

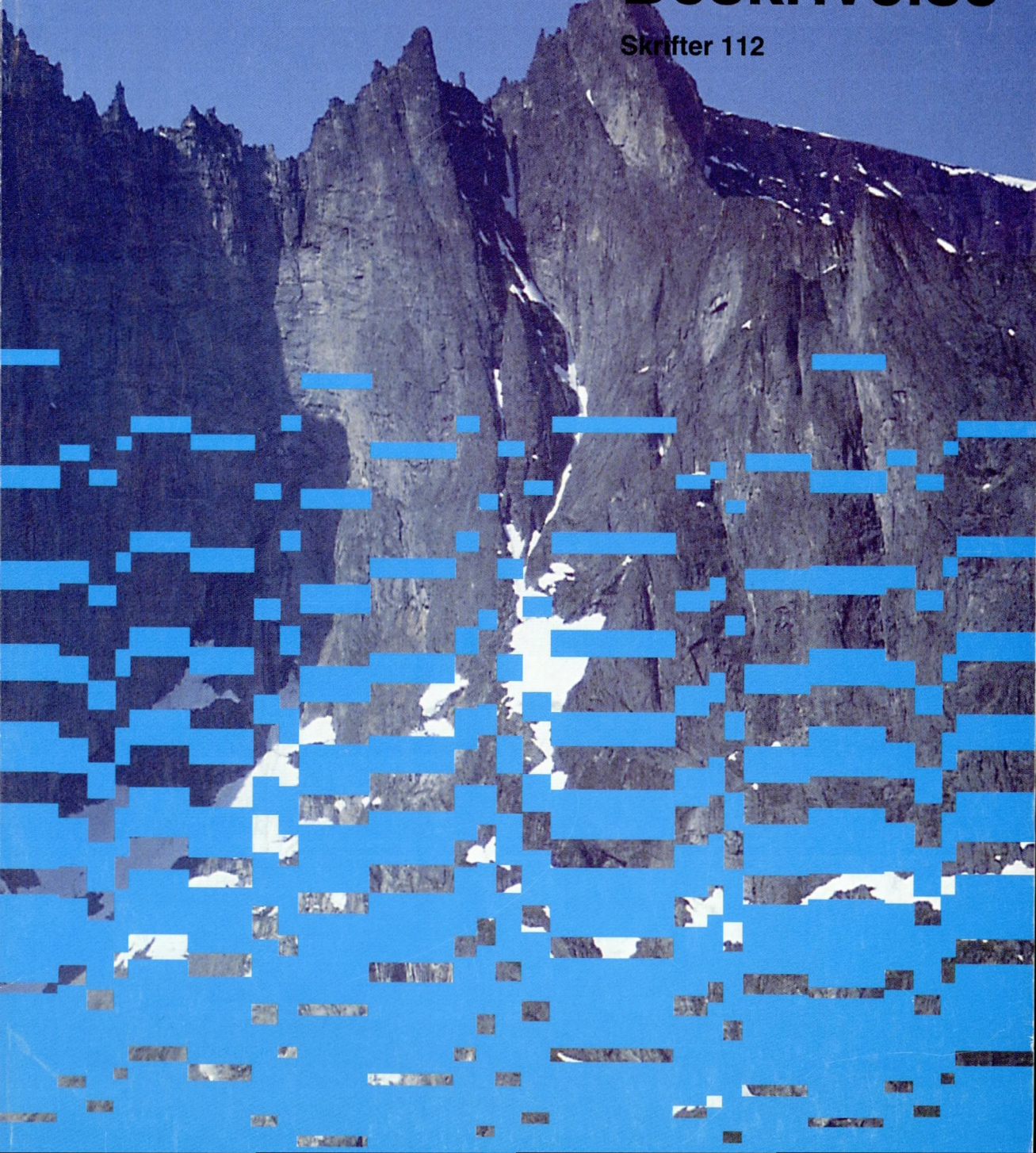


NGU

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

Løsmassekart
over Møre og
Romsdal fylke
Beskrivelse

Skrifter 112



Løsmassekart over Møre og Romsdal fylke

BESKRIVELSE

B. A.Follestad

Follestad, B.A., Larsen, E., Blikra, H., Longva, O., Anda, E., Sønstegaard, E. & Reite, A. Aa, A. R. 1994: Quaternary geological map of Møre og Romsdal County, Norway. Scale 1:250.000 with description (in Norwegian).

Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 112, 1-52.

The Møre and Romsdal county contains essentially three different landscape types; a submerged shelf in the west, a low-lying coast or strandflat and an area of high mountains in the east and southeast. During the glaciation and deglaciation this topography has affected the accumulation and distribution of surficial deposits in different ways.

The dominant ice-flow towards northwest/northnorthwest indicates that the strike valleys were nearly at right-angles to the flow and thus had the potential to become sediment traps. Most of the tills are found in these areas and on the mountain plateaux. In areas dominated by the northwest/southeast trending fjords till-cover is scarce and the fjord-sides are dominated by barren rocks.

During the deglaciation most of the strandflat areas and some parts of the fjord-landscape were deeply submerged by the sea. Glaciofluvial deltas and glaciomarine sediments such as clays are found at more than 100 m a.s.l. in these areas. Many ice-marginal moraines were formed from local glaciers and valley-glaciers during the cold Younger Dryas period (11,000 - 10,000 years B.P.).

During and after deglaciation a very rapid shoreline displacement took place. Tills and glaciofluvial sediments were exposed to marine and fluvial erosion. Marine erosion and re-sedimentation created a cover of shore deposits in western areas and in the exposed parts of the fjords. Both geogenic and ombrogenic bog types are found.

Follestad, B. A. Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, 7002 Trondheim, Norway.

Larsen, E. Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, 7002 Trondheim, Norway.

Blikra, H. Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, 7002 Trondheim, Norway.

Longva, O. Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, 7002 Trondheim, Norway.

Anda, E. Møre og Romsdal fylkeskommune, Fylkeshuset, 6400 Molde, Norway.

Sønstegaard, E. Sogn- og Fjordane Distriktshøgskule, 5800 Sogndal, Norway.

Reite, A. Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, 7002 Trondheim, Norway.

Aa, A. R. Sogn- og Fjordane Distriktshøgskule, 5800 Sogndal, Norway.

1. Berggrunn og landformer

B. A. Follestad

Landskapet slik vi ser det i dag med store daler, bratte lier, eller som markerte flater i kystområdene, er et resultat av Jordas indre og ytre krefter. Disse kreftene har bygget opp og brutt ned jordoverflaten med vekslende intensitet gjennom hele Jordas geologiske historie. I denne sammenheng skal vi behandle forhold og hendelser som har funnet sted før, under og etter istidene (Kvartær), særlig med henblikk på hvilke avsetningstyper dette har gitt.

Dannelsen av den kaledonske fjellkjeden endte i Devon for ca. 360 mill. år siden (Fig. 1.1). Til tross for den høye alderen og etterfølgende erosjon av fjellkjeden utgjør de skandinaviske kaledonidene også nå den vesentlige delen av dagens skandinaviske fjellkjede og dens høyeste topper. I klassisk litteratur er det antatt å være et resultat av den "tertiære skjeve heving" av landblokken.

Nyere forskning finner at hevingen av den skandinaviske fjellkjeden skyldes oppbuling av det Baltiske skjold, forårsaket av dypereliggende endringer i selve jordskorpa for mer enn 20 mill. år siden. Erosjon av fjellmassene før og etter oppbulingen, ga oss blottlegging av en gammel fjelloverflate med velutviklede daler i Vest-Norge før landet ble dekket av innlandsisen under istidene. Denne gamle landskapsutformingen er et resultat av klimaforholdene som rådet innen det europeiske kontinentet i Tertiær, før vi fikk klimaforverring som markerer overgangen til Kvartær for 2-3 mill. år siden.

I Møre og Romsdal fylke består det meste av dagens fjelloverflate av omdannede bergarter (gneiser) fra Jordas Urtid. Typisk for disse bergartene er at opprinnelse ikke kan angis. Alt etter påvirkninger ved folding, helt eller delvis oppsmelting, en eller flere ganger, vil disse gneisbergartene få forskjellig utseende og kjemisk sammensetning. Når termer som for eks. granitisk gneis og diorittisk gneis brukes, betyr dette at gneisen inneholder de samme mineraler som granitt eller dioritt, men gneisen trenger ikke å være omdannet granitt eller dioritt.

Bergarter med opprinnelse i Jordas Oldtid opptrer innen de midtre og nordøstre deler av fylket, mot Sør-Trøndelag. Dette var opprinnelig basalter omvandlet til grønnsteiner og sedimentære leirbergarter, sandstein omvandlet til henholdsvis soner med glimmerskifer og kvartsitter. Kalksoner opptrer i skifrene. Mot skipsleia langs innsiden av Smøla og videre sydover til Grip sees det soner med sedimentære bergarter fra Devon. Dette er overveiende metamorfe (om-

Millioner år	Periode	Æra
2-3	KVARTÆR	NY TID (KENOZOIKUM)
66	KRITT	
135	JURA	MELLOMTID (ESOZOIKUM)
205	TRIAS	
250	PERM	
290	KARBON	OLDTID (PALEOZOIKUM)
362	DEVON	
412	SILUR	
435	ORDDO- VICIUM	
513	KAMBRIUM	
590	PROTERO- ZOKIUM	URTID (PREKAMBRIUM)
2500	ARKEIKUM	
4600	JORDENS DANNELSE	

OPPBULING AV
DET BALTISKE SKJOLD
(TERTIÆR LANDEHEVING)

KALEDONISKE
FJELLKJEDE-
DANNELSE

SVEKONORVEGISKE
FJELLKJEDE-
DANNELSE

SVEKOKARELSKE
FJELLKJEDE-
DANNELSE

Fig. 1.1.

De geologiske tidsrom og deres absolutte alder i millioner år. De viktigste fjellkjededannelser og tidspunkt for den tertiære landhevning er vist (modifisert etter Sigmond et.a. 1985).

dannete) sandsteiner og leirbergarter. I vest, nordvest og i de innsunkne områdene mellom Smøla og Hitra finnes bergarter fra Jordas Mellomtid, sandsteiner, kalksteiner, leirsteiner osv.

Retningen for den skandinaviske fjellkjeden har sammen med eldre strukturer av kaledonsk og prekaledonsk alder (Fig. 1.1) gitt soner som lettere eroderes enn landoverflaten forøvrig. Disse sonene ble erodert og utformet av datidens elver (før istiden). Under istidene ble dalene ytterligere erodert av breer og smeltevann. Nye dalgenerasjoner ble utformet i de gamle dal- og viddeområdene. Dette vises nå ved markante høyereliggende hyller langs dalene i Romsdalen, Sunndalen/Drivdalen m.m. Typisk er også flytting av vannskillene mot sydøst og øst i fjellheimen (innen Møre og Romsdal). I tidligere tider lå vannskillet flere 10-talls kilometer lengre mot vest og nordvest.

Under Kvartærtiden som er kjennetegnet ved istider og varmere mellomistider, var landet og de nordlige deler av Europa mer eller mindre dekket av isbreer gjennom flere ti-tusener av år. I de vestlige områdene av dette nedisede området og særlig innen de vest-norske fjordstrøkene, gravde breene ut dalgangene etter anlagte dalmønstre. Særlig er breerosjonen markant i områdets hoveddaler med nordvestlig orientering. Overfordypning av gammel dalbunn/fjordbunn med flere hundre meter er her vanlig i indre fjordstrøk, for eks. ved Åndalsnes og Sunndalsøra. Ved Sunndalsøra viser geofysiske dybde-målinger at det er mer enn 400 m med løsmasser fra fjordbunnen på omtrent 150 m og ned til fast fjell. Dette tilsier her et opprinnelig dyp før oppfylling på minst 500 - 600 m. Fjordtersklene ute ved kysten ligger fra 100 - 200 m under dagens havnivå.

Innen de mellomliggende dal- og høyfjellsom-



Fig. 1.2.

Strandflaten sett fra Bud (nærmest) mot Hustad. Strandflaten er her meget karakteristisk og dannes av tallrike skjær, holmer og hattformete restfjell. Markerte knekkpunkter mot innenforliggende fjellrygger er også typiske, sees her i bildets bakre deler (Stenshesten ved Hustad). Foto: Fjellanger Widerøe A/S.



Fig. 1.3.

Isterdalen med den omtrent 500 m høye dalenden ved Trollstigen. Den gamle dalgenerasjonen sees tydelig i de avrundete dalskuldrene til høyre langs dalen og i dalens fortsettelse over til Valdalen i fotoets bakgrunn. Foto: Fjellanger Widerøe A/S.



Fig. 1.4.

Alpint landskap ved Jønshornet, med Hjørundfjorden i bakgrunnen. Foto: H. Blikra 1991.

rådene har breerosjonen vært langt mindre. Sammen med hav- og bølgeerosjon i de ytre vestlige områdene, har isbreerosjonen dannet det landskapet som karakteriserer Møre og Romsdal; et vestlig lavland, daler og fjorder og alpint landskap.

Det vestlige lavlandet vi finner langs kysten av Møre og Romsdal tilhører strandflaten. Strandflaten danner en sammenhengende brem langs norskekysten fra Vestlandet til Troms. I 1894 beskriver Reusch denne flaten som en ujevn og delvis oversvømt flate mellom kystlinjen og kystfjellene (Fig. 1.2). Senere forskere antar at strandflaten er yngre enn selve kontinentalsokkelen, ettersom den er utformet i selve "fjellblokken". Spor etter strandflaten sees også innover i de ytre fjordmunningene, for eks. i traktene ved Kristiansund. Sannsynligvis er "flaten" utviklet gjennom flere perioder med kaldt (subarktisk) klima i løpet av de siste 2 - 3 mill. årene. Intens frostforvitring i tidevannssonen sammen med bølgeerosjon ansees å være viktig for flatens utforming. Oppdelingen av landskapet ved breerosjon, for eks. ved dannelse av botndaler på Tustna, har også spilt en viktig rolle. De bredeste partiene er trolig også betinget av forutgående forkastninger i landblokken, for eks. ved Smøla. Strandflaten er her mer enn 40 km bred og består av et mylder av undervannsskjær og lave øyer. Noe lengre syd opptrer markerte restfjell med et "hatt"-liknende utseende. Typiske hatter er for eks. Kvernberget ved Kristiansund og Bremsnes-hatten på Averøya. Ved Nordøyane (Fig. 5.2.2) er det stort sett bare "hattene" som stikker opp, mens de øvrige deler av strandflaten ligger under dagens havnivå.

Markerte brattkanter avgrenser ofte strandflaten mot "hattene" og innenforliggende fjell og høyder. I brattkanten har marin erosjon i tilknytning til høyere havområder dannet huler i fjellveggen flere steder. I noen av disse hulene er det funnet avleiringer også fra tidligere tider. Som vi skal se har disse avsetningene gitt verdifulle opplysninger om forholdene før og etter siste istid, se Kap.2 avsnitt 2.

Daler og fjorder strekker seg fra kystområdene til høyfjellsområdene i øst og sydøst. Den østlige begrensningen faller nesten sammen med fylkesgrensen til Oppland. De nordvestrettede sprekkefjordene har langt klarere fjord- og dalprofiler enn de nordøstrettede strøk- og foldefjorder de skjærer gjennom. Typisk for sprekkefjordene er at de er trange og har et traufornet lengdeprofil. Traudypene øker fra 200 - 300 m dype terskler ved fjordmunningen til dyp på mer enn 500 - 600 m i de midtre og indre deler av fjordene. Mellom traueene er det ofte markerte terskler. Der hvor vi hadde sidedaler med tilførsler av ismasser (konfluensbassenger), ble ofte

fjellgrunnen i hoveddalen overfordypet. Nesten uten unntak ender alle fylkets hoveddaler i markerte dalender, ofte opp til 500 m høye, f.eks. Isterdalen ved Trollstigen (Fig. 1.3) og Raumadalen ved Vermafoss innen Rauma kommune. Tilsvarende sees også i Grøadalen ved Jenstad i Sunndalen kommune og i Eikesdalen ved Staupe i Nesset kommune.

Det alpine landskap sees i de indre områder av fylket. Dette landskapet er et resultat av botnbreerosjon i bratte fjordsider og mellomliggende fjellområdene før fjordene ble mer eller mindre fylt av innlandsis under istidene. Resultatet av botnbreerosjonen sees i dag som egger dannet mellom to botnbreer eller tinder dannet mellom tre eller flere botnbreer. I noen av botnene er det aktive breer (Fig. 1.4). Områdene rundt Hjørundfjorden utgjør det best utviklede alpine landskap vi finner i Norge.

Litteratur:

- Askvik, H. & Rokoengen, K. 1985: *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Kristiansund - M 1:250.000. Norges geologiske undersøkelse.*
- Holtedahl, H. 1993: *Marine Geology of the Norwegian Continental Margin. Geological Survey of Norway, Special Publication 6, pp. 150.*
- Larsen, E. & Holtedahl, H. 1985. *The Norwegian strandflat: A reconsideration of its age and origin. Norsk Geologisk Tidsskrift 65, 247-254.*
- Nansen, F. 1922: *The strandflat and isostasy. Vid. Selsk. Skr. Mat.-Nat. Kl. 1921, 11, 1-13.*
- Peele, J. P. 1985: *Post-orogenic morph-tectonic evolution of the Scandinavian Caledonides during the Mesozoic and Cenozoic: in Geer, D. G. & Sturt, B. A. The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas, John Wiley & Sons Ltd. 1985.*
- Reusch, H. 1894: *Strandflaten, et nyt træk i Norges geografi. Norges geologiske undersøkelse, 14, 1-14.*
- Sigmond, E. 1985: *Berggrunnskart over Norge 1:1 mill. Brukerveiledning. Norges geologiske undersøkelse*
- Wolff, F. Ch. 1989. *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Trondheim 1:250.000, Norges geologiske undersøkelse.*

2. Isbreer former landskapet

E. Larsen

De siste 2-3 mill. år av Jordas Nytid blir kalt Kvartærtiden (Fig.1.1). Denne perioden er karakterisert av store klimasvingninger med istider og varmere mellomistider. Under istidene var landet mer eller mindre dekket av innlandsis og lokale isbreer.

I Norge er det hittil bare funnet spor etter to istider og en mellomistid, selv om det har vært flere istider i nord-Europa. Spor etter innlandsisen finnes som bunnmorener i store deler av fylket, som randmorenerygger skjøvet opp ved iskanten og som avsetninger avsatt av smeltevannet fra breene som smeltet ned og gradvis brakk opp gjennom fjordene.

Det mest karakteristiske er likevel sporene som viser breenes erosjon i landskapet. Fjorder og daler er eksempler på dette. Selv om disse er

anlagt etter tidligere tiders strukturer, er den endelige utforming med typisk U-formet tverrprofil og overfordypninger i lengderetningen, isbreenes verk (Fig. 2.1). Isens erosjon har ført til at det meste av avsetningene som fantes før isen kom siste gang er skrappt vekk og avsatt langs iskanten ute på kontinentalsokkelen, utenfor kysten av Møre og Romsdal.

Tyngden av de enorme ismassene førte til at jordskorpa ble presset ned. Da isen smeltet vekk, hevet landet seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noe mindre ute ved kysten. På grunn av treghet i jordskorpa tar det lang tid å opprette likevekten helt. Selv i dag skjer det en meget langsom stigning av landmassen. Landhevningen har ført til at mange områder, som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjord-



Fig. 2.1.

Eikesdalen med Eikesdalsvannet (22 m o.h.) sett mot nord. Relieff-forskjellen er her ca. 900-1000 m til platået langs dalsidene. De høyeste toppene i bakgrunnen når opp til 1700 m o.h. Foto: Fjellanger Widerøe A/S.



Fig. 2.2.

Skjonghelleren på Valderøya. Foto: E. Larsen 1993.

bunn, nå er blitt tørt land. Det øverste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk, kalles den marine grense (MG).

Før siste istids maksimum

På tross av at de fleste spor er fjernet, finner vi i enkelte tilfeller eldre avsetninger som av ulike grunner ikke har blitt utsatt for iserosjon. Gode eksempler på dette er avsetninger under morene i Barstadvik, på Godøya og på Skorgenes. Flere steder på ytre Sunnmøre er det gjort funn av skjell i moreneavsetninger. Disse ble datert til å være ca. 30.000 år gamle, som viser at på dette tidspunktet (under siste istid) var kysten isfri. Denne isfrie perioden har gått inn i den internasjonale faglitteraturen under navnet Ålesund Interstadial. Innover i fjordene er det til nå bare få spor som er kjent. En radiokarbondatering av skjellfragmenter i morenemateriale på ca. 27.000 år før nåtid fra Kortgarden i Fannefjorden tyder på at også fjordene var isfrie.

Hulene på Møre har vist seg å være et naturens skattkammer. Sedimentene i hulene ligger beskyttet mot erosjon, og ved å grave seg nedover i disse er det som å bla i en bok som viser vekslende naturforhold bakover i tid. Til nå er det gjort utgravninger i tre huler: Skjonghelleren på Valderøya (Fig. 2.2), Olahola på Nerlandsøya og

Hamnsundhelleren på Brattvågshalvøya. I alle disse hulene er det funnet sedimenter fra både isfrie perioder og tidsepoker da fylket var helt dekket av is. I de isfrie periodene dannes det blokklag med bein fra dyr som levde på den tida (Fig. 2.3B). Blokklagene dannes ved at frosten sprenger løs materiale i huletaket. Samtidig søker dyr ly, og de drar byttet inn i hulene. I perioder med isdekke blir det demmet en liten innsjø i hulene (Fig. 2.3A). Smelte vann fra breene frakter inn slammateriale som blir bevart som fint lagdelte leiravsetninger. På denne måten blir det altså bevart to hovedtyper av sedimenter i hulene som forteller om området var dekket av is eller om det var isfritt.

I Skjonghelleren ble det funnet lag fra tre perioder med isdekke og mellomliggende lag fra isfrie perioder eller interstadialer (Fig. 2.4). I laget fra den yngste isfrie perioden, som startet for omlag 40.000 år siden og sluttet for ca. 30.000 år siden (den såkalte Ålesund Interstadial), ble det funnet svært mange bein av fugl, fisk og pattedyr. Fra dette laget ble det bestemt 22 dyrearter, som er det hittil rikeste funn av så høy alder fra Skandinavia. Alkekonge og polarlomvi er dominerende arter i funnet, men det ble også funnet ringsel, fjellrev, lunde, ismåke, torsk, sei og mange andre. Alt i alt viser faunaen at klimaet

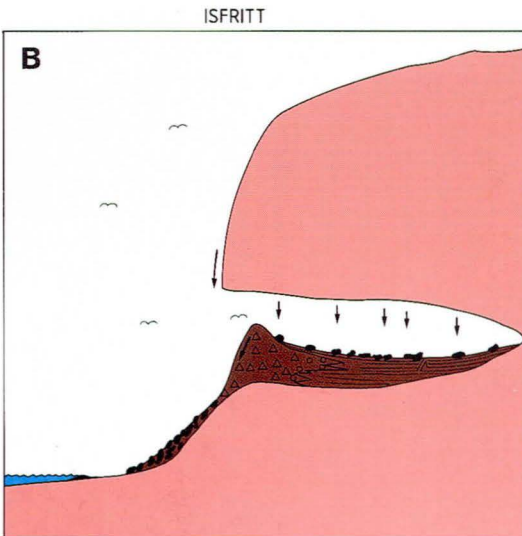
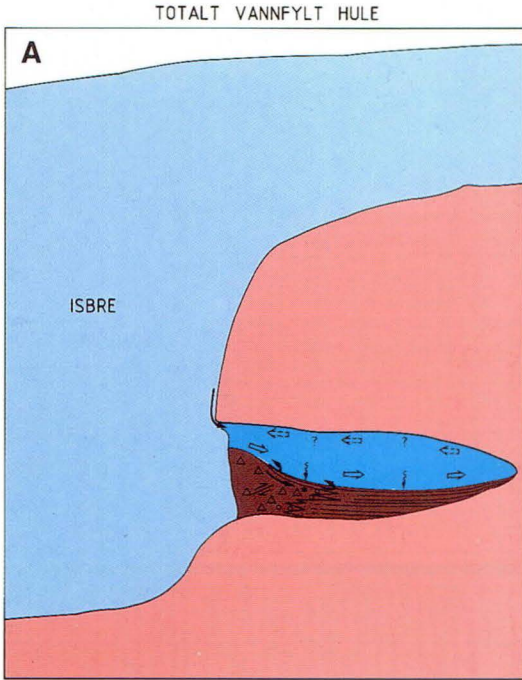


Fig. 2.3.

Tematisk strektegning av sedimentdannelse i huler med (A) og uten (B) overliggende isbre.

på den tiden var noe dårligere enn det er i dag og best kan sammenlignes med dagens forhold på kysten av Finnmark. Senere er det gjort tilsvarende funn i Hamnsundhelleren, hvor det i tillegg er funnet bein av reinsdyr.

Basert på lagfølgen i disse hulene samt en lokalitet ved Bergen og en på Karmøy, er det

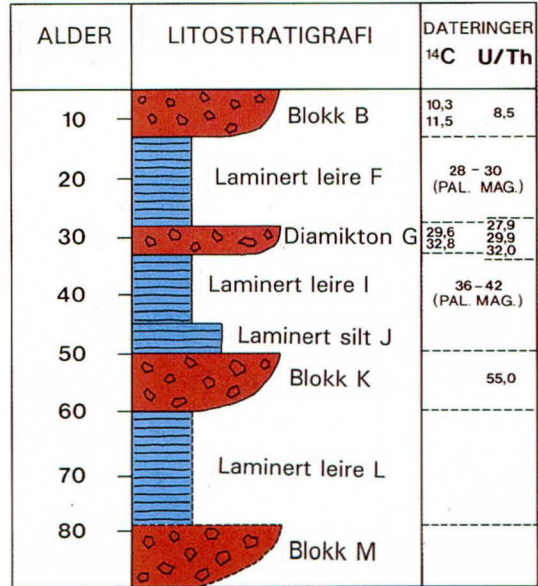


Fig. 2.4.

Lithostratigrafi i Sjonghelleren viser lag fra tre perioder med isdekke (laminerte leirer) og fire isfrie perioder (Larsen m.fl. 1987).

konstruert en kurve (Fig. 2.5) som viser brevariasjonene gjennom hele siste istid i Vest-Norge. Denne kurven viser at det rett etter siste mellomistid (Eem) var begrensede breframstøt ut til kysten. Muligens ble sandavsetninger under morener på sørsida av Godøya og på Synnes på Valderøya dannet i denne perioden. Deretter fulgte to milde perioder avbrutt av et breframstøt helt ut på kontinentalsokkelen. I disse varmeperiodene var trolig det meste av isbreene i Skandinavia vekksmeltet, men klimaet var ikke riktig så varmt som i forrige mellomistid eller i etteristiden. Breene vokste så fram igjen, men det var altså nok en tilbaketrekking for ca. 30-40.000 år siden (Ålesund Interstadial). Størst utbredelse hadde breene for ca. 20.000 år siden (Weichsel maksimum).

Siste istids maksimum og isavsmeltingen

Oppbyggingen av det store isdekket fram mot siste istids maksimum skjedde raskt. Undersøkelsene i Skjonghelleren viser at den ytre kysten var isdekket for 28.000 år siden. For ca. 20.000 år siden hadde isen nådd sin maksimale størrelse. Møre og Romsdal ligger i yttersonen av denne store innlandsisen. På denne tiden nådde brekanten helt ut til Eggakanten i vest, og det var et sammenhengende isdekke til Hamburg i sør og til områdene ved Warszawa og Moskva i øst. Trolig var det også sammen-

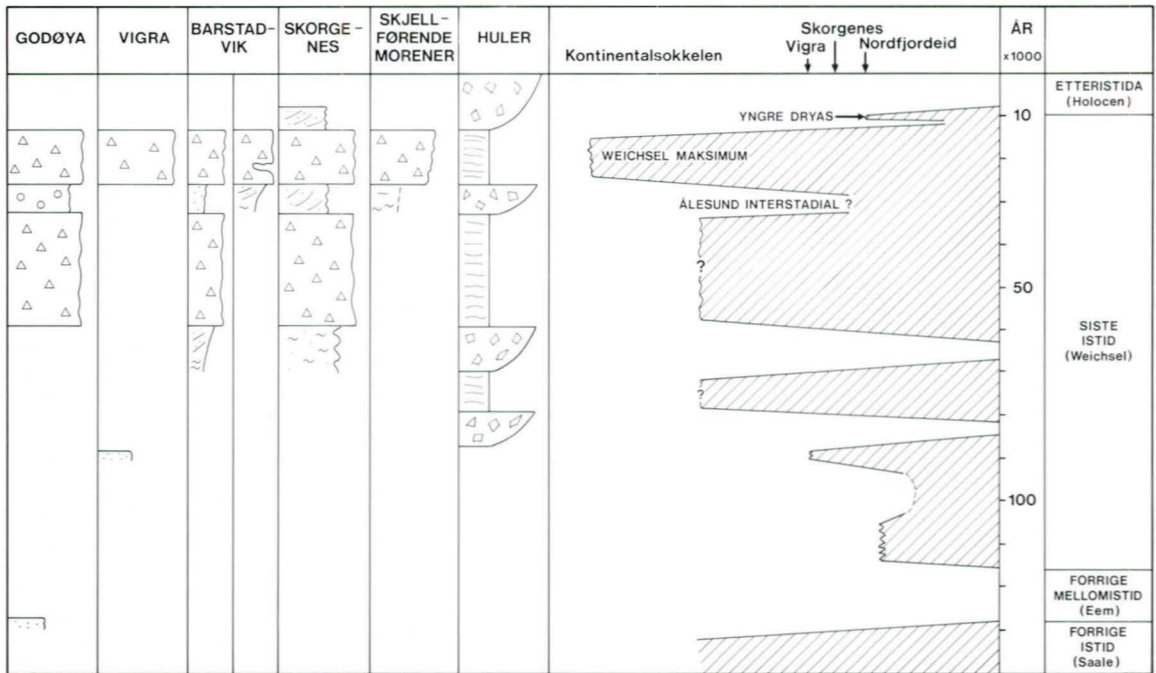


Fig. 2.5.

Brevariasjonskurve for Vest-Norge etter Larsen & Seirup (1990).

heng med en stor innlandsis over Barentshavet/Svalbard. Muligens var det også i en kort periode sammenheng med isdekket over Storbritannia. I de sentrale områder av det Skandinaviske isdekket, over Bottenvika, er istykkelsen beregnet til å ha vært ca. 3000 meter. Under maksimal nedisning var brebevegelsesretningen over fylket mot nordvest og da fortrinnsvis gjennom de nordvest og vestlig rettete dal- og fjordsystemene. Det er ennå uklart om alle de høyeste toppene i Møre og Romsdal var dekket av is på denne tiden eller om noen raget opp gjennom isen som nunataker. I flere arbeider er nedre grense for blokkhav, slik en finner det for eks. på Gamlemsveten og Tustnasstab-bene (Fig. 5.10.2), antatt å representere øvre grense for innlandsisen. Grensen stiger fra 400- 600 m o.h. ved kysten til over 1500 m o.h. i de indre deler av Romsdal. Fra Nordfjord til Sunnmøre faller vitringsgrensen fra ca. 1200 m o.h. i Nordfjord til ca. 400 m o.h. ved kysten. Grensen er imidlertid udatert, og kan i dag ikke med sikkerhet knyttes til isoverflaten på et gitt tidspunkt. Studier av isbevegelsesretninger i morener innen de midtre og nordlige deler av Nordmøre, og graden av sammenpressing av sedimenter under morene på Skorgenes, tyder på at i alle fall disse deler av fylket har vært fullstendig bredekket.

Den eldste radiokarbondatering som viser

når isavsmeltingen skjedde, er gjort på skjellmateriale i Eide kommune. Denne viser at isen hadde smeltet vekk senest for ca 12.800 år siden. Når en tar i betraktning at det tok noe tid før dyr og planter innvandret, kan en anta at den ytre kysten ble isfri for drøyt 13.000 år siden. Forløpet av isavsmeltingen i fylket ble i stor grad påvirket av topografien. I områder med grunne terskler i fjordene ble gjerne brefronten "hengende" en stund mens den kalvet raskt tilbake i de dypere deler. Studier av brerandavsetninger viser at den ytterste kysten i de nordlige deler av fylket ble isfri først. Isfronten ble liggende på terskler i de ytre deler av Halsafjorden og Tingvollfjorden samtidig som den kalvet sørvestover langs Kvernesfjorden og Harøyfjorden. Isstrømmen ut Storfjorden gikk på dette tidspunktet helt ut over de ytterste øyene slik at det var mye mer is i sør enn i nord. Deretter kalvet isen raskt tilbake i de vide og dype delene av Romsdalsfjorden, mens isfrontene både i nord og i sør var temmelig stabile. Dette førte til at det ble dannet lokale brestrømmer både fra nord og fra sør gjennom dal- og fjordsystemene som munner ut i de delene av Romsdalsfjorden hvor hovedbreen hadde trukket seg tilbake. I flere av disse sidedalene/fjordene er det tallrike små morenergygger, såkalte DeGeer morener (Fig. 5.1.3). Disse kan være dannet årlig, og gir i tilfelle en god indikasjon på hvor raskt tilbakesmel-

tingen gikk (ca. 100-400 meter/år). Etter at isen hadde smeltet et godt stykke innover i Romsdalsfjorden, var det trolig et breframstøt i Tingvollområdet med dannelse av markerte brerandavsetninger og et annet breframstøt ut Storfjorden som dannet et kraftig randtrinn ved Rogne på Skuløy. Etter dette framstøtet kalvet breene raskt tilbake til de indre fjordstrøk.

For 10-11.000 år siden, i den såkalte Yngre Dryas perioden, var det en kraftig klimaforverring som førte til at breene igjen vokste og rykket fram. Dette ga opphav til det mest markerte breandtrinn i fylket og i Norge for øvrig. I Norge kan det følges mer eller mindre sammenhengende fra svenskegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensen i Øst Finnmark.

I Møre og Romsdal fylke er denne breranden markert i de indre fjordområdene. I noen tilfeller viser rekonstruksjoner at en omtrentlig samtidig beliggenhet kan angis fra dal til dal, for eks. randavsetningene i Littledalen i Sunndal kommune og randavsetningene i Eresfjorden i Nesset kommune. Typisk for disse avsetningene er at de er meget markerte, ofte utformet som ett til to randdelta i hovedalen. Langs fjellsidene sees korresponderende sidemorener.

Utenfor dette randtrinnet vokste lokale breer og noen ble også nydannet. På Hjørungfjordhalvøya vokste det for eks. frem store lokalbreer som dekket store deler av det alpine fjellområdet, flere steder med breutløpere helt ned til fjordene.

I sedimenter fra denne tiden i myrer og tjern er det funnet et vulkansk askelag. Dette ble først påvist på Møre og er kalt Vedde askelag etter et av stedene hvor det først ble funnet. Asken stammer fra et kraftig vulkanutbrudd på Island og ble ført med vinden til Norge for ca. 10.600 år siden.

For ca. 10.000 år siden forbedret klimaet seg raskt og innlandsisen smeltet hurtig tilbake. Et begrenset breframstøt inntraff for 9200-9400 år siden med dannelse av randmorener i en del dalfører.

Den endelige avsmeltingen av de indre, sentrale deler av landet skjedde hurtig. En regner med at hele isdekket var forsvunnet for ca. 8500 år siden. Under den etterfølgende "Varmetiden" var klimaet mildere enn i dag, og de norske høyfjellene var trolig isfrie i en lengre periode. På Sunnmøre er det funnet spor etter nydannelse av mindre botnbreer for ca. 3400 år siden.

3. Tiden etter isavsmeltingen

E. Larsen & L. H. Blikra

De første menneskene som kom til Møre tok i bruk et på mange måter ungt og jomfruelig landskap, men også dette landskapet var i rask endring. Landhevning etter isavsmeltingen førte til stadig erosjon etterhvert som havnivået sank med dannelse av strandlinjer og elveterrasser i stadig lavere nivå som følge. De mest markerte strandlinjene (Fig.3.1) ble dannet like etter isavsmeltingen (marin grense), i Yngre Dryas for 10-11000 år siden, og i en periode for 6000 år siden (Tapes-transgresjonen). Det kalde klimaet i Yngre Dryas førte til en intens frostsprengning av stein i strandsonen på denne tid. I store deler av fylket kan en i den tids havnivå finne karakteristiske horisonter med mye flat og frostsprengt stein. Slike soner kan en finne både i strandrygger, deltaer og i skredavsetninger, mens materiale fra yngre strandavsetninger ikke viser tegn til slik frostforvitring. Landhevningen etter istida har ført til at morenene som ble avsatt under isen er omarbeidet av havet. Det er derfor vanlig å finne strandgrus over moreneavsetninger.

Landhevningen har også ført til at elver og bekker har skåret seg ned i de eldre løsmassene og fraktet bort leir, sand og grus. Dette materialet finner en igjen i form av terrasser og flater langs vassdragene, og som markerte deltaer i dalmunningene ut mot fjordene (Fig. 5.9.5).

Alle som bor i området vet at det til tider går ras og skred; jordskred, steinsprang og snøskred. Dette skaper i mange tilfeller problemer for bosetning og annen menneskelig aktivitet, og er i stor grad med på å prege landskapet, særlig i fjord- og dalstrøkene. I de bratte dal- og fjordsidene har skredene fraktet med seg store mengder stein og jord og avsatt dette i mektige vifter og kjepler. Detaljerte studier av den indre oppbyggingen av slike vifter i Møre og Romsdal har gitt oss et bilde av skredaktiviteten eller skredhistorien fra siste istid og frem til i dag (Fig. 3.2 og 3.3). Da skredaktiviteten i stor grad er styrt av klimatiske forhold forteller slike data oss mye om hvordan klimaet var etter siste istid. Under den svært kalde perioden i Yngre Dryas (11.000-

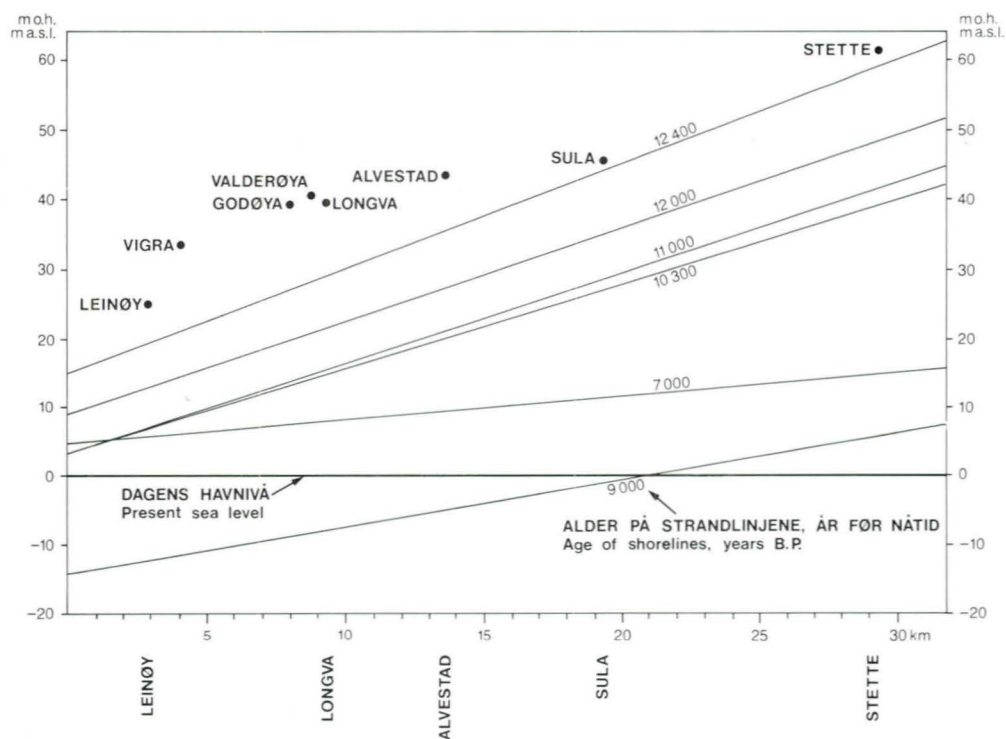
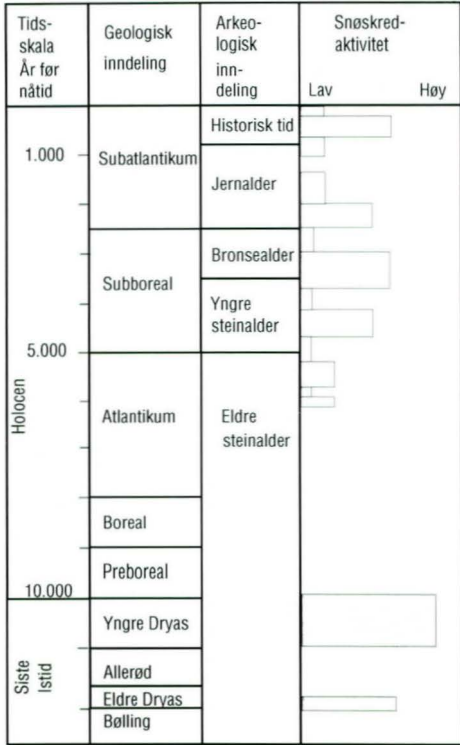


Fig. 3.1.

Strandlinjediagram fra ytre Sunnmøre etter Larsen m.fl. (1988).

**Fig. 3.2.**

Diagrammet viser snøskredaktivitet i relasjon til tiden etter siste istid. Modifisert etter Blikra & Nemeč (1993) og Blikra (1994).

10.000 år før nåtid) var det stor snøskredaktivitet. Ved utløpet av skredbanene ble det på denne tid dannet store vifter, og der hvor disse gikk ut i fjordene ble det avsatt store skreddeltaer. Under den varme perioden som fulgte var trolig skredaktiviteten i mange områder minimal, men den tok seg opp igjen under klimaforverringen som tok til for ca. 6000 år siden. Skredhyppigheten etter den tid har gått i pulser, men en regner med at aktiviteten var størst under den vesle istid (1450-1920 år e.Kr.). Imidlertid var også periodene 4700-4200 3800-3000, 2500-2100 og i rundt 1400 år før nåtid karakterisert av snøskred. I disse samme periodene var også breene på Vestlandet store. I de siste 3000 år ser det ut til å være en økende hyppighet av jordskred fra de løsmassedekkede dalsidene. Med hensyn til skredavsetningers dannelse og form henvises til kap.4.

Vegetasjonsutviklingen i tiden etter istiden ga grunnlaget for områdets torv- og myravssetninger. Alt etter sammensetning og innhold av fossilt plantemateriale kan disse avsetningene gi oss viktige opplysninger om klimaendringer opp til vår tid. Typisk er det at vi i en periode like etter istiden hadde en bjørk- og grasvegetasjon omtrent som vi nå finner det på langt mere nordlige breddegrader. Denne ble avløst av en mer varmekjær vegetasjon. Under varmetiden for 6-7000 år siden var det mer skogvegetasjon, og en finner derfor stubber i myrer helt ut på de ytterste øyene. For omtrent 2500 år siden fant det sted en klimatisk forverring. Denne klimaendringen har medført en generell senkning av vegetasjonsgrensen i fjellområdene og avskogning i kystområdene.

Litteratur

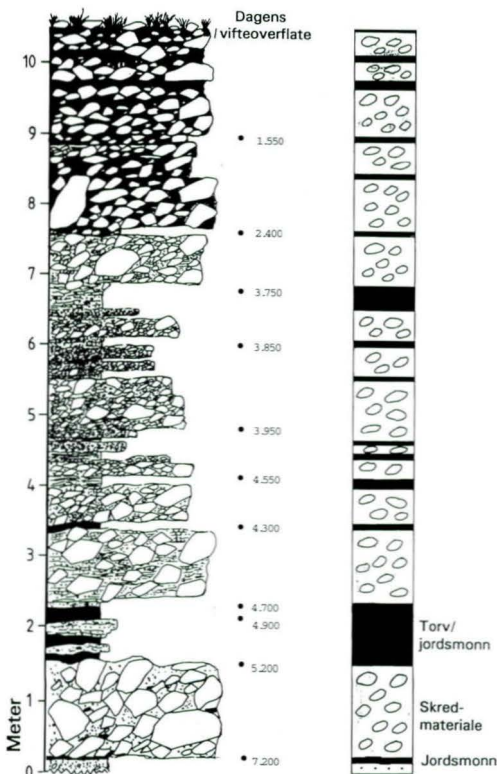
Andersen, B. 1979: *The deglaciation of Norway 15.000 10.000 B.P.* Boreas 8, 179-87.

Blikra, L.H. 1994: *Postglacial colluvium in western Norway: Sedimentology, geomorphology and paleoclimatic record.* Unpubl. Dr.scient.-avhandling, Geol.Inst., UiB, 250 s.

Blikra, L.H. & Nemeč, W. 1993: *Postglacial avalanche activity in western Norway: Depositional facies sequences, chronostratigraphy and paleoclimatic implications.* Paläoklima Forschung 11, 143-162.

Fig. 3.3.

Snitt i en skredvifte med vekslene lag av skredmateriale, datert til forskjellige perioder fra 7200 og opp til nåtid.



- Follestad, B. A. 1990: Block fields, ice-flow directions and the Pleistocene ice sheet in Nordmøre and Romsdal, West Norway. *Norsk Geologisk Tidsskr.* 70, pp 27-33.
- Kjemperud, A. 1986: Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, 15, 61-82.
- Landvik, J. & Hamborg, M. 1987: Weichselian glacial episodes in outer Sunnmøre, Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskr.* 67, 107-123
- Landvik, J. & Mangerud, J. 1985: A Pleistocene sandur in western Norway, facies relationships and sedimentological characteristics. *Boreas* 14, 161-174.
- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S.-E., Lie, R., Løvlie, R. & Mangerud, J. 1987: Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna. *Boreas* 16, 267-292.
- Larsen, E. & Mangerud, J. 1989: Marine caves: on-off signals for glaciations. *Quaternary International* 3/4, 13-19.
- Larsen, E. & Sejrup, H.-P. 1990: Weichselian land-sea interactions: Western Norway-Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews* 9, 85-97.
- Larsen, E., Longva, O. & Follestad, B. 1991: Formation of De Geer moraines and implications for deglaciation dynamics. *Journal of Quaternary Science* 6, 263-277.
- Larsen, E. & Ward, B. 1992: Sedimentology and stratigraphy of two glacial-deglacial sequences at Skorgenes, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskr.* 72, 357-368.
- Mangerud, J. 1973: Isfrie refugier i Norge under istidene. *Norges geologiske undersøkelse* 297, 1-23.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sønstegaard, E. 1979: Glacial history of western Norway 15.000-10.000 B.P. *Boreas*, 8:179-187.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup, H.-P., & Sønstegaard, E. 1981: Middle Weichselian ice-free period in Western Norway: the Ålesund interstadial. *Boreas*, 10, 447-462.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P. & Blikra, L. H. 1987: The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskr.* 67, 125-141.
- Reite, A. 1967: Lokalglaciation på Sunnmøre. (On the mountain glaciation of Sunnmøre, West Norway). *Norges geologiske undersøkelse* 247, 262-287.
- Roaldset, E., Pettersen, E. Longva, O. & Mangerud, J. 1982: Remnants of preglacial weathering in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskr.* 62, 169-178.
- Sollid, J. & Kjenstad, K. 1980: Hovedflaten (Yngre Dryas' Havnivå) som basis for kvartær kronologi i Midt Norge. *Norges geogr. Tidsskrift* 34, 893-896.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1979: Deglaciation of western Central Norway. *Boreas*, 8, 223-239.
- Svendsen, J.I. & Mangerud, J. 1987: Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmøre, Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskr.* 70, 111-134.
- Nesje, A., Rye, N. & Anda, E. 1986: Innlandsisens vertikale utbredelse under Sen Weichsel maksimum i Indre Nordfjord og på Sunnmøre, Vest Norge. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 21.
- Nesje, A., Dahl, S., Anda, E. & Rye, N. 1988: Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 3, 149-169.

4. Kwartære løsavsetninger

B. A. Follestad

Løsmassene på kartet er under kartleggingen inndelt og definert etter dannelsesmåte. 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 tykkelse ved hjelp av mørk og lys fargetone. I det følgende blir de viktigste jordartene i Møre og Romsdal beskrevet:

Blokkmark/blokkhav er et fellesbegrep for de markerte blokkfeltene vi finner i de høyere liggende områder av fylket. Typisk for disse feltene er at materialet er svært utbredt over en bestemt grense. Denne stiger fra 300-500 m o.h. ytterst ved kysten (høyest på Nordmøre) til rundt 1500 m o.h. i de indre deler av fylket. På høyfjellet danner blokkmarkene ofte rene "steinurer" (som ikke må forveksles med skredurer) og kalles gjerne blokkhav (Fig. 4.1).

En teori forklarer blokkhavens utbredelse med at dette er forvitningsjord som har ligget over/utenfor de områder som har vært dekket av innlandsisen. Støttepunkter for dette var funn av forvitningsjord med mineraler dannet ved kjemisk forvitring i et fuktig subtropisk klima. Oppstikkende fjellområder (nunataker) under siste istid skulle således ha eksistert. Det må her innskytes at to av de funn som det refereres til, ligger under klare moreneavsetninger.

I andre arbeider beskrives flyttblokker og morenemateriale innen strøk som er hevdet å være isfrie under siste istid, for eks. i Eide-området på Nordmøre (Fig. 5.7.2). Sammen med undersøkelser av morenematerialets orientering angir flyttblokkene at områdets bunnmorener er avsatt under en bre som beveget seg mot nord-vest, uavhengig av det underliggende terreng. Dette tilsier at de høyeste toppene her har ligget under innlandsisen. Dette passer godt med at blokkmateriale ofte er kantrundet og kantslitt selv på de høyeste toppene øst i fylket (Fig. 4.1).



Fig. 4.1.

Blokkhav på toppen av Kleineggen 1960 m o.h. i Nesset kommune. I dekket sees det avrundete steiner som viser at dette er et morenemateriale. Tilsvarende avsetninger sees på alle fjelltoppene i bakgrunnen. Foto: B. A. Follestad 1992.

**Fig. 4.2.**

Blokkhav av forvitert blokk på toppen av Midthøin, 1619 m o.h. i Nesset kommune. Foto: B. A. Follestad 1992.

**Fig. 4.3.**

Morenemateriale i fjellområdet vest for Eikesdalen. Morenen er heldekkende og kan lokalt ha stor mektighet. Foto: B.A.Follestad 1992.

Dette kan forklares ved at breen var kald og fastfrosset i underlaget. Dette vil gi mindre breerosjon enn i de lavereliggende partier, hvilket samsvarende med observasjoner gjort i det svenske høyfjellet. Også her er den gamle moreneoverflaten blitt bevart under innlandsisen. Senere oppfrysning av blokker fra underliggende berggrunn, særlig hvor dekket er tynt, gir ytterligere tilskudd av kantete blokker. Innen visse områder er kantet og helleliknende blokkmateriale så dominerende at dette må være dannet ved frostforvitring av underliggende fjellgrunn (Fig. 4.2). Med dette som utgangspunkt må materialet ha fått det typiske blokkpreget ved telehiv med anrikning av blokker, på et tidspunkt da disse områdene kom frem fra breen. Den nedre og ofte markerte begrensningen for materialet må da kunne knyttes til en endring i breen etter maksimum nedisning.

Morenemateriale viser stor regional utbredelse og mektighet på dalskuldre og fjellplatåer innen fylkets østre deler (Fig. 4.3). Det er fortrinnsvis avsatt som bunnmorene. Typiske trekk ved dette materialet er at det med unntak av områder dominert av randmorener, endemorener ol. viser en markoverflate uten særlige terrengformer. Innholdet av større blokker varierer meget, særlig opp langs dalsidene og mot platåene. I snitt er materialet overveiende hardt og kan vise presstrukturer med skjellaktig avskalling (bunnmorene). Alle kornstørrelser er som regel representert, men kan forekomme i vekslende mengder. I de lavereliggende traktene (50-100 m o.h.) kan innslaget av silt og leir være noe høyere enn i fjelltraktene. Dette skyldes ofte optak og innblanding av tidligere avsatte marine leirer. Ablasjonsmorenen er løst pakket, og har mindre innhold av silt/leir. På overflaten kan dette morenematerialet noen ganger ha et haugget og ryggformet utseende, men det kan også være helt formløst.

Randmorener er betegnelse på ryggformete avsetninger av morene avsatt langs en brekant (Fig. 4.4). Etter om de er avsatt ved fronten av breen eller langs sidene av en bre omtales de som ende- eller sidemorener.

Disse avsetningene varierer betydelig i utseende og sammensetning. Langs bratte dalsider vil sidemorener i dalsiden ofte bestå av rasblokker. Disse er her falt ned på breen og ført ut til sidene på grunn av breoverflatens konvekse overflate. Gode eksempler på dette sees f. eks. i Innerdalen i Sunndal kommune. I andre tilfeller er sidemorenene dannet av underlagets morenemateriale. Dette gir et mindre blokkinnhold.

De typiske **breelveavsetninger** er dannet i nær kontakt med breer under isavsmeltingen. Iskntakten kan ofte angis gjennom en gradvis overgang til et morenemateriale/randmorene i

høyfjellsområdene. I dalgangene er brekontakten ofte vanskelig å angi. I slike tilfeller vil avsetningene ofte representere deler av større dalfyllinger som er avsatt i noe avstand fra selve brefronten. I enkelte av de største dalgangene vil disse avsetningene ha markerte terrasseflater, en følge av en senere elveerosjon, for eks. i Sunndalen og Romsdalen. Over marin grense viser disse avsetningene nær horisontal lagdeling i snitt. Stor variasjon i kornstørrelser viser kraftige variasjoner i strømhastigheter ved dannelsen av avsetningene. Under marin grense vil snitt vise skrålag med tilsvarende stor variasjon i lagtykkelse så vel som i sammensetning. Store blokker og steiner er vanlig i materialet.

Elve- og bekkeavsetninger er materiale som er transportert og avsatt av elver og bekker etter at innlandsisen forsvant. De mest typiske former for elveavsetninger er elveslettene. De fleste større elvene har grav seg ned i tidligere avsatte avsetninger etter som de har beveget seg fra side til side i dalgangene. I tilknytning til disse elveslettene, som i dag ofte fremstår med klare terrassekanter, sees også yngre elvesenger og avsnørte "sjøer". De sistnevnte er ofte fylt av sump- og myrvegetasjon. Materialet i disse avsetningene er i dalganger med bratt elveprofil ofte likt materialet i breelveavsetningene. I større åpne daler vil materialet som regel være bedre sortert enn avsetningene i dalgangens breelveavsetninger. I munningen av dalene ut mot fjordene dannes det ofte store delta med betydelig mektighet (Fig. 4.5). Markante vifter av elveavsetninger dannes også der hvor sideelver og sidebekker munner ut i hoveddalen.

Strandavsetninger er dannet i nesten alle utsatte eksponerte områder mot vest og fremstår i kartbildet som en tynn brem rundt fjellmassivene. Typisk for dette materialet er at det er utvasket av nærliggende avsetninger, viser ofte rundet stein og består stort sett av grusig sand og sand. I enkelte utsatte områder kan materialet nesten overveiende bestå av stein og mindre blokk. Materialmekthetene er størst nær marin grense, gjerne 3 - 5 m. Mot dagens havnivå avtar mektigheten til ca. 1 m.

Strandvoller (rygger) er markerte voller dannet av strandmateriale under transgresjoner, for eks. Tapes transgresjon. Disse kan i noen områder være flere meter høye (Fig. 4.6)

Skredavsetninger er dannet ved hurtige massebevegelser drevet av egen tyngde. Dette inkluderer massebevegelser i snø (snøskred), løsmasser (løsmasseskred eller jordskred) og i fast fjell (steinsprang og fjellskred). I Møre og Romsdal er denne jordarten en av de mest utbredte. Nedbrytingen av de bratte og til dels ustabile dalsidene tok til like etter siste istid. De store mengdene stein og jord skredene har frak-



Fig. 4.4.

Randmorene avsatt langs dalsiden i Aursjødalforet. Den gamle dalgenerasjonen er i de sentrale deler gjennomskåret av en yngre dalgenerasjon.
Foto: B.A. Follestad 1992.

tet med seg er avsatt i mektige skråninger og vifter (Fig. 5.4.3). I dalsider med tykke moreneavsetninger finner en ofte makrerte skredløp etter jordskred. Snøskred utgjør trolig den største trusselen for folk og bosetning. Snøskredene kan i enkelte områder transportere store mengder materiale og bygge opp mektige vifter (Fig. 5.5.2). Steinsprang er særlig en viktig prosess i de ytre kyststrøk, hvor de kan bygge opp betydelige skråninger under bratte skrenter. Mer sjeldne er de store fjellskredene, men over 30 slike er registrert i fylket.

Undersøkelser av skredavsetningene i Møre og Romsdal viser markerte variasjoner i materialtype. Enkelte avsetninger dannet av løsmassekred kan være gode sand- og grusforekomster, mens en del steinsprang- og snøskredavsetninger kan bestå overveiende av stor stein og blokk. Gamle skredavsetninger avsatt like etter isavsmeltingen og i den kalde Yngre Dryas perioden kan være gunstige for masseuttak, mens de yngre avsetningene ofte kan ha et for stort innhold av organisk materiale (humus).

Vindavsetninger består av vindblåst sand og er noe av det best sorterte materialet som fin-

nes. Under strandforskyvningen ble deler av sandavsetningene langs kysten erodert av vinden og ført innover på øyene. Dette er en prosess som har foregått og tildels også foregår i dag i kyststrøkene.

Torv- og myravsetninger er bygd opp ved at produksjon av organisk materiale er større enn det som til en hver tid brytes ned. Dette skyldes ofte mangel på oksygen som følge av stor nedbør og en gradvis forsumping. Ofte skyldes også myr- og torvutviklingen gjengroing av tjern. Denne jordarten ligger som et varierende dekke over de andre løsavsetningene eller direkte på fjellgrunnen.

Påvoksningsmyr eller terrengdekkende myr er den vanligste myrtypen i fylket. De dannes ved at vegetasjonsdekket gradvis fornyer seg over de gamle planterestene som etterhvert omdannes til torv. Jordarten er meget utbredt i de ytre kyststrøk.

Med hensyn til mektighet for traktens torv- og myravsetninger vises det til registreringer gjort av Det norske myrselskapet.

Litteratur

- Thoresen, M. 1991: *Kvartærgeologisk kart over Norge. Tema: Jordarter. Norges geologiske undersøkelse*
- Reite, A. 1990: *Sør-Trøndelag fylke. Kvartærgeologisk kart M 1:250.000. Veiledning til kartet. Norges geologiske undersøkelse Skr. 96, 1-39.*



Fig. 4.5.

Typisk deltaavsetning av grus og sand ved Sylte (Nordal). De eldste avsetningene er erodert og avsatt mot fjorden i stadig lavere liggende terrassenivåer. Foto: Fjellanger Widerøe A/S.

Fig. 4.6.

Strandavsetninger av stein (med gravhaug) ved Hustad. Foto: B.A. Follestad 1990.



5. Møre og Romsdals regioner

INDELING

Den valgte sammenslåingen av kommuner som ligger nær hverandre, er for det vesentligste foretatt utfra en likhet i geologi. På oversiktskartene foran hvert avsnitt er den enkelte kommune avgrenset samtidig som navnebruken i beskrivelsen referer til disse figurene.

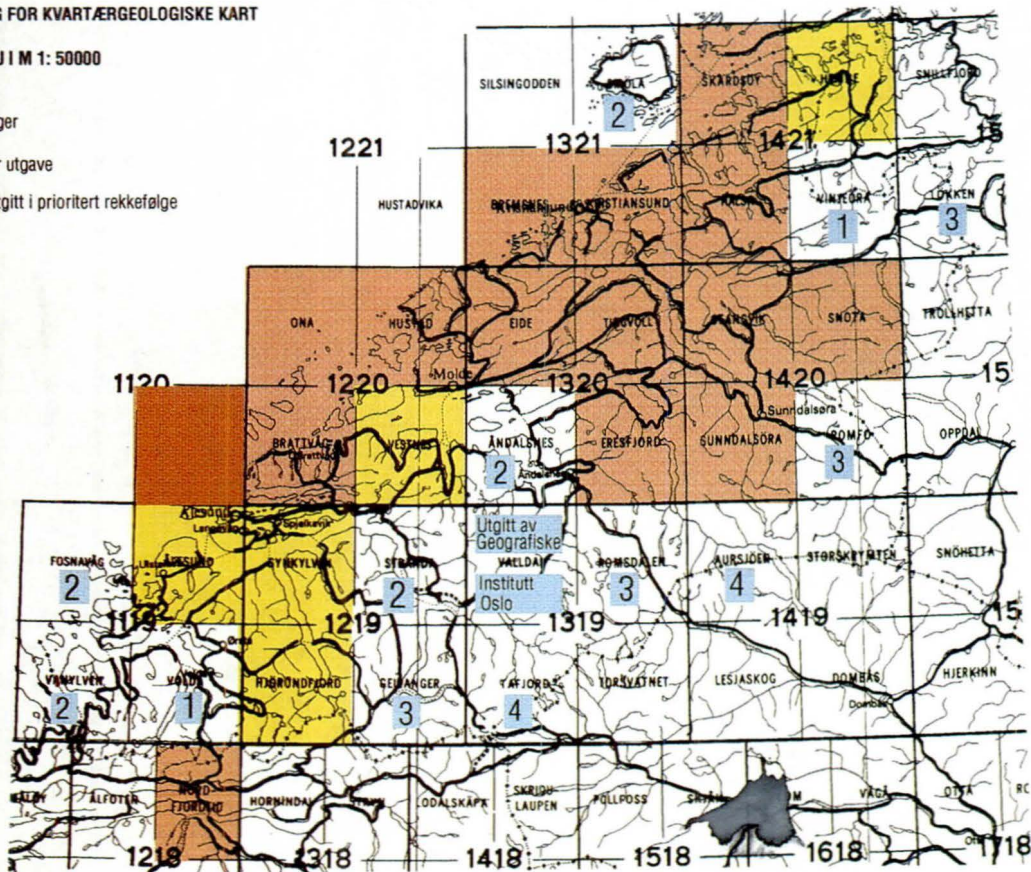
Ytterligere opplysninger om de geologiske forholdene i kommunene er gitt ved henvisninger til kart og publikasjoner etter hvert avsnitt. Ord og uttrykk er forklart i egen ordliste i Appendix.

1. Sande-Herøy-Ulstein-Hareid
2. Sula-Ålesund-Giske-Haram
3. Vestnes-Ørskog-Skodje
4. Vanylven-Volda-Ørsta-Sykkylven
5. Stranda-Norddal-Stordal-Rauma
6. Sandøy-Midsund-Aukra
7. Molde-Fræna-Eide-Gjemnes
8. Averøy-Frei-Kristiansund
9. Nesset-Sunndal-Tingvoll
10. Halså-Surnadal-Rindal
11. Tustna-Aure-Smøla

BLADINDELING FOR KVARTÆRGEOLOGISKE KART

UTGITT AV NGU I M 1: 50000

- Utgitt i farger
- Preliminær utgave
- Planlagt utgitt i prioritert rekkefølge



5.1. SANDE - HERØY - ULSTEIN - HAREID

E. Larsen & O. Longva

Landskapet innenfor regionen (Fig. 5.1.1.) er preget av øyer, holmer og skjær i vest og mindre dalfører, fjorder og slakke fjellvidder i øst. De ytre øyene er typiske for strandflaten med "hattfjell" med lave bremmer rundt. Voksa er et særlig godt eksempel på dette. På strandflaten er det stedvis stor løsmassemektighet, hovedsakelig morenemateriale med en 'hud' av strandvasket materiale. I andre områder er det svært liten eller ingen løsmasseoverdekning på strandflaten.

De tykkeste moreneavsetningene i lavlandet forøvrig finnes i dalen på Hareidlandet, nordvestdelen av Gurskøya, på sørsiden av Kvamsøya og i Sandvikdalen på Vanylvsahalvøya.

De slakke partiene på fjellene (viddene) som på Hareidlandet, Runde (nordvestdelen av Gurskøya) og Vanylvsahalvøya, er karakterisert av morenemateriale, trolig med innslag av preglasialt (prekvartært) forvitningsmateriale. Slike tykke løsavsetninger på videområdene er et

typisk trekk for kystfjellene på Møre. Noen steder er det påvist forvitningsmateriale fra den tid området hadde tropisk klima, det vil si før istidene satte inn for mer enn 2 millioner år siden. Dette er ikke påvist med sikkerhet innenfor regionen, men finnes trolig.

Det er svært få spor etter avsetninger eldre enn siste istids maksimum (for ca. 20.000 år siden). I "Olahola" ut mot Skorpesundet på Nerlandsøya er det ved utgravninger funnet avsetninger som viser perioder med isfrihet og isdekke eldre enn siste istids maksimum. Det ble ikke funnet dyrerester slik tilfellet var i Skjonghelleren og Hamnundhelleren (Se Kap. 2).

I Eiksund er det funnet mer enn 30.000 år gamle skjellbiter i morene fra siste nedising. Disse skjellene levde i en kald, men isfri periode mellom 30-40.000 år før nåtid. Seismiske registreringer i Vartdalsfjorden tyder på at det ligger enda eldre sedimenter under havbunnen. Slike



Fig.5.1.1.

Lokaliseringskisse for navnebruk innen kommunene Sande, Herøy, Ulstein og Hareid.

"gamle" sedimenter er også observert i Sulafjorden og ved Grasøyane utenfor Hareidlandet.

Ytterst på kysten trakk isen seg tilbake for ca. 13.000 år siden. Det er ikke noen store morenerygger som viser hvordan tilbaketrekkingen skjedde. Spor etter tilbaketrekkingen finnes særlig i form av isskurt fjell. Like ved veien opp til Televerkets stasjon på Nerlandsøy er det en stor blokk av konglomerat. Denne er fraktet av innlandsisen fra Hornelens Devonavsetninger.

Over dagens strand ved Kvanndalsvatnet og Børvatnet på Vanylvs-halvøya, kan en se strandmerker etter en periode med høyere vannstand. Dette var trolig en bredemt sjø under isavsmeltingen.

På Skeie på yttersiden av Hareidlandet ligger en grusavsetning 35 m o.h. Den ble avsatt i havet av smeltevann mens det fremdeles lå isrester inne på øya for ca. 12.500 år siden. Avsetningen markerer marin grense eller høyeste havnivå etter istiden.

I isavsmeltingsperioden lå det breer ut Storfjorden og Vartdalsfjorden. Etterhvert kalvet breen i Sulafjorden forbi Hareide mens en istunge drenerte fra Vartdalsfjorden over eidet ved Alme. Etterhvert som fronten til denne bretungen trakk seg tilbake, fulgte havet etter gjennom dalen der Grimstadvatnet og Snipsøyrvatnet ligger i dag. I Snipsøyrvatnet ligger det en serie morenerygger som viser hvor bretungen gjorde korte opphold under denne tilbaketrekkingen. I fjorden foran denne bretungen ble det avsatt leire som har fått en hinne av strandgrus under landhevingen etter isavsmeltingen.

For mellom 10 og 11.000 år siden var det en svært kald periode, Yngre Dryas, som førte til både framstøt av innlandsisen og framvekst av små, lokale breer. Innlandsisen nådde ikke fram til regionen på nytt. En fin morenerygge fra en lokal bre fra denne tida kan sees på Moltustranda.

Etter istida har landet hevet seg, mest i indre strøk der isen var tykkest og trykte landet mest ned. Ytterst i Harøy er således havnivået fra isavsmeltingsperioden hevet knapt 20 m over dagens havnivå og på Hareid ca. 40 m. Fra det høyeste havnivået (marin grense) og ned mot dagens strand finnes det flere steder markerte strandlinjer i form av strandhakk og strandvoller. De mest markerte utenom marin grense, er strandmerkene fra den kalde perioden mellom 10 og 11.000 år siden og fra en periode for 6-7000 år siden. Det stabile havnivået og kalde klimaet i Yngre Dryas førte til dannelsen av en markert strandlinje. Som regel kan den sees som en opptil 5-6 m høy brattskrent i løsmasser. Den er fint utviklet på yttersiden av Hareidlandet

og på deler av øyene i Harøy og Sande. På Flø ligger skrenten ca. 15 m o.h. For 6-7.000 år siden var det en periode med stigende havnivå (Tapestiden) som førte til at det ble dannet markerte strandvoller (stormvoller) 8-10 m over dagens havnivå. Slike strandmerker er best utviklet på de ytre øyene. Et eksempel på dette kan sees i Mulevika på vestsida av Nerlandsøya.

Litteratur:

- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S.-E., Lie, R., Løvlie, R. & Mangerud, J. 1987: *Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna*. *Boreas* 16, 267-292.
- Roaldset, E., Pettersen, E. Longva, O. & Mangerud, J. 1982: *Remnants of preglacial weathering in western Norway*. *Norsk Geologisk Tidsskr.* 62, 169-178.
- Svendsen, J.I. & Mangerud, J. 1987: *Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmøre, Western Norway*. *Norsk Geologisk Tidsskr.* 70, 111-134.
- Dahl, E. 1954: *Weathered Gneisses at the Island of Runde, Sunnmøre, Western Norway, and their Geologic Interpretation*. *Nytt magasin for Botanikk*, 3, 5-22.

5.2. SULA - ÅLESUND - GISKE - HARAM

E. Larsen & O. Longva

Landskapet er preget av øyer i vest og fjorder, daler, fjell og fjellvidder i øst (Fig.5.2.1). En vid brem av strandflate inntil fjellfoten er typisk både for øyene og ytterste del av fastlandet. På øyene danner fjellene opptil 500 m høye "hatter", som på Godøya, Valderøya, Lepsøya, Haramsøya og Skuløya (Fig. 5.2.2). Vigra, Giske og Fjørtofta har bare små restfjell. På disse øyene er det til dels tykke løsmasseavsetninger, over 100 m mektige på Gjørsund på Vigra og Strandekleiv på Godøya. Vanligvis består løsmassene av morenemateriale hvor den øverste 0.5-1 m er strandvasket og består av sand og grus. Lokalt kan strandavsetningene være opptil 4 m mektig som for eksempel ved flyplassen på Vigra. Store arealer av strandmaterialet er dekket av torvmyr, spesielt på Vigra og Godøya. Langs østsiden av Vigra og Giske er det aktiv sandflukt med avsetning av sanddyner.

Sammenhengende løsmassedekke for øvrig finnes mest som bunnmorene i dalganger og forsenkninger, for eksempel i Hildredalen, langs

Grytastranda og i området Tennfjord - Vatne. Tykt morenedekke, trolig med innslag av gammelt forvittringsmateriale, finnes også i fjellområdene rundt Gamlemsveten, på Sula, Godøya, Haramsøya, Skuløya og Lepsøya.

Noen av de høyeste fjella er dekket av frostsprengte, forvitrete steinblokker som danner et såkalt "blokkhav". Et flott eksempel på dette kan sees på Gamlemsveten. Disse fjellene kan ha raget over isen som såkalte nunataker under siste istid.

Få andre steder (om noen) i Norge er det funnet så mange lokaliteter som kan gi innblikk i hva som skjedde før området var nediset siste gang. I morenen fra siste nedising er det flere steder (Liaaen, Eidsvik, Rogne, Longva, Ulla-holmen, Austnes, Hildre, Skjelten, Vigra) funnet biter av skjell. Disse er datert til å være 30-40. 000 år gamle og viser at det i dette tidsrommet var isfritt på kysten. Artene forteller oss at det var kaldere enn i dag. Denne perioden har blitt kalt Ålesund Interstadial. Under morenen i sykehus-

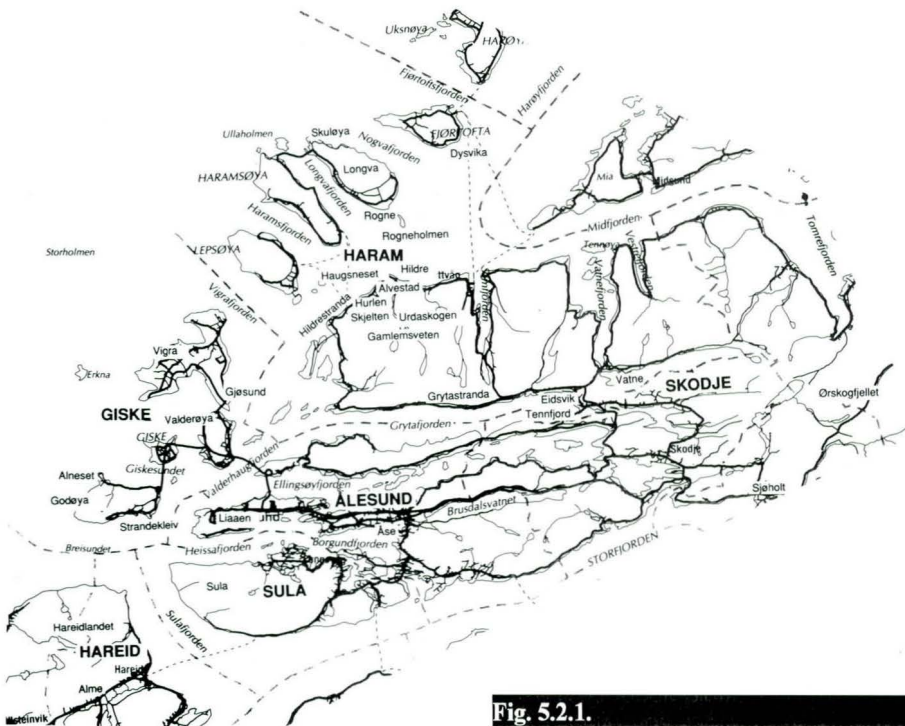


Fig. 5.2.1.

Lokaliseringsskisse for navnebruk innen kommunene Sula, Ålesund, Giske og Haram.

**Fig. 5.2.2.**

Strandflaten ved Lepsoya (foran), Haramsøy, og Longva (Harøy i Sandøy kommune, sees i bakgrunn) har markerte "hatter" som er opp til 500 m høye. På selve strandflaten er det her betydelige mektigheter av løsmasser. Foto: Fjellanger Widerøe A/S.

tomta på Åse ble det funnet skjellførende sedimenter fra en isfri periode, sannsynligvis Ålesund Interstadial.

I Hamnsundhelleren og Skjonghelleren er det funnet steinlag med bein fra denne perioden. Dyreartene, med blant annet alkekonge, lomvi, sel, rein og fjellrev, viser at forholdene var omtrent som på Finnmarkskysten i dag. Utgravningene i Skjonghelleren viste dessuten at området har vært dekket av is minst tre ganger i løpet av de siste 100.000 år med mellomliggende isfrie, men kalde perioder. På Strandkleiv på Godøya er det funnet sedimenter som kan skrive seg fra avslutningen av forrige istid for ca 130-140.000 år siden. Så langt er dette de eldste daterte sedimentene i Møre og Romsdal, men seismiske registreringer viser 130 m med eldre sedimenter under disse.

Den ytterste kysten smeltet fram fra isen ca. 13.000 år før nåtid og isen drog seg rykkvis tilbake. Det finnes en god del morenerygger fra denne perioden. De fleste ligger under dagens havnivå og bare utflatete rester stikker opp av sjøen som Alneset, Rogneholmen og Haugsneset og Hurlen på Hildrestranda. Aller best kan dette

sees i Vestrefjorden der alle nessene er deler av rygger tvers på fjorden. De ble dannet ved fronten av breen som kalvet innover. I og i nærheten av Hildredalen er det flere fine morenerygger.

For mellom 10 og 11.000 år siden var det en svært kald periode, Yngre Dryas, som førte til både framstøt av innlandsisen og nydanning av lokale breer. Innlandsisen nådde ikke fram til området på nytt, men mange mindre botnbreer rykket fram og dannet tydelige morenerygger. En slik morenerygg kan sees ved Urdaskogen i Hildredalen. Langs nordstranda på Sula, mot Heissafjorden, ligger det tre slike morenerygger. Disse ble avsatt ut i havet slik at en i dag kan se ei tydelig strandlinje i morenene.

Etter istida har landet hevet seg, mest i indre strøk der isen var tykkest og trykte landet mest ned. Landhevingsforløpet er svært godt dokumentert ved studier av sedimentene i myrer og tjern. I disse sedimentene er det funnet et lag med vulkansk aske, Vedde askelag, som er ca. 10.600 år gammelt. Asken stammer fra et utbrudd i Island og ble ført inn over vestlandet med vinden.

Fra det høyeste havnivået (marin grense,

MG) og ned mot dagens strand finnes det flere steder markerte strandlinjer i form av strandhakk og strandvoller. De mest markerte utenom marin grense, er strandmerkene fra den kalde perioden 10-11.000 år siden og fra en periode for 6 - 7000 år siden. Disse er best utviklet ute på kysten der det er mest løsmasser. MG-nivået er som oftest markert med erosjonsskrenter eller strandvoller. Bak strandvollene er det gjerne avsatt lagunesedimenter slik at avsetningene får form av en terrasse som for eksempel ved munninga av Hildredalen og på Longva.

Yngre Dryas strandlinja er et annet svært markert landskapstrekk. Den er oftest utviklet som en erosjonsskrent som ytterst på kysten ligger ca 15 m o.h. og i Tennfjorden ca. 25 m o.h. Skrenten kan bli opp til 7-8 m høy. Havet sto i dette nivået i ca. 1000 år og det kalde klimaet førte til at strandsteinen er frostsprengt. Det er derfor vanlig å finne flate steinheller i denne "rimma". Denne skrenten er meget tydelig på østsiden av Valderøya og på Godøya.

Tapesvollen som ble dannet under stigende havnivå for 6-7000 år siden, er den mest markerte strandvullen på kysten. Den kan følges mer eller mindre sammenhengende på de ytre øyene i ca. 10 m høyde og er også godt utviklet på strekningen fra Gamlem til Alvestad. Den er vanligvis 1-2 m høy og de eldste veiene følger som regel toppen av denne vollen. Mange plasser er det funnet torv med steinalderboplasser under vollen som i Dysvika på Fjørtofta.

Litteratur:

- Landvik, J. Y. and Mangerud, J. (1985): *A Pleistocene sandur in western Norway: Facies relationships and sedimentological characteristics.* *Boreas* 14, 161-174.
- Landvik, J. and Hamborg, M. (1987): *Weichselian glacial episodes in outer Sunnmøre, western Norway.* *Nor. Geol. Tidsskr.* 67, 107-123.
- Larsen, E. og Holtedahl, H. 1985: *The Norwegian strandflat: A reconsideration of its age and origin.* *Nor. Geol. Tidsskr.* 65, 247-254.
- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S.-E., Lie, R., Løvlie R. and Mangerud, J. (1987): *Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna.* *Boreas* 16, 267-292.
- Larsen, E., Klakegg, O. og Longva, O. 1988: *Brattvåg og Ona. Kvartærgeologiske kystsonkart 1220 III og 1220 IV - M 1:50 000. Forklaring til karta.* *Nor. geol. unders. Skr.* 85.
- Larsen, E. and Mangerud, J. (1989): *Marine caves: On-off signals for glaciations.* *Quaternary International*, 3/4, 13-19.
- Larsen, E., Longva, O. og Follestad, B. A. 1991: *Formation of De Geer moraines and implications for deglaciation dynamics.* *Journal of Quaternary Science*, Vol. 6, 263-277.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O.,

Miller, G.H., Sejrup, H.-P. og Sønstegeard, E. (1981): *A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway; the Ålesund interstadial.* *Boreas* 10, 447-462.

Mangerud, J., Lie, S. E., Furnes, H., Kristiansen, I. L. and Lømo, L. (1984): *A Younger Dryas Ash Bed in Western Norway, and Its Possible Correlations with Tephra in Cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic.* *Quaternary Research* 21, 85-104.

Reite, A. 1967: *Lokalglasiasjon på Sunnmøre.* *Nor. geol. unders.* 247, 262-287.

5.3. VESTNES - ØRSKOG - SKODJE

E. Anda & E. Larsen

Landområdet mellom Romsdalsfjorden, Storfjorden og Ellingsøyfjorden omfattes av disse kommunene (Fig. 5.3.1). Området er mellom 200-600 m o.h karakterisert ved vide og åpne dalfører, særlig innen traktene ved Vagsvikfjellet og Ørskogfjellet. Disse åpne dalene er rester etter det gamle terrenget dannet før istidene. Under istidene ble det i de mellomliggende fjellryggene dannet et alpint fjellandskap med botner, tinder og egger. De høyeste toppene når opp til 1100-1400 m o.h. Skodje kommune i vest representerer et lavlandsområde med vann, åser og fjellkoller alt vesentlig anlagt etter de fremtrede vestsydvestlig-østnordøstlige strukturene i fjellgrunnen.

De høyeste fjellområdene har over en grense som stiger fra 800 m o.h. i nordvest til 1000 m o.h. i sydøst et mer eller mindre fullstendig dekke av blokkrikt materiale, vist på kartet som blokkhav. Under istidene ble disse eldre løsav-

setningene trolig overskredet og kan være noe oppblandet med morenemateriale fra bunnen breen. Materialet er også klart påvirket av frostsprengning.

Morenemateriale er en utbredt jordart i området og dekker over halvparten av fjellgrunnen. Særlig godt utviklet er dekket på Ørskogfjellet (Fig. 5.3.2). For det vesentligste er dette bunnmorene som er hardpakket. Leir- og siltinnholdet i materialet kan være relativt høyt, for øvrig er materialet usortert. Blokk og steinnholdet kan variere betydelig. I Skorgedalen er det funnet vannavsatte sedimenter under morenedekket. Disse avsetningene er fra isfrie perioder under den siste istida og viser at morenemateriale kan ha en kompleks historie. Randmorener fra siste del av istiden sees flere steder, f. eks. nord for Ysttinden. Ved Blåtind i Vestnes ligger det sidemorene omkring 700 m o.h. Disse er avsatt langs siden av en stor breutløper som på et gitt

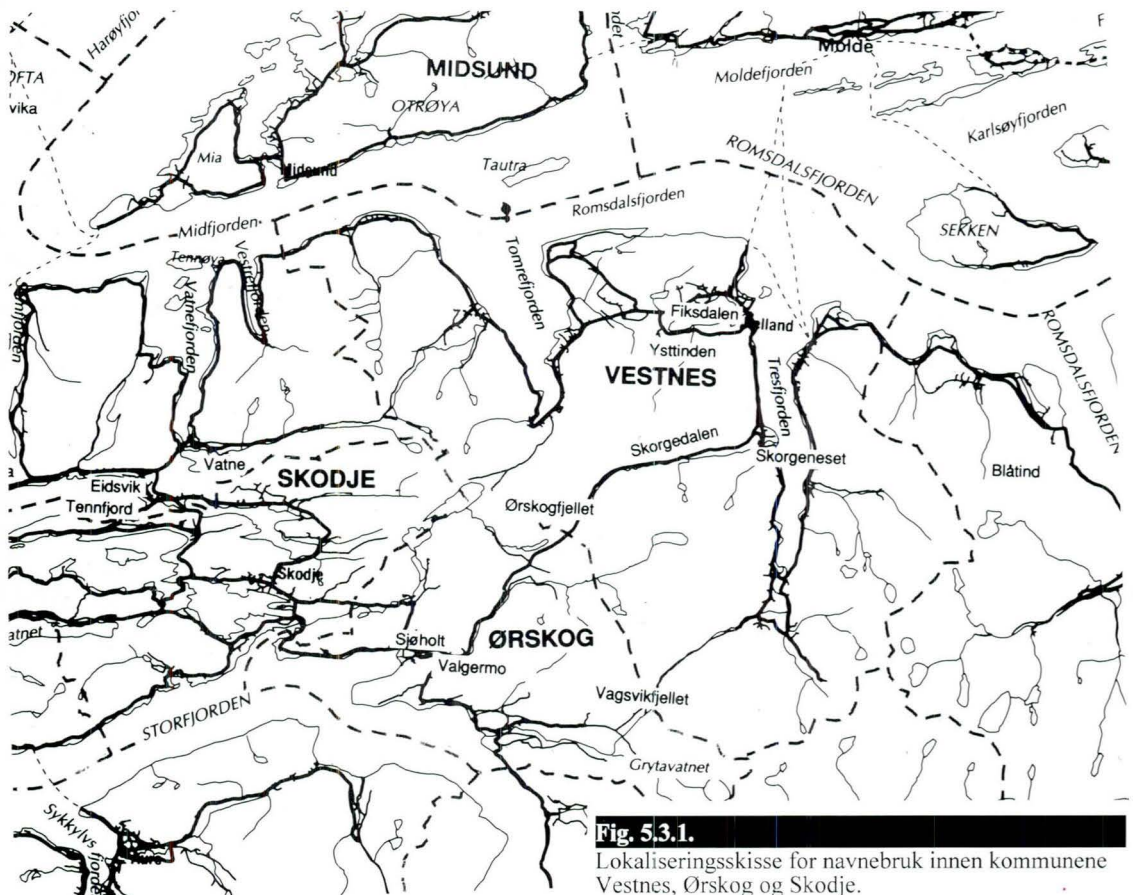


Fig. 5.3.1.
Lokaliseringskisse for navnebruk innen kommunene Vestnes, Ørskog og Skodje.

Fig. 5.3.2.

Tomrefjorden med sine karakteristiske DeGeer morener (små nes). Foto: B. A. Follestad 1991.



tidspunkt har fylt opp Romsdalsfjorden. Flere rester av morener finnes for øvrig spredt i hele området. I andre tilfeller kan horisontale renner i morenedekket dannet av smeltevannselver som fulgte brekanten, antyde forløpet av tidligere tiders breer.

Et særdeles markert trekk i kartbildet er randmorener ofte avsatt ned i dalgangene, i tilknytning til de høyeste fjellområdene. Disse er avsatt av botnbreer, som ble dannet under den kalde perioden for 10-11.000 år siden (Yngre Dryas). Eksempler på slike morenerygger finnes i Skorgedalen og Grytavatnet sør for Vagsvik-fjellet.

I flere av de grunne fjordene, Tomrefjorden, Tresfjorden og Ellingsøyfjorden, ligger det et stort antall morenerygger. Mange av disse morenene kan representere korte, årlige vinterframrykk som avbryter den pågående tilbaketrekkingen av fjordbreene.

Under den marine grense (fra 60 m i nordøst til 90 m i sørøst) er den øvre delen av morenematerialet vasket ut av strøm og bølger til strandmateriale. Tynne dekker av havavsetninger som vesentlig består av silt og leir, kan i enkelte områder ligge på andre avsetninger eller fjell.

Da innlandsisen forsvant førte smeltevann fra breene sand og grus ut i sjøen hvor det ble avsatt. Rester av slike breelavsetninger finnes ved utløpet av de fleste dalførene, f.eks. ved Skorgedalen/Skorgeneset i Vestnes og i området Sjøholt/Valgermo. Under landhevningen

sank havnivået til dagens nivå og elvene eroderterte deler av disse avsetningene. Noe av materialet ble ført ut og avsatt i de nå laveliggende terrassene. Denne prosessen foregår også i dag, om enn noe langsommere.

Langs foten av de bratte fjell- og dalsidene ligger det større og mindre skredavsetninger. Disse avsetningene er avsatt fra området ble isfritt helt fram til i dag. De største skredavsetningene ligger i Skorgedalen. Disse er i det vesentlige bygd opp av snøskred. Skredavsetninger dannes også i dag, f.eks. gikk det i 1989 et 1,5 km langt og 100 m bredt moreneskred i Fiksdalen.

Litteratur:

Larsen, E. & Ward, B. (1992): *Sedimentology and stratigraphy of two glacial - deglacial sequences at Skorgenes, western Norway*. *Nor. Geol. Tidsskrift*, Vol. 72, 357-368.

Larsen, E., Longva, O. and Follestad, B. A. (1991): *Formation of De Geer Moraines and implications for deglaciation dynamics*. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 6, 263-277.

5.4. VANYLVEN - VOLDA - ØRSTA - SYKKYLVEN

L. H. Blikra, E. Larsen, A. Aa & E. Sønstegaard

Landskapet innenfor regionen er preget av dype daler og fjorder som skjærer seg inn i det mektige fjellmassivet (Fig. 5.4.1). Et utall av mindre daler og botner bidrar til et utpreget alpint landskap med høye fjell og tinderekker, dette er særlig karakteristisk på Hjørundfjordhalvøya og i de østlige deler (Fig. 1.4 og 5.4.2).

I enkelte områder er det spor etter avsetning-er eldre enn siste istid maksimum for ca. 20.000 år siden. I Barstadvika i Ørsta er det funnet 30-40.000 år gamle skjell under morenemateriale. Disse skjellene levde under en isfri periode, Ålesund interstadial.

Store områder i de slakke dal- og fjordsidene er dekket av mektige moreneavsetninger som i hovedsak ble avsatt under den siste istiden. Dette er særlig karakteristisk i dalførene fra Bondalen med sidedaler og nordover på Hjørundhalvøya (N.Vartdal, S.Vartdal, Barstad-

dalen). I enkelte områder kan disse massene være opp til flere titalls meter tykke, og i bratte dalsider er disse utsatt for utglidninger og jordskred. I de bratteste dal- og fjordsidene er løsmassedekket tynt eller fraværende, som langs Hjørundfjorden.

Blokkhav sees på de høyeste fjellpartiene. Fjellområdet ved Skopphornet i Sykkylven er et eksempel på en slik blokkrik overflate. Noen steder kan en få en blokkrik overflate grunnet oppfrysing av blokker fra underliggende morene.

Det finnes flere breelvavsetninger ved utløpet av daler som munner ut mot fjordene. Slike finner en ved Austefjorden (Geitvik og Skinnvik), i Bjørkedalen og i Sykkylven (Aure og Vik-Blindheim). Under isavsmeltingen ble det trolig liggende igjen rester i fjellområdene, noe som førte til at en fikk avsatt breelvavsetninger i munningen av dalene.

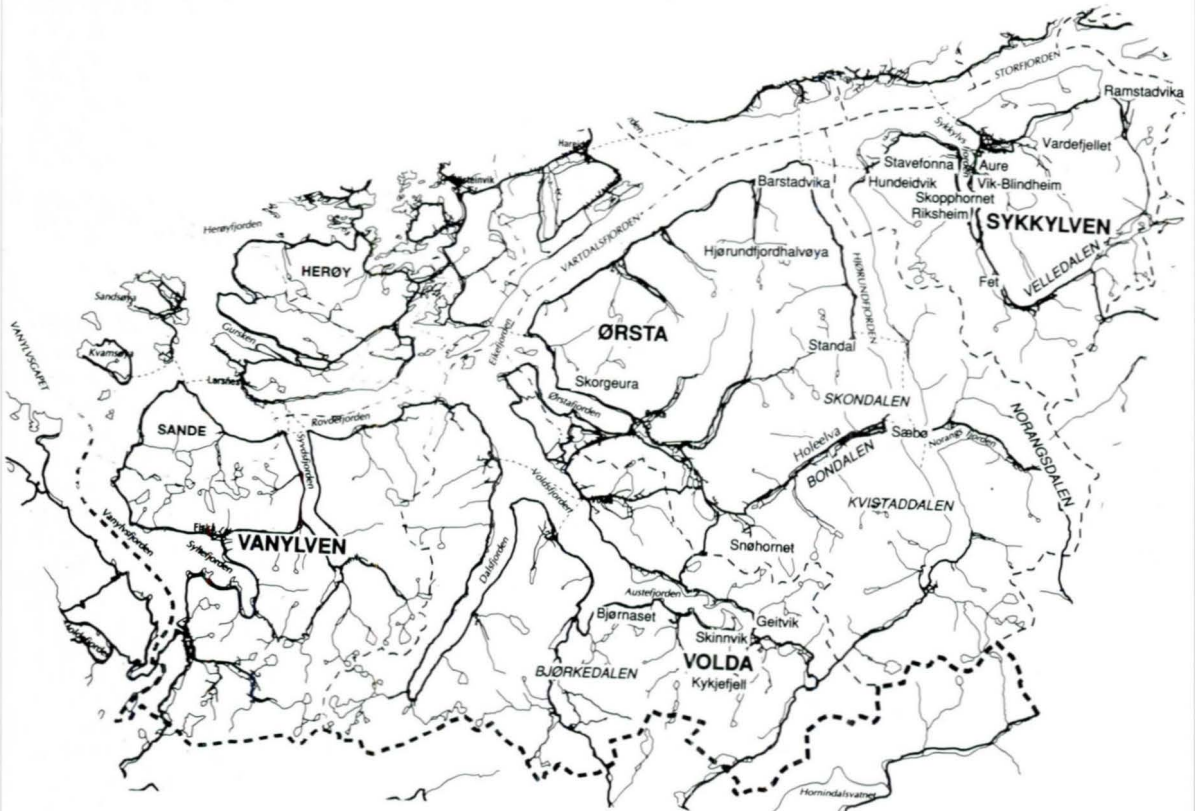


Fig. 5.4.1.

Lokaliseringsskisse for navnebruk innen kommunene Vanylven, Volda, Ørsta og Sykkylven.



Under en kald periode for 11.000 til 10.000 år siden (Yngre Dryas) ble det dannet et utall av botnbreer i fjellområdene. De lokale breene som utviklet seg i høyfjellsområdene sendte flere steder breutløpere helt ut til fjorden hvor det ble bygd opp store deltaavsetninger og randmorener. Slike store deltaer finner en blant annet ved Holeelva i Bondalen, indre Standal og ved Vartdal. Mellom Riksheim og Fet i Sykkylven er det tre store og flotte randmorenesystemer som er dannet av lokale breer. En slik hesteskoformet morenerygg er også meget pent utviklet nord for Snøhornet i Ørsta (Björdalsmorenen), men også i Kykjefjellområdet er det godt utviklede randmorener som vitner om en stor bre under Yngre Dryas perioden. I Vanylven finnes en rekke endemorener oppover mot Myrkevattn og Sundnesdalen dannet av en bre som lå ovenfor Rovde.

Flere steder er vegnettet og bebyggelsen langs fjordene knyttet til en hylle eller utflating som kan være opptil noen ti-meter bred. Den består vanligvis av løsmasser, men kan også være utformet i fjell. Dette er en gammel strandlinje som ble dannet under den tusen år lange klimaforverring for 10 -11.000 år siden. På avstand kan den følges som en tilnærmet hori-

Fig. 5.4.2.

Botnbre i botn på vestsiden av Hjørundfjorden. Foto: L. H. Blikra 1992.

sontal, usammenhengende linje som på grunn av større landhevning i innlandet, heller svakt mot nordvest (ca. 1 m pr. km). Strandlinjen er godt utviklet langs det meste av kystlinjen i Vanylven, ved Bjørnaset i Volda (45 m o.h.) og i de nedre deler av Bondalen (ca. 50 m o.h.). Flere steder finnes det i tilknytning til dette nivået sprengt stein og flate steinheller som kan tilskrives intens frostsprengning under denne kalde perioden.

Under landhevingen har elver og bekker skåret seg gjennom løsmassene og fraktet sand og grus ut til fjorden. Sand og grus finner en igjen som terrasser, flater og deltaer langs vassdragene, særlig godt utviklet er elveslettene i Bondalen, ved Ørsta sentrum og i Velledalen.

Store deler av de bratte dalsidene er dekket av skredavsetninger dannet av fjellskred/steinsprang, snøskred og løsmasseskred. Store vifter og kjepler er et typisk trekk i slike dalsider, slik en for eksempel finner nedenfor Stavefonna, på vestsiden av Sykkylvsfjorden og ved utløpet av Skondalen like vest for Sæbø sentrum i



Fig. 5.4.3.

Snøskredområde i Norangsdalen. Skredene legger opp typiske voller og eroderer groper i tidligere avsatte løsavsetninger. Foto L. H. Blikra 1992.

Bondalen. Et uttall snøskred har fraktet med seg stein og blokk og bygget opp denne viften. Norangsdalen er et meget utsatt skredområde, og en finner her blant annet meget godt utviklede groper og rygger dannet ved at snøskred har kastet opp materiale (Fig. 5.4.3). I dalsidene på østsiden av Hundeidvik er det meste av skredmaterialet dannet ved utglidninger i det mektige morenedekket. Større vifter dannet av jordskred finner en også på nordøstsiden av Kvistaddalen og i de østlige dalsidene i N.Vartdal, S.Vartdal og Barstaddalen. Flere steder er det registrert større fjellskred, slik som under Vardefjellet, sørvest for Ramstadvika, hvor en nesten 2 km bred og opp til 30 m høy ryggformet avsetning er dannet av et stort fjellkollaps. Store deler av Vardefjellet har trolig kollapset under dette skredet. Flere fjellskred er kartlagt i Norangsdalen, best kjent er skredet som demte opp Langstølsvatn i 1908. Den gamle sætervollen og sætervegen kan i dag sees under vann. Skorgeura i Ørsta er dannet ved en kombinasjon

av et stort fjellskred og moreneskred i tida like etter isavsmeltingen (for 12.000-11.000 år siden).

Litteratur:

- Blikra, L.H. (in press): Sykkylven. Kvartærgeologisk kart 1219 IV i M 1:50.000. Norges geologiske unders.
- Carlsen, A., Sollid, J. & Torp, B. 1983. Valldal, kvartærgeologi og geomorfologi 1: 50 000. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Kaldhol, H. 1930: Sunnmøres kvartærgeologi. Norsk Geologisk Tidsskrift 11.
- Kaldhol, H. 1946: Bidrag til Møre og Romsdals kvartærgeologi. Hellesylt.
- Reite, A. 1967: Lokalglassiasjon på Sunnmøre. (On the mountain glaciation of Sunnmøre, West Norway). Norges geologiske undersøkelse 247, 262-287.

5.5. STRANDA - NORDDAL - STORDAL - RAUMA

L.H. Blikra & B.A. Follestad

Landskapet er karakterisert av dype daler og fjorder som har skåret seg inn i de store høyfjellsområdene (Fig. 5.5.1). Dette sammen med et utall mindre daler og botner gjør at landskapet har et alpint preg med høye topper og tinder. I mange av de dype dalsystemet munner det ofte ut hengende daler. De østlige deler er karakterisert ved et fjordlandskap som møter de høyere liggende fjellområdene. Fjord- og dalgangene ender som regel i bratte dalender mot et høyere liggende dal/viddenivå på rundt 8-900 m o.h (Fig. 1.3).

Sunnlyvsfjorden og Geirangerfjorden er stupbratte fjorder med lite løsmasser, kun med noe skredmateriale enkelte steder. De store daldragene er ellers ofte dominert av mektige morene-

avsetninger dannet under den siste istiden.

De høyeste fjellpartiene er dekket av blokkhav, slik som ved Sætreindane i Stranda og Kvitegga i Stordal kommune. Disse karakteristiske blokkrike områdene er antatt å være et resultat av kjemisk forvitring i et mildere klima og intens frostsprengning under istidene. Ut fra iakttagelser andre steder i fylket kan innlandsisen også ha dekket disse områdene under maksimum glasiasjon og satt sitt preg på avsetningene.

Breelavsetninger dannet ved transport av materiale fra smeltevann under isavsmeltingen finnes en rekke steder langs dalførene og fjordene, ofte ved munningen av de store dalene (Fig.5.5.4). Slike deltaavsetninger har en for

eksempel ved Uksvik og i utløpet av Habbastaddalen i Stranda, i Stordalen, i Valldalen og flere steder innen Isfjordområdet. I massetak ved Uksvik kan en se skrålag av sand og grus (delta) med grove flattliggende lag på toppen (den tids smeltevannsslette).

De store breelavsetningene i Stordalen ble dannet i forbindelse med avsmeltingen av innlandsisen (for ca. 12.000 år siden). De nedre deler av Stordalen lå da under den tids havnivå, og smeltevann fra dalbreer avsatte store deltaer. Ved Holt i Stordalen kan en se slike deltastrukturer i et massetak. Avsetningene langs Isfjordens nord-, øst- og sydsida viser at smeltevannet fra de tilstøtende fjellområdene eroderte, transporterte og avsatte betydelige løsmasser i dalgangene etter hvert som de ble isfrie. I nord er disse avsetningene byg-

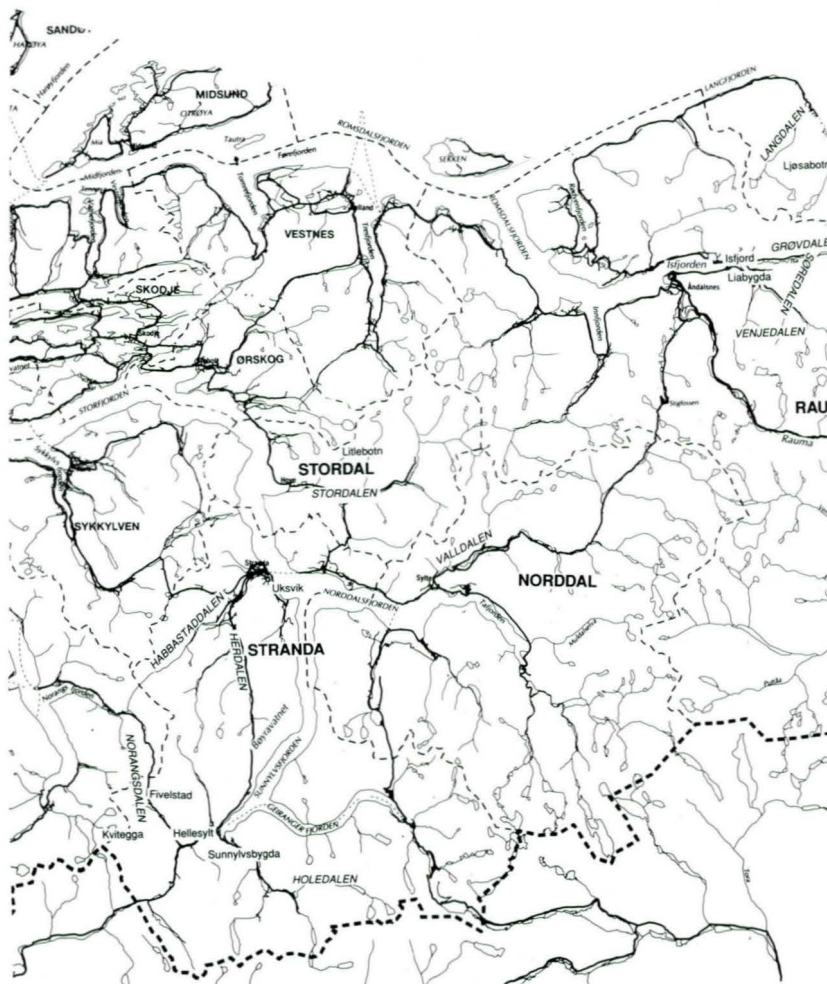


Fig. 5.5.1.

Lokaliseringsskisse for navnebruk innen kommunene Stranda, Nordal, Stordal og Rauma.



Fig. 5.5.2.

Skredavsetninger ved Hellesylt. Store snøskred bringer materialet ned til foten av fjellet. Foto: L.H. Blikra 1992.

get opp til datidens havnivå, ca. 120 m o.h. Brelvavsetninger sees også i den østenforliggende Grøvdalen. Disse er avsatt fra breer og brerester som ble liggende igjen i de syd- og østenforliggende fjellområder. Avsetningene kan følges opp til ca. 250 m o.h. i Soredalen. Disse avsetningene viser at dersom det er stor tilgang på løsmasser kan det i dalgangene bygges opp betydelige sorterte avsetninger høyt over områdets marine grense. Slike "sandur"-oppbygninger er kjent fra mange områder. De er karakterisert ved en mer flattliggende lagdeling, ofte med stor variasjon i kornstørrelser. De største økonomiske interessene er knyttet til disse avsetningene etter som de representerer traktens sand- og grusressurser.

I vestlige deler av Rauma kommune ligger betydelige finkornige marine avsetninger under brelvavsetningene. Disse avsetningene skiller seg fra brelvavsetningene ved en horisontal lagdeling av vesentlig finsand/silt med noe leir. Særdeles tydelig er dette langs dalskulderen ved Liabygda. Betydelige brelvavsetninger er avsatt ved munningen av Venjedalen. Mot nord sees det flere raviner med 5-10 m marine avsetninger under et topplag av grusig sand (også

oppblandet med noe rasmateriale).

I flere av de høyereliggende botnene ble det under den kalde perioden for 11.000 til 10.000 år siden (Yngre Dryas) utviklet lokale breer. Disse avsatte markerte morenerygger foran og på sidene av breen, nådde ofte store bretonger ned i selve dalbunnen. Spesielt flotte er ryggene ved Fivelstad, øverst i Norangsdalen (Fig. 5.5.2). Slike morenerygger er også flott utviklet innerst i Holedalen, innerst i Litlebotn i Stordal kommune og flere steder langs Valldalen.

Etter at isen var smeltet bort hevet landet seg og elva fikk muligheter til å skjære seg gjennom de eldre avsetningene. Lavereliggende elvesletter som en finner langs Stordalen, Sunnlyvsbygda og langs Rauma er et resultat av dette.

De bratte dalsidene er oftest dekket av skredmateriale avsatt av fjellskred, steinsprang, snøskred og løsmasseskred. Disse skredmassene ligger ofte i markerte kjegler eller vifter. Et masetak i en slik vifte like sør for Hellesylt sentrum (Fig. 5.5.2) viser at 15 m med stein og blokk (skredmateriale) ligger over elveavsetninger. I slike avsetninger finner en ofte mye organisk materiale, for eks. gamle trær og eldre markoverflater som er blitt begravet av skredmateriale.

**Fig. 5.5.3.**

Skrederosjon ved østenden av Ulvådalsvatn i Rauma kommune. En markert strandlinje etter en tidligere bresjø dannet i Yngre Dryas sees til venstre i foto. På dette tidspunktet nådde dalbreen frem til Åndalsnes. Foto: B.A. Follestad 1992.

Snøskred kan også danne noen karakteristiske groper og rygger, et eksempel på dette er Bøyrvatnet i Herdalen. Slike former finnes også øverst i Holedalen. I bratte dalsider med mye morenemateriale har det gått mye jordskred (Fig. 5.5.3). Typisk er det at morenematerialet i dalsidene er bevart mellom skredløpene, slik som i Langdalen. Skredmaterialet "fyller" her

opp de lavereliggende deler av dalgangen fram mot elva.

Litteratur:

Sollid, J. & Kristiansen, K. 1984: *Raumavassdraget, kvartærgeologi og geomorfologi 1:80 000*. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.

Fig. 5.5.4.

Breelavsetninger i Rauma kommune. Foto: B. A. Follestad 1992.



5.6. SANDØY - MIDSUND - AUKRA

E. Anda, B. A. Follestad & E. Larsen

Strandflaten er det dominerende landskapselementet i dette området. Hele Aukra og Sandøy tilhører strandflaten (med unntak av Harøyburet på Harøy). Det samme gjelder de ytre, lavtliggende deler av Midsund kommune (Fig. 5.6.1). Markerte fjellrygger danner de sentrale deler av Otterøya, Midøya og Dryna. Disse områdene har et alpint preg med botner og egger.

Gossa i Aukra og øyene i Sandøy har et betydelig dekke av løsavsetninger, mens det heller er sparsomt med løsavleiringer i Midsund kommune. En betydelig del av disse avsetningene er opprinnelig morenemateriale.

I de lavereliggende områdene, dvs. store deler av Aukra og Sandøy, og i de ytre lavtliggende områdene i Midsund, er den øvre delen av morenematerialet omarbeidet av strøm og bølger til strandavsetninger. Dette laget som består av løst lagret grus og stein, er vanligvis rundt 1 m, men lokalt kan det være opp til 4-5 m. Havets høyeste nivå etter den siste istida for 12-13.000 år siden, var rundt 40 m. Dette nivået er flere steder markert med tydelige strandvoller. Periodevis opphold eller økning i et generelt fallende havnivå har etter istiden også gitt lavereliggende strandvoller på henholdsvis 20 m og 12-14 m. Disse nivåene, representert ved nevnte strandlinjer, er henholdsvis 10-11.000 og 6-7000 år gamle. Særlig på Orten er det en velutviklet strandvoll (det yngste og laveste nivå).

På den østlige delen av Aukra ligger det et breivdelta. Dette er bygd opp av sand og delvis fin sand som ligger i skrålag. Disse faller mot vest og sørvest. Deltaet er avsatt av smeltevannet fra en brearm som lå ut Julsundet fra Romsdalsfjorden. Boringer og seismiske målinger viser at sandmassene er opp til 20 m mektige. Under deltaet ligger det silt og leire.

På de flate områdene som ble hevet opp av havet, er det utviklet torvmyrer. Dette sees særlig innen de sentrale delene av Gossa. Torvmyrene er

gjennomgående 1 m dype, men lokalt kan de være opp til 3 m.

Morenemateriale er den mest utbredte jordarten i Midsund. De største avsetningene finner vi som bunnmorene i dalførene på Otterøya (Vågsdalen, Ræstaddalen, Bendsetdalen og N. Heggdal). Det ligger også en mektig bunnmoreneavsetning ved Ramsvik på sørsida av Midøya.

Det ligger store skredavsetninger langs foten av den bratte nordsiden på Otterøya, og over Midsund sentrum. Disse er i hovedsak bygd opp av steinsprang fra en vedvarende skredaktivitet etter den siste istida. Ved Akselvoll og Ræstad på Otterøya har det gått store fjellskred.

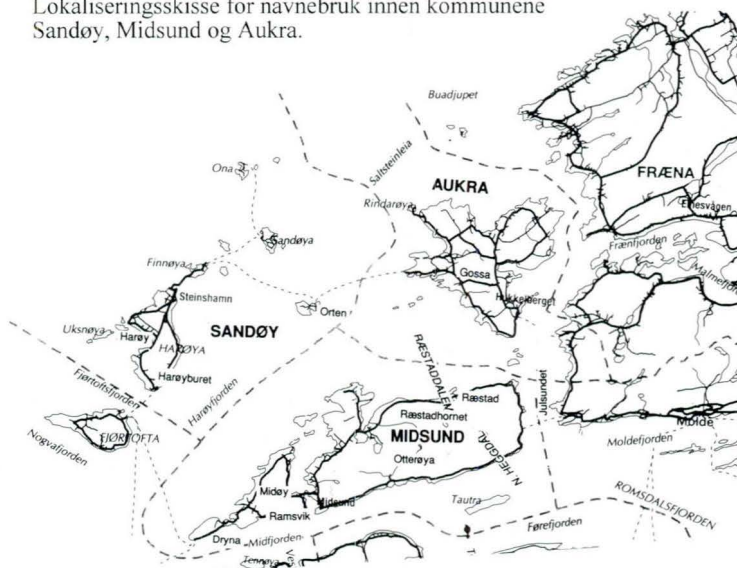
På de høyeste toppene på Otterøya, over 700 m (Ræstadhornet, Grøtte og Opstadhornet) er det store områder med blokkhav. Disse avsetningene viser polygon- og solifluksjonsdannelser.

Litteratur:

- Follestad, B. og Anda, A. 1988: *Hustad, kvartærgeologisk kart 1220I - M 1:50.000 (med beskrivelse). Norges geologiske undersøkelse*
- Larsen, E., Klakegg, O. & Longva O.: 1988. *Brattvåg og Ona. Kvartærgeologiske kystsonekart 1220 III og 1220IV - M 1:50.000. Forklaring til karta. Norges geologiske undersøkelse Skr. 85.*

Fig. 5.6.1.

Lokaliseringsskisse for navnebruk innen kommunene Sandøy, Midsund og Aukra.



5.7. MOLDE - FRÆNA - EIDE - GJEMNES

E. Anda & B. A. Follestad

Strandflateformer med tallrike øyer og skjær, bremmer rundt hattformete restfjell og store flater med myrområder er typiske trekk innen de vestre deler av dette området (Fig. 5.7.1). Forøvrig følger de fleste markerte landformene som fjorder, daler og mellomliggende fjellrygger/platåer, en vestsydvestlig/nordnordøstlig hovedretning. Eksempler på dette er forløpet til Fannefjorden, Bolsøya - Hjertøya og Langfjorden. Landskapet er forholdsvis åpent med fjell opp til 600 - 800 m o.h. nord for Fannefjorden - Moldefjorden. Mellom Fannefjorden og Langfjorden dominerer fjellet Skåla (1128 m o.h.) med en velutviklet botnform i nordsiden.

I Gjemnes og Eide kommuner er området preget av markerte dalganger med store løsmasser (Fig. 5.7.2). Dalenes nordøstlige lengderetning har her sammen med en nordvestlig hovedbevegelse for innlandsisen gitt forhold som har medført at store mektigheter av løsmasser er blitt bevart. For eks. viser seismiske undersøkelser i dal- og fjordgangen ved Batnfjordøra og Eide

totale mektigheter på mer enn 70 m. På land avtar mektighetene raskt oppover dalsidene og innover i dalgangene. I dalgangene langs nordsiden av Moldefjorden - Fannefjorden - Osvatnet er utbredelsen av løsmasser størst i øst. Også langs Røas dalføre på Skålahalvøya ligger det store løsavsetninger.

Snitt i dagens markoverflate viser at dette overveiende er morenemateriale. Imidlertid er det ved Molde sentrum (Fylkeshuset) påvist marin leire under denne morenen. De ulike reflektorene i de seismiske profilene gir også indikasjoner på en varierende sammensetning mot dypet. Trolig vil en nærmere oppboring av disse profilene vise et betydelig innslag av fin-kornige marine avsetninger, under en remorenisert overflate.

Innen Eideområdet ble det under isavsmeltingen i dalgangene ved Lyngstad og Nos dannet markerte morenerygger på tvers av dalgangene. Disse ryggene, kalt DeGeer morener, er avsatt foran isfrontene etter som breene her trakk seg

Fig. 5.7.1.

Lokaliseringsskisse for navnebruk innen kommunene Molde, Fræna, Eide og Gjemnes.

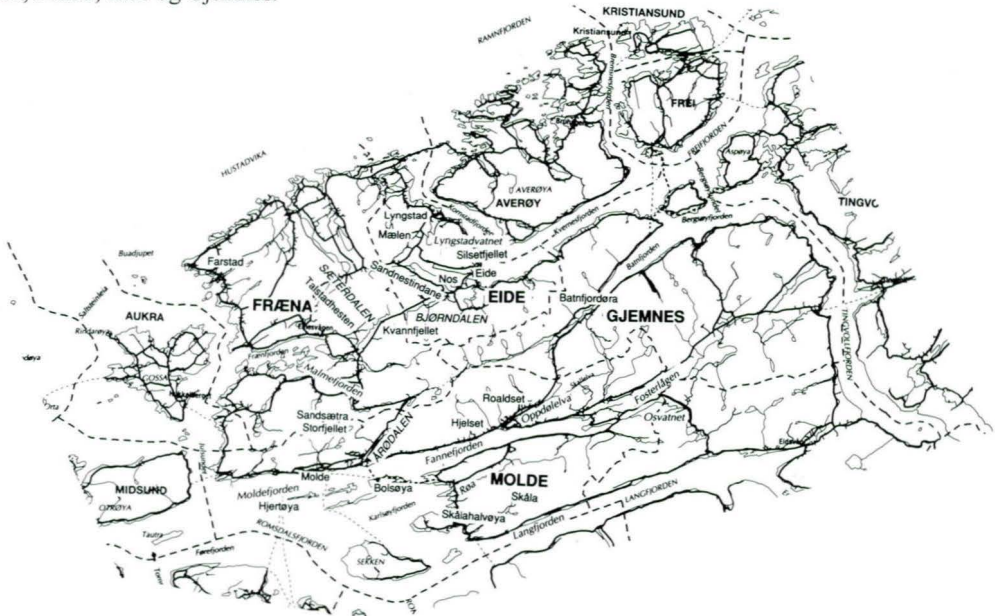




Fig. 5.7.2.

Batnfjorden med Øra sentralt i bildet. Store løsmassedekker i de nordøst rettede dalene er karakteristisk for alle de nordøstrettede dalgangene innen de ytre deler av Nordmøre. Seismiske grunnundersøkelser foretatt i Batnfjorden viser mer enn 70 m mektige avsetninger. Elve- og bekkeavsetninger er de dominerende avsetningene sentralt i dalen. Langs dalsidene vil morenedekket ha betydelig mektighet. Innen de øvre deler vil det ligge rasavsetninger. Foto: Fjellanger Widerøe A/S.

tilbake mot vest. Radiokarbondatering på 12.800 år før nåtid av skjellmateriale fra strandavsetninger mellom ryggene (syd for Lyngstadvatnet), viser at randdannelsene har funnet sted på et tidlig tidspunkt i isavsmeltingen. Randmorenene er sideveis ikke bygget opp over marin grense på ca. 100 m i Eideområdet. Typisk for ryggene er at de består av grusig sandig morenemateriale, ofte med linser av sand og silt. Strukturer i snitt viser at ryggene må tilskrives små fremstøt i en nærliggende isfront. Tilsvarende, men yngre markerte DeGeer-morener, sees også innen torv- og myrområdene fra bunnen av Fannefjorden til Fosterlågen. Disse viser at isfronten her trakk seg tilbake mot nordøst på et tidspunkt da havet sto nærmere 120 m over dagens havnivå.

Markerte randmorener er også dannet i til-

knytning til flere av områdets nord- og nordøstvendte botner. Særlig markert er botnmorenene øst for Talstadhesten i Sæterdalen, i Bjørndalen, nord for Sandnestindane (891 m o.h.) og nord-nordøst for Storfjellet ved Sandsætra i Fræna kommune. Disse randavsetningene skyldes trolig klimaforverring som fant sted for 10 - 11.000 år siden under isavsmeltingen, men kan også være noe eldre. I dag er det ingen isbreer i dette området.

Opp langs fjellsidene avtar mektigheten av morenedekket raskt. Mens de lavereliggende toppområdene for det vesentligste er uten løsmasser, sees det nesten over alt på de høyere-liggende "plataene" et dekke av blokkrikt materiale. Overflaten til dette materialet kan være preget av store flytevalker, f.eks. på Silsetfjellet

(639 m o.h.) nord for Eide. Flytevalkene er her ca. 1 m i forkant og 20 - 30 m bred. Disse formene, sammen med store sekskantete polygoner, angir at avsetningene har vært utsatt for frost og teleaktivitet under andre klimatiske forhold enn de vi har i dag. Flyttblokker sammen med kantslitt blokkmateriale viser at dette opprinnelig har vært et morenemateriale, avsatt under innlandsisen som gikk over de høyeste toppene i dette området. Tilsvarende avsetninger sees på de øvrige fjelltoppene som Mælen 769 m o.h. og Kvannfjellet ca. 970 m o.h., se Fig. 5.7.3. Opp mot de høyeste fjelltoppene tilter graden av frostsprengt blokk med lokal karakter i materialet. Dette har gitt avsetningene på de høyestliggende toppene et preg av forvittringsmateriale. "Blokkhavene" er av ulike forskere gitt en noe forskjellig dannelses (se Kap. 2 og Kap. 4).

De største elv- og breelveavsetningene ligger i området Roaldset - Hjelset. Ved Roaldset ligger det breelverasser opp til ca. 100 m o.h. Disse er avsatt der breelvene munnet ut i datidens havnivå og representerer stedets marine grense (MG). Etter hvert som landet er hevet opp etter siste istid, har Oppdølelva erodert seg ned gjennom de tidligere avsatte løsavleiringene. Dette materialet er ført nedover mot fjorden. I snittveggene ser man morenavsetninger med betydelig mektighet under den overliggende kappen av breelvavsetninger. Dette viser at de sorterte avsetningene her har betydelig mindre mektig-

het enn hva kartbildet antyder. Ellers finner vi mindre breelv- og elveavsetninger nederst i Årødalen, langs Storelva, mellom Fosterlågen og Osvatnet og langs Røa på Skålahalvøya. Også syd for Eide finnes det flere breelvavsetninger bygget opp til datidens marine grense. Disse avsetningene kan i noen tilfeller relateres til tidligere tiders botnbreer i de sønnenforliggende fjellområdene.

Langs dalsidene kan det ligge betydelige rasavsetninger. I noen tilfeller er dette betinget av bratte og ustabile fjellsider som f.eks. i Malmefjorden. I andre områder representerer disse avsetningene nedrasning av morenemateriale f.eks. ved snøskred. Frostsprengt blokk- og steinmateriale vil da gi avsetningene en blokkrik overflate.

Under den marine grensen (60-100 m.o.h. fra vest til øst) er morenedekket vasket ut av strøm og bølger slik at det ofte ligger løs sand, grus og stein over kompakte bunnmorener. Man kan også finne noe marin leire under eller innblandet i dette strandmaterialet (Fig. 5.7.4). Særlig frem-

Fig. 5.7.3.

Blokkmark på sydsiden av Kannfjellet (970 m o.h.) i Fræna kommune. Et liknende materiale sees også på de høyeste fjelltoppene i kommunene Molde, Eide og Gjemnes. Flytevalker, ofte med snøleier store deler av året, er et typisk trekk. Foto: B. A. Follestad 1987.





Fig. 5.7.4.

Snitt i strandavsetninger ved Grønset i Fræna. Lokalt er disse avsetningene viktige uttaksområder for grus og sand. Foto: B. A. Follestad 1987.

trede er dette i de vestlige dalgangene og langs innerkanten av strandflaten. Snitt og grunne borer i strandavsetningene viser at avsetningene kan ha mektighet opp til ca. 10 m. Gjennomgående er imidlertid disse avsetningene ca. 1-2 m og ligger som en kappe over de øvrige avsetningene i f.eks. Farstadområdet. Innen de ytre områdene har strandavsetningene gitt opphav til mindre områder med vindblåst sand.

Forvittringsmateriale forekommer ofte i blanding med andre løsmasser i tilknytning til traktens glimmerholdige gneiser og i områder dominert av rasmateriale. Disse avsetningene er ofte tynne og lite sammenhengende, men kan i senkinger og nedre deler av bakkekanter bli ganske mektige. Massen har ofte en sandig eller grusig sandig sammensetning.

Betydelige torvavsetninger opptrer som påvoksningsmyr flere steder i området. Dette er dannet ved at vegetasjonsdekket fornyer seg og vokser over de gamle planterestene som omvandles til torv. Torvdekket som vanligvis er under 1 m, er mest utbredt over de store bunnmorenedekkenene, særlig langs dalbotnen av Røa og i området Hjelset - Osvatnet.

Litteratur:

- Follestad, B. A. 1986. *Kristiansund og Bremsnes. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart 1321 II og 1321 III. Norges geologiske undersøkelse Skr. 74.*
- Follestad, B. A. 1989. *Tingvoll. Kvartærgeologisk kart (med rammebeskrivelse) 1320 I i M 1:50.000. Norges geologiske undersøkelse.*
- Follestad, B. A. 1990. *Eide. Kvartærgeologisk kart 1320 IV i M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.*
- Follestad, B. A. 1990. *Block fields, ice-flow directions and the Pleistocene ice sheet in Nordmøre and Romsdal, West Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift 70, 27-33.*
- Follestad, B. A. & Anda, E. 1988. *Hustad. Kvartærgeologisk kart 1220 I - M 1:50.000. Norges geologiske unders.*
- Larsen, E, Longva, O. & Follestad, B. A. 1991. *Formation of De Geer moraines and implications for deglaciation dynamics. Journal of Quaternary Science, Vol. 6, 263-277.*

5.8. AVERØY - FREI - KRISTIANSUND

B. A. Follestad

I de ytre deler av kommunene Averøy og Kristiansund (Fig. 5.8.1) er strandflateformen meget velutviklet og utgjør omtrent 50 % av landarealet. Markerte "hatter" som Kvernberget og Bremsneshatten, omkranses av lavlandet. Innen de søndre deler av Averøy kommune og på Freiøya (Frei kommune) når fjellmassivene opp til 600-700 m o.h. I strandflatens bakvegg er det dannet huler. Bremsneshulen og Trollahola er mest kjent av disse. Bremsneshulen ligger ca. 80 m o.h. og er omtrent 80 m dyp og 4-12 m høy. Etter som hulene ligger noe over områdets senglasiere, er de trolig eldre enn siste istid.

Under isavsmeltingen ble hele strandflaten oversvømmet og dekket av havet. Dette, sammen med områdets eksponering mot storhavet, har medført erosjon, transport og resedimentering av eldre løsmasser. Strandavsetningene som ble dannet, er opp til et par meter mektige i de høyestliggende strømsundene nær marin grense (ca. 75 m o.h.). Innen de lavereliggende deler av strandflaten avtar mektigheten av strandavsetningene. De finnes imidlertid i alle senkninger, ofte i blanding med havavsetninger.

Større områder med morenemateriale finnes bare langs Kvernesfjorden. Massene ligger her som en støtsidemorene langs fjordens nordvestside. I snitt viser dette materiale ofte linser av havavsetninger. Dette tyder på at tidligere marine avsetninger er plukket opp av innlandsisen og avsatt i morenematerialet. Forøvrig er det svært lite morenemateriale i i disse kommunene.

På et visst stadium under isavsmeltingen ble isfronten liggende en viss tid langs sydsiden av Freiøya. En markert brerandavsetning ble dannet langs fronten for denne breen. Materialet i avset-

ningen er overveiende sand og kan karakteriseres som en breelavavsetning. I den øvre del av avsetningen har det funnet sted en omvasking av materialet under den etterfølgende landhevingen.

Områder med skred- og noe forvittringsmateriale sees langs strandflatens innerkant og i enkelte av de bratteste fjellsidene.

Torv- og myravsetningene er traktens viktigste løsavsetning. Det er den som gir opphav til det meste av områdets landbruk. Avsetningene kan ha flere meters mektighet i de ytre områdene. Området har et betydelig dekke av lynghumus, som ofte gir inntrykk av større løsmassedekning enn hva tilfellet er.

Litteratur:

Follestad, B. A. 1986: Kristiansund 1321 II og Bremsnes 1321 III. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). Norges geologiske undersøkelse Skr. 74, pp 27.

Follestad, B. A. 1990: Eide 1320 IV, kvartærgeologisk kart M 1:50.000 (med rammebeskrivelse). Norges geologiske undersøkelse.



Fig. 5.8.1.

Lokaliseringsskisse for navnebruk innen kommunene Averøy, Frei og Kristiansund.



Fig. 5.9.2.

Tingvoll sentrum sett fra syd. Mektige dalryggene sees mellom Tingvoll sentrum og Vågbo (bak til høyre). Nordre deler av Stølsvannet sees foran til høyre. Fjellryggene i dette området har alle et godt utviklet myr- og lynghumusdekke som er grunnlaget for områdets frodighet. Kirkeberget (til høyre) er 609 m o.h. Foto: Fjellanger Widerøe A/S.

ne ved f.eks. Sæsbø, Ålvuneid og Gjora i Sunndal. Typisk for avsetningene er at iskontakt vanskelig kan angis og at avsetningene er bygget opp til eller over marin grense. I noen tilfeller kan randmorener i dalgangene antyde en omtrent samtidig brefront, f.eks. mellom avsetningene ved Ålvuneid og en brefront gitt ved randmorenen ved Dalsbøen. Randmorenene ved Nerdal i Virumdalen vil representere brefronten på et noe seinere tidspunkt i avsmeltingen.

De markerte avsetningene fra Øverås til Nauste i Eresfjord er dannet i nær tilknytning til en isfront ved utløpet av Eikesdalsvatnet. Sammen med randmorener syd i Eikesdalen tilsier dimensjonene på avsetningen at den er avsatt under et brefremrykk (Yngre Dryas).

Breelavsetninger av noe eldre tider av isavsmeltingen finnes innen de østre deler av Tingvoll kommune. Typisk for avsetningene er at de ligger omtrent ved områdets marine grense, for eks. ved Sesbø (ca. 110 m o.h.).

Mindre breelavsetninger finnes langs sidene av hoveddalen sydover i Eikesdalen og Vistdalen. To vifteformete breelavsetninger, én ved Mardalsfossen (ved sydøstenden av Eikesdalsvatnet) og én ved munningen av sideelvene mot Vistdalen er de mest markerte. Disse avsetningene ble under landhevningen erodert av datidens elver. Flere lavereliggende vifter ble formet i den tidligere overflaten. Snitt i avsetningene viser at materialet er lagdelt og har stor variasjon i lagtykkelse og kornstørrelser.

**Fig. 5.9.3.**

Mektige moreneavsetninger i traktene sørvest for Vistdalen, sett fra nordvest mot Kjovdalsvatn. Fjellmassivet Klauva (1512 m o.h.) sees i bakgrunnen. Langs fjellsidene er det i disse traktene nesten alltid store skredavsetninger. Foto: B. A. Follestad 1988.

Slammet fra brelvavsetningene ble ført med av smeltevannet og avsatt som hav- og fjordavsetninger i deler av dagens dalganger som lå under datidens havnivå. Avsetningene i disse "fjordene" som nå er tørt land, sees f.eks. i Eresfjord, i midtre deler av Vistdalen og i Sunndalen og nedre deler av Litledalen. Landskapsmessig skiller disse avsetningenes skarp-ryggete og ravinerte utseende seg klart fra områdets sand- og grusavsetninger. I snitt kan disse avsetningene virke nærmest homogene eller de kan være bygget opp av tynne lag. Silt og leir er de dominerende fraksjonene i materialet. Undertiden kan det forekomme tynne lag av fin sand i veksling med silt.

Strandavsetninger forekommer langs Langfjordens sørside opp til marin grense, ca. 120 m o.h. Avsetningene er overveiende tynne, bare unntaksvis opp til 1 m. De fleste steder består materialet av steinig/grusig sand, med partier av sand og silt.

Elve- og bekkeavsetninger opptrer i nær tilknytning til dagens elver og bekker. De har ofte liten utbredelse mot dypet selv om de viser stor utbredelse i kartbildet. Størst tykkelse har elveavsetningene i de lavereliggende terrassene mot fjordene, f.eks. ved Nauste i Eresfjord og ved Sunndalsøra (Fig. 5.9.5). I det sistnevnte tilfellet viser boringer mer enn 30 m mektige avsetninger. Daterte "pinner" fra disse dydene har gitt en alder på ca. 2-3000 år før nåtid. Avsetningene kan ofte ligge på havavsetninger (f.eks. i Sunndalen) eller på moreneavsetninger (f.eks. i Vistdalens nedre deler). I sidedalene er material-sammensetningen noe mer varierende. Her kan

dagens elve- og bekkeavsetninger variere betydelig. Flomavsetninger avsatt langs bekker og mindre elver mot hovedelva, kan ofte bestå av blokker og stor stein som er spylt inn på dalbunnens elve- og bekkeavsetninger. Eksempler på dette sees i alle dalgangene og i de store rasviftene langs Eikesdalsvatnet.

Blokkhav har stor utbredelse innen de høyereliggende deler av Sunndal kommune, særlig innen områdets sørøstre deler. Fjellpartier i Nesset kommune er også preget av disse avsetningene, f.eks. strøkene øst for Eikesdalen. Dette materialet karakteriseres ved stort blokk- og steininnhold i overflaten og kan være dannet ved frostsprengning av underliggende fjelloverflate. I andre tilfeller synes materialet dannet ved konsentrasjon av blokker i overflaten fra et underliggende materiale. I noen tilfeller kan dette ha vært morenemateriale, i andre tilfeller en blanding av flere jordarter. Flytejordsvalker og polygondannelser forekommer i markoverflaten. Særlig vakkert er dette innen fjellområdet ved Kleineggen, 1764 m o.h. (Fig. 4.1).

Ordinært forvittringsmateriale finnes først og fremst i tilknytning til områdets høyereliggende midtre trakter. Her ligger det ofte et flisig materiale som en tynn hud over berggrunnen. Dette materialet har som regel en sandig eller grusig/sandig karakter. I tilknytning til noen av områdets gabbroide bergarter kan det også være en viss forvitring. Dette sees bl.a. i fjellområdet øst for Vistdalen.

Skredmateriale har stor utbredelse i områder med bratte dalsider. Det er her som regel avsatt i mer eller mindre markerte kjegler, ofte med

Fig. 5.9.4.

Typisk bunnmorene blottet i mindre veiskjæring langs vei opp i Kannaldalen, Nesset kommune. Foto: B. A. Follestad 1990.

utpregede "skredløp" på overflaten. I snitt har dette materialet et usortert preg med "løs" pakking.

Torv og myr har stor utbredelse innen traktens nordlige og nordvestlige deler. Svært mange av områdets tidligere sætre er plassert på og i nærheten av disse avsetningene.

Litteratur:

Follestad, B.A. 1983: Meisingset BMN113114-20. Kvartergeologisk kart. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. 1986: Kristiansund 1321 II og Bremsnes 1321 III. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). Norges geologiske undersøkelse Skr. 74. pp 27.

Follestad, B.A. 1985: Stangvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1420 IV, M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse Skr. 67, pp. 25.

Follestad, B. A. 1987: Sunndalsøra. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1420 III. Norges geologiske undersøkelse Skr. 79.

Follestad, B.A. 1994: Nesset kommune. Kvartergeologisk kart M 1:80.000. Tema: Jordarter. Norges geologiske undersøkelse.

Sollid, J., Carlson, A. & Torp, B. 1980: Trollheimen-Sunndalsfjella-Oppdal. Kvartergeologisk kart M 1:100.000.

Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.

Fig. 5.9.5.

Sunndalsøra sett fra nord mot Sunndalen til venstre og Litledalen til høyre.

I fjellområdet mellom dalene når den høyeste fjelltoppen, Storkalken, opp til 1880 m o.h. Ved munningen av Litledalen er det avsatt en markert brerandavsetning for 10 000 år siden. Den består av grus og sand som under landhevingen er erodert og terrassert. Deltaflatene i forgrunnen er dannet av elvene fra Sunndalen og Litledalen. Datering av trepinner fra ca. 20 m dyp (ved Litledalselvas ytre deler) ga en alder på omtrent 3000 år før nåtid. Foto: Fjellanger Widerøe A/S.



5.10. HALSA - SURNADAL - RINDAL

B. A. Follestad & A. Reite

Kommunene Halså, Surnadal og Rindal (Fig. 5.10.1) er et typisk fjord- og dalområde, karakterisert ved fjorder i vest og nordvest og markante daler i sørøst. Mens fjellrekkene i nordvest gjennomgående er opp til 500-700 m høye er de i sydøst 1000-1200 m høye. Høyeste fjelltopp i sydøst er Snota, 1667 m o.h.

I dette området har løsmassene størst mektighet innen de sentrale deler av Halså kommune, de østre deler av Surnadal kommune og i de nordøstligste deler av Rindal kommune. I fjelltraktene er det som regel bart fjell eller et tynt løsmassedekke. Dette kan særlig i den sentrale sonen med lettforvitrede bergarter i Surnadal kommune virke mere mektig enn hva tilfellet er. Tynne lyng- og humusdekker opptreer nesten over alt og kan i flere tilfeller på grunn av mye vegetasjon gi inntrykk av større løsmassemektigheter.

Morenemateriale dekker store arealer i de nordøstligste og sydøstlige deler av området. Tykkelsen er størst i støtsider i forhold til den dominerende isbevegelsesretningen mot nordvest. Dette sees også innen de sentrale deler av Halså hvor dette preger avsetningene sydvest for Skålvikfjorden (Fig. 5.10.2). Innen Rindal fins det også enkelte drumliner. Dette er strømlinjeformede moreneavsetninger med lengste akse parallelt med isbevegelsesretningen. Morenematerialet i Rindal og Surnadal kommuner har som regel et lavt innhold av blokker og stein og høyt finstoffinnhold, ofte med mer enn 10 % leir. I områder med tynt eller usammenhengende morenedekke er morenematerialet grovere. Innen de vestre deler av området er det en markant økning i finstoffinnholdet i morenene. Dette kan til en viss grad forklares ved at det her har foregått innblan-

dinger av eldre hav- og fjordavsetninger. Steinorienteringer viser imidlertid at også dette materialet er påvirket av breer da den lengste akse på steinen gjennomgående er rettet mot nordvest.

Under isavsmeltingen ble det i disse områdene dannet flere randmorener som følge av fremstøt, eller lengere opphold i isavsmeltingen. Mest markert er brerandavsetninger knyttet til brefremstøtet i Yngre Dryas. Mens dette er relativt markert i de sydlige deler av Surnadal kommune (i Todalen), er det heller vanskelig å angi en samtidig brerand over Gråsjøområdet til Rindal kommune.

Ved Folkemuseet i Rindal er det avsatt tydelige morenergygger ved et mindre breframstøt, trolig kort tid etter at breen trakk seg tilbake til Rindal sentrum. Hoveddalføret ble isfritt for vel

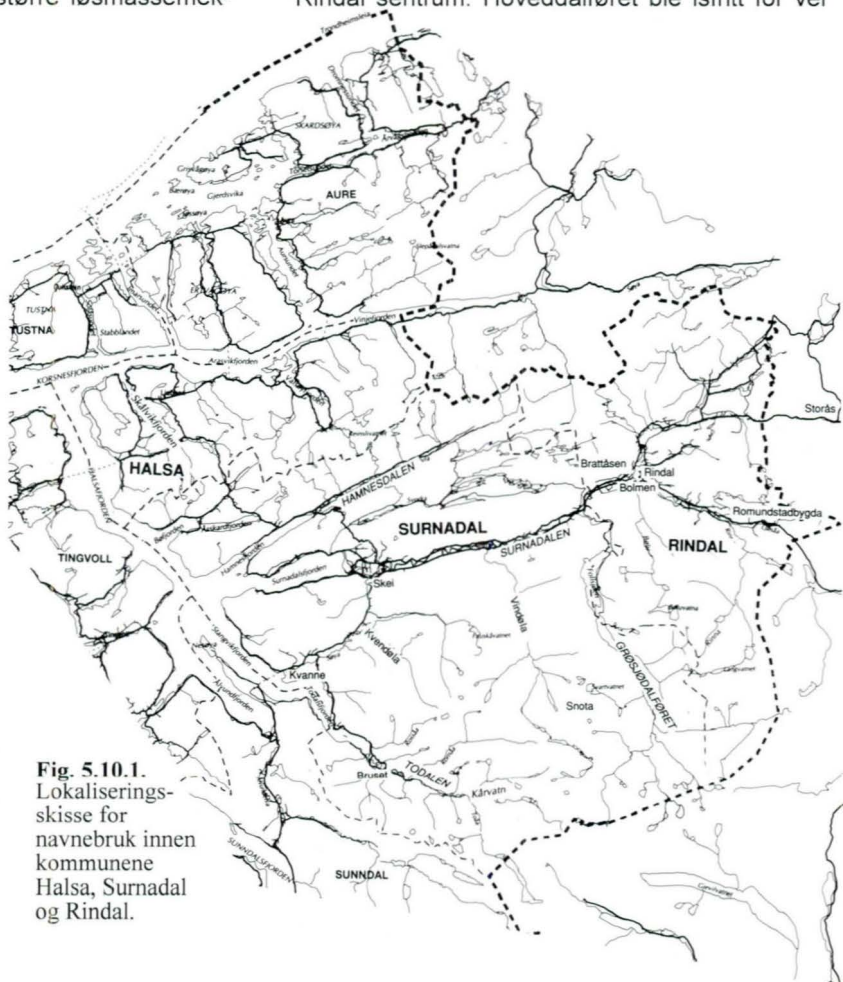


Fig. 5.10.1. Lokaliserings-skisse for navnebruk innen kommunene Halså, Surnadal og Rindal.

Fig. 5.10.2.

Mektige moreneavsetninger innen Halså - Skålvikfjord området, sett fra sett fra Durmålshøgda (481 m o.h.). Tustna og Stabblandet (til høyre) sees i fotoets bakgrunn. "Grå-fargen" på fjelltoppene her skyldes blokkhav. Disse har her en markert nedre begrensning på ca 500 m o.h. Foto: B. A. Follestad 1988.



11.000 år siden. En markert klimaforverring for 11.000-10.000 år siden førte til breframstøt og dannelse av randmorener, bl.a. ved Storås i Meldal. Det er tvisomt om brefronten nådde vestover til Rindal i denne perioden eller ut til selve Surnadalen gjennom Gråsjødalførret.

I hoveddalførene er store breelavsetninger i Rindal sentrum og ved munningen av Romundstadbygda. Avsetningen ved Rindal sentrum danner en flate i 147 m høyde. Dette nivået markerer det høyeste havnivået etter isavsmeltingen. De markerte breelavsetningene i Surnadalen, ved f. eks. Vindøla, er samtidige dannelser avsatt i en lang og smal fjordarm. Breelavsetningene i nedre del av Romundstadbygda er bygget en god del over datidens havnivå. Det fins en rekke mindre breelavsetninger dannet i nær kontakt med smeltende brerester. I Todalen er det også breelavsetninger. De største og mest markerte kan knyttes til Yngre Dryas morenene langs fjellsidene ved Kårvatn. Disse avsetningene er meget markerte og når opp til omtrent 140 m o.h. Snitt i avsetningene ved Brusset viser at de ved bunnen består av fin sand og sand. Over ligger det en markert og mer enn 20 m tykk lagpakke av grusig sand og sand. Denne endringen i oppbygging kan forklares ved et fremstøt i Yngre Dryas til Brussetrakten etter en viss avsmelting før dette fremstøtet. De markerte breelavsetningene ved sørenden av Gråsjøen viser på overflaten dødisgroper, ryggformete eskere m.m. Dette sammen med de markerte smeltevannsløpene langs dalsidene vest for Gråsjøen, viser at dette er avsmeltningsformer dannet langs- og delvis inn under en stagnerende bremasse.

Breelvene førte med seg mye slam som ble avsatt som hav- og fjordavsetninger. Under strandforskyvningen grov elvene seg dypt ned i løsmasser avsatt under isavsmeltingen og førte materialet lenger ned over dalene hvor det ble avsatt som elveavsetninger i stadig synkende nivå. Disse elveslettene ligger derfor ofte over leiravsetninger. Det ser en tydelig f.eks. ved Brattåsen i Rindal kommune, hvor ca. 20 m elveavsetninger ligger over hav- og fjordavsetninger (Fig. 5.10.3). Det er også tydelig i massetaket like øst for Bolme pensjonat og vestover i Surnadalen til Skei. Fra Skei til Øra ved Surnadalsfjorden er det et vakkert jordbruksområde på de unge elveavsetningene (Fig. 5.10.4). Seismiske registreringer sammen med grunne borer viser at vi her finner sand og fin sand innen de øvre 10 m. Her under ligger det havavsetninger hvis mektighet utover i fjorden kan bli mer enn 100 m. Sør for Skei og i dalgangen over mot Kvanne samt som flekker langs Surnadalførret, sees ofte betydelige leiravsetninger. Disse er avsatt etter at breen hadde trukket seg noe lenger oppover dalførret. Dateringer av skjellmateriale ved Skei viser at dette var havbunn for omtrent 10.500 år siden. Over disse avsetningene ligger det langs Kvendøla elveavsetninger avsatt under den etterfølgende strandforskyvningen. Elvavsetninger har også betydelig utbredelse i Todalen og i Hamnesdalførret. Også i det sistnevnte dalførret må det forventes hav- og fjordavsetninger under elveavsetningene.

Berggrunnen i Surnadal og Rindal består dels av bløte skiferbergarter. I de vel 10.000 år som er gått siden isavsmeltingen har det i områder med lite motstandsdyktige bergarter funnet sted

**Fig. 5.10.3.**

Leir og siltavsetninger avsatt over breelvavsetninger ved Brattåsen i Rindal. Foto: A. Reite 1993.

en forvitring av berggrunnen slik at det er en gradvis overgang mellom berggrunn og løsmasser. Løsmasser dannet ved oppsmuldring av berggrunnen kalles forvitringmateriale. Avsetningstypen er vanligst i fjelltraktene nord for Rindal og i Romundstadbygda. Ellers forekommer disse løsmassetypene vestover langs Surnadalen til Surnadalsfjorden.

Torvjordarter dekker store arealer. Torvdannelse skjer hvor opphopningen av planterester er større enn nedbrytingen. Dette gjelder særlig hvor det har vært tjern eller hvor grunnvannet når markoverflata. Over høyeste havnivå har myrdannelsen kunnet pågå helt siden isavsmeltingen. I lavtliggende områder har det vært mindre tid til rådighet for myrdannelse.

Under bratte fjellpartier er det ofte urdannelser. Urene er dannet ved steinsprang. Denne

prosessen pågår fortsatt men trolig i mindre omfang enn i det meget kalde klimaet en hadde for 11.000 - 10.000 år siden.

Litteratur:

Follestad, B. A. 1992: Halså, kvartærgeologisk kart 1421 III - M 1:50 000, med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. 1994: Snota, kvartærgeologisk kart 1420 I - M 1:50 000, med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse.

Haugen, M. & Hillestad, G. 1990: Grunnvannsundersøkelser 1990. Surnadal kommune, Møre og Romsdal. NGU-rapport 90.139, 10pp.



Fig. 5.10.4.

Surnadalen sett fra Øra mot Skei. I forgrunnen sees elve- og bekkeavsetninger hvis mektighet er ca. 10 m. Frodige fjellsider med rik løvvegetasjon skyldes traktens bergarter som forvitrer lett (grønnskifte, glimmerskifte). Foto: Fjellanger Widerøe A/S.

5.11. TUSTNA - AURE - SMØLA

B. A. Follestad

I kommunene Smøla, Tustna og Aure utgjør strandflaten henholdsvis 100%, 50% og 30% av landarealet (Fig. 5.11.1). Særdeles velutviklet er strandflaten med sine tusenvis av øyer, skjær og holmer i nord og nordvest. Innen Tustna og Aure er strandflaten utviklet som en markert brem mot et høyland bestående av daler og fjorder, med mellomliggende fjellområde som når opp til 800 m o.h. Glacial erosjon av landblokken sammen med marin erosjon har her vært en vesentlig faktor for dannelsen av strandflaten, for eks. innen nordlige deler av Tustna. I strandflatens bakvegg er det på vestsiden av Skardsøy flere markerte huler. Mest kjent er Trollhola ved Meland.

Det høyeste punktet på Smøla ligger 63 m o.h., dvs. under områdets marine grense (MG). Dette innebærer at kommunens landarealer har vært utsatt for omvaskning av bølger og strøm etter hvert som de ble tørrlagte. Det samme gjelder for strandflatearealene på Tustna og Aure. Innen alle disse strøkene ble strandavsetninger den viktigste løsavsetningen opp til 60 m o.h. Særdeles mektige strandavsetninger ble dannet langs vestsiden av Tustna. Strandavsetninger

er her vasket ut av morene- og skredavsetninger fra strandflatens bakvegg. De største forekomstene finnes ved munningen av Gullsteindalen på Tustna. På Skardsøy i Aure kommune er det betydelige mektigheter med velutviklede strandvoller i Skardsdalen. Snitt i avsetningene viser at avsetningene er opp til 5-6 m mektige. Lavere ned i terrenget blir strandavsetningene gjennomgående mindre mektige (1-2 m). I senkninger mellom fjellkoller vil strandavsetningene ofte ligge over betydelige avsetninger av hav- og fjordavsetninger. Disse består vesentlig av silt og leir, ofte med skjell og skjellfragmenter.

Morenematerialet har i Aure og i de midtre strøk av Tustna betydelig mektighet. Med unntak for randmorener og senere dannede skredrenner i Gullsteindalen (på Tustna) viser dette materialet ingen særlige overlateformer. I snitt er materialet gjennomgående hardpakket og preget av fraksjonene silt og fin sand. Leirfraksjonen synes å tilta mot dalbunnen. Andre løsmasser kan ligge både over og under morenematerialet som f.eks. langs nordsiden av Torsetsundet i Aure kommune. I flere skjæringer vises det her en

varierende materialsammensetning mot dypet. Øverst sees det som oftest et strandmateriale som ligger over en sandig/siltig morene. Denne ligger med klar erosjonsgrense over et underliggende og langt mer siltig morenemateriale. Sporadisk opptrer det i morenen nesten rene silt-linser.

Områder med blokkhav finnes på fjellplatåer over 450-500 m o.h. innen Tustna og Aure kommuner. Dette materialet skiller seg klart fra forvittringsmaterialet forøvrig, ved at det har store blokker nær markoverflaten, f.eks. på fjelltoppene ved Stabblandet og Littlefonna i Aure. Flytejordsvalker og polygondan-

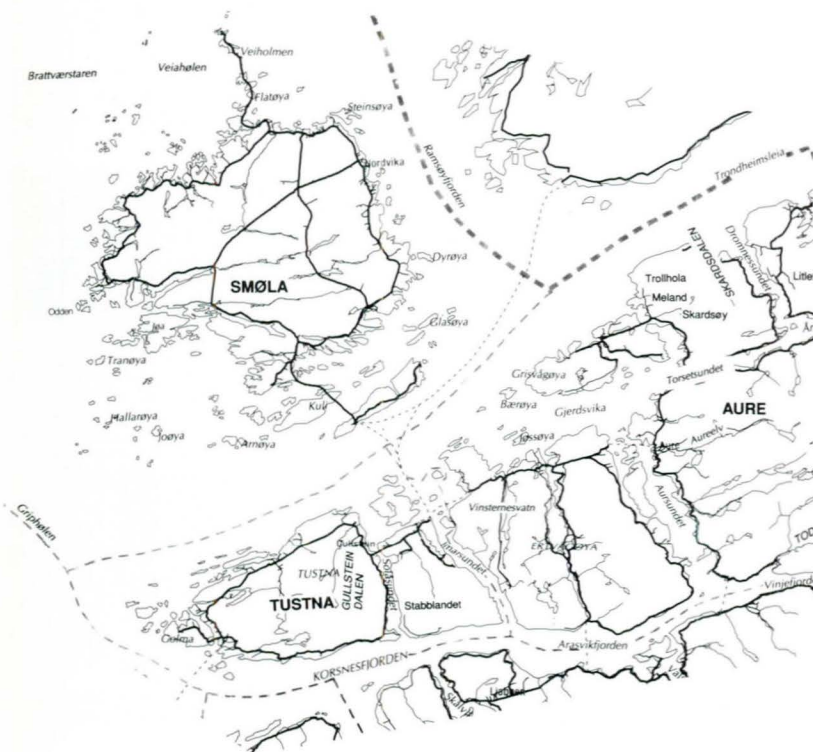


Fig. 5.11.1.

Lokaliseringsskisse for navnebruk innen kommunene Smøla, Tustna og Aure.

nelser sees på markoverflaten. I mindre snitt langs veien til fjernsynsmasten på Littlefonna viser dette materialet mektigheter på 1-2 m.

Breelavsetninger ble avsatt under isavsmeltingen ved markerte terskler i dalgangene, nær marin grense på 100 m o.h. i vest og ca. 115 m o.h. i øst. I området ved Aureelv er det en markert avsetning i de øvre deler til dalføret ved Aure. Mindre breelavsetninger finnes ellers i tilknytning til de fleste vassdragene i området. I dalgangene er disse avsetningene ofte bygget opp til marin grense. Snitt i avsetningene viser betydelig variasjon i lagtykkelse, oppbygging og sammensetning. Lokalt er dette viktige sand- og grusressurser.

Elve- og bekkeavsetninger opptrer i tilknytning til dagens elver og bekker. De har gjennomgående liten utbredelse mot dypet selv om de kan vise stor utbredelse i kartbildet. Størst mektighet viser elveavsetningene i de lavereliggende terrassene mot fjordene. Avsetningene kan ligge på havavsetninger eller moreneavsetninger, som for eks. i Todalen. Her er det betydelige silt- og leiravsetninger under elve- og bekkeavsetningene.

Forvittringsmateriale forekommer ofte i blanding med andre løsmasser i tilknytning til traktes glimmerholdige gneiser. Avsetningene er ofte tynne og lite sammenhengende, men kan i senkninger og nedre deler av bakkekanter bli opptil 1 m mektige. Massen har ofte en sandig eller grusig/sandig sammensetning. I dalsidene er det store avsetninger av skredmateriale f.eks. i tilknytning til de bratte dalsidene i Gullsteindalen.

Hav- og fjordavsetninger har stor mektighet innen de marine deler av dette området. Seis-

miske undersøkelser viser her mektigheter på 50-200 m. I lagpakkeene er det mulig å skille flere forskjellige horisonter i fra hverandre. Dette angir at løsmassene i fjordene (og på land) er dannet og avsatt under flere forskjellige perioder med og uten breer. Dette passer godt med dateringer av skjell på 41.500 år før nåtid, fra vestsiden av Vinsternesvatn (25 m o.h.). Disse angir at det her har vært fjorder før siste istid, hvilket forøvrig passer godt med liknende forhold beskrevet under Ålesund interstadial på Sunnmøre.

Torv og myr (Fig. 5.11.2) har stor utbredelse og finnes over alt. Bare de høyeste toppene mangler det markerte humusdekket som gir området dets frodighet. De markerte myrområdene på Smøla er særdeles godt utviklet. Undersøkelser av disse avsetningene er foretatt av Det norske myr- og skogselskap. Disse viser at myrene kan ha høyst forskjellig grad av humifisering og mektighet. Disse avsetningene er klart den viktigste dyrkningsjorden i området.

Litteratur:

Follestad, B. A. 1986: Kristiansund 1321 II og Bremsnes 1321 III. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart - M 1:50 000 (med fargetrykt kart). Norges geologiske undersøkelse Skr. 74. pp 27.

Follestad, B. A. 1992: Halså, kvartærgeologisk kart 1421 III - M 1:50 000, med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. og Andersen, E.S. 1992: Skardsøy, kvartærgeologisk kart 1421 IV - M 1:50 000, med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse.

Holtedahl, H. 1960. The Strandflat of the Møre-Romsdal Coast, West Norway. in: Axel Strømme (edit): Vestlandet. Geographical Studies. Skrifter fra Norges Handelshøyskole, Geografiske Avhandlinger no. 7.



Fig. 5.11.2.

Tjeldbergoddens strandflate med tomt for Statoil's nyetablering. Foto: Statoil

6. ETTERORD

Registreringene er gjennomført etter kartbladsinndelingen for M50, og følgende har hatt ansvaret for sammenstillingen av disse:

- E. Anda: Åndalsnes 1320 III
 L. Blikra: Stranda 1219 I
 B. A. Follestad: Alfoten 1218 IV, Romsdalen 1319 I, Torsvatn 1319 II, Smøla 1321 I, Store Skrymten 1419 I, Aursjøen 1419 IV, Romfo 1420 II, Trolhetta 1520 IV
 E. Larsen: Vanylven 1119 III, Fosnavågen 1119 IV
 O. Longva: Ålesund 1220 IV
 A. Reite: Hømne 1421 I, Løkken 1521 III, Vinjeøra 1421 II
 E. Sønstegaard: Volda 1219 II
 A. Aa: Nordfjordeid 1218 I, Geiranger 1219 II, Hjørungfjord 1219 III, Stryn 1318 I, Horningdal 1318 IV, Tafford 1319 III, Lodalskåpa 1418 IV

Det er dessuten nyttede følgende publiserte kart som ble omtegnet for presentasjon i M 1:250.000 av B. A. Follestad:

Blikra, L. (n press): Sykkylven. Kwartærgeologisk kart 1219 IV - M 1:50 000, med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse.

Carlsen, A., Sollid, J. & Torp, B. 1983. Valldal, kvartærgeologi og geomorfologi 1: 50 000. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.

Follestad, B. A. 1985: Stangvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1420 IV, M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse Skr. 67.

Follestad, B. A. 1987: Sunndalsøra. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1420 III. Norges geologiske undersøkelse Skr. 79.

Follestad, B. A. 1986. Kristiansund og Bremsnes. Beskrivelse til kvartærgeologiske kart 1321 II og 1321 III. Norges geologiske undersøkelse Skr. 74.

Follestad, B. A. & Anda, E. 1988. Hustad. Kwartærgeologisk kart 1220 I - M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. 1989. Tingvoll. Kwartærgeologisk kart (med rammebeskrivelse) 1320 I i M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. 1990a. Eide. Kwartærgeologisk kart 1320 IV i M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. 1992. Halså. Kwartærgeologisk kart 1421 III - M 1:50 000, med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. & Andersen, E. 1992. Skardsøy. Kwartærgeologisk kart 1421 IV - M 1:50 000, med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. (1994). Nesset, kvartærgeologisk kommune kart M 1:80 000, Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. (1994): Snota, kvartærgeologisk kart 1420 I med rammebeskrivelse i M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Follestad, B. A. (1994). Eresfjord. Kwartærgeologisk kart 1320 II i M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Larsen, E., Klakegg, O. & Longva O.: 1988. Brattvåg og Ona. Kwartærgeologiske kystsoner kart 1220 III og 1220 IV - M 1:50 000. Forklaring til karta. Norges geologiske undersøkelse Skr. 85.

Sollid, J., Carlson, A. & Torp, B. 1980: Trollheimen - Sunndalsfjella-Oppdal. Kwartærgeologisk kart M 1:100 000. Geografisk institutt, universitetet i Oslo

Sollid, J. & Kristiansen, K. 1984: Raumavassdraget, kvartærgeologi og geomorfologi 1:80.000. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.

Dette kartleggingsprosjektet med beskrivelse er gjennomført med flere forskjellige deltagere. Forfatteransvar for de forskjellige delene er gitt særskilt. Komuneansvaret har vært som følger:

Auka kommune (B.A. Follestad), Aure kommune (B.A. Follestad), Averøy kommune (B.A. Follestad), Eide kommune (B.A. Follestad), Frei kommune (B.A. Follestad), Fræna kommune (B.A. Follestad), Giske kommune (O. Longva), Gjemnes kommune (B.A. Follestad), Halså kommune (B.A. Follestad), Haram kommune (E. Larsen), Hareid kommune (O. Longva), Herøy kommune (E. Larsen), Kristiansund kommune (B.A. Follestad), Midsund kommune (E. Anda), Molde kommune (E. Anda), Nesset kommune (B.A. Follestad), Norddal kommune (B. A. Follestad), Rauma kommune (B.A. Follestad), Rindal kommune (A. Reite), Sande kommune (E. Larsen), Sandøy kommune (E. Larsen), Skodje kommune (E. Larsen), Smøla kommune (B.A. Follestad), Stordal kommune (L. Blikra), Stranda kommune (L. Blikra), Sula kommune (O. Longva), Sunndal kommune (B.A. Follestad), Surnadal kommune (B.A. Follestad), Sykkylven kommune (L. Blikra), Tingvoll kommune (B. A. Follestad), Tustna kommune (B.A. Follestad), Ulstein kommune (O. Longva), Vanylven kommune (E. Larsen), Vestnes kommune (E. Anda), Volda kommune (A. Aa/E. Sønstegaard), Ørskog kommune (E. Anda), Ørsta kommune (A. Aa/E. Sønstegaard), Ålesund kommune (O. Longva).

Oversiktskart og tegninger er utført av G. Grønli. Den berggrunnsgeologiske fremstillingen og disponeringen av stoffet er diskutert med B. Sturt. H. Kristoffersen og B.L. Øyan har korrekturlest manus. Alle takkes for godt samarbeid.

7. Forklaring til geologiske ord brukt i beskrivelsen

Avsmeltningsmorene: Morenemateriale som smelter fram etter å ha vært transportert inne i breen eller på breoverflaten. Avsmeltningsmorene ligger ofte over bunnmorene.

Blokkhav: Overflate som er dekket av blokker, enten frostsprengt fjell eller moreneblokker (hevet til overflata av tele).

Bredemt sjø: En sjø som er demmet opp av en bre. Forsvinner breen vil sjøen forsvinne, ofte ved raske uttappinger.

Breelv: Elv som renner under, inni, oppå eller i nær tilknytning til en isbre. Avsetninger dannet fra breelver kalles breelvvsetninger.

Breerosjon: Se: erosjon.

Brerandtrinn: Se: randtrinn

Bunnmorene: Morenemateriale transportert og avsatt i breens såle.

Delta: Avsetning med omtrent horisontal toppflate, dannet ved at vanntransportert materiale er bygget opp til overflaten av fjorder og innsjøer.

Dødisavsmelting: Nedsmelting av brerester med så liten tykkelse at brebevegelsen er opphørt.

Erosjon: Nedtæring av landskapet av breer, vann, vind mv.

Esker: Langstrakt rygg av breelvmateriale dannet i en smeltevannstunnel i eller under breer.

Gneis: Omdannet bergart med ulik opprinnelse.

Grunnvann: Vann som fyller porer og sprekker i løsmasser og berggrunn. Grunnvannet utgjør den underjordiske delen av vannets kretsløp.

Grytehull: Grop i løsmasser dannet ved at begravde isrester senere smeltet bort.

Innlandsis: Breer som dekker store landområder, f.eks. den skandinaviske innlandsisen.

Interglasial: Varmere klimaperiode som skiller mellom to istider. Kalles også mellomistid.

Interstadial: Mildere klimaperiode med tilbaketrekning av breene mellom to kaldere faser i samme istid.

Iskontaktskråning: En skråning som består av nedrast materiale oppstått ved at løsmassene har blitt avsatt inntil en isbre. Materialet kan bestå av avsmeltningsmorene, breelvmateriale eller bresjøavsetninger.

Israndavsetninger: Rygger av morenemateriale eller breelvvsetninger dannet langs breranden.

Isskille: De høyeste delene av en innlandsis.

Istid: Periode med omfattende nedisning.

Kald bre: Bresålen er fastfrosset til underlaget og temperaturen ved bunnen av breen er lavere enn smeltepunktet.

Kaledonsk(e): Betegnelse for det geologiske tidsrommet Silur-Devon. Store deler av vår fjellkjede ble da dannet.

Kalving: Store isblokker brykker av en isbre som ligger

med fronten i vann.

Kvartærgeologi: Geologien i de siste 2 millioner år av Jordens historie.

Kvartærtiden: Geologisk tidsperiode som omfatter de siste 2 millioner år av Jordens historie.

Landhevning: Hevning av jordskorpen etter at denne har vært nedpresset, for eks. av innlandsisen.

Lateralt smeltevannsløp: Tørrlagt ensidig (hulleformet) elveløp i løsmasser dannet av breelver som rant langs med (lateralt for) iskanten. Isen utgjorde den andre elvebredden.

Leir: Kornfraksjonen mindre enn 0,002 mm

Mellomistid: Se: interglasial

Morenemateriale: Materiale som er transportert og avsatt direkte av breer.

Permafrost: Tele som ikke tiner i løpet av sommerhalvåret.

Randdelta: Breelvmateriale avsatt i fjorder, innsjøer eller bredemte sjøer foran brefronten. Materialet er bygget opp til vannivået, og har derfor omtrent horisontal overflate.

Randmorener: Morenerygger avsatt ved framstøt eller stillstand av brefronten. Ut fra beliggenheten i forhold til breen skiller en mellom endemorener og sidemorener.

Randtrinn: En samling av morenerygger eller randdelta som regionalt markerer en sammenhengende isfront/brekant.

Ravine: Erosjonsform i løsmasser dannet ved langsom utvasking av overflatevann eller grunnvann. Ravinene har ofte form av lange, smale dalsøkk med V-format tverrprofil. Ravinedannelse er vanligst i finkornige løsmasser.

Sand: Kornfraksjonen 2 til 0,063 mm.

Sete: Strandlinje dannet i bredemte sjøer.

Silt: Kornfraksjonen 0,063 til 0,002 mm.

Skredløp: Skredbane i bratte dalsider dannet av snøskred, sørpeskred, flomskred o.l.

Smeltevannsløp: Tørrlagt elveløp i løsmasser dannet av breelver under isavsmeltingen.

Stein: Kornfraksjon med diameter 256 64 mm.

Strøkretning: Skjæringslinjen mellom lag i bergarter og horisontalplanet.

Støtside: Skråning i løsmasser eller berggrunn som vender mot brebevegelsen.

Tertiær: Betegnelse på geologisk tidsperiode fra ca. 2 mill - 66 mill år siden.

Temperert bre: Temperaturen gjennom breen holder seg på trykksmeltepunktet. Se også kald bre.

Terrasse: Tilnærmet horisontal flate dannet ved at løsmasser er bygget opp til et vannivå.

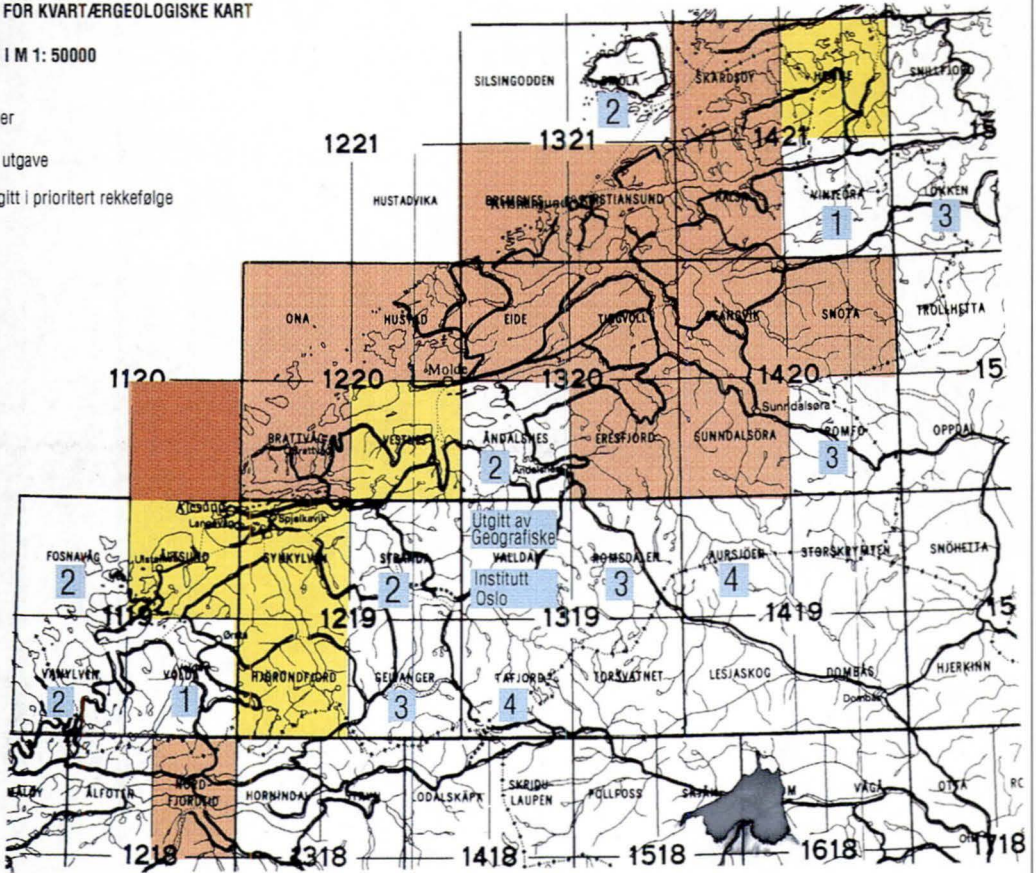
Yngre Dryas: Tidsperioden fra 11.000 10.000 år før nåtida.

8. Oversikt over utgitte løsmassekart i M1:50.000

BLADINDELING FOR KVARTÆRGEOLOGISKE KART

UTGITT AV NGU I M 1: 50000

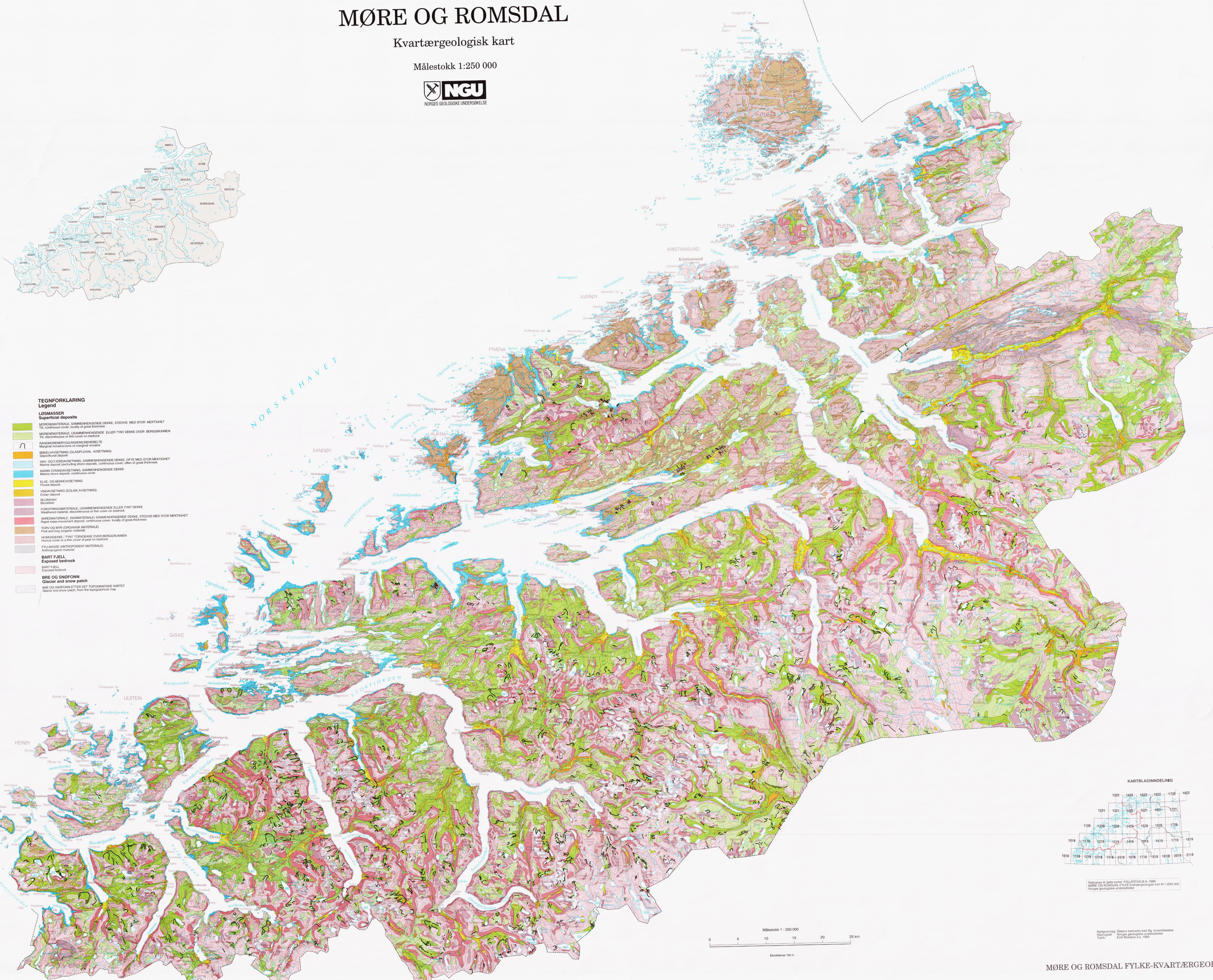
- Utgitt i farger
- Preliminær utgave
- Planlagt utgitt i prioritert rekkefølge



MØRE OG ROMSDAL

Kvartærgeologisk kart

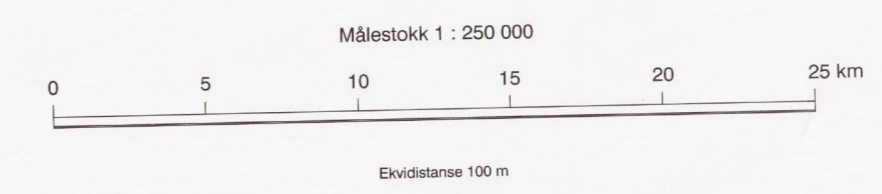
Målestokk 1:250 000



- TEGNFORKLARING**
Legend
- LØSMASSER**
Superficial deposits
- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET
Til, continuous cover, locally of great thickness
 - MORENEMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGGRUNNEN
Til, discontinuous or thin cover on bedrock
 - HANDMORENERYGGGRANDMORENEBELTE
Marginal moraine/zone of marginal moraine
 - IBRESELAVSETNING (GLASFLUVAL AVSETNING)
Glacifluvial deposit
 - HAV- OG FJORDAVSETNING, SAMMENHENGENDE DEKKE, OFTE MED STOR MEKTIGHET
Marine deposit (including shore deposit), continuous cover, often of great thickness
 - MARRY STRANDAVSETNING, SAMMENHENGENDE DEKKE
Marine shore deposit, continuous cover
 - ELVE- OG BEKKEAVSETNING
Fluvial deposit
 - VINDAVSETNING (EOLISK AVSETNING)
Eolian deposit
 - BLOKKHÅV
Blockfield
 - FORVITTINGSMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE
Weathered material, discontinuous or thin cover on bedrock
 - SPIREDEMATERIALE, (BASALMATERIALE) SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET
Rapid mass-movement deposit, continuous cover, locally of great thickness
 - TORV OG MYR (ORGANISK MATERIALE)
Peat and bog (organic material)
 - HUMUSDEKKE, TYNT TORVDEKKE OVER BERGGRUNNEN
Humus cover or a thin cover of peat on bedrock
 - FYLLMASSE (ANTROPOGENT MATERIALE)
Anthropogenic material
- BART FJELL**
Exposed bedrock
- BRE OG SNØFONN**
Glacier and snow patch
- SEI- OG SNØFONN ETTER DET TOPOGRAFISKE KARTET
Glacier and snow patch from the topographical map

KARTBLADINNDDELING

	1322	1422	1522	1622	1722	1822
1321	1321	1421	1521	1621	1721	1821
1320	1320	1420	1520	1620	1720	1820
1319	1319	1419	1519	1619	1719	1819
1318	1318	1418	1518	1618	1718	1818
1317	1317	1417	1517	1617	1717	1817
1316	1316	1416	1516	1616	1716	1816
1315	1315	1415	1515	1615	1715	1815
1314	1314	1414	1514	1614	1714	1814
1313	1313	1413	1513	1613	1713	1813
1312	1312	1412	1512	1612	1712	1812
1311	1311	1411	1511	1611	1711	1811
1310	1310	1410	1510	1610	1710	1810
1309	1309	1409	1509	1609	1709	1809
1308	1308	1408	1508	1608	1708	1808
1307	1307	1407	1507	1607	1707	1807
1306	1306	1406	1506	1606	1706	1806
1305	1305	1405	1505	1605	1705	1805
1304	1304	1404	1504	1604	1704	1804
1303	1303	1403	1503	1603	1703	1803
1302	1302	1402	1502	1602	1702	1802
1301	1301	1401	1501	1601	1701	1801
1300	1300	1400	1500	1600	1700	1800



Referanse til dette kartet: FOLLESTAD, B.A., 1995
MØRE OG ROMSDAL FYLKE-KVARTÆRGEOLGISK KART M 1:250 000
Norges geologiske undersøkelse

Kartgrunnlag: Statens kartverks kart iflg. brukstillatelse
Reprojeksjon: Norges geologiske undersøkelse
Trykt: Oslo, Norge, s.s. 1995