selmer-Olsen (1977). Sammensetningen gjenspeiler trekk ved berggrunnsgeologien i tilførselsområdene (Fig. 7). Mineralinnholdet i tre prøver (71, 97 og 104 i Fig. 28) er bestemt ved hjelp av røtgendifraksjon ved NGU (Sand 1986). Analysene er utført på henholdsvis totalprøve, leirfraksjonen mindre enn 0,002 mm, fraksjonen 0,002-0,010

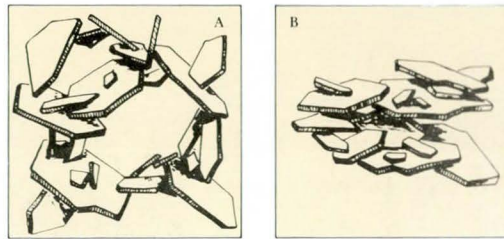


Fig. 38. Kornstruktur i en uforstyrret kvikkleire (A), og etter omrøring og ny avsetning (B). Fra Løken (1983).

*Structure of an undisturbed quick-clay (A), and after disturbance and resedimentation (B). From Løken (1983).*

mm og fraksjonen 0,010-0,063 mm. Mineral-sammensetningen varierer relativt lite fra prøvested til prøvested. Totalprøvene er dominert av kvarts og feltspat, men har også betydelig innhold av kloritt, muskovitt og illitt. I tillegg fins litt amfibol og kalkspat. Fraksjonsanalysene viser en sterk nedgang i kvarts- og feltspatinnholdet med avtakende kornstørrelse, og en tilsvarende sterk økning i kloritt-, illitt- og muskovittinnholdet.

Leirene ble avsatt i havvann med omtrent samme saltholdighet som i nåtiden. Senere er en del av saltet blitt vasket ut. Dette har skjedd både fra overflaten og fra grunnvannstrømmer. En betydelig minskning av saltinnholdet fører til at leirene blir mer utsatt for kvikkleireskred (jfr. kapitlet Leirskred, s. 21). Typisk for denne skredtypen er at omrørt kvikkleire blir halvt flytende på grunn av porevannsoverskudd, og når den kommer i bevegelse renner den nærmest som en seig væske. Kornstrukturen i en kvikkleire før og etter omrøring er vist i Fig. 38. På den annen side fører uttørring, frost og forvitring av leirmineralene til at det dannes en 4-6 m tykk tørrskorpe i markoverflaten (Løken 1983). Tørrskorpa bidrar til å bedre stabiliteten i kvikkleireområder. Kvikkleire opptrer i lokale soner.

#### **Strandavsetninger (Marine strandavsetninger)**

Strandavsetninger har størst utbredelse i lave-liggende områder. Dette har i en viss grad sammenheng med at strandforskyvningen i disse områdene gikk mye saktere enn i områder opp mot MG. Mektigheten er vanligvis 0,5-2 m. Små massetak viser at strandavset-

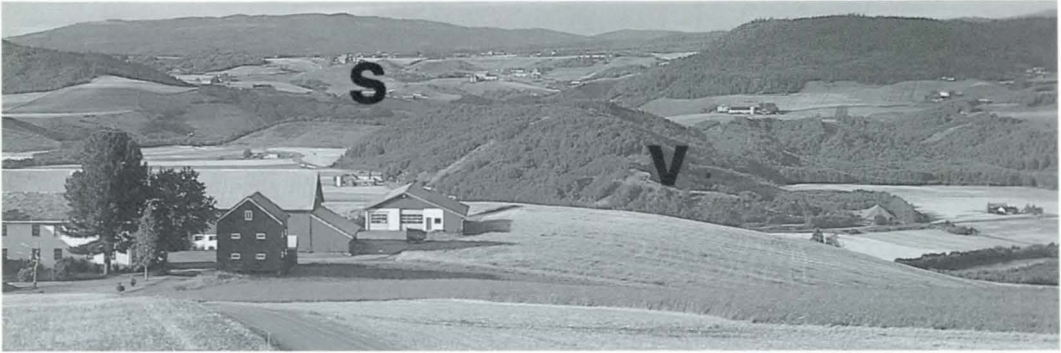


Fig. 39. Utsikt mot nord fra Gudding (351 733). Vesentlig hav- og fjordavsetninger i de dyrkede områdene. Breelvavsetningen ved Volen (315 748) sees sentralt i bildet (V). De sterkt skredpåvirkede arealene ved Skrove (315 770) ligger i bakgrunnen (S).

View looking north from Gudding (351 733). Mainly marine deposits in the cultivated areas. The glaciofluvial deposit at Volen (315 748) is seen in the central part of the picture (V), and the areas strongly affected by slides at Skrove (315 770) are visible in the background (S).

ninger lokalt har betydning som grusressurs. De største forekomstene på Stornes (123 955) og på innsiden av randmorenen på Sund (139 839) er 3-4 m mektige (Fig. 40). Kornstørrelse og sortering i strandavsetninger varierer betydelig alt etter hvilket materiale de er utvasket fra, strøm- og bølgeforhold i fjorden, etc. Typiske strandvoller er funnet i områder der Verdalselva har ført mye sand og grus ut i fjorden. Det ene området sør for Verdalsøra (220 735) ligger ca. 10 m o.h. Her er vollene formet noe til side for elveløpet, og det er antatt at strandmaterialet ligger på leire. Snitt i vollene viser opptil 2 m

ensgradert grov grus. Det andre området er et gammelt elvedelta på 65-70 m o.h. ved Mo-Uglen (283 750 - 280 760). Vollene er mer enn 1 m høye (Fig. 18). De består vesentlig av grus selv om de underliggende elveavsetningene er dominert av sand. Små strandvoller er funnet et par andre steder på kartet. Ofte inneholder strandmaterialet en del skjell. I tillegg til de vanlige artene som lever i fjorden i dag fins mer varmekjære arter som f.eks. østers (*Ostrea edulis*). Noen steder er det forekomster av nesten ren skjellsand med over en halv meter mektighet. Slikt materiale er funnet i Sandvollan-



Fig. 40. Strandavsetninger ved Sund (139 839): 40 cm grov grus over ca. 2 m sand med skrålag som faller mot nordost. Fyllmasser på toppen. Datering av skjell nederst i gruslaget er benyttet i strandforskyvningskurven (Fig. 17 B). Lokaliseringen er vist i Fig. 10 og 16.

Shore deposits at Sund (139 839): 40 cm coarse gravel overlying c. 2 m sand with beds dipping towards the northeast. Anthropogenic material is overlying the gravel. Dating of molluscs from the bottom of the gravel bed has been used for the shoreline displacement curve (Fig. 17 B). The location is shown in Figs. 10 and 16.

området nord for fjordarmen Børgin (150 935 - 167 949). Forøvrig er skjellfaunaen innen kartet beskrevet av Øyen (1908, 1910, 1914).

På morenemateriale, breelavsetninger og elveavsetninger er det ofte vanskelig å bestemme tykkelsen av det strandpåvirkete overflatelaget hvis det ikke er gode snitt. I mange slike områder er det benyttet U på fargen for den opprinnelige avsetningstype.

### Hav- og fjordavsetninger og strandavsetninger, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen

Dette er grunnlendte områder der sparsomt løsmateriale består av leire eller strandavsetning, eventuelt litt av begge deler. Ofte fins det også innslag av morene og forvittringsmateriale. Innen disse feltene fins enkelte bergknauser med vesentlig humusdekke på fjell. Helt lokalt kan leirmektigheten være flere meter.

### Forvittringsmateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen

De bløte og finkornige skifer- og fyllittbergartene er utsatt for forvitring når de ikke er tilstrekkelig overdekt av løsmasser. Dette gir opphav til en frodig skog- og jordbunn. De hardere og mer motstandsdyktige bergartene i nordøstre del av kartet (Fig. 7) er lite påvirket, og her fins det ikke nevneverdig forvittringsmateriale. Områder kartlagt med forvittringsfarge har oftest 10-40 cm ren forvittringsjord, men det kan være betydelige lokale variasjoner i mektigheten. I vegskjæringer er det observert lokal forvitring til flere meters dyp. Materialet kan være finkornig med mest silt og finsand der hvor vitringsprosessen har kommet langt. Andre steder er det mer grovkornig, men med enkeltkorn så oppsmuldet at de lett lar seg brette mellom fingrene. Kalkstein forvittrer ved at vann løser opp kalken. Dette gir minimalt med forvittringsjord, men en veldig næringsrik jordbunn gir ofte inntrykk av større mektighet enn hva tilfellet er. Ofte er forvittringsjorda oppblandet med andre avsetninger, f.eks. morenemateriale eller strandavsetninger. Der morenen består av lokale bergarter er slik innblanding vanskelig å påvise fordi morenepartiklene også er forvitret. De mest forvitrete arealene er som regel oppdyrket. Dette gjelder mange steder på Inderøy ved

vestre kartkant, omkring Dyrstad (237 883), ved Grøset (218 813) og Solberg (238 808) mfl.

### Ur dannet ved steinsprang

Ur har liten utbredelse innen dette kartet. De fleste urene er så små at de bare er markert med symbolet R. Avsetningene er i hovedsak grovblokkige på overflata. Den lange ura ved østsida av Raudflovatn (215 846) er noe mer finkornig.

### Torv- og myrdannelser (Organisk materiale)

I områder med lite løsmasser er berggrunnens overflate avgjørende for de fleste myrenes form og utstrekning. I områder med mye løsmasser fins de største og dypeste myrene. Disse ligger på store flater med finkornige hav- og fjordavsetninger der enten grunnvannsspeilet ligger høyt, eller undergrunnen er for tett for en effektiv naturlig drenering av overflatevatnet. Myrer på sand og grusavsetninger er betinget av høyt grunnvannsnivå eller et tettende aurhellelag. *Gjengroingsmyrer* dannes ved at små tjern gror igjen med torvdannelse fra kantene mot midten, og samtidig foregår bunnfelling av dy og gytte ute i bassenget. Innen kartet fins det eksempler både på helt gjengrodd bassenger og myrer der det enda er åpent tjern i midten. I høyområdene dannes det betydelige myrer i hellende terreng. Her er fuktighetsforholdene avgjørende. Normalt har disse *bakkemyrene* mindre mektighet enn *gjengroingsmyrene*, men det er observert mektighet på mer enn en meter. Ofte stikker store blokker eller fjellblotninger opp av torvlaget. Myrtypen har størst utbredelse ved østre kartkant omkring Ravlvola (310 890). Den fins også på Marsteinvola (236 843) og andre steder. Dateringen av bunnlagene fra ei lita myr ved Herstad (110 886) viser at myrdannelsen startet like etter isavsmeltingen i områder over marin grense. I lavlandet er alderen på myrene avhengig av når området ble tørt land (se strandforskyvningskurven i Fig. 17).

### Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunnen

I mange områder er berggrunnen dekt av et 10-30 cm tykt lag av råhumus eller torv. Råhumus består av lite omvandlede planterester,

mest lyng og barnåler. Områdene har ofte en karakteristisk skrinns furuskog med lyng som undervegetasjon. Lynghumus i kombinasjon med litt forvitring kan imidlertid gi frodigere vegetasjon, og dette gjør at avgrensningen av humusdekke mot andre typer tynt dekke blir vanskelig. I høyområder kan det være svært utydelig overgang mellom humusdekke og relativt tykke bakkemyrer.

### Fyllmasser

Noen få områder er kartlagt med egen farge i forbindelse med industri ol. De fleste bebygde arealer har utvilsomt en del fyllmasser, men ikke mere enn at det er mulig å kartlegge den opprinnelige avsetningstypen. Områdene med mest påvirkning av menneskelig aktivitet er her avmerket med symbolet Z.

## Maringeologi

KRISTIAN BJERKLI OG HEIDI ANITA OLSEN

Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, Lade, 7002 Trondheim

Maringeologiske undersøkelser er utført innen kartbladets sørvestre del. Undersøkelsene ble foretatt av NGU i 1981 og er basert på refleksjonsseismisk profilering (Tillegg). De grunne partiene i sentrale deler av det undersøkte området, samt brattskråningen ned mot den markerte dyprenna som går fra Trones (182 795) mot vest-sydvest, har ubetydelig dekke av løsmasser (Fig. 41). Det antas at forkastninger i fjellgrunnen har vært en viktig årsak til dannelsen av dyprenna. Løsmassene i fjorden kan deles inn i følgende hovedtyper (regnet fra underliggende fjellgrunn): morener (randmorene

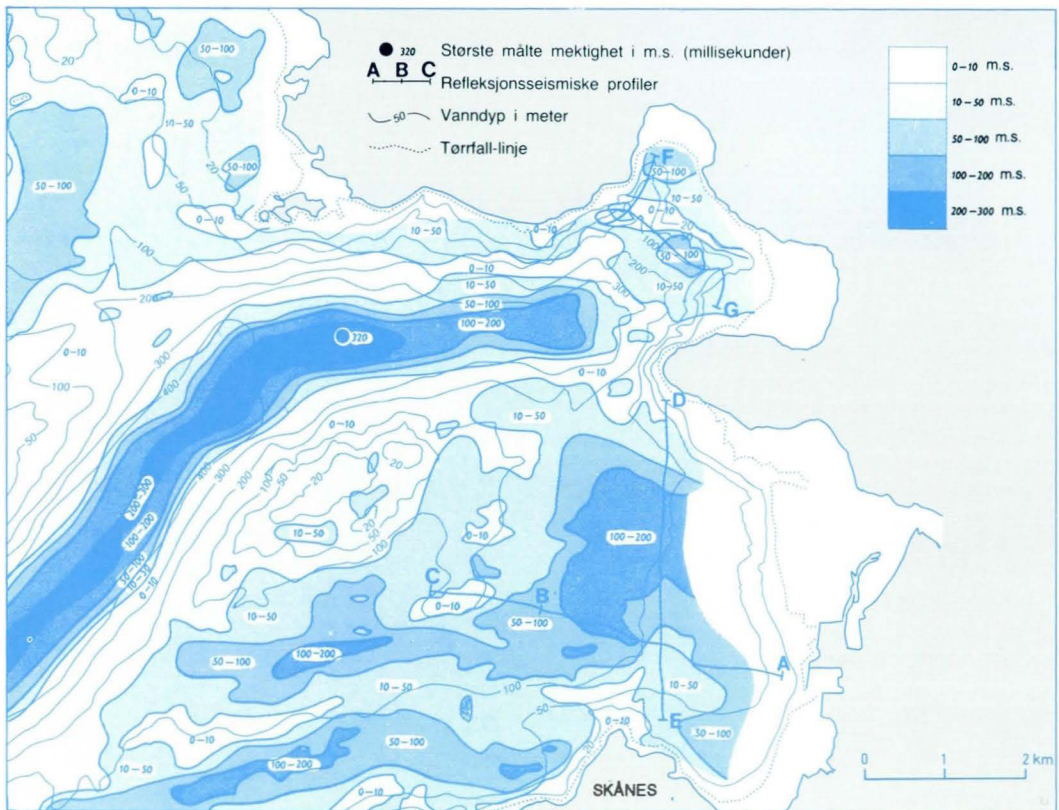


Fig. 41. Kartblad Verdalsora CST 135136. Mektighet av leire i fjorden. For lokalisering se Fig. 1.

Map-sheet Verdalsora CST 135136. Thickness of marine deposits in the fjord. For location see Fig. 1.

og bunnmorene), leire (glasimarine og marine sedimenter) og deltaavsetninger.

**Morener.** Randavsetningen på *Skånes* (177 749) kan følges i en nordøstlig retning utover i fjorden. Ryggen ser ut til å bestå hovedsakelig av morene, men enkelte partier i vestskråningen har preg av brelvmateriale. Dens maksimale mektighet er beregnet til 80-90 m. Fig. 42 viser avsetningen under marine avsetninger og deltasedimenter fra Verdalselva. Det er funnet indikasjoner på to randavsetninger med nordøstlig retning utenfor *Levangerneset* (100 730 og 123 735). De ser ut til å bestå hovedsakelig av morenemateriale. Det er generelt vanskelig å skille bunnmorene fra fjell på refleksjonsseismiske profiler. Det antas at fjelloverflaten i betydelig grad er dekket av et bunnmorenelag, men mektigheten av dette kan være svært variabel. Innen områder med leirmektighet mindre enn 10 m (Fig. 41) kan bunnmorene og fjell stedvis være blottet i sjøbunnens overflate.

**Leire.** Leire omfatter marine og glasimarine sedimenter som er de dominerende sedimenttypene i området. Leirmektigheten er vist i Fig. 41. Størst mektighet (320 ms eller ca. 260 m) er funnet i dyprenna vest for *Trones* (143 797). I forkant av *Verdalselvas* delta (183 773) er leirmektigheten målt til 160 ms (ca. 130 m). I bukta mellom *Hylla* (175 815) og *Trones* (182 795) er det påvist leirmasser med mektighet opp til ca. 100 ms (ca. 80 m). *Leira* ligger på et underlag av fjell/bunnmorene med tildels sterk skråning mot de dypere partiene i fjorden. I disse leiravsetningene er det påvist strukturer som tyder på skredaktivitet. Se også lok. 21 i Fig. 20.

**Deltasedimenter.** Ved *Verdalselvas* utløp (195 770) ligger sandige deltasedimenter som et topplag fra land og utover leiravsetningene. Mot vest blir deltasedimentene stadig mere finkornete, og de går gradvis over i de marine sedimentene.

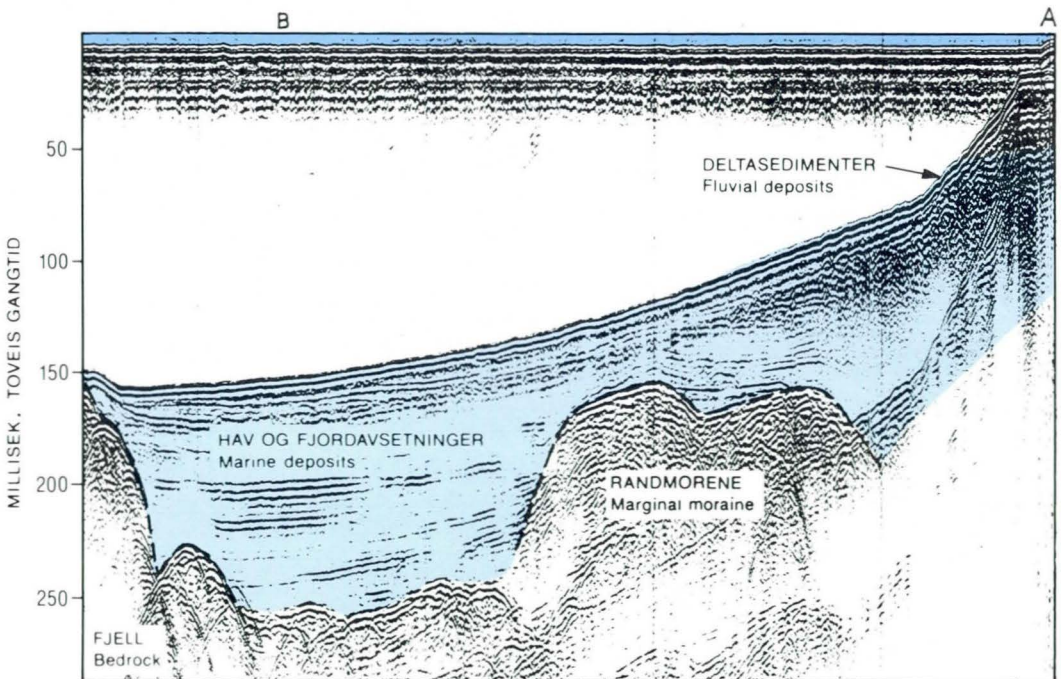


Fig. 42. Utsnitt av refleksjonsseismisk profil A-B-C i Fig. 41.

*Seismic reflection profile A-B-C in Fig. 41.*

## Grusregister

HELGE HUGDAHL

Norges geologiske undersøkelse. Postboks 3006, Lade, 7002 Trondheim

### Registerets funksjon

Sand og grus må betraktes som en ikke-fornybar ressurs. Forutsetningen for en effektiv ressursforvaltning er sikre kunnskaper om reserver og forbruk. Selv om det nasjonalt er grusreserver for flere hundre år fram i tiden, kan det være lokal knapphet. Dette kan skyldes en reell mangel på reserver, manglende kunnskap om avsetningene, eller at brukbare forekomster er båndlagt ved annen utnyttelse (bebyggelse, kommunikasjonslinjer, jordbruk, grunnvannsuttak, militære områder etc.). Strengere krav til konstruksjonssikkerhet (offshoreindustrien, spennbetong mv.) og økonomiske vurderinger (levetid for veidekker og bærelag) har ført til en mer målbevisst kvalitetstenkning. Forekomster av høy kvalitet må derfor sikres mot nedbygging eller anvendelse til formål der kvalitetskravene er små.

### Registerets oppbygging

Grusregisteret er et EDB-basert kart- og registersystem for de økonomisk viktigste sand/grus- og pukksteinsuttakene. Registeret skal primært dekke behovene for grunnlagsdata av denne type i kommunal- og fylkeskommunal planlegging, danne grunnlag for ressursregnskap og være et hjelpemiddel for andre brukerkategorier med behov for denne type opplysninger. Registeret er todelt. Sentralregisteret, med landsdekkende data (i 1991) ligger ved NGU, mens fylkesregistre overføres til de respektive fylkeskartkontorene. Utskrifter fra registeret kan fås ved henvendelse til NGU eller det aktuelle fylkeskartkontor.

### Ressurskategorier

Naturlig forekommende *sand- og grusforekomster (godt sorterte)* er den viktigste ressur-

sen i registeret. Forekomster under grunnvannstanden er ikke tatt med, men i enkelte tilfelle registreres elvegrus i og langs dagens elveløp. Undersjøiske forekomster er holdt utenfor. Grusig morene er tatt med i registeret der det er knapphet de vanlige sorterte avsetninger.

*Andre materialer (dårlig sorterte):* I helt spesielle tilfelle er ur- og skredavsetninger aktuelle ressurser (både i naturlig tilstand og som råstoff til pukkproduksjon).

*Pukk fra fast fjell og steintipper:* Uttaksområder for pukk inngår i registeret, og i de fleste tilfelle er forekomstene prøvetatt og analysert.

### Utførelse

Feltarbeidet i Verdal kommune ble gjennomført i 1981/82, i de øvrige kommuner på kartbladet 1 år senere. Noe ajourføring er foretatt senere, men nye massetak som er opparbeidet de siste 2 år vil ikke være med i registeret. En del av opplysningene er basert på data stilt til disposisjon av Vegkontoret i Nord-Trøndelag.

### KARTBLAD STIKLESTAD

En oversikt over de registrerte forekomster innenfor kartbladet er vist i Tabell 2.2: "Kommuneoversikt-forekomster". Forekomstene kan gjenfinnes på det kvartærgeologiske kartet ved hjelp av UTM-referansene. Som det framgår av tabellen er det totalt kartlagt ca. 120 mill. kbm sand og grus innenfor kartbladet, volummessig fordelt med halvparten på hver av kommunene Steinkjer og Verdal. Tabell 3 viser en oversikt over registrerte massetak i perioden 1981/83, kornstørrelsesfordelingen i disse, driftsforhold og evt. foredling. Analyseresultatene er vist i Tabell 4. Generelt kan man si at kvaliteten er varierende, men normal på bakgrunn av de til dels dårlige bergarter som er opphav til materialet i naturgrusen. Enkelte massetak har et relativt høyt innhold av glimmermineraler i sandfraksjonen (>10%). For nærmere opplysninger om den enkelte avsetning og bestilling av sand- og grusressurskart i M 1:50.000 henvises til *Norges geologiske undersøkelse*.



GRUSREGISTERET - TABELL 3  
 KOMMUNEOVERSIKT - MASSETAK

Søkekriterier Utskriftsdato : 22. 4.87  
 KBL 17224 Stiklestad

---

FOREKOMST NR. NAVN	MASSETAK NR.	DRIFT	KORNSTØRRELSE Bl!St! G! S!	FOREDL. !PROD. !	KONFLIKT	ETTER- ! BEH.
STEINKJER						
1 MELGARD	1	D	40 60		S	
1	2	N	40 60			T
2 JØREM	1	N	10 40 50			T
3 BJØRKA	1	S	10 40 50			
4 VEKRE	1	S	5 40 55			
5 HENNING	1	S	30 70			
5	2	S	5 25 70			
6 BRUEM	1	D	5 35 60		S	
6	2	S	5 35 60			
523 STEINKJER PUKKV.	1	D				
LEVANGER						
501 ROKNE	1	N				
VERDAL						
8 KVELSTAD	1	D	10 45 45		S	
10 VOLEN	1	D	20 40 40		SK	T
11 UGLEN	1	S	30 70			
12 EKLO	1	I	50 50			
13 MOAN	1	N	10 45 45			T
14 LUND	1	S	10 45 45			
15 SÆTRAN	1	N	20 40 40			
16 ASPAS	1	S	5 50 45			
21 FORSET	1	S	35 65			
22 KVELLO	1	I				
23 SUNNBY	1	D	50 50			
23	2	S	50 50			
23	3	D	50 50			
29 VINNE	1	S	30 70			
40 STEINE	1	N	40 60			
501 VERDAL PUKKVERK	1	D				
INDERØY						
SUM 38	29		0 3 37 60			

TABELLFORKLARING

DRIFT = Driftsforhold : D = drift, I = ikke drift,  
 S = sporadisk drift, N = nedlagt.

KORNSTØRRELSE = Visuell vurdering av kornstørrelsesfordelingen i et typisk snitt. Bl = prosentandel blokk (d>256mm), St = prosentandel stein (256mm>d>64mm), G = prosentandel grus (64mm>d>2mm), S = prosentandel sand, silt og leir (d<2mm).

FOREDLING/PRODUKSJON: S = sikting, V = vasking, K = knusing,  
 A = asfaltverk/oljegrusproduksjon,  
 B = betong/betongvareproduksjon, X = annet.

KONFLIKT = konfliktsituasjoner :  
 B = bebyggelse, I = industri, U = institusjon O = militært område, V = veg, T = jernbane, P = flyplass, L = kraftlinje, J = jordbruk, Y = mulig nydyringsområde S = skogbruk, E = eksisterende grunnvannsuttak, R = resipient, G = mulig fremtidig grunnvannsuttak, F = fredet areal, A = vernet areal, N = fornminner, D = mulig verneverdi, M = miljøulemper, K = klimaendring, H = forurensning av vassdrag, X = andre.

ETTERBEHANDLING : U = utført, D = delvis utført, P = planlagt, T = utelatt.

SUM = antall forekomster, antall massetak og prosentfordeling av kornstørrelse beregnet etter volum.

Tabell 3. Utskrift fra Grusregisteret.

Report from the "Grusregisteret" (example).

GRUSREGISTERET - TABELL 4									
KOMMUNEOVERSIKT - ANALYSER									
Søkekriterier					Utskriftsdato : 22. 4.87				
KBL 17224 Stiklestad									
FOREKOMST	!MASSE-	! BERGARTSINN.	! MINERALINNHO	! SPRØH.&FLIS.					
NR. NAVN	!TAK NR.!	AA BB CC NN	! G A B M A!	S F					
-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!									
STEINKJER									
1	MELGARD	1	21 60 18	1 99	3 7 90	44.0	1.40		
3	BJØRKA	1	24 48 26 2	1 99	3 6 91	51.0	1.48		
4	VEKRE	1	50 20 28 2	1 99	4 15 81	53.0	1.45		
5	HENNING	1	58 28 14	1 99	2 7 91	53.0	1.40		
6	BRUEM	1	43 32 21 4	1 99	2 9 89	49.0	1.41		
523	STEINKJER PUKKV.	1				50.0	1.52		
LEVANGER									
VERDAL									
8	KVELSTAD	1	20 78 2	1 99	2 12 86				
10	VOLEN	1	28 64 7 1	3 97	13 9 78	47	1.38		
11	UGLEN	1		2 98	10 21 69				
12	EKLO	1	9 85 6	1 99	13 8 79	58	1.51		
13	MOAN	1		3 97	7 22 71	52	1.44		
14	LUND	1		1 99	3 22 75	50	1.43		
15	SÆTRAN	1	23 57 16 4	3 97	8 16 76				
16	ASPÅS	1		2 98	8 11 81	54	1.40		
21	FORSET	1		2 98	17 7 76	52	1.38		
22	KVELLO	1		1 99	3 19 78	46	1.37		
23	SUNNEY	2		2 98	15 6 79	56	1.42		
40	STEINE	1				49	1.40		
501	VERDAL PUKKVERK	1				49.0	1.46		
INDERØY									
-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!									
SUM	38		29						
-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!-----!									
TABELLFORKLARING									
BERGARTSINN.% = Visuelt anslag for bergartkornenes styrke (8-16mm)									
AA = Prosentandel av 'meget sterke korn', BB = Prosentandel av 'sterke korn', CC = Prosentandel av 'svake korn', NN = Prosentandel av 'meget svake korn'. En del analyser er utført uten skiller mellom gruppe AA og BB.									
MINERALINN.% = Visuell bedømmelse av mineralinnhold i sandfraksjonen									
Fraksjon 0.5-1.0mm:									
G = Glimmer (frikorn), A = Andre korn (vesentlig bergartsfragmenter samt frikorn av kvarts feltspat).									
Fraksjon 0.125-0.250mm:									
B = Glimmer (frikorn) og skiferkorn, M = 'Mørke' mineraler (amfibol,pyroksen,epidot og granat), A = Andre korn (vesentlig kvarts og feltspat).									
SPRØH. & FLIS = Sprøhets- og flisighetstallet.									
Her føres resultatet fra analyser i fraksjonen 8-11.2 mm med 50% laboratoriepukket materiale.									

Tabell 4. Utskrift fra Grusregisteret.

*Report from the "Grusregister".*

## Engelsk sammendrag (English summary)

The area of map-sheet Stiklestad is situated in the inner part of Trondheimsfjord, Central Norway. The area is underlain by mainly meta-sedimentary and volcanic rocks of assumed Late Precambrian to Ordovician age, folded and metamorphosed during the Caledonian orogeny (Fig. 7). Most of the landscape is gently undulating, with hills dominated by exposed bedrock and lowlands with thick Quaternary sediments. The highest mountain is Ravlvola 570 m a.s.l.

### *Ice movements*

The oldest observed ice movement was directed towards the northwest (Fig. 8). During the deglaciation the ice transport became highly dependent on the topography, especially the deep fjord. As a result of calving and a rapidly receding ice front in Trondheimsfjord, a south-westerly ice movement was established within the mapped area. The youngest ice movements were directed towards the west along the valley Verdalen in the southern part of the map-area, and towards the southwest (from the Snåsavatn basin) in northern districts.

### *Deglaciation*

Several glaciofluvial ice-marginal deposits and marginal moraines were formed in the fjord when the ice recession was temporarily halted on bedrock thresholds (Figs. 4 and 14). There is also evidence of some readvances of the ice margin in the area. Radiocarbon datings (Fig. 14, Table 1) indicate that the fjord was open at least to the Leinskammen area (206 925) between 10,500 and 10,400 B.P. The dated sediments are disturbed and consolidated by an ice advance, probably corresponding to the Hoklingen Span c. 10,400-10,300 B.P. (Fig. 9). From geophysical investigations a possible readvance in the Henning area (280 950) can be postulated on the basis of a stratigraphy showing till overlying thick marine deposits of unknown age. From the datings in the entire region it can be concluded that the mapped area was deglaciated in the second half of the Younger Dryas Chronozone.

### *Shore displacement and postglacial development*

The marine limit varies from c. 185 m a.s.l. in the southeast to c. 170 m a.s.l. in the northwest. The gradient of the ancient shorelines was 1.3 m/km at 10,000 B.P., decreasing to 0.5 m/km at 8000 B.P. (Kjemperud 1986). Most of the shore displacement took place during the first couple of thousand years after the deglaciation, on average 6 m/100 yrs in the Preboreal (Fig. 17B). The present shore displacement is 3 mm/yr or 0.3 m/100 yrs. This process has changed the stability, especially of marine sediments, and numerous slides have taken place (Fig. 20). Many of the large slides are of quick-clay type, in which the leaching of the salt content of the clays has increased their sensitivity. In this type of slide the clay becomes liquid, and it can flow for considerable distances down the valleys. River erosion and slides, often in combination, are important processes, especially along the main rivers. Other Holocene processes are weathering, accumulation of fluvial and marine deposits, rock-fall and formation of peat and bogs. Climate and vegetation during the Holocene have been described by Hafsten (1987).

### *Superficial deposits*

The classification of the superficial deposits is based on genetic principles proposed by the Geological Survey of Norway (NGU). The mapped deposits are of late Weichselian and Holocene age. The hills are dominated by exposed bedrock, or a sparse cover of superficial deposits. Thick Quaternary sediments predominate in most areas below the marine limit. At Verdalsøra the thickness is c. 160 m (Hillestad 1963).

*Tills* are subdivided according to their thickness and frequency of exposed bedrock. A thin, discontinuous cover is common. In these areas the structure and morphology of the underlying bedrock are easily recognised, and the bedrock frequently exposed. A continuous cover of till, locally of great thickness, occurs mainly on the slopes to the east of lake Leksdalsvatnet. This is a leeside position in relation to the westerly ice movement. Large drumlins with thickness 30-50 m at Såsegg (306 987) and Langli (272 921) are parallel to the youngest regional ice movement. The grain-size distribution of samples from till is shown in Figs. 29 and 30.

The numerous *ice-marginal deposits* are glaciofluvial deltas and ridges, or marginal moraine ridges. The thickness is mostly 20-50 m, but a few are c. 100 m. Glaciofluvial deposits are dominated by stratified sand and gravel. The sorting, grain-size and content of stones and pebbles are variable. The marginal moraines were more or less influenced by meltwater activity during their formation. They consist of till, or till in combination with poorly sorted glaciofluvial sediments.

*Fluvial deposits* of well sorted sand and gravel are common along the rivers, specially at Verdalen. The thickness is normally a few metres. From borings the thickness is found to be c. 20 m at a raised Tapes delta at Mo (283 755) and at the present delta at Verdalsøra.

*Marine deposits* are mainly silt and clay of glaciomarine origin deposited distally to the ice-marginal moraines and glaciofluvial deltas. Younger clays occur at the surface, but their thickness is limited, except in the valleys along the main rivers. Samples show a high content of silt. Usually 20-40% is clay (fraction <0.002 mm). Most of the sediments have no visible lamination. However, in valleys with brackish-water conditions laminated sediments are found. An X-ray investigation of the mineralogy of 3 samples (Sand 1986) show that quartz and feldspar are the most common minerals. They dominate the fractions coarser than 0.010 mm. Clay minerals (chlorite, illite and muscovite) are totally dominant in the fraction <0.002 mm and they decrease with increasing grain-size. Large areas of marine deposits are strongly influenced by river erosion and slides.

*Marine shore deposits* were formed by waves and currents during the Holocene. A few beach ridges have been mapped. The thickness is usually 0.5-2 m. Grain-size and sorting are very variable. The sediments are normally underlain by till or marine deposits, sometimes by bedrock.

*Weathering material* normally has a thickness less than 0.5 m. Locally, the bedrock can be weathered down to a depth of 3 - 4 m. There is always a gradual transition to solid bedrock.

*Bogs* are common, especially in the mountainous areas and in areas with marine deposits. The thickness is generally less than 5 m. Some of the deepest bogs may be c. 10 m.

Short accounts are given on the marine geology within the southwestern part of the map-area, and also on the sand and gravel resources.

#### ETTERORD

Kartleggingen er utført i henhold til gjeldende retningslinjer ved NGU. Generell del og Tillegg i denne beskrivelsen bygger på et forslag til kartbladbeskrivelse presentert i NGU-rapport nr. 1633/16 (Bargel mfl. 1981). Radiokarbondateringer er utført ved Laboratoriet for radiologisk datering, Fysikkseksjonen ved NTH. Seismiske målinger er utført under ledelse av J.F. Tønnesen. Manuskriptet er gjennomlest og diskutert av A.J. Reite og E. Larsen. Kornfordelingsanalysene er utført ved NGU's sedimentlaboratorium. Illustrasjonene i beskrivelsen er tegnet av B.I. Svendgård. Reprografi av kartet er utført av P. Sviggum. D. Roberts har lest og korrigeret den engelske teksten. En rekke personer har deltatt i feltarbeidet (se kartramma) og i reproduksjon av kart og beskrivelse. Forfatteren takker alle for et godt samarbeid.

## Litteratur

- Andersen, A.-B. 1983: Grunnvannsundersøkelser ved Sundby, Verdal kommune, Nord-Trøndelag. *NGU-rapport 1806/26*.
- Andersen, B.G. og Karlsen, M. 1986: Glasialkronologi - isfrontens tilbaketreking. *Nasjonalatlas for Norge. Hovedtema 2: Landformer, Berggrunn og Løsmasser*. Kartblad 2.3.4.
- Bargel, T.H., Bergstrøm, B. & Sveian, H. 1981: Beskrivelser til kvartærgeologiske kart. *NGU-rapport 1633/16*.
- Brøgger, W.C. & Munster, T. 1893: Indberetning om skredet i Værdalen. *Naturen*.
- Friis, J.P. 1898: Terrænundersøgelser og Jordboringer i Størdalen, Værdalen og Guldalen samt Trondhjem i 1894, 95 og 96. *Nor. geol. unders.* 27, 1-79.
- Hafsten, U. 1987: Vegetasjon, klima og landskapsutvikling i Trøndelag etter siste istid. Vegetation, climate and evolution of the cultural landscape in Trøndelag, Central Norway, after the last ice age. *Norsk geografisk tidsskrift Vol. 41*, 101-120.
- Helland, A. 1909: Norges land og folk, bind XVII, første del. *Aschehoug forlag*.
- Hillestad, G. 1963: Seismiske undersøkelser. Verdalsøra og Leksdalsvatnet, Verdal. *NGU-rapport 396*.
- Holmsen, G. 1946: Lerfall og ras i årene 1933 - 1939. *Nor. geol. unders.* 166, 1-43.
- Holmsen, P. 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. *Nor. geol. unders.* 347, 1-70.
- Holtedah, O. 1960: Geology of Norway. *Nor. geol. unders.* 208, 1-540.
- Hugdahl, H. 1987: Stiklestad 1722 IV, sand- og grusresurskart - M 1:50 000. *Nor. geol. unders. Grusregisteret*.
- Hugdahl, H., Sveian, H. og Bargel, T.H. (in press): Vuku 1722 I, kvartærgeologisk kart - M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Kjemperud, A. 1986: Late Weichselian and Holocene shore displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, Vol. 15, 61-82.
- Lundquist, J. 1973: Isavsmåltningens forløp i Jämtlands län. *Sver. geol. unders., ser. C nr. 618*, 1-187.
- Loken, T. 1983: Kvikkleire og skredfare - hvor og hvorfor? *Forskningsnytt*, årgang 28, nr. 3, 7-12.
- Loken, T. & Gregersen, O. 1982: Kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred. Rapporten omfatter kartbladene Tromsdalen, Verdalsøra og Stiklestad. Oppdragsrapport for Statens Naturskadefond. *NGI-rapport 80012-1*, 1-14.
- Reite, A. J. 1986: Frosta 1622 II. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders., Skr. 75*, 1-22.
- Reite, A. J. 1987: Rissa 1522 II. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders., Skr. 82*, 1-22.
- Reite, A. J., Selnes, H. & Sveian, H. 1982: A proposed deglaciation chronology for the Trondheimsfjord area, Central Norway. *Nor. geol. unders.* 373, 75-84.
- Reusch, H. 1901: Nogle optegnelser fra Værdalen. *Nor. geol. unders.* 32, 1-32.
- Sand, K. 1986: Mineralinnholdet i leirer fra Trøndelag. *NGU-rapport 86.206*.
- Selmer-Olsen, R. 1977: Ingeniørgeologi, del II. De løse jordlag. *Tapir forlag*, Trondheim, 289 pp.
- Sigmond, E. M. O. - Gustavson, M. - Roberts, D. 1984: Berggrunnskart over Norge - M 1:1 million. *Nor. geol. unders.*
- Sollid, J. L. 1976: Kvartærgeologisk kart over Nord-Trøndelag og Fosen. En forelopig melding. *Norsk geogr. Tidsskr.* 30, 25-26.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. 1981: Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge. *Miljøverndpt., avd. for naturvern og friluftsliv. Rapport T-524*.
- Solid, J. L. & Reite, A. J. 1983: The last glaciation and deglaciation of Central Norway. In: Ehlers, J.: *Glacial deposits in North-West Europe. A.A. Balkema*, Rotterdam.
- Storø, G. 1987: Grunnvannsundersøkelser ved Dalemark, Verdal kommune. *NGU-rapport 87.018*.
- Sveian, H. 1981 a: Levanger, kvartærgeologisk kart CST 133134-20. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1981 b: Stiklestad, kvartærgeologisk kart CUV 135136-20. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1981 c: Tromsdalen, kvartærgeologisk kart CUV 133134-20. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1985 a: Børgin CST 137138-20, kvartærgeologisk kart - M 1:20 000. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1987: Henning CUV 139140-20, kvartærgeologisk kart - M 1:20 000. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. & Bjerkli, K. 1984: Verdalsøra, kvartærgeologisk kart CST 135136-20. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. & Olsen, L. 1984: En strandforsyvningskurve for Verdalsøra, Nord-Trøndelag. *Nor. geol. Tidsskr.* 64, 27-38.
- Sætren, G. 1893: Kart over skredet i Værdalen, med beskrivelse. *Teknisk Ugeblad*.
- Tønnesen, J. F. 1982: Seismiske målinger over en del ryggformer innenfor kartblad Stiklestad, Inderøy, Steinkjer og Verdal, Nord-Trøndelag. *NGU-rapport 1876*.
- Tønnesen, J. F. 1985: Seismiske målinger på land innenfor kartbladene Stiklestad og Steinkjer i 1982. *NGU-rapport 84.130*.
- Tønnesen, J. F. 1987: Seismiske målinger og elektriske sonderinger innenfor kartbladene 1722 IV Stiklestad og 1723 III Steinkjer i 1983. *NGU-rapport 85.198*.
- Wolff, F. C. 1979: Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart Trodheim og Østersund 1:250 000. *Nor. geol. unders.* 353, 1-76.
- Oyen, P. A. 1908: Nogle bemerkninger om Trondhjemsfeltets kvartærhistorie. *Kgl. Nor. Vid. Selsk. Skr. 5*.
- Oyen, P. A. 1910: Kvartærstudier i Trondhjemsfeltet II. *Kgl. Nor. Vid. Selsk. Skr. 9*.
- Oyen, P. A. 1914: Kvartærstudier i Trondhjemsfeltet III. *Kgl. Nor. Vid. Selsk. Skr. 6*.
- Oyen, P. A. 1932: The Tapes-niveau in Trøndelag. *Nor. Vid. Akad. Oslo, Mat. Nat. Kl. 3*.
- Thoresen, M. K., 1991: Kvartærgeologisk kart over Norge. Tema: Jordarter. M 1: 1 mill. Beskrivelse. *Norges geologiske undersøkelse*, 1 - 64.
- Walberg, Ø (i trykk): Verdalsboka. Verdalsraset (to bind). *Verdal kommune*.

## 2. opplag:

- Bjørlykke K. O. 1893: Skredet i Værdalen. (Med et fargetrykt kart i M 1: 25000.) *Det norske geografiske selskaps Årbog, IV, 1892 - 93*, 105 - 112.
- Blikra, L. H., Mauring, E., Rønning, J. S. og Tønnesen, J. F. 1991: Geofysiske metoder ved kartlegging av løsmasser. Et eksempel fra Henning i Nord-Trøndelag, *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 103*.

## Tillegg

### Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart

#### *Arealplanlegging*

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

#### *Bygge- og anleggsarbeider*

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

#### *Malmleting*

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

#### *Vern-fredning*

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

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

På grunnlag av et kvartærgeologisk kartverk kan en disponing av løsmasser til ulike praktiske formål samordnes med verneplaner slik at en totalt sett kommer fram til den beste løsning. Her kan den kartleggende geolog gi verdifulle opplysninger ut over det som framgår av kartet. En verneplan for kvartærgeologiske forekomster i Nord-Trøndelag fylke er under utarbeidelse. Innen dette kartet er isranddel-tætt i Tjelderdalen ved Aspåstjern (309 841) foreslått vernet (Solliid & Sørbel 1981).

#### *Annen bruk*

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

grunnlagsmateriale ved oppbygningen av ressuroversikter og ressursregnskap.

### Løsmassenes anvendelse

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

#### *Landbruk*

Bare 3% av Norges landareal er dyrket, og beregninger går ut på at vi har omtrent like lite dyrkningsreserver. Størsteparten av de dyrkbare områdene er i dag høyproduktive skog-sarealer. Begrepet "dyrkbare jord" endrer innhold i takt med den tekniske utvikling, men visse fundamentale data om løsmassene utgjør likevel et nødvendig bakgrunnsmateriale for vurdering av dyrkningsjord. Tilstrekkelig jorddybde er en helt avgjørende forutsetning for dyrkning. Dyrket og dyrkbare mark er derfor knyttet til arealer med sammenhengende eller tykt løsmassedecke, men enkelte arealer med tynt dekke av næringsrik forvitningsjord er også egnet til dyrkning. I de nordlige landsdeler og i høyereliggende strøk er de klimatiske betingelsene særlig viktig for dyrkningsmulighetene. De rikeste jordbruksdistriktene ligger i områder med finstoffrike løsmasser som har evne til å holde på fuktighet og plantenæringsstoffer. Under marin grense er de finkornige havavsetningene de viktigste. Over marin grense er morenematerialet viktigst. Grovere sorterte avsetninger, f.eks. elveavsetninger og strandavsetninger er ofte god dyrkningsjord, men er generelt tørkesvake og har mindre evne til å holde på plantenæringsstoffene. Elvesletter har ofte et lag av finkornig flommateriale øverst, og disse utgjør betydelige jordbruksarealer. Myr kan være god dyrkningsjord hvis den ligger på andre løsmasser. Store deler av våre landarealer har et tynt, usammenhengende løsmassedecke. Generelt er disse grunnlendte områdene langt mindre produktive enn områder med sammenhengende dekke. De utnyttes imidlertid til beitemarker og seterdrift, og fremfor alt kan de ha stor skogproduksjon i lavlandet.

#### *Byggegrunn*

Løsmassene er vår mest benyttede byggegrunn. Grunnforholdene varierer meget, og brukbarheten som byggegrunn er særlig avhengig av løsmassenes tykkelse, telefarlighet, bæreevne, stabilitet og dreneringsforhold. Telefare er begrenset til silt- og finsandrike løsmassetyper. Særlig er bresjø- og innsjøavsetninger (kvabb) og siltrike hav- og fjordavsetninger utsatt for telehiv. Bunnmorene er også telefarlig når finstoffinnholdet er tilstrekkelig høyt. Avsetninger med god bæreevne og stabilitet tåler store belastninger uten at det oppstår setninger eller utrasninger. Normalt er morenemateriale og grovere sorterte avsetninger som f.eks. breilavsetninger, et godt fundament for bebyggelse, veibygging m.m. Finkornige avsetninger som f.eks. hav- og fjordavsetninger er ofte ustabile og særlig utsatt for utglidninger i skråninger og erosjonskanter. I områder med kvikkleire kan erosjon, gravearbeid og tunge belastninger føre til store leirskred. Tung belastning på markoverflaten vil dessuten føre til setninger i leirmassene. I myr er setningsproblemerne særlig store da torv og gjtje har høyt vanninnhold

og kan komprimeres sterkt. Senkes grunnvannsstanden blir det setninger selv om myra ikke belastes. Om kvikkleire og skredfarekartlegging, se omtale av "Leirprosjektet" i Forord, Leirskred (s. xx) og Hav- og fjordavsetninger (s. xx).

### Byggeråstoff

Løsmasser er et viktig råstoff for bygge- og anleggsvirksomhet. Uttak av sand og grus til betong- og veiformål dominerer. Praktisk utnyttelse av sand- og grusforekomster er avhengig av tilfredsstillende kvalitet og mengde. Brukbare forekomster fins ofte i breelavsetninger. Særlig store og viktige er mange av forekomstene dannet i forbindelse med brerandtrinnene. Andre sorterte avsetninger (elve- og strandavsetninger) kan også være viktige ressurser. Det samme gjelder sandig-grusig morenemateriale med lite finstoffinnhold (ablasjonsmorene). Finstoffholdig bunnmorene med liten vanngjennomtrengelighet kan være godt egnet som tetningskjerner i jordfyllingsdammer. Leire er et råstoff for teglindustrien og for lett betongtillag, og fins hovedsakelig i de finkornige hav- og fjordavsetningene. Se eget kap. *Grusregister* om sand- og grusressursene.

### Grunnvann i løsmasser

Under grunnvannsspeilet er alle hulrom (porene) mellom partiklene i løsavsetningene fylt med vann. Om en avsetning er egnet for grunnvannsuttak er bestemt av grunnvannsspeilets beliggenhet og løsmassenes effektive porøsitet (hvor mye uttagbart vann en avsetning kan inneholde) og permeabilitet (avsetningens evne til å slippe vann gjennom). En avsetnings effektive porøsitet og permeabilitet er bestemt av partiklenes form, størrelse, fordeling og pakning (den geologiske dannelseshistorie). Gunstig effektiv porøsitet og permeabilitet for uttak av vann forekommer normalt i sorterte og ikke for finkornige breelav- og elveavsetninger. Mindre grunnvannsuttak kan også skje fra andre løsavsetninger som f.eks. ablasjonsmorene. For at en avsetning skal kunne utnyttes med varige grunnvannsuttak må det dannes nytt grunnvann av akseptabel kvalitet til erstatning for det som tas ut. Dette kan skje ved tilførsel fra nedbør, ved at grunnvannet står i forbindelse med vann og vassdrag, og ved kunstig tilførsel av vann (kunstig infiltrasjon). Grunnvannsundersøkelser innen dette kartet er utført av NGU ved Sundby (Andersen 1983) og ved Dalemark (Storø 1987).

### Avfallsdeponering

I mange tilfelle er løsmassene godt egnet til deponering av flytende og fast avfall. Prinsipielt kan to metoder benyttes: Infiltrasjon i porøse masser eller kontrollert avrenning på tette masser. Ved infiltrasjon benytter en seg av massenes evne til å binde enkelte kjemiske stoffer og å filtrere bort partikler som fins i avløpsvann. Det foregår også en biologisk nedbrytning og omsetning av organisk materiale. Allerede ved korte oppholdstider i løsmasser vil bakterieinnholdet i utslipp kunne reduseres vesentlig. I praksis vil mange avsetningstyper være egnet for infiltrasjon, men dette er avhengig av hvilken kapasitet det er behov for. Løsmassene bør ha stor tykkelse, tilstrekkelig utbredelse og gunstig permeabilitet. Grunnvannsspeilet bør ligge dypt og ha minst mulig gradient. Avstanden fra deponeringssted til åpent vann og grunnvannsbrønner må være over en viss grense, avhengig av bl.a. løsmassenes kornstørrelse og lagdeling. De beste masser vil kjennes for infiltrasjon er sorterte sand- og grusavsetninger. Tette masser som f.eks. enkelte bunnmorener og finkornige havavsetninger egner seg dårlig pga liten kapasitet. Kontrollert avrenning kan benyttes i områder med tette masser, f.eks. finkornige bunnmorener eller havavsetninger. Ved hensikts-

messige anleggs- og driftstiltak vil sigevannet kunne samles opp og eventuelt renses.

### Annen bruk

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

## Utførelse og metoder

Det kvartærgeologiske kartet med beskrivelse er et resultat av feltarbeid, litteratur- og flyfotostudier og laboratorieanalyser av innsamlet materiale. Kartleggingen er foretatt etter retningslinjer utarbeidet ved NGU i perioden 1970-1980. Feltregistreringene er for det meste inntegnet på flybilder og manuelt overført til kart. Under feltarbeidet er det samlet inn opplysninger om avsetningenes karakteristiske overflateformer og oppbygning i den grad dette fremgår på overflaten og i skjæringene. Den øvre del av løsmassene er dessuten vurdert ved hjelp av stikkbor og spade. Sonderboringer i løsmassene er utført med en Pionjar støtbormaskin med 25 mm sonderstenger. Med Borros borrhjelm er det utført sonderboring med 40 mm stenger og prøvetaking med 74 mm prøvetaker. Bopunktene er bare angitt på kart i M 1:20.000 (Fig. 1). Disse kartene viser også boringer utført av andre institusjoner og firma.

*Litteratur- og flybildestudier* tar til før feltarbeidet og utføres kontinuerlig inntil kart og beskrivelse har fått sin endelige form. En oversikt over anvendt litteratur finnes i referanselisten. Størstedelen av flyfotostudiene foregår i felt. De benyttede flybilder er vertikalfoto i målestokk 1:20.000, bilde-serie nr. 6023 fotografert av Fjellanger-Widerøe A/S i 1979.

### Refraksjonsseismiske målinger

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

#### Over grunnvannsspeilet:

Sand og grus: 200 - 800 m/s. Morene: 700 - 1500 m/s.

#### Under grunnvannsspeilet:

Sand og grus: 1400 - 1700 m/s. Leire: 1100 - 1800 m/s. Morene: 1500 - 2800 m/s (hardpakket bunnmorene: 1900 - 2800 m/s). Oppsprukket fjell: 2000 - 4000 m/s. Fast fjell: 4000 - 8000 m/s.

### Refleksjonsseismiske målinger (i sjøen)

Ved den refleksjonsseismiske metode sendes en seismisk bolge (lydpuls) ut fra ett punkt og mottas i et annet. I praksis skjer dette ved at det sendes lyd signaler ut fra en signalkilde som slepes etter et fartøy. Lyden vil forplante seg i det mediet den sendes ut i, for så å reflekteres ved overgangen til et annet medium. Mottak av det reflekterte signalet skjer ved hjelp av en hydrofonkabel ("lyttkabel"). Ved reflek-

sjonsseismiske målinger registreres den utsendte lydpu-  
sens "2-veis gangtid". Dette er tiden lydpu-  
sen bruker på å forplante seg fra lydkilden, ned til en reflekterende horisont,  
og derfra tilbake til hydrofonkabelen. De reflekterende hori-  
sontene representerer grenseflater mellom medier med for-  
skjellige fysiske egenskaper, blant annet forskjell i tetthet og  
seismisk hastighet. Eksempler på slike grenseflater er over-  
gangen mellom vann/sediment og mellom sediment/fast  
fjell. Dersom en kjenner den seismiske hastigheten for et  
lag, kan en ved å måle tiden fra utsendelse til mottak av en  
lydpuls, finne lagets mektighet. Evnen til å trenge ned i  
løsmasser/bergarter vil være avhengig av type signalkilde,  
men også av geologiske forhold. Lydpulsen vil generelt  
forplante seg lett gjennom silt og leir. En større del av energi-  
en vil derimot reflekteres fra overflaten av morene og godt  
sortert sand og grus.

### *Kornfordelingsanalyser*

På de innsamlede jordartsprøvene (Fig. 28) er det utført  
kornfordelingsanalyser. Av praktiske årsaker er kun materi-  
ale mindre enn 19 mm analysert. Statistiske parametre og  
kornfordelingskurver er beregnet for alle prøvene. Dette  
materialet ligger lagret i NGU's database for sedimentolo-  
giske analyser i Trondheim, serienr. 040-81, 001-82, 002-  
83, og 035-84.

### *<sup>14</sup>C -dateringer*

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



Fig. 43. Verdalsraset 1893, vestre kant av rasgropa sett mot nord fra Mo (283756). Denne kanten består av sand over leire. Terrassen er et 7500 år gammelt delta avsatt av Verdalselva da havnivået var 65 - 70 m høyere enn i dag. Foto E. Olsen, Trondhjem 1893 (NGU-arkiv).

*The quick-clay slide at Verdal 1893, western slide scarp seen towards the north from Mo (283756). This scarp consists of sand deposited upon clay. The terrace is a 7500 year-old delta, built up by the river Verdalselva at a sea level 65 - 70 m higher than at present.*



Fig. 44. Leirådalen (315765) sett mot sør. Et typisk leirlandskap preget av elveerosjon og skredformer. Fig. 39 viser utsikt i motsatt retning fra Gudding (bakgrunn til høyre).

*Leirådalen (315765) seen towards the south. A typical landscape of marine deposits strongly influenced by fluvial erosion and slides. Fig. 39 shows a view in the opposite direction from Gudding (background, right).*



Fig. 45. Rasområdet fra 1893, fotografert i oktober 1992 omtrent i samme retning som på Fig. 23.

*The slide area from 1893, photographed in October 1992 in approximately the same direction as in Fig. 23.*



Fig. 46. Verdalsraset 1893, midpartiet av rasgropa sett mot øst. Foto E. Olsen, Trondhjem 1893 (NGU-arkiv).

*The quick-clay slide at Verdal 1893. The central part of the slide depression, seen towards the east.*



Fig. 47. Rasgropa fra 1893, fotografert i 1985. Omtrent samme utsikt som i Fig. 46.

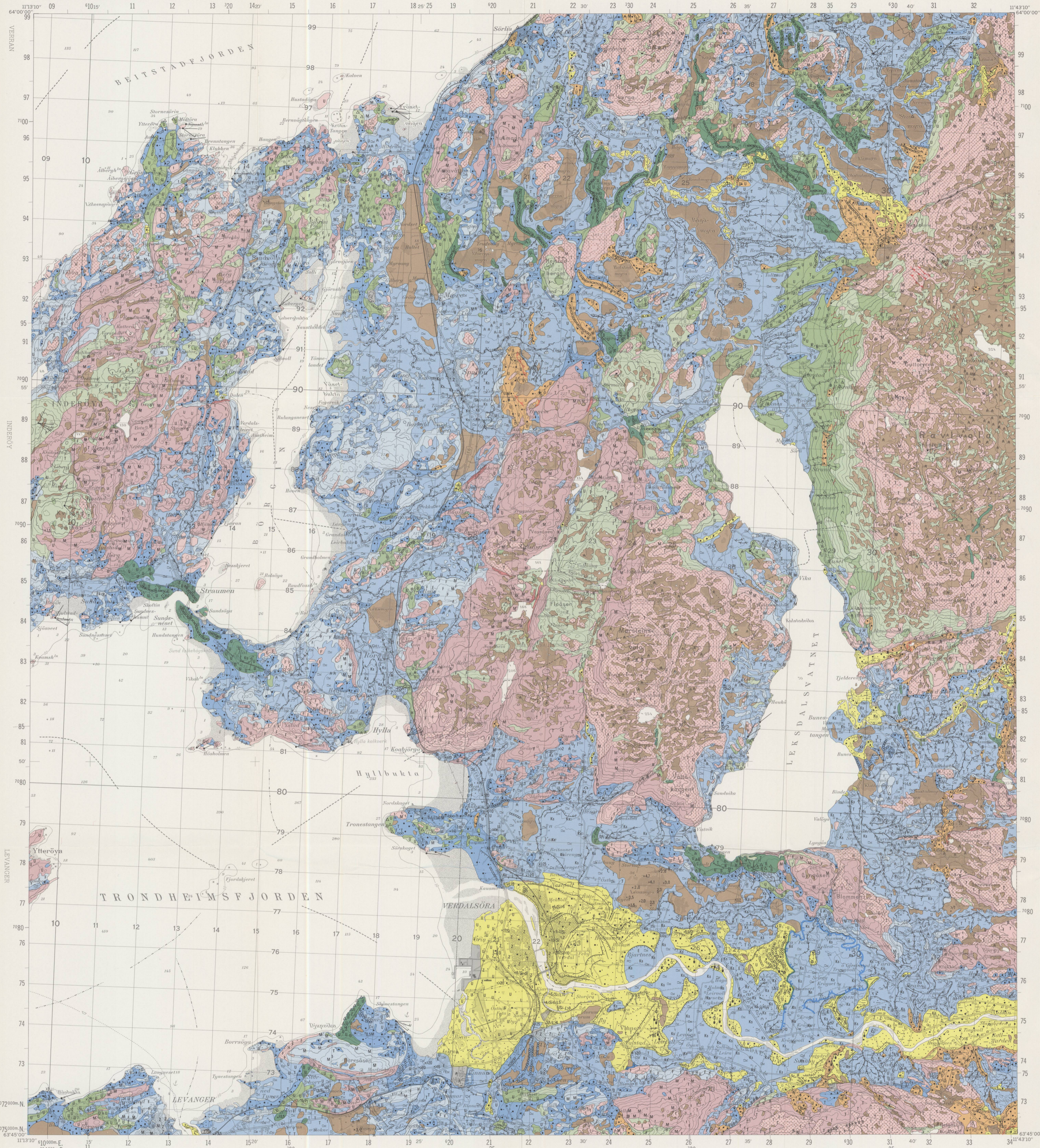
*The slide depression from 1893, photographed in 1985. Approximately the same view as in Fig. 46.*

# STIKLESTAD

1722 IV

KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50.000

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



## TEGNFORKLARING Legend

### LOSMASSER Superficial deposits

- MORENEMATERIALE. SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET  
Till, continuous cover, locally of great thickness
- MORENEMATERIALE. USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN  
Till, discontinuous or thin cover on bedrock
- RANDMORÆNE  
Marginal moraine
- BREELVAVSETNINGER (GLASFLUVIALE AVSETNINGER)  
Glaciofluvial deposits
- ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER (FLUVIALE AVSETNINGER)  
Fluvial deposits
- HAV- OG FJORDAVSETNINGER (MARINE AVSETNINGER BORTSETT FRA STRANDAVSETNINGER)  
Marine deposits, shore deposits not included
- STRANDAVSETNINGER (MARINE STRANDAVSETNINGER)  
Marine shore deposits
- HAV- OG FJORDAVSETNINGER OG STRANDAVSETNINGER, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN  
Marine deposits, discontinuous or thin cover on bedrock
- FORVITRINGSMATERIALE. USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN  
Weathering material, discontinuous or thin cover on bedrock
- UR DANNET VED STEINSPRANG  
Rock fall material
- TORV- OG MYRDANNELSER (ORGANISK MATERIALE)  
Organic deposits
- HUMUSDEKKE TYNT TORVDEKKE OVER BERGRUNNEN  
Thin cover of humus on bedrock
- FYLLMASSER (ANTROPOGENT MATERIALE)  
Fill material (anthropogenic material)

### BART FJELL Exposed bedrock

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

### SMÅ ELLER VANSKELIG AVGRENGBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LOSMASSER/BART FJELL Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock

- M MORENEMATERIALE  
Till
- B BREELVAVSETNINGER  
Glaciofluvial deposits
- E ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER  
Fluvial deposits
- H HAV- OG FJORDAVSETNINGER BORTSETT FRA STRANDAVSETNINGER  
Marine deposits, shore deposits not included
- U STRANDAVSETNINGER (MARINE STRANDAVSETNINGER)  
Marine shore deposits
- F FORVITRINGSMATERIALE  
Weathering material
- T TORV- OG MYRDANNELSER  
Organic deposits
- R LOSMASSER AVSATT VED STEINSPRANG  
Rock fall material
- Ks SKREDMATERIALE FRA KVIKKLEIERSKRED  
Slide deposits from quick-clay slides
- Z FYLLMASSER  
Fill material
- t HUMUSDEKKE TYNT TORVDEKKE OVER BERGRUNNEN  
Humus cover or thin cover of peat on the bedrock

### KORNSTØRRELSE Grain size

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

### LOSMASSENES MEKTIGHET OG LAGFØLGE Thickness and stratigraphy of superficial deposits

- G = Grus (Gravel), S = Sand (Sand), Si = Sil (Silt), L = Leir (Clay), M = Morenemateriale (Till), F = Fjell (Bedrock)
- +5 DEN KARTLAGTE AVSETNING ER 5 M MEKTIG  
The thickness of the mapped deposit is 5 m
- +15 DEN KARTLAGTE AVSETNING ER MEKTIGERE ENN 15 M  
The thickness of the mapped deposit exceeds 15 m
- +10/3 DEN KARTLAGTE AVSETNING ER 1 M MEKTIG, UNDER ER DET 3 M GRUS OVER SILT  
The thickness of the mapped deposit is 1 m, this is underlain by 3 m gravel which is silt underlain by silt
- >10 MEKTIGHETEN ER ANTATT Å VÆRE MER ENN 10 M  
The thickness is estimated to exceed 10 m

### ISBEVEGELSESTRETTING Direction of ice movement

- SKURINGSSTRIBE. BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKT  
Glacial striae, movement towards the observation point
- KRYSSENDE SKURINGSSTRIPER. ANTAL HAKER ØKER MED ØKENDE RELATIV ALDER  
Crossing glacial striae, increasing number of icks with increasing relative age
- DRUMULIN  
Drumlin
- RUNDSDVA  
Roche moutonnée

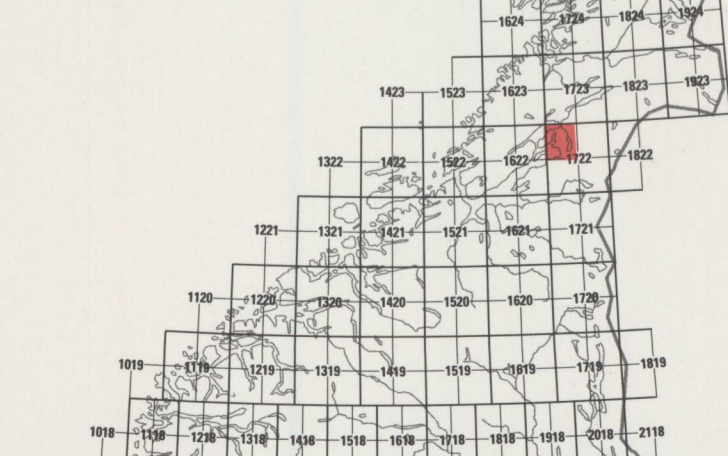
### ANDRE SYMBOLER Other symbols

- SMELTEVANNSLØP I LOSMASSER (GLASFLUVIALT DRENERINGSSPOR)  
Glaciofluvial drainage channel in superficial deposits
- GJEL  
Canyon
- ISKONTAKTBRANING  
Ice-contact slope
- ELVE- ELLER BEKKENEDSKJÆRING  
Fluvial erosion brink
- TIDLIGERE ELVE- ELLER BEKKELOP  
Fluvial drainage channel
- FLOMLOP  
Flood channel
- RAVINE  
Gully
- TERRASSEKANT  
Terrace brink
- SKREDGROP / GROPA FRA VERDALSRASET 1893  
Slide depression / The Verdalen slide depression 1893
- RYGG  
Ridge
- HAUGER OG RYGGER  
Hummocks and ridges
- HOYT INNHOLD AV BLOKKER PÅ OVERFLATEN  
High frequency of boulders on the surface
- STOR BLOKK (> 10 m<sup>2</sup>)  
Large block (> 10 m<sup>2</sup>)
- KILDE  
Spring
- VIFTE  
Fan
- STRANDVOLL  
Beach ridge
- STRANDLINJE  
Shoreline
- SKJELLFØREKOMST  
Shells
- GRUSTAK UTLORETVET GRUSTAK  
Gravel pit worked out gravel pit
- SEISMISK PROFIL  
Seismic profile
- RADIOKARBON - DATERING  
Radiocarbon dating

Kartet er sammtenget av K. Riber og E. Sørensen på grunnlag av nedfotograferte kvartærgeologiske kart i M 1:20000. Feltskildring er utført i 1978-1983 av A. B. Andersen, K. J. Bakkejord, T. H. Barø, B. Bergström, F. Benø, O. Furuhjelm, M. Hamberg, A. Hekstad, H. Høgstøl, O. Kluge, P. A. Kjernes, B. Munch-Ellingsen, L. Olsen, K. Riber, K. Robertsen, H. Svein og E. Sørensen.

Prosjektleder: Harald Svein

### KARTBLADINNDDELING Location diagram

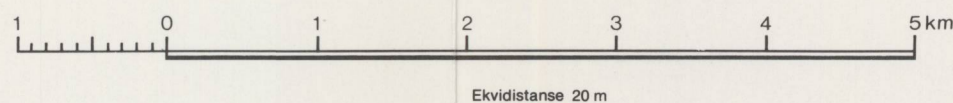


Referanse til dette kartet: SVEIAN, H. - 1985  
STIKLESTAD 1722 IV, kvartærgeologisk kart - M 1:50.000  
Norges geologiske undersøkelse

Kartgrunnlag: Statens kartverkens kart til brukstiltale  
Reprograff: Norges geologiske undersøkelse  
Trykk: A/S Adressavisen, Trondheim - 2. opplag 1993

Beskrivelse til kartet er trykt i NGU skrifter nr. 89

Målestokk 1:50.000



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

SONEBLETT GRID ZONE DESIGNATION	KARTREFERANSE GRID-NUMBER	SKJEMPEN SAMPLE POINT	ANDSTAD	TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO NEAREST 100 METERS
32 V	PR	PR	PR	Read letters identifying 100.000 meter square in which the point lies
		21	2	Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point and read LARGE figure labeling the line either on the top or bottom margin, or on the line itself
		21	2	Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figure labeling the line either on the left or right margin, or on the line itself
		PR2209		Estimate tenths from grid line to point
		PR2209		SAMPLE REFERENCE
		22V2209		If reporting beyond 10' in any direction, prefix Grid Zone Designation
		7072000		KNOW THE SMALLER figures of any grid number; these are for finding the full coordinate. USE ONLY THE LARGER figures of the grid number