FJÆRLAND

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE 1317 I KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50.000

BESKRIVELSE - FJÆRLAND

Kvartærgeologi

Kvartærgeologien er læra om den yngste geologiske perioden - kvartærtida. Lausmassane som dekkjer berggrunnen i Norge, er hovudsakeleg danna i denne perioden.

Kvartærtida omfattar dei siste 2-3 mill. åra av jordhistoria. Denne perioden er prega av store klimasvingingar med istider (glasialtider) og varmare mellomistider (interglasialtider). Under istidene var landet meir eller mindre dekt av isbrear (innlandsis). Desse grov ut og transporterte store mengder lausmaterialе. Mykje av dette materialet vart frakta ut i havet og avsett der.

I Europa har det vore minst fire istider. I Norge er det til no berre funne spor etter dei to siste istidene og ei mellomistid (Mangerud mfl. 1979).

Siste istid (Weichsel) starta for omlag 100.000 år sidan. Svingingar i klimaet under denne istida førde til at utbreiinga og mektigheten av isdekket varierte mykje, og i fleire perioder var innlandsisen truleg heilt eller delvis borte (interstadialar). Størst utbreiing hadde isen i siste istid for 17-21.000 år sidan. Skandinavia var då dekt av ei iskappe som var oppatl 3000 m tjukk over Bottenvika.

Under isavsmeltinga trekte iskanten seg tilbake slik at kyststroka vart isfrie først. Samtidig vart isdekket etter kvart tynnare og det delte seg opp i dal- og fjordbrear. Desse smelta hurtig tilbake på grunn av mildt klima og kalving i fjordane. Kortvarige klimaforverringar førde til at tilbaketrekkinga av iskanten stoppa opp, eller iskanten rykte litt fram igjen. Lausmassar som isen frakta med seg, kunne då igjen bli avsette framfor iskanten som brerandavsetningar - brerandtrinn.

Det mest markerte brerandtrinnet vart danna i Yngre Dryas-tida for 10.000-11.000 år sidan. I Norge kan det følgjast meir eller mindre samanhengande frå sveriskegrensa i Oslofold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensa i Aust-Finnmark. Det vart og danna yngre markerte brerandtrinn for 9000-10.000 år sidan (Preboreal tid). Den endelege isavsmeltinga av dei indre sentrale delane av landet skjedde hurtig. Ein reknar med at heile isdekket var borte for ca. 8500 år sidan. Så kom "Varmetida" med mildare klima enn i dag, og alle breane smelta vekk. Breane vi har i dag vart danna på nytt for ca. 2500 år sidan.

Tyngda av dei store ismassane førde til at jordskorpa vart pressa ned. Då isen smelta, steig landet igjen, mest i indre strøk, noko mindre ute ved kysten. Fordi jordskorpa er stiv, har det teke tid å rette opp likevekta heilt. Sjølv i dag stig landmassa 1 mm pr. år. Landhevinga har ført til at mange område som under og etter isavsmeltinga var hav- og fjordbotn, no har vorte turt land. Det høgaste nivået der havet har stått etter at isen smelta, blir kalla marin grense (MG).

Det kvartærgeologiske kartet

Eit kvartærgeologisk kart i målestokk 1:50.000 er eit oversynskart over dei dominerande lausmassane i eit område. Under teikninga er det nokre gonger naudsynt å generalisere. Viktige detaljar kan vere overdrivne på kartet. Dette gjeld vanlegvis storleiken på små avsetningar, dreneringsspor og små parti med fjell i dagen. Grenselinene på kartet kan vere eintydige, men ofte vil ein sjå i felt at det er gradvis overgang frå ein avsetningstype til ein anman. Denne overgangssona blir markert med ein tynn strek på kartet. Nokre nakne fjellområde er kartlagde ved flyfototolking. Ved stadfesting av lokalitetar er UTM-koordinatane (6 siffer) på kartgrunnlaget brukte. Rettleiing i bruk av koordinatane finst i kartramma.

Lausmassar

Lausmassane er delte inn etter måten dei er danna på og miljøet dei er danna i. Fargane på kartet gir difor uttrykk for ulike geologiske prosessar. Alle lausmassar som er transporterte og avsette av rennande vatn får f.eks. gule eller orange farger, medan lausmassar som er frakta og avsette av is, får grønne fargar. Morenematerialet har og fått ei underinndeling etter tjukkleik ved hjelp av mørk og lys targetone.

Fjell i dagen

Fjell i dagen er skilt ut med eigen farge når felta er store nok. Areal der meir enn 50% av arealet manglar lausmassedekke, eller der det er svært lite lausmassar, blir kartlagt som fjell i dagen.

Små eller vanskeleg avgrensbare avsetningar i område dominerte av andre lausmassar/fjell i dagen

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

Kornstorleik

Kornstorleikar for sorterte avsetningar (vass- og vindtransportert materiale) er vist etter visuell vurdering i felt. Det blir gjort ei skjønnsmessig vurdering av avsetningane, og den eller dei dominerande kornstorleikane nær markoverflata er viste.

Mektighet og lagfølgje

Ligg det fleire avsetningstypar over kvarandre i eit område, er den som ligg øverst vist på kartet med farge, hvis tjukkleiken er større enn ca. 0,5 m, og utbreiinga er stor nok.

Isrørsleretningar

Skuringsstriper viser retningar som isen har bevega seg i. Stripene er danna ved at lausmassar på undersida av isen har skurt eller slipt fjelloverflata og danna langstrakte, ryggforma svaberg (rundsva). Rundsva har slak søraide og brattare leside.

Overflateformer og andre symbol

Det er brukt ei rekkje symbol for å vise spesielle overflate- former eller andre opplysningar om lausmassane.

er 8-10 m høg vest for vegen, og 10-15 m aust for elva. Innafor Bøyastølen har det gått skred og aydeilegt mange av dei yngre moreneryggane. Der elva Jakobbakka (799 182) krysser vegen, ligg det 8 morenerygger, 2-3 m høge. Vidare innover mot Brevassfhytta (803 188) er det ca. 10 morenerygger, den største ved hytta er ca. 5 m høg. Dei yngre ryggane innover er små, ca. 1 m høge og tildels reine blokkryggar mot dalsidene.
Brehistoria i Bøyadalen frå 1750 til i dag er ei av dei best dokumenterte i områda rundt Jostedalsbreen, både gjennom bremålingar og fotografi. Der første målingane er frå 1868 (S.A. Sexe), og dei første fotografia frå 1867-68 (de Seue). Rekstad (1900) fann gjennom fotostudiar at breen rykte fram frå 1868-72. Deretter minka han til ca. 1880, voks til 1888, og minka til 1899. I 1899 vart det meista inn merke (kryss) i to granitblokker på kvar si side av breen. Merket på austsida finst også i dag (Mjanger og Hofsøy 1989). Merket på vestsida er ikkje funne, og det kan vere fjerna av skred. Frå tidsrommet 1872-90 finst det gode fotografi av K. Knutsen, frå 1899 til 1906 av J. Rekstad, og seinare av K. Fægri. For tidsrommet 1900 til 1947 finst det ein samanhengande måleserie av K. Fægri. Denne synar at sidan breen fylte Bøyavatnet og bygde opp den store morenerygget ved Brevassfhytta i 1930, har det vore samanhengande tilbakesmelting.
I tillegg til historisk dokumentasjon er morenerygane no daterte ved kartlav (Mjanger og Hofsøy 1989). Resultata som går fram av Fig. 3, er i godt samsvar med historiske data.

Suphellebreen

Suphellebreen ligg med ein samanhengande arm ned til ca. 720 m o.h. Derifrå kalvar bretunga slik at det dannar seg ein ny bre ned mot dalbotnen. Fronten av denne ligg 51 m o.h., det lågaste i Sør-Noreg i dag. Nedafor denne fronten breen ligg mange morenerygger som syner kvar brefronten har lege til ulike tider. Den eldste, 1750-morenen, ligg eit par hundre meter ovafor dei dyrka markene på Suphella (838 159). Nedafor denne er det ei blokkrik sandurslette. Morenerygger innafor det åpne beteområdet på Heimastølen (839 159) er 2-3 m høg og svært blokkrik. Denne er frå ca. år 1800. Den neste ryggen, 60 m lenger inne, har markert, spiss form, og er ca. 1,5 m høg.
På grunn av lett tilkomst finst det fotomateriale frå området for kvart tiår sidan 1860. Difor veit ein sikkert kvar brefronten låg til ulike tider. Turisthytta Fjellstølen (839 165) ligg ved 1930-morenen. Denfrå er det ein liten sandur opp til brekanten.

Flatbremorenen

I området mellom Flatbrehytta (826 178) og sørvestkanten ligg fleire parallelle side- og endemorenar. Den eldste, frå 1750, kan følgjast frå Flatbrehytta mot søraust. Ein lit yngre morenerygg ligg litt innafor 1750-morenen.
Den lengst største av morenerygane er ca. 30 m høg, svært spiss (Fig. 6). Denne er kalt 1900-morenen, men også i dag ligg ein stor del av vestsida og sørvestfronten inntil den same morenerygen.
Medan sørausteiden av brefronten kalvar ned i Suphelledalen, har altså sørvestdelen vore stasjonær gjennom fleire tiår. Dette er truleg også årsaka til at morenerygen er så stor. Morenerygen demmer opp ei vatn som ligg inntil vestkanten av breen. Under tilhøve med mykje regn og mykje smelting på breen, kan vatnet vekse opp slik at det renn ei stor elv gjennom eit 8 m djupt løp i morenen. Elva renn ned gjennom Suphelledalen og kan true jordi på Øygarden og Suphellen (A. Øygard pers. medd.).

Lausmassar

Morene

Samanhengande dekke av morenemateriale finst helst i sidedalar. Då breane var mektige nok, kunne dei gå på tvers eller på skrå over sidedalane som difor vart liggande som morenefeller. Sogndalsdalen og sidedalane til denne er gode eksempel på dette. Morenematerialet er oftast blokkrikt i overflata. Ei 4 m høg morenesnitt ved Vatnasete (891 017) syner blokkrikt sandig morenematerialе.

Ein av dei største morenerygane er den 15-20 m høge midtmorenen (878 037) i samlaget mellom Frudalen og Sogndalsdalen. Denne kan følgjast fleire hundre meter opp mot Øksli. Høgddegrad̄et som demmer opp demmer opp Anestølsvatnet (882 045) er ein uvanleg stor endemorene som strekkjer seg over dalbotnen i ei fleire hundre meter brei sone. Seismiske målingar (Fig. 5) synar at det i alt er 70 m mektige lausmassar over fjell her. Nederst 40-50 m med vassmetta morene, så 10-15 m med tørr morene eller grov sand og grus med hastighetar på 900-1200 m/s. Øverst er det ei 4-5 m tjukk parti med lausare massar med hastighetar på 450-700 m/s. Elva har skore seg ned 20-25 m.

Breelvavsetningar

Delta. Breelvavsetningar finst som restar av delta i munningen av dei fleste sidedalane. I Mundalsdalen (783 101) ligg det terrasserestar opp til 58 m o.h. Øverst er det kun ein 12 m lang ryggforma erosjonsrest med lagdelt grus, sand og finsand. Større terrasseflater finst 55 m o.h. sør for elva, og 50 m o.h. nord for elva. Det største breelvdeltaet er avsett frå munningen av Tverndalen (793 150) og nedover Bøyadalen. Den sørausteige delen av deltaet er avsett frå Bøyadalen. Den høgste deltaresten på nordsida av Tverndalselva har fall mot nordaust og har ytterkant 80 m o.h. (Mundal 1953). Materialet er runda blokk, stein og grus, og tildels sitt i dei sørlegaste terrassane 24 m o.h. I Hørndalen (813 122) ligg eit delta med bratte skrålag, av grov grus og sand, frå ca. 100 m o.h. ned til den unge elvesletta ved Bøyaselv.
Breelvsletter. Den største breelvsletta eller sanduren finn ein nedafor 1750-morenen i Suphelledalen. Denne er ca. 300 m brei og kan følgjast 1 km nedover der han går i hop med den store viffa (830 154) frå Krokegjila. Flatene mellom morenerygane både i Suphelledalen og Bøyadalen er bygde opp av breelvmateriale som kan vekslе i kornstorleik frå stein til sand.

Elveavsetningar

Elveavsetningar finst som dalfyllingar i Sogndalsdalen, Suphelledalen og Mundalen. Materialet kan vekslе frå grus til stein og blokk. Det store deltaet frå enden av Fjærlandsfjorden innover mot Bøyadalen og Mundalen kunne tildeles vore klassifisert som breelvdelta. Særleg Suphelleelv er breslamførande. I Bøyaelv er det mindre slam då dette delvis er sedimentert i Breavatnet. Avstanden til breane er likevel så stor at vi har valt klassifiseringa elvedelta. Vi har gjort sonderboringar på Bremusetomta (807 122), og materialet vekslar mellom finsand, sand og grus. Nokre tynne siltlag finst også. Det blir fortatt at små båtar for 120 år sidan hadde hamn 300 m innafor deltafronten i dag. Dette vil seie at deltaflata blir utbygd i fjorden 2,5 m pr. år. I dag har likevel elveforbyggjna som sikk langt ut i fjorden endra den naturlege utbyggjna av deltaet.

Ur og skred

Ur dannar ved steinspreng finst i vifteform eller samanhengande skråningar under bratte fjellskrentar og hamrar. Materialet i urane er sortert med det finaste øverst mot rotpunktet. Skred er den mest utbredde materialtypen på kartet. Snøskredvifter er vanlegast i denne samlegruppa. Materialet i desse er usortert med skarpkanta stein og blokk. Bratte, høge dalsider med brå overgang til flat dalbotn er vanleg. Austsida av Suphelledalen er eit godt eksempel på dette. Skredet D3auremåla ved Suphellegardane har totalt 1500 m høgde. Den stupbratte skredbana når opp til ca. 900 m o.h. Derifrå er det 3-400 m høgt, skålforma oppsamlingsområde. Framfor dette skredet er det trykkbølge som kan gjere skadar opptil 500 m oppover motsett dalside. I sommarhalvåret går det ofte steinsprang og mindre steinras i denne dalsida.
Fjellskred ved Fjærlandsfjorden. Lengst sør på Bøyaøyri, ved den austlege fjellsida (806 115), ligg nokre store ryggar og haugar som er svært markerte på den elles flate deltasletta. Mundal (1953) diskuterte fleire alternativ for korleis ryggane og haugane var danna. På grunnlag av ytre form og materialsamansetjing, kan dei tolkast som restar av eit uvanleg stort skred frå den austlege dalsida. Skredet har ei breidde på 600 m, og det kan følgjast frå den austlege fjellsida til Bøyaelva 600 m lenger vest. Yttergrensene er hestesko/orma med store ryggar i nord og sør. Desse har fall frå fjellsida mot vest der det blir borte under overflata. Den nordlegaste ryggen er 44 m høg, og har ei 100 m lang uflatsing på toppen. Mellom ryggane er det tre markerte kjeglar, den største 30 m høg. Nærare elva går partimellom skredryggane over i ei slak elveslette med finsand og silt ned til 12 m djup, ifølgje sonderboringar med prøvetaking (Statens Vegvesen 1990). Overflata er prega av store blokker med diameter over 6 m. I vegskjæringane ser ein vanleg skredmateriale, dvs. usorterte massar med skarpkanta blokker og steinar.
Overflateforma tyder på at skredet gjekk i eller siste del av isavsmeltinga i Fjærland for ca. 9700 år sidan, medan det ende lågt ørestar i dalbotnen. Den bratte skråningen i nordaustsida av skredet minner om iskontaktskråning. Tolkinga av det tre kjeglane sentralt i skredtunga er usikker. Dei kan ha hatt sistnette, og fått kjegleforma ettersom isen smelta. Utflatinga øverst på ryggane tyder på at sjøen har vaska og planert i nivåa 30 og 40 m o.h. under landhevinga. Vi veit at skredaktiviteten i dalsidene var særleg stor like etter at breane trekte seg tilbake. Dalsidene var då ustabile pga. trykkavlastning.

Kvartærgeologisk verneverdige område

Kvartærgeologisk verneverdige lokalitetar og område innafor kartet er omtalte i „Kvartærgeologisk verneplan for Sogn og Fjordane" (SFDH-rapport i arbeide). Flatbremorenen og Tverndalsmorenen ligg no innafor grensene til Jostedalsbreen Nasjonalpark. Men randmorenene i Bøyadalen og Suphelledalen fell utafor denne. For desse er det difor trong for ein eigen forvaltningsplan. Skredet på Bøyaøyri ligg i traseen for den nye vegen Fjærland-Sogndal. Men her føreligg det ein eigen plan for landskapstilpassing. Det same er tilfelle for Frudalsområdet.

Litteratur

Bergstrøm, B. 1975: Deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest Norge. *Norges geologiske undersøkelse 317*, s. 33-68.
Bryhni, I., Anundsen, K., Aa, A.R., og Sønstegaard, E. 1986: Geologien i Sogndal i: P. Sandal (red.): Sogndal bygdebok. Allmenn bygdehistorie fram til ca. år 1800. Boktrykk Norsk Skjemaforlag, Bergen.
Fægri, K. 1933: Über die Langenvariationen einiger Gletscher des Jostedalsbre und die dadurch bedingten Pflanzensukzessionen. *Bergen Museums årbok 1933, Nat. vit. rekke. 7*, 255 s.
Fægri, K. 1948: On the variations of western norwegian glaciers during the last 200 years. Bergen.
Holtedahl, H. 1967: Mountain, fiord, strandflat; geomorphology and general geology of parts of Western Norway. *Norges geologiske undersøkelse 217*, s. 33-68.
Kjølseth, O. 1968: Seismiske målinger vedrørende Årøy-vassdraget for Årøy Kraftverk og Årdal og Sunndal Verk. Rapport 2569.02.
Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. og Sønstegaard, E. 1979: Glacial history of Western Norway 15.000-10.000 B.P. *Boreas 8*, s. 179-187.
Mjanger, I. og Hofsøy, A.M. 1989: Kvartærgeologisk undersøkingar i Bøyadalen, Balestrand kommune. Kandidatoppgåve ved Sogn og Fjordane distriktshøgskule. Upublisert.
Mundal, E. 1953: Kvartære akkumulasjonar og strandlinjer ved Fjærlandsfjorden og nokre andre lokalitetar i Sogn. Upublisert hovudoppgåve. Universitetet i Oslo. Rekstad, J. 1900: Aarbok for 1896-99. *Norges geologiske undersøkelse 28.*
Rekstad, J. 1902: Iakttagelser fra braer i Sogn og Nordfjord. *Norges geologiske undersøkelse 34.* Aarbog 1902, No. 3.
Rekstad, J. 1904: Fra Jostedalsbræen. Bergens Museums Aarbog.
Sexe, S.A. 1889: Bioumsbræen. Universitetsprogram for første semester 1869.
Vangsnes, T. 1981: Maringeologiske undersøkelser i Indre Fjærlandsfjord, Sogn. Upublisert hovedoppgåve. Universitetet i Bergen.
Vorren, T. 1977: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas 6*, s. 247-257.
Aa, A.R. 1983: Ice movements and deglaciation in the area between Sogndal and Jostedalsbreen, Western Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift 62*, s. 179-190.
Aarseth, I., Bøen, J., Holtedahl, H., Klakegg, O., Nesje, A., Rye, N., Orheim, O. (ed.) and Roland E. 1988: Glaciology, hydrology and glacial geology around Jostedalsbreen. *Field guide to excursion 10.-13. sept. 1988.* Oslo.
Aarseth, I., Lenne, Ø. og Gjøkedegaard, O. 1989: Submarine slides in glaciomarine sediments in some western Norwegian fjords. *Marine Geology 88*, 21 s.

Geologien innafor kartblad Fjærland

Berggrunn og landskap

Kartblad Fjærland ligg i det nordvestnorske gneisområdet med prekambriske bergartar, som augegneis, feltspatgneis og migmatitt. Bergartane er omdanna under den kaledonske fjellkjedefoldinga.

Landskapet er prega av godt utvikla og varierte glasiale erosjonsformer. Djupast nedskåren er Fjærlandsfjorden med opptil 1600 m høge sider og 200-400 m djupe traus. Også Suphelledalen (830 150) har 1600 m høge sider. I den nedre delen stig dalbotnen så lite at fjorden like etter isavsmeltinga må ha nådd 6-7 km lenger innover enn i dag, omlag til Mikjelstølen (851 175). Suphelledalen er elles prega av godt utvikla terasklar og trau i den nedre delen. Bøyadalen (795 160) som har brattare lengdeprofil, stoppar brått mot ein 1500 m høg dalende der Bøyabreen heng ned i eit brått fall frå Jostedalsreplatået.

Sidedalane er gjerne hengande i forhold til fjorden og hovuddalane. Det beste eksempelet er kanske Horpedalen (820 120) som munnar ut ca. 100 m oppe i den austlege dalsida i Fjærland (Fig. 1). Sidedalane er korte og brattе. De stoppar i dalendar som kan vere fleire hundre meter høge. Hegare oppe, 1000-1500 m o.h. finst ei rekkje botnar med åpning i alle retningar. I nordvende botnar kan det vere brear over 1250 m o.h.

Mindre platåbrear finst det mange av, både vest- og aust for Fjærlandsdalfeet. På vestsida er Jostefonni (725 130) og Troget (745 165) dei største. Og på austsida finn ein Voggebreen/Myrdalsbreen (830 975), Bjåstadbreen (820 025), Steindalsbreen (870 110) og Svardalsbreen (880 160).

Isrørsler

Då området var dekka av innlandsis, t.d. under Weichsel maksimum, var brestraumane truleg styrde av Fjærlandsfjorden i sørvestleg retning mot Sognefjorden (Vorren 1977, Aa 1983). Seinare er isrørslene prega av lokalitopografien. I fjellområda mellom Sogndalsdalen (Fremstedalen og Langedalen) og Fjærlandsfjorden er det skuringsstriper i fleire retningar. I dette området var det difor lokale iskappar under siste del av isavsmeltinga. Dei yngste skuringsstrepene som finst framfor breane i dag, kan tolkast som spor etter framstøyt i „Den veslе istida" frå år 1300 til 1900.

Isavsmelting

Det skandinaviske isdekket og smeltinga av dette er omtalt under avsnittet kvartærgeologi. Sjølv om dateringar manglar, reknar ein med at størstedelen av Sognefjorden var isfri i Allerød-tida for 12.000-11.000 år sidan.

I Yngre Dryas tida (10.000-11.000 år sidan) rykte breane igjen ut mot kysten. Årsaka var ei kraftig klimaforverring med 5-6ö lågare sommartemperatur på kysten.
Så vart klimaet igjen mildare for 10.200 år sidan. Isdekket tynna ut, og trekte seg ekstra raskt innover pga. kalving. ^{14}C-dateringar av skjell frå munningen av Sogndalsfjorden (Aa 1983) og gytje frå Aurland (Bergstrøm 1975) syntе aldrar mellom 9700-9800 år, og då må fjorden der ha vore isfri. Etter 500 år med kalving låg brekanten inst i dei fleste fjordarmane der store delta vart oppbygde framfor bretungene. Også Fjærlandsfjorden var truleg isfri for 9700 år sidan.

Tre km innafor fjordenden i samlaget mellom Bøyadalen (795 150) og Tverndalen er det eit breelvdelta med iskontaktskråning som synar at fronten av Bøyadalsbreen her har stoppa under tilbakesmeltinga. Dette kan ha topografiske årsaker sidan det også er fjellterskel i dette dalsamlepet.

I fleire sidedalar finn ein morenerygar, truleg frå slutten av Preboreal tid (10.000-9000 år sidan) eller første delen av Boreal tid (9000-8000 år sidan). Nedafor Anestølsvatnet (883 045) er ein uvanleg stor endemorene som strekkjer seg over dalbotnen i ei fleire hundre m brei sone (Fig. 5), der ein også finn fleire tørre smeltevassløp etter gamle breelvar.

Endemorenen synar at dalbreen i Sogndalsdalen her har hatt eit lengre opphald, og truleg også nytt fram. Dateringar manglar, men mest sannsynleg var dette for vel 9000 år sidan. Sand og siltavsetningar rundt Anestølsvatnet synar at vatnet under isavsmeltinga stod ca. 18 m høgare enn i dag.Oppover Frudalen (870 035) ligg ei rekkje endemorenser som vart danna etter kvart som isen gradvis trekte seg tilbake mot fjellplatået mellom Sogndalsdalen og Fjærlandsfjorden. Ein uvanleg spiss og fin endemorene i Tverndalen (865 083) demmer opp Nedre Tverndalsvatnet. Denne endemorenen markerer stans i tilbakesmeltinga for ca. 9000 år sidan. Mellom Nedre og Store Tverndalsvatnet (894 093) ligg det fleire parallelle markerte sidemorener. Frå Boreal og utover i varmetida smelta truleg alle breane bort.

„Den veslе istida"

I "Den veslе istida" (år 1300-1900) voks breane gradvis fram mot 1750. Då hadde Jostedalsbreen og dei mindre breane innafor kartet si største utbreiing i historisk tid. 1750-morenen kan kjennast igjen på den markerte skråningen på vegetasjonen utafor og innafor morenerygane. I det nordvestre karthjørnet har breen Troget (745 170) rykt med mot Femtevatnet (735 185). Marabreen (775 206) hadde også eit større framrykk i sørvestleg retning mot Trollavatnet. Markerte randmorener synar at også også breane mellom Sogndalsdalen og Fjærlandsfjorden har hatt framrykk i „Den veslе istida".

Landheving - marin grense

I munningen av sidedalane Horpedalen (815 122), Tverrdalen (790 150) og 5 km inne i Suphelledalen (848 171) finst det breelvavsetningar der toppflatene truleg representerer marin grense. Dei to førstnemnde er omtala av Mundal (1953), som finn nivå på 101 og 118 m o.h. i munningen av Horpedalen. Den øverste flata er av Mundal tolka som abrasjonsflate, og MG på staden. Men som han skriv, er flata ujamn og gjennomskoren av erosjonsspor. Det kan difor vere eit breelverosjonsnivå.
Det høgaste terrassenivået på breelvdeltaet i munningen av Tverndalen i Bøyadalen er 110 m o.h. Det same nivået finst også på ei snal horisontal dalhylle nedafor Mikjelstølen i Suphelledalen, der fjorden ser ut til å ha trengt omlag 5 km innom dalmunningen. Flata i Suphelledalen er relativt sikker, og ein kan difor rekne 110 m o.h. som marin grense i Fjærland.

Bøyabreen

I Bøyadalen er det ei rekkje morenerygar som synar breen si historie etter 1750. Den eldste av desse, frå ca. 1750, ligg like nedafor Bøyastølen (797 178). Denne

Fig. 1.
Hopedalen, ein hengande sidedal i Fjærland. Foto: A. R. Aa 1988

Fig. 2.
Glasiale trau og sedimenter i Fjærlandsfjorden. Modifisert etter Vangsnes 1981.

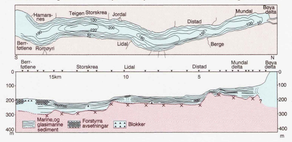


Fig. 3.
Alder av morenerygane i Bøyedalen (800 180). Etter Mjanger og Hofsøy 1989.

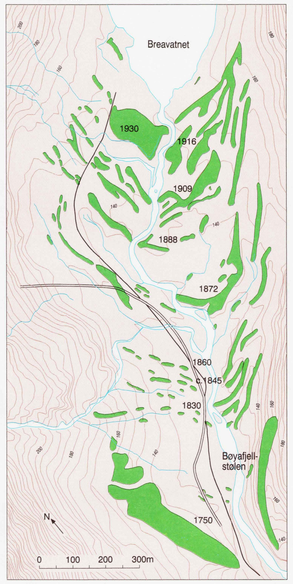


Fig. 4.
Profilar av nedre Suphellebreen frå 1750-1965. Etter Orheim 1970.

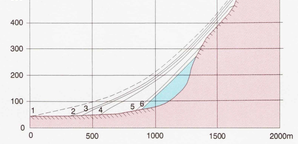


Fig. 5.
Refraksjonsseismiske profil frå avsetningane nedafor Anestølsvatnet (886 034). Etter Kjølseth 1968.

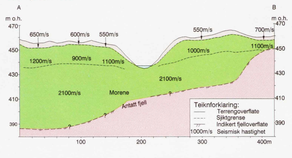
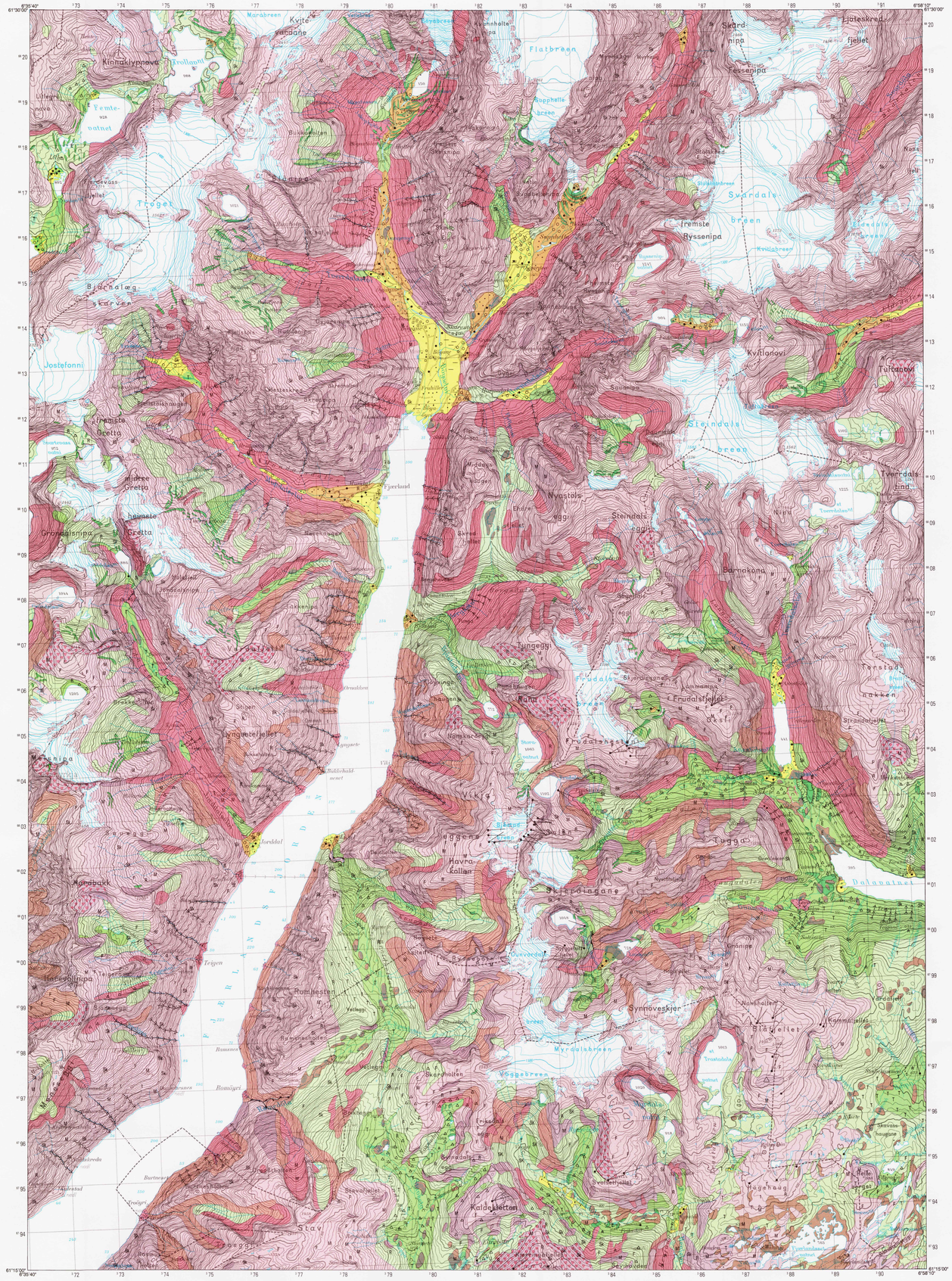


Fig. 6.
"1900-morenen" mellom Flatbrehytta (827 178) og sørvestkanten av Suphellebreen er omlag 30m høg, og ein av dei største morenerygane frå historisk tid i Noreg. Foto: A. R. Aa.


61°30'00"
6°35'40"
61°15'00"
6°58'10"
Kvitenovi
Tuftanovi
Steindalsbreen
Tverrdalstind
Nyvatsfjellet
Kaldekleiten
Stavfjellet
Fjærland
Myrdalsbreen
Vogebreen
Jostefonni
Troget
Femtevatnet
Flatbreen
Suphellebreen
Svardalsbreen
Frudalsbreen
Frudalsfjellet
Ryssenipa
Kvitenovi
Tuftanovi
Bjåstadbreen
Bjåstadnuten
Bjåstadnaten
Bjåstadvatnet
Bjåstadnaten
Bjåstadnuten
Bjåstadbreen