

KAPITTEL 16

TOR O. VORREN
JAN MANGERUD
LARS H. BLIKRA
ATLE NESJE
HARALD SVEIAN

Norge av i dag trer fram

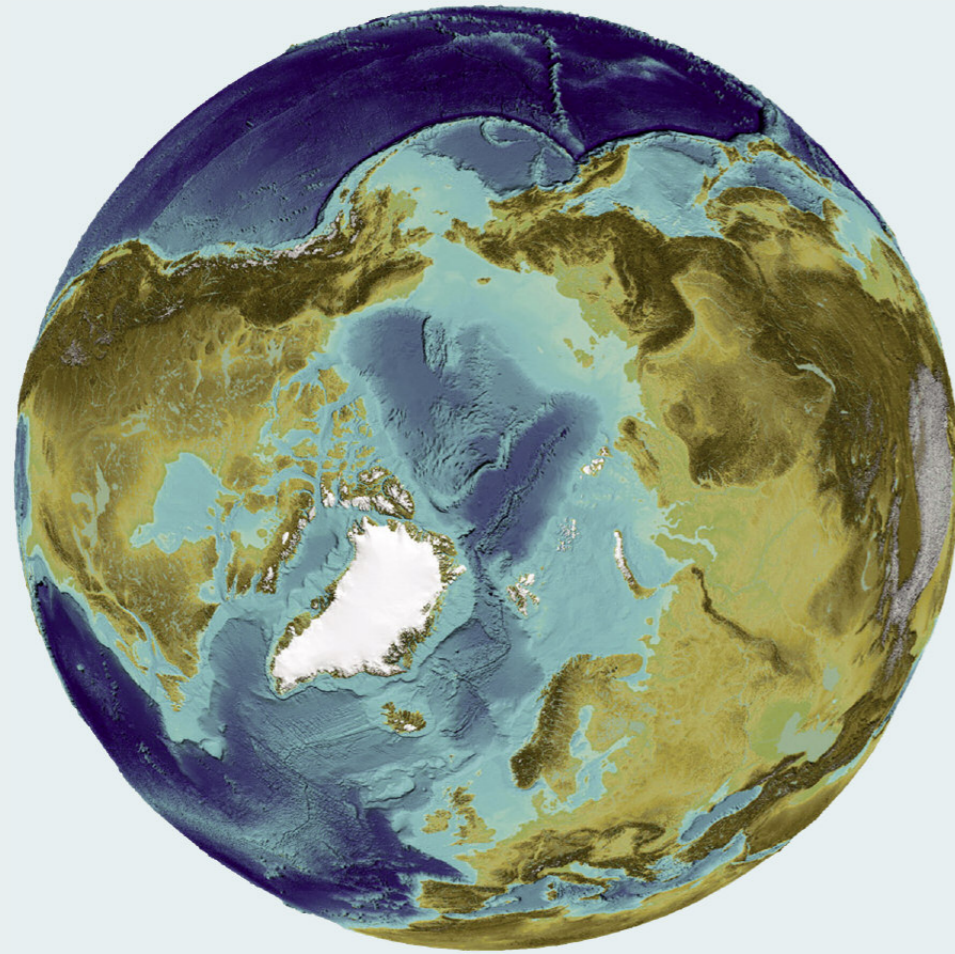
DE SISTE 11 700 ÅR – HOLOCEN



Dette bildet av strandvoller fra Kvalnes i Finnmark, som ligger like øst for Vadsø, viser hvordan havet har skulpturert landet etter hvert som det hevet seg etter at det ble kvitt den tyngende innlandsisen. Her er det lett å forestille seg hvordan landet steg fram av havet etter siste istid med de eldste strandlinjene øverst og de yngste nederst.

"Hovedstrandlinjen" fra yngre dryas og høyeste tapesnivå er særlig godt markert. (Foto: Fjellanger Widerøe AS)

Norge har etter istiden gjennomgått mange endringer: Breene forsvant nesten helt for seinere å komme tilbake, landet er hevet, i dalsider og fjordsider har det gått tusenvis av skred, elver har gravd i dalbunnen og sedimenter er blitt avsatt på fjordbunnene, planter, dyr og mennesker har vandret inn. I havet utenfor Norge kom Golsirommen tilbake, og det skjedde store forandringer på havbunnen.



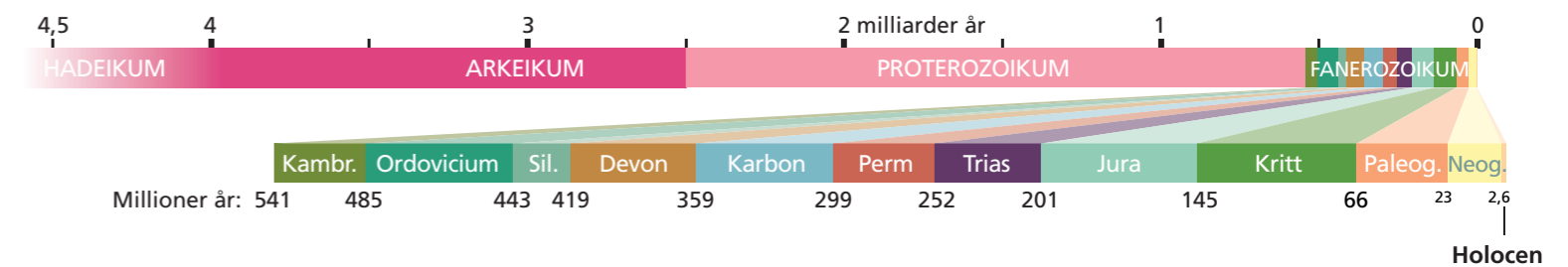
(Illustrasjon: M. Jakobsson)

DE SISTE 11 700 ÅR – HOLOCEN

Det er tre hovedtrender i jordas og Norges utvikling i holocen. Den første er at hav, jordskorpe og livet på jorda justerte seg etter istiden. Det betyr at det globale havnivået steg 125 meter fordi isen på kontinentene smeltet, mens landhevingen i Norge var enda større som følge av at vekten av innlandsisen forsvant. Planter og dyr vandret nordover fra sine "overvintringssteder" ved Middelhavet og gjorde Europa grønt. Tilsvarende skjedde i Nord-Amerika. Den andre hovedtrenden er at mennesket for første gang påvirker store områder av jordas overflate. Skogen hogges, land dyrkes, og noen steder øker dermed erosjonen sterkt. Enorme arealer legges under asfalt og betong – de store byene kan i dag sees fra månen. Den siste trenden er at de geologiske prosessene fortsetter som før. Platene seiler rundt og gir jordskjelv og vulkanutbrudd. I Norge merkes særlig de ytre krefter; fjellsider og leirområder raser, elver graver og bygger ut deltaer, breene vokser og minker.

Innledning

Det siste kapitlet i Norges geologiske utvikling er også det korteste. Det omfatter "bare" 11 700 år og kalles for holocen.



(Illustrasjon: R.W. Williams)

Navnet er avledet av de greske ordene *holo* (= hel, fullstendig) og *cene* (= ny, nåtidig), altså det "helt nåtidige" i geologisk sammenheng. Det er mange grunner til å vie dette tidsrommet spesiell oppmerksomhet. I holocen erobret menneskene landet. Klimaet har også i dette tidsrommet variert, og hva kan disse variasjonene fortelle oss om fremtidens klima? De geologiske prosessene, som flom og ras, berører oss direkte.

Vi skal begynne med å beskrive prosesser i havet som bidrog til at klimaet ble bedre og at innlandsisen forsvant, slik at det ble levevilkår for de første menneskene som innvandret til Norge. Den siste rest av innlandsisen forsvant altså tidlig i holocen, men vi har funnet det riktigst å beskrive hele isavsmeltingen samlet i det foregående kapitlet. I dette kapitlet ser vi på følgene av at innlandsisen smeltet bort, nemlig landheving og strandforskyvning, som riktignok begynte før holocen, men som er mest påtakelig i denne perioden. Vi ser på plantenes innvandring og hva de og breene forteller oss om klimahistorien. De geologiske prosessene hviler aldri, landskapet er i stadig endring, og i de siste avsnittene omtaler vi dramatiske geologiske hendelser som skred og flodbølger.

Inndelingen av holocen har hentet sine termer fra de paleobotaniske undersøkelsene A. Blytt og R. Sernander gjorde mot slutten 1800-tallet. Blytt forbandt såkalt boreal og subboreal flora med kontinentalt klima, og atlantisk og subatlantisk flora med oseaanisk klima. Termene var derfor tidligere benyttet i en klima-stratigrafisk mening, men har seinere fått kronostratigrafisk status, og tabellen viser et mye brukt forslag fra 1974 hvor inndelingen ble definert i ¹⁴C-år. Utviklingen av presise dateringsmetoder og sikre kalibreringer gjør imidlertid at man nå for holocen ofte utelater inndelingen og refererer direkte til år før nåtid eller år f.Kr./e.Kr. I dette kapitlet har vi alle aldre i kalenderår.

EPOKE/SERIE	¹⁴ C ÅR FOR NÅTID	ÅR FOR NÅTID	KRON/ KRONOSONE
HOLOCEN	-	-	SUBATLANTIKUM
	-2500	2000	SUBBOREAL
	-	4000	
	-5000	6000	ATLANTIKUM
	-8000	8000	BOREAL
PLEISTOCEN	-9000	10000	PREBOREAL
	-10000	-	YNGRE DRYAS

Inndeling av holocen-epoken - de siste 11 700 år.

Golfstrømmen og varmen kommer

Golfstrømmen, som gjør det levelig på våre breddegrader, kom tilbake med full tyngde ved slutten av istiden. Den gav opphav til nytt liv i hav og på land.

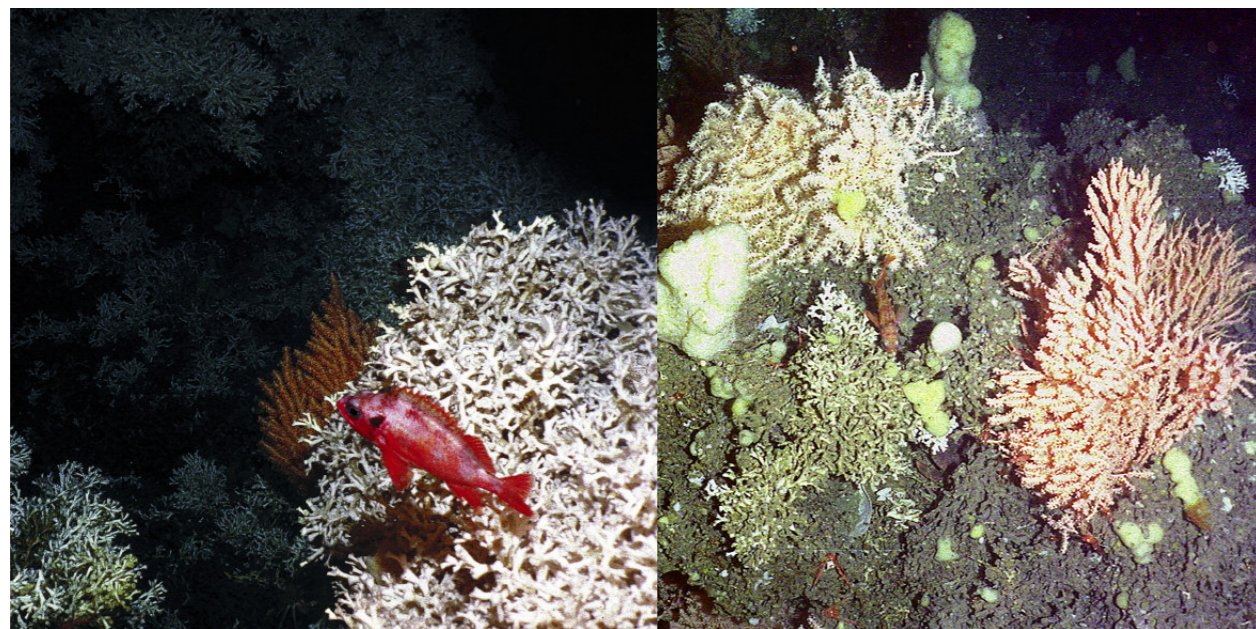
I det foregående kapitlet har vi sett at klimahistorien i Nord-Europa er nært knyttet til Golfstrømmens historie. Tidligere mente man at Golfstrømmen ikke kom inn i Norskehavet under istidene, men nyere undersøkelser viser at den periodevis også under istidene strømmet inn og gjorde seg gjeldende så langt nord som til Svalbard. Men i disse periodene var den både svakere og kaldere, kanskje var den også lenger fra kysten. Det er først etter at siste istid sluttet, at den ble så stor og stabil som vi kjenner den.

Golfstrømmen kom for fullt for omkring 11 700 år siden. Det førte til at sedimentene på kontinentalhylla og den øvre delen av kontinentalskrånningen ble utvasket, samtidig som de ble tilført mer rester av organismer, særlig kalkskall fra foraminiferer, snegler og skjell. Partikler av leire- og siltstørrelse ble tatt med strømmen, mens sand og grus ble liggende igjen. De fine partiklene ble avsatt i traueene på kontinentalhylla eller på dypere vann på skrånningen eller i den ytre delen av fjordene. Til eksempel kan de holocene leiravsetningene i Andfjorden nå en tykkelse på 30 meter, mens de stort sett er under fem meter tykke på hele kontinentalhylla. På den ytre

delen er det oftest ingen avsetning, men erosjon. Fra Storegga-raset og nordover kan man følge en avsetning av silt på den øvre delen av kontinentalskrånningen, hvor små endringer i kornstørrelser forteller om variasjoner i Golfstrømmens intensitet i etteristiden.

Koraller har gitt et spesielt bidrag til sedimentene på kontinentalhylla i holocen. Flere korallrev er oppdaget i de siste par tiårene i forbindelse med detaljert kartlegging av traseer for rørledninger for olje og gass. Korallrev blir tradisjonelt assosiert med grunne havområder i tropiske strøk. De norske revene befinner seg på større dyp i stummende mørke og består hovedsakelig av steinkorallen *Lophelia pertusa*. Store forekomster av korallrev finnes vest av Fedje i Hordaland, på Sularyggen utenfor Trøndelag, i Trænadjupet og i flere av fjordene våre. De trives best i havvann med temperaturer mellom fire og åtte °C. På Sularyggen ligger revene som en 13 kilometer lang kjede, opptil 750 meter bred og opptil 35 meter høy. Nylig er det oppdaget et rev utenfor Røst som er 10 ganger så stort. I et geologisk perspektiv vil korallrevene gå over til kalkbergarter og til marmor.

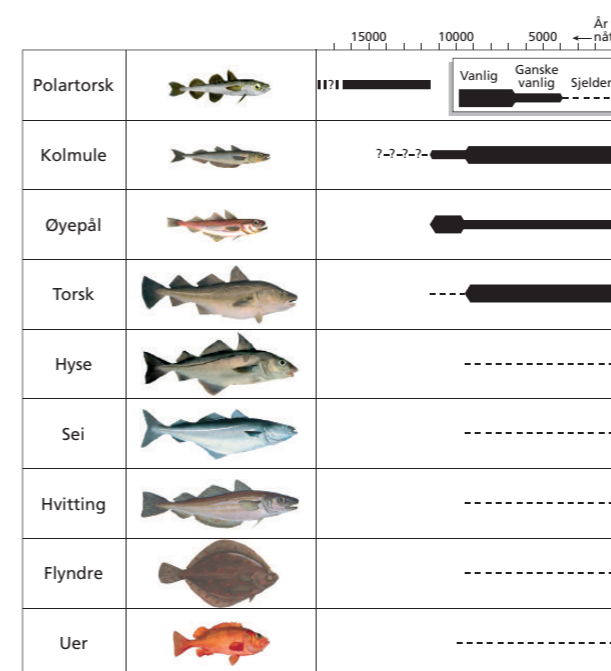
Bilder av korallrev fra den midtnorske kontinentalhylla på om lag 300 meters dyp. Til venstre ser vi en uer som svømmer mellom steinkoraller, og til høyre er en studie av mangfoldet og fargepraktene på norske korallrev. Her sees også døde koraller (brune) som bidrar til å bygge opp kalkrike sedimenter. (Foto: M. Hovland)



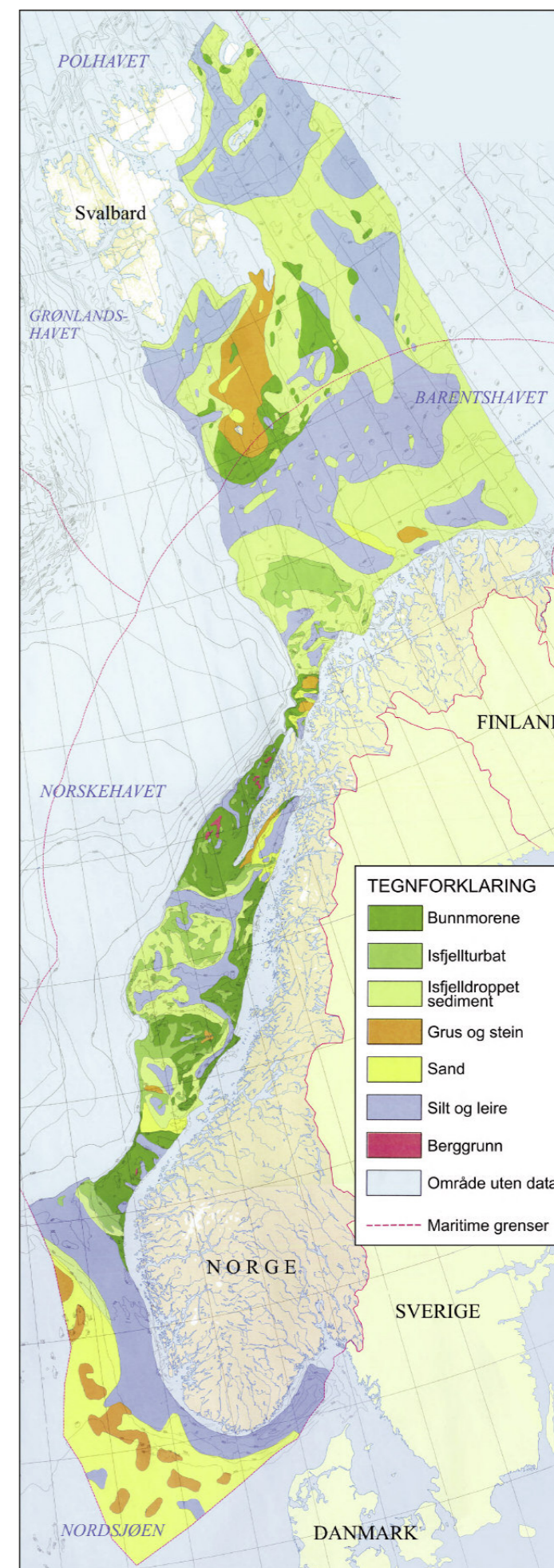
Lofottorsken kommer

Det varme og salte vannet i Golfstrømmen førte altså til en fornying av den marine faunaen og floraen. Mange av de vanligste skjellene og sneglene vi ser i fjæra i dag, f.eks. blåskjell, o-skjell og vanlig strandsnegl, kan bare leve i Golfstrømmens varme vann. De var borte under istiden, kom så vidt inn til Vestlandskysten i den milde allerødtiden (for om lag 13 500 år siden), men forsvant igjen i den kalde yngre dryastiden. Først da den sluttet for 11 700 år siden, innvandret de, sammen med mange andre arter, til Norskekysten.

Mindre kjent er det at også fiskene har etterlatt seg spor. De mest motstandsdyktige delene av fisken er øresteinene, otolittene. De er også typiske for den enkelte fiskeart. I Malangsdjupet og Andfjorden finnes bare øresteiner fra polartorsk i sedimenter avsatt i tiden fra innlandsisen forsvant og fram til for 12 000 år siden. Polartorsken lever i dag under og nær drivisen i det nordlige Barentshavet, og den forsvant fra bankene utenfor Troms da drivisen ble borte. De neste fiskeartene som kom i store mengder, var øyepål og kolmule og dessuten litt torsk. Torsken kom imidlertid ikke inn med full tyngde før for omkring 9400 år siden. Fra da av kunne man ha startet det store fisket etter skrei i Lofoten og på bankene utenfor Troms. På denne tiden kom også hyse, sei, hvitting og uer.



Figuren viser når fiskene innvandret til bankområdene utenfor Vesterålen og Troms etter siste istid. Figuren viser dessuten frekvensen på øresteiner i sedimentkjerner. (Modifisert fra P.A.M. Gaemers)



Kart over overflatesedimentene på den norske kontinentalhylla og i Barentshavet. Begrepet "isfjellturbat" betegner havbunnsedimenter som er omrørt og til dels avsatt fra isfjell som strander på havbunnen, og som ployer og roter opp bunnavsetningene, samtidig som isfjellene også gir fra seg sedimenter mens de smelter. (Figur fra T. Vorren og S. Vassmyr)

Og landet steg av hav

Mange har undret seg over hvordan skjell som de finner i jorda langt over havet, er kommet dit, og hvor gamle de er. Etter at vekten av istidens breer forsvant, hevet landet seg, og gamle strender og havbunn ble tørrlagt.

De best utviklede gamle strandlinjene finnes lengst nord i landet. Det er da også her epokegjørende oppdagelser er gjort. Da den franske Recherche-ekspedisjonen i 1838 kom til Nord-Norge og Spitsbergen, hadde det lenge vært kjent at havet en gang hadde stått høyere, men årsakene til dette var mye omdiskutert. Den vanligste forklaringen var at havnivået hadde sunket. Da oppdaget Auguste Bravais at strandlinjene i Finnmark ikke var horisontale, men steg innover i landet. Fra denne observasjonen var ikke veien lang til å forklare strandlinjer med at jordskorpen hadde hevet seg, mest der isen hadde vært tykkest og mindre ved ytterkanten. Det var altså ikke verdenshavens nivå som hadde stått høyere – faktum er at dette nivået ikke har sunket, men tvert imot steget etter siste istid.

Innlandsisen over Fennoskandia var kanskje 3000 meter tykk nær hovedsskillet over Bottenviken. Det representerte en enorm belastning på jordskorpen, som sank ned i den underliggende plastiske astenosfæren, som består av varme steinmasser. Det foregikk en såkalt isostatisk nedpressing på mange hundre meter. Grovt regnet er egenvekten av is 1/3 av egenvekten av stein, så 3000 meter is gir en isostatisk nedpressing på 1000 meter. De massene som

ble presset til side under Skandinavia, gjorde at landet og havbunnen utenfor innlandsisen steg. Men den øvre jordskorpen er stiv, så både ned- og oppbøyinger skjedde med slake, jevne krumninger.

Strandforskyvning, et samspill mellom land og hav

Da innlandsisen smeltet vekk, løftet jordskorpen seg igjen for å gjenvinne likevekten – det foregikk en isostatisk heving. Men astenosfæren er seigtflytende, slik at hevingen tok tid og ble forsinket i forhold til isavsmeltingen. Samtidig med landhevingen i Skandinavia steg nivået i verdenshavene. Dette skyldtes at da breene vokste, tok de vann fra havet, så mye at verdenshavene sank om lag 125 meter da siste istid var på sitt maksimum. Nå rant dette vannet tilbake til havet. De fleste steder i Norge – og mesteparten av tiden – steg imidlertid landet hurtigere enn verdenshavene. Dermed ble strandlinjer hevet og havbunn kontinuerlig blottlagt – det foregikk en regresjon. Unntak fra denne regelen finner vi i noen av de ytterste kyststrøkene. I perioden fra omkring 9500 til omkring 6500 år siden steg havet raskere enn landet i disse områdene. Dette kalles tapestransgresjonen, etter navnet på et skjell som er vanlig i disse strandlinjene. Transgresjon betyr altså at havet oversvømmer tørt land. Årsaken til trans-

gresjonen var at landet steg saktere enn havet i disse ytre kyststrøkene. Grunnen til havstigningen på denne tiden var tilførsel av store mengder smeltetvann fra innlandsisene i Nord-Amerika og Antarktis.

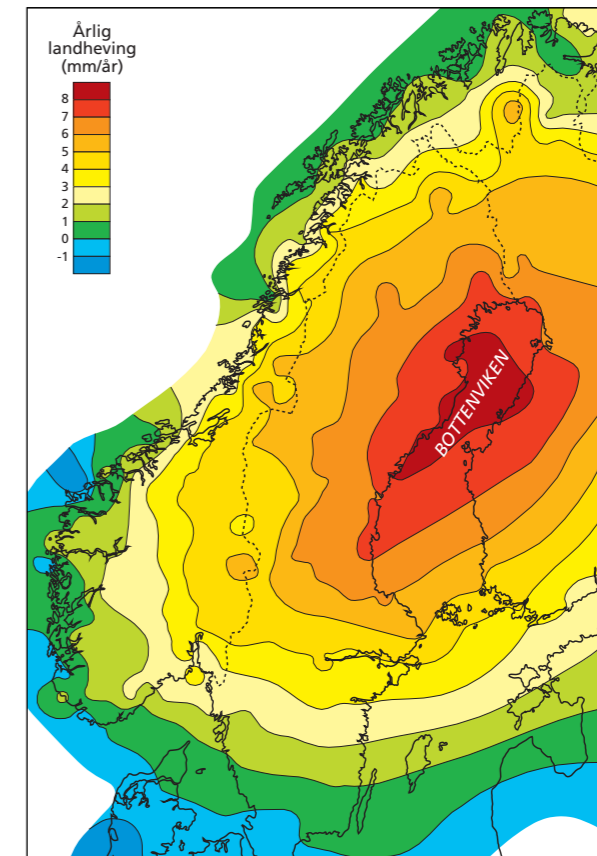
Ennå i dag foregår det en heving av Skandinavia. I Bottenviken hvor den er størst, er den ni millimeter pr. år, altså nesten en meter pr. århundre. I Indre Oslofjord har landet hevet seg 36 centimeter de siste hundre år, og om lag det samme ved Trondheim. Ytterst ut mot kysten av Vestlandet og Nord-Norge er det omtrent ingen heving lenger. Sørover i Danmark og Nederland er det en innsynking som henger sammen med at jordskorpen bulte opp utenfor innlandsisen, og når den nå er borte, synker denne ytterbulen inn etter hvert som massene i astenosfæren flyter tilbake til Skandinavia.

To markerte strandlinjer

De høyestliggende spor av havet etter siste istid kalles den marine grensen (MG) på stedet. Generelt er MG lavest ute ved kysten i vest hvor nedpressingen var minst. Eksempelvis er den 120 moh. innerst i Hardangerfjorden, 60 moh. ved Bergen, men bare 30 moh. på øyene vest for Bergen. Høyest er MG i Oslo, hvor den er 222 moh., ved Trondheim er den 175 moh. og ved Tromsø 40 moh. Den marine grensen er mange steder tydelig ved at et isranddelta, i dag ofte med et grustak, viser dette havnivået. Men MG blir altså yngre innover landet, fordi den er dannet langs en tilbakesmeltende brefront. Marin grense viser ikke den totale landhevingen, fordi med en gang isen begynte å smelte, startet landet å heve seg. Mye av landhevingen skjedde derfor mens landet ennå var dekket av innlandsisen.

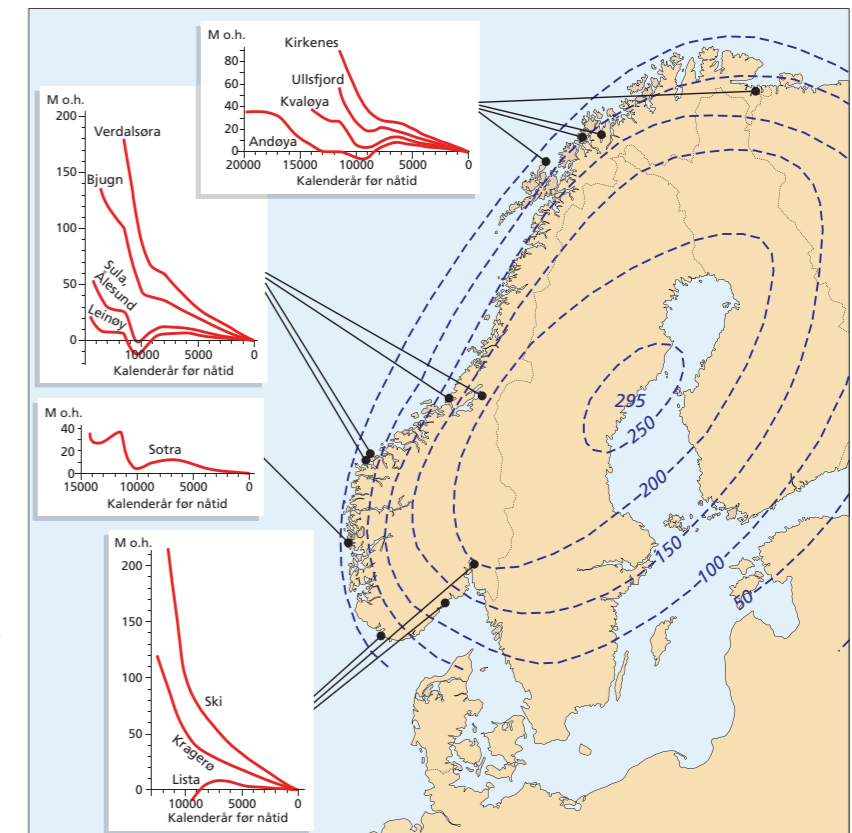
Det er to strandlinjer som flere steder trer tydelig fram i terrenget, nemlig yngre dryas-strandlinjen og tapeslinjen. Yngre dryas-strandlinjen ble dannet i den kalde perioden for mellom 12 800 og 11 700 år siden, og den finner vi selvsagt bare utenfor endemorene fra yngre dryas. Mange steder i Nord-Norge er den erodert inn i fast fjell, sannsynligvis

TIL HØYRE: De stiplede linjene på kartet viser høyden av marin grense (MG) i Fennoskandia. MG, som markerer de høyeste spor av havet etter siste istid, stiger innover mot Bottenviken fordi istykkelsen og dermed landhevinger har vært størst der. Vær oppmerksom på at linjen som binder sammen høydene på de marine grenser ikke er samtidige. Landet ble først isfritt ved kysten så derfor er disse marine grenser eldst. Til venstre er vist noen strandforskyvningskurver, altså kurver som viser hvor høyt stranda lå på stedet til forskjellig tid. Disse demonstrerer at det ute ved kysten tidvis har vært transgresjoner, mens det i de indre deler har vært regresjon hele tiden.



Kart over dagens landheving. Vi ser at maksimum landheving på nær ni millimeter per år skjer i Bottenviken (Figur modifisert fra J.F. Dehls m.fl.)

ved frostforvitningsprosesser. Tapeslinjen viser det høyeste nivået tapestransgresjonen nådde. Der det er løsmasser, danner begge ofte brede terrasser eller voller i terrenget, og det er ikke sjelden å se at gårder ligger på rekke og rad på disse strandlinjene.



Hovedstrandlinjen (H) i fast fjell fra de ytre deler av Nord-Troms. Tapeslinjen (T) ligger i løsmasser på et lavere nivå. (Foto: T.O. Vorren)



LANDET BLIR TIL

Norges geologi

Illustrasjonen som finnes i den trykte utgaven er fjernet her av opphavsrettslige grunner.

Hovedstrandlinjen på Kvæøya i Troms (40 moh.) er godt markert ved at den markerer øvre grense for oppdyrket jord, og ved at de fleste husene ligger på denne strandlinjen (Foto: To-Foto)

NEDERST TIL VENSTRE: Drivtømmer gravd fram 32 moh. i dalsiden på Edgeøya, Svalbard. Stokken er datert til å være 7180 år gammel, og viser at på den tiden stod havet opp hit. (Foto: J. Mangerud)

TIL HØYRE: Borkjerne fra Langevatnet på Drange i Hordaland illustrerer hvordan strandforskyvning aldersbestemmes. Vannet ligger i dag 50 moh. Den marine silten fire meter under bunnen viser at havet stod minst 50 meter høyere den gang silten ble avsatt. Derover er sedimenter med mikrofossiler som lever i brakkevann, så for 14 100 år siden lå stranda nøyaktig 50 meter høyere enn i dag. Over dette er det ferskvannssedimenter som viser at havet stod lavere fram til for 12 300 år siden. Et nytt marint lag viser at havet igjen steg høyt nok til å gå inn i Langevatnet. Dette var i yngre dryas, da innlandsisen igjen vokste. Ved starten av holocen smeltet innlandsisen raskt bort, slik at landet steg. I de siste 11 400 år er det avsatt tre meter ferskvannsgytje. Alle strandforskyvningskurvene på kartet vist tidligere er konstruert ved denne type undersøkelser, men for å lage en slik kurve må det bores i innsjøer i flere forskjellige høyder. (Foto: J. Mangerud)

Drivtømmer fra Sibir 100 moh. på Svalbard

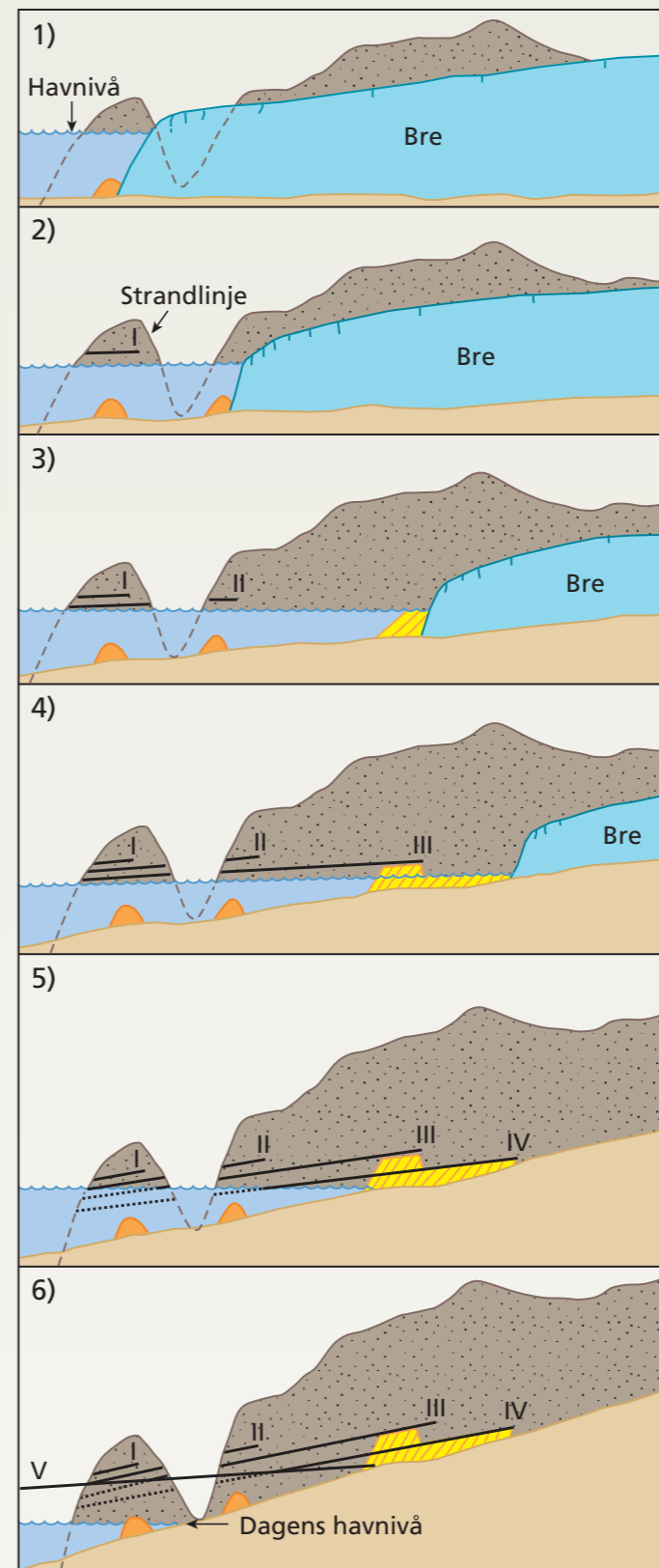
Drivtømmer og hvalskjelett finnes hyppig både på dagens strender og på eldre hevete strandvoller på Svalbard. På grunn av det kalde klimaet er de godt bevart. Drivtømmeret kommer ut i havet med de store elvene i Sibir og Nord-Russland, fryser inn i drivisen og seiler med den over Polhavet. Etter to-tre år når noe av tømmeret Svalbards strender og kan nyttiggjøres av så vel fangstmenn som forskere.



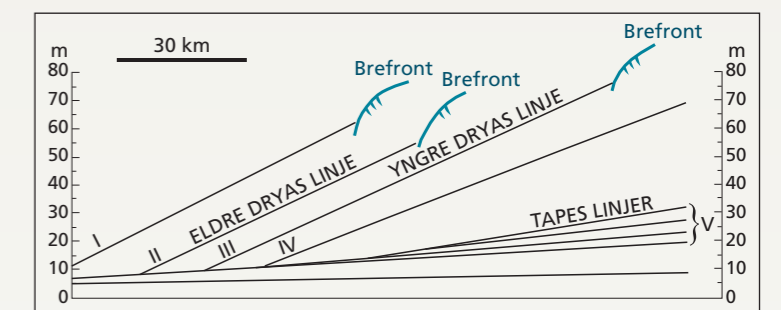
Forskerne har datert drivtømmer og bein etter strandete hvaler i strandvoller som ligger i ulike høyder over havet og har derved rekonstruert strandforskyvningen på Svalbard de siste 13 000 årene. Resultatene viser at senteret for hevingen ligger langt øst, ved Kong Karls Land eller trolig i havet øst for Svalbard. Det viser at Barentshav-isdekket hadde en brekul her, i alle fall på et seint stadium av siste istid.



ISOBASER OG STRANDLINJEDIAGRAM



Geologer fremstiller strandforskyvning ved hjelp av *isobaser*, *strandlinjediagram* og *strandforskyvningskurver*. Isobaser er linjer eller koter som viser steder som har hatt like stor landheving siden et gitt tidspunkt. Når man konstruerer et strandlinjediagram, legger man et profil normalt på isobasene og projiserer strandlinnehøyder inn på profilet. Ved å forbinde strandmerker med samme alder fra ulike lokaliteter fremkommer en linje som viser strandens høyde over havet fra ytterst på kysten til innerst i fjordene og fjorddalene. For at strandlinjer skal dannes, må selvfølgelig strandsonen være fri for isbreer. De eldste strandlinjer finner vi derfor bare i de ytre strøk som ble først isfrie. Se figuren til venstre, som viser utviklingen av strandlinjer i et snitt fra de ytre kyststrøk og innover en fjord. Etter hvert som breen trekker seg tilbake, hever landet seg, og den neste strandlinjen finnes derfor i et lavere nivå. I en periode steg havet i de ytre strøk raskere enn landet. De tidligere dannede strandlinjene ble derfor transgredert. Dette var den såkalte tapestransgresjonen. Tapestransgresjonen ble først merkbar i de ytterste strøkene, deretter innover i landet helt til et punkt der den isostatisk hevingen alltid har vært større enn den eustatiske havnivåstigningen.



Forenklet strandlinjediagram fra Vest-Finnmark. Romertallene korresponderer med figuren t.v.

Gammel havbunn omformes – elveerosjon og leirskred

Mange tusen kvadratkilometer nytt land har dukket opp av havet under landhevingen – mest blanke berg, men også leirflater, strandsletter, morener og sand- og grusavsetninger. I dag bor de fleste av oss på denne gamle havbunnen.

Straks nye havbunnsområder ble tørrlagt, startet elver og bekker sin erosjon. Elvene har formet ny dalbunn på stadig lavere nivå, omlagret og fraktet store volum med leire, sand og grus ut til deltaene og fjordene. Etter hvert ble det dannet bratte erosjonskråninger i de gamle sjøbunnsavsetningene, og utallige små og store leirras ble utløst.

Så lenge elvene graver i lett eroderbare masser som leire eller sand, holder erosjonen og dermed senkningen av dalbunnen tritt med endringen i havnivå. På den måten har strandforskyvningen styrt land-

skapsutviklingen langt innover i dalene. Men der fjellterskler gir fosser og innsjøer, er det de som bestemmer høyden på elva videre oppover dalen, og erosjonen blir da uavhengig av landhevingen.

I de første par tusen årene etter at isen forsvant, var strandforskyvningen så hurtig (6–7 meter pr. hundreår i Trøndelag og på Østlandet) at elveerosjonen var heftig, noe som gjenspeiles i grovkornige sand- og grusterrasser. Seinere, da landhevingen avtok, fikk elvene et slakere profil. De fløt i rolige meandre og fraktet mest sand eller finere materiale.



Fjordbunnsedimenter danner et bølgende åkerlandskap med raviner og gamle skredformer i Kvål i Gauldalen. Skred og raviner har skåret opp leirflatene etter at de ble hevet opp. Grensen mellom dyrket mark og de skogkledde åsene viser hvor høyt havet stod (MG) like etter at innlandsisen smeltet bort. (Foto: H. Sveian)

Mange av dalene har fått utseendet så sterkt forandret at steinaldermenneskene ikke ville kjent seg igjen i dagens landskap. Strandlinjen og elveosene har flyttet seg flere mil nedover de største dalene. Elvene formet generasjon på generasjon av ny dalbunn, og rester av de gamle står igjen som terrasser. Er vi heldige, finner vi tilstrekkelige terrasserester til å rekonstruere gamle generasjoner i dalenes utviklingshistorie. Denne landskaphistorien er et viktig fundament for arkeologi og kulturhistorie.

Mest leire på Østlandet og i Trøndelag

Det aller meste av våre marine leirer ble avsatt under isavsmeltingen. Tykkelsene i nedre deler av hoveddalførene og nær israndtrinnene er enkelte steder mer enn 150 meter. Sedimentasjonen foregikk meget hurtig, for eksempel i indre deler av Verdalen ble 50 meter leire avsatt i løpet av maksimalt 500 år, dvs. minst 10 centimeter pr. år. De største arealene med marin leire ligger i lavlandet på Østlandet og i Trøndelag, der hvor vi har høye marine grenser og samtidig store områder med relativt flatt lavland. På Sørlandet er MG for lav, mens det på Vestlandet er for bratt. Her finnes leiren på bunnen av fjordene. I Nord-Norge er det mye leire i enkelte dalfører, for eksempel Målselv og Korgene.

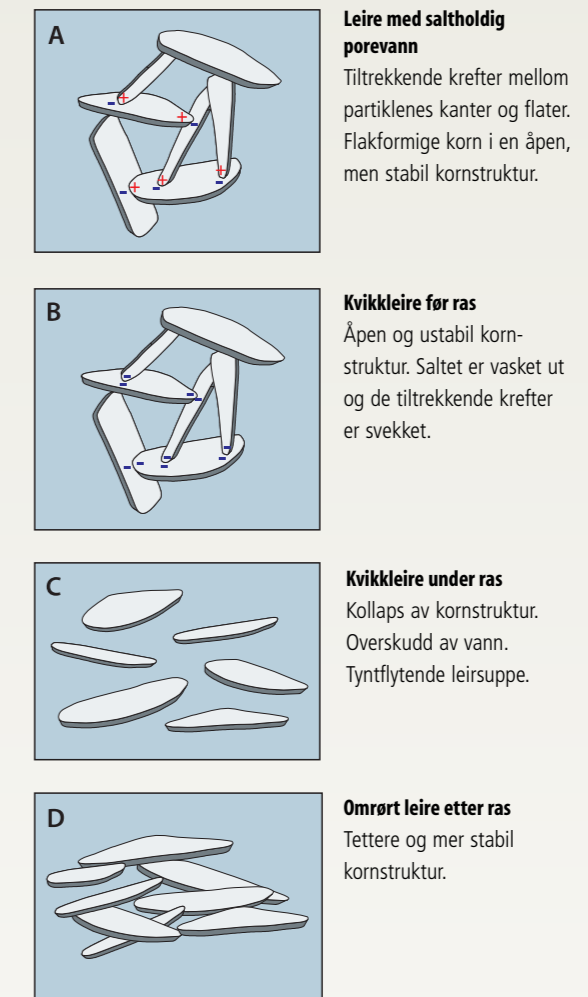
Leirlandskapene er i dag sterkt oppskåret av erosjon, med raviner (små V-formete bekkedaler), skålformete rasgroper og gjenstående rygger. Mange områder er blitt bakkeplanert for oppdyrking og har dermed mistet mye av sitt særpreg som erosjonslandskap.

Kvikkleire!

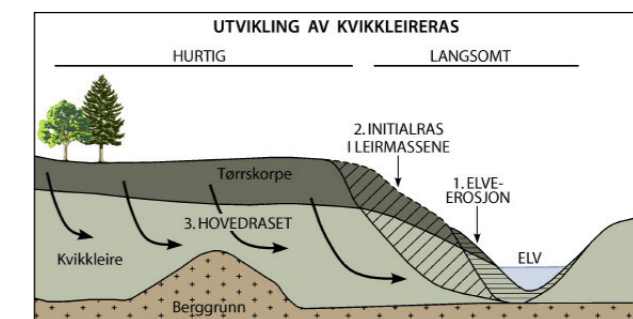
I marine leirer dannes kvikkleire – ikke alle steder, men i større eller mindre soner eller “lommer” hvor det opprinnelig salte porevannet over lang tid er vasket ut og erstattet av ionefattig ferskvann.

Et enkelt lite ras i en bratt skrånning vil kunne utløse store kvikkleireskred nesten momentant. Kvikkleira mister støtte, den indre strukturen faller sammen, og leiren blir flytende. Utrasingen forplanter seg hurtig bakover. Kvikkleiren blir tyntflytende som en velling på grunn av overskudd av porevann. Flak av den tørre og faste markoverflata flyter av gårde opp på den

KORNSTRUKTUR I MARIN LEIRE



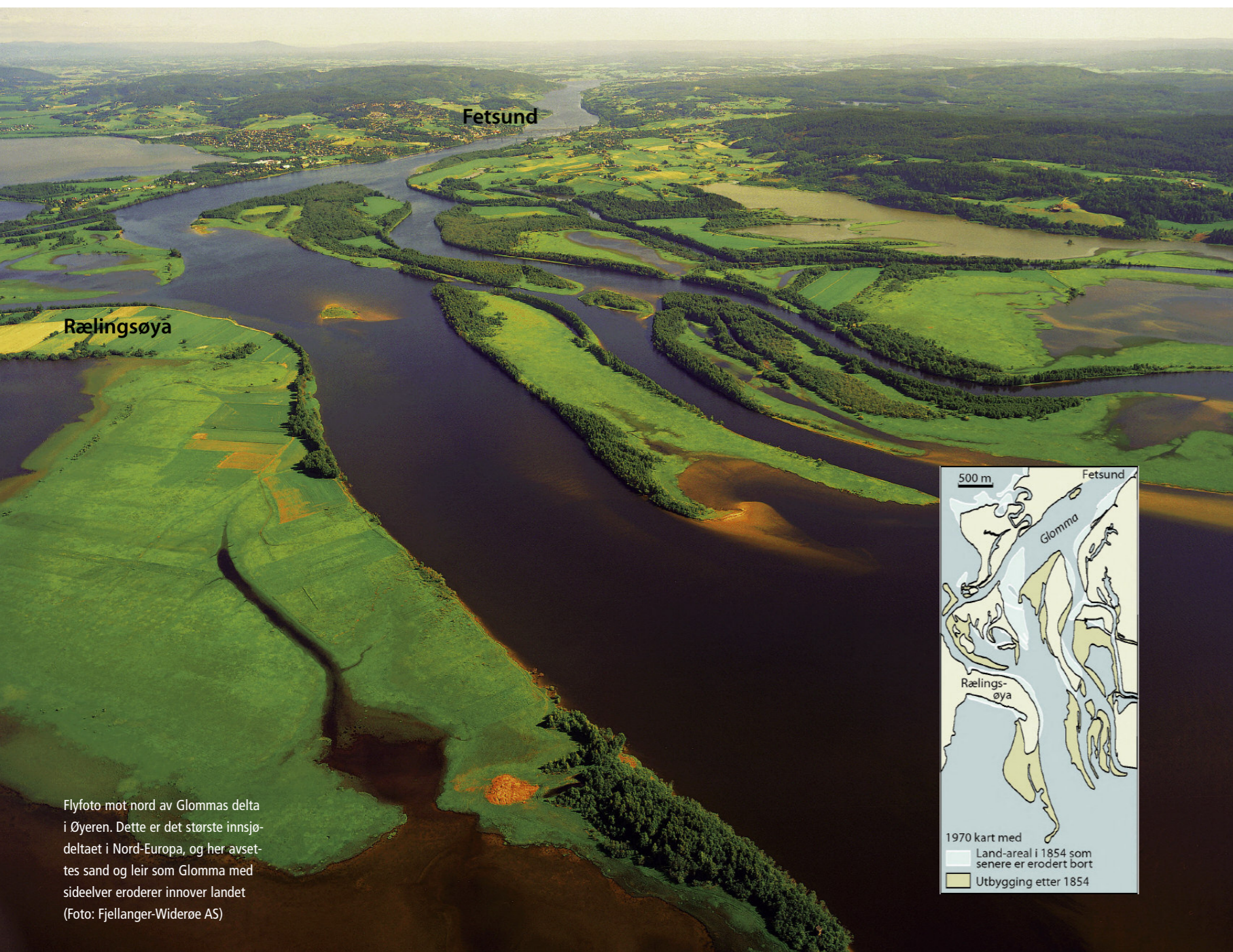
Kornstruktur i leire fra avsetning til ras og ny avsetning.



Figuren viser et vanlig forløp av kvikkleireskred. Først skjer det erosjon ved elva (1). Dette fører til et initialras i leirmassene (2) som følges av hovedrasen (3). (Figur modifisert fra N. Janbu m.fl.)

bløte kvikkleiren. Slike flak har reddet mange menneskeliv. Når massene faller til ro, danner flakene svake forhøyninger. Gamle skredmasser kan ofte gjenkjennes på sin lett bølgete overflate. Skredgroperne er ofte pæreformede med en trang utløpsport.

Grufulle tragedier med store kvikkleireskred har rammet landet både i forhistorisk og historisk tid. Bare et fåtall av de kartlagte skredene er kjent fra skriftlige eller muntlige kilder. Geologisk kartlegging



Flyfoto mot nord av Glommas delta i Øyeren. Dette er det største innsjødeltaet i Nord-Europa, og her avsettes sand og leir som Glomma med sideelver eroderer innover landet (Foto: Fjellanger-Widerøe AS)

Kartet viser om lag samme område som skråbildet. Det finnes her også et kart som ble målt opp i 1854, og på kartet er det vist hva som har hendt etter den tid. En ser at Glomma har erodert Fautøya og lagt igjen tilsvarende i innersvingene. Deltaet har også vokst flere hundre meter sørover i Øyeren, men kanskje har 1854-kartet tatt med mindre våtmarker som tørt land enn oppmålingen i 1970, slik at veksten ikke har vært så stor som kartet viser.

har vist at skredgropene ligger tett i tett i de største leiområdene. Bare i Verdalen kommune er det påvist ca. 100 groper, og mange er svært store. Også på Romerike er det mange skredgroper. Sporene i terrenget vitner om at leirskred er en vanlig prosess sett i geologisk perspektiv, selv om det går mange år mellom hvert større kvikkleireskred.

Den vanligste utløsende årsaken til kvikkleireskredene har vært at en elv eller en bekk har gravd ved foten av en skrånning og ”punkttert” kvikkleirelom-

mer. Noen skred har kanskje blitt utløst av jord-skjelv. Menneskenes inngrep ved graving og utfylling har også utløst skred. Tusener av nordmenn bor på kvikkleire, og det er problemfritt så lenge vi ikke foretar uheldige inngrep i terrenget. Sikringstiltak vil være å hindre elver og bekker i å grave, eventuelt legge bekker i rør, fjerne masser for å redusere belastning på utsatte steder, unngå graving i foten av skrånninger, legge motvekt i fyllinger, tilsette salt til leirmassene m.m. Det er avgjørende for sikkerheten å kjenne til hvor kvikkleiren ligger.

VERDALSRASET I 1893

“... En kort stund efter kom vi i sterkere fart igjen, og jeg saa, at det andet Torvstykke sønderreves. Far og Bror Annæus faldt paa sine Knæ og raabte til Gud om Hjælp i sin nød, men strax sank de i Leren, der lukkede sig over dem. Jeg saa en Haand stikke op, og saa forsvandt alt. Strax efter standset vi, men vi vidste ikke hvor vi var.” ... Slik beskriver et øyenvitne dramatikken og det tragiske tap av far og bror.

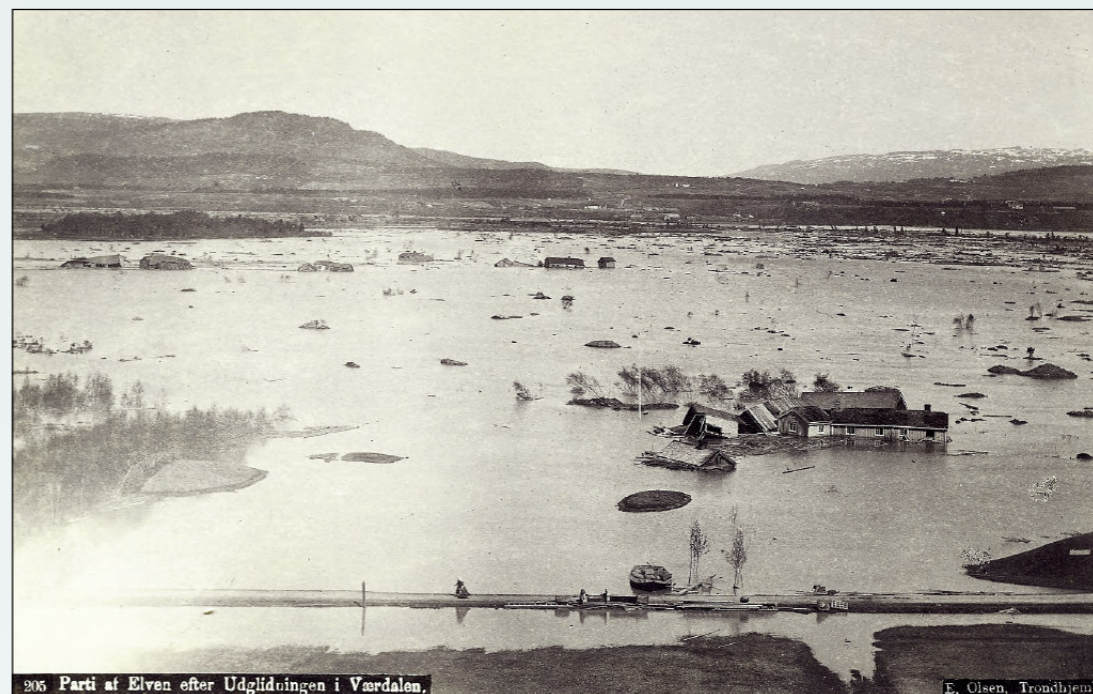


Foto av Verdalsraset og dalbunnen sett fra søndre dalside med elvevannet stående over rasmassene.

Kvikkleireraset i Verdalen er en av de aller største naturulykkene som har rammet Norge. Hele det enorme raset gikk ut i løpet av en trekvarter time like etter midnatt den 19. mai 1893. Leirsuppa veltet fram på slettene i bunnen av dalen ”hurtigere enn noen hest kunne løpe”. I ettertid er det beregnet at farten på skredmassene kan ha vært 70-80 kilometer i timen. Ufattelige 55 millioner kubikkmeter masse raste ut. Rasgropa er ca. 3000 dekar, massene fløt utover ca. 8000 dekar av dalbunnen. I Verdalsraset seilte mennesker og dyr av sted på torvflak, husrester og tak, noen så langt som seks kilometer. Det oppholdt seg 250 mennesker i rasområdet, og 116 av dem mistet livet. Til sammen 105 bygninger ble tatt av raset. Rasmassene demte opp Verdalselva slik at ”Vukusjøen” dekket ca. 3000 dekar ovenfor rasstedet. Sjøen ble sakte tømt i løpet av noen få uker, mens elva fant seg nytt løp over leirmassene og eroderte ned gjennom raslaget til sitt tidligere nivå. Men i september gikk det et mindre etter-ras bakerst i det store rasområdet. Dette alene var like stort som Rissa-raset i 1978. Elva ble demt på nytt, og denne gangen ble ”Vukusjøen” liggende hele vinteren gjennom.

De materielle skadene i Verdalsraset kom opp i svimlende beløp. Det ble straks bevilget nødhjelpsmidler av Stortinget. Innsamlinger og støtteaksjoner fra inn- og utland viser hvilken oppmerksomhet ulykken vakte. De materielle skadene ved et slikt ras i dag ville trolig kostet milliardbeløp.

DEN SKANDINAVISKE FJELLKJEDEN OG DETS LANDFORMER: NÅR OG HVORDAN BLE DE DANNET?

Av Johan Petter Nystuen

Den skandinaviske fjellkjeden, også kalt Skandes (På svensk Skandes, engelsk Scandes og tysk Skanden), består av en rekke fjelltrakter i Norge og Sverige, fra Ryfylkeheiene i sør til Varangerhalvøya i nord. Fjellkjeden er omtrent 2000 km lang og følger kjølen av den vestlige delen av Den skandinaviske halvøya. Opprinnelsen til fjellkjeden har blitt et hett vitenskaplig diskusjonstema i de seineste årene.

Fjellkjeden ble først beskrevet av den norske geologen Hans Henrik Reusch (1852–1922) ved begynnelsen av forrige århundre. Han er også omtalt i andre sammenhenger i denne boka. Reusch forklarte fjellkjeden ved landhevninger i kenozoikum, etter at Fennoskandia var slitt ned til et sletteland nær havets nivå. Han mente at fjellviddene og andre utstrakte flater med lavt relieff var gamle landflater, paleiske flater, som var hevet og senere erodert (kapitlene 14 og 15). Denne "klassiske" modellen etter Reusch har senere blitt modifisert, men refereres i det etterfølgende for enkelhets skyld som den klassiske modellen. Etter siste århundreskifte har modellen blitt utfordret av en ny fjellkjedemodell. I følge denne modellen har fjellkjeden i Skandinavia eksistert i 400 millioner år som erosjonsrest av Den kaledonske fjellkjeden (kapitlene 6 og 7), paleiske flater eksisterer ikke, og det har ikke vært noen "tertiær landheving". Med andre ord, den nye modellen gir en dramatisk annen forklaring av viktige sider av vårt lands geologiske historie enn den som er fremstilt i flere kapitler i denne boka! Begge modeller diskuteres nedenfor, med konklusjon om at den klassiske modellen med sine nye modifikasjoner fortsatt er gyldig.

Den klassiske modellen er grunnlagt på observasjoner av geologiske forhold på land, slik som fjellvidder, dalganger og gamle landflater som på nytt har kommet i dagen etter at påliggende sedimentlag er erodert, dels med rester av forvitret berggrunn, samt geologiske forhold utenfor kysten, slik som den kenozoiske sedimentære lagrekken (kapitlene 14 og 15).

Den kaledonske fjellkjeden ble brutt ned i devontiden (kapittel 7), og det er antatt at restene av fjellkjeden ble utjevnet sammen med øvrig berggrunn i Fennoskandia i løpet av mesozoikum og tidlig kenozoikum til landflater med slake åser og brede dalfører, tilpasset havets nivå. Lavlandet ble oversvømmet av havet i slutten av kritt og begynnelsen av kenozoikum. Dette vises ved at sedimenter fra kritt er bevart over forvitret grunnfjell i Sør-Sverige og av eocene marine fossiler i Sør- og Nord-Sverige og Nord-Finland. I Sør-Sverige har forvitringen stedvis gått ned til 60 meters dyp og ført til dannelse av kaolinrike leirer. Tykke mesozoiske-kenozoiske leirrike avsetninger på kontinentalsokkelen avspeiler et lavt relieff i fastlands-Norge med utstrakt kjemisk forvitring, periodevis avbrutt av økt erosjon og sandtilførsel på grunn av tektoniske hevinger, klimatiske endringer, eller en kombinasjon av begge faktorer (kapitlene 10–12, 14).

Fennoskandia ble hevet i kenozoikum, og berggrunnen ble erodert til sletter tilpasset et stadig lavere havnivå etter hvert som landet ble hevet. Slettene ga opphav til paleiske flater i flere nivåer, styrt av periodiske landhevninger. De paleiske flatene ble hevet opp til 2000-2500 meter i vest og lite til ingenting i øst og sørøst. Hevingen var særlig stor over en dom i Sør-Norge, en i Nord-Norge og lavere over en dom i Sør-Sverige. Fjellviddene, slik som Hardangervidda og fjellviddene i det indre Østlandet og Finnmarksvidda er paleiske flater. Det subkambriske peneplanet har påvirket utforming av Hardangervidda (kapitlene 2 og 15).

Årsaken til hevingene er omdiskutert, men henger mest sannsynlig sammen med åpningen av Norskehavet-Grønlandshavet, se nedenfor. Fjellrygger og forsenkninger i kystnære strøk, slik som i Lofoten, Vesterålen og Lyngen, er formet av forkastningstektonikk. Kenozoiske lag på kontinentalsokkelen skrånar ut fra fastlands-Norge og er bøyd opp mot øst, der de er erodert og dekket av kvartære avsetninger. Dette forklares ved at marine kenozoiske lag til dels var avsatt over vestlige Skandinavia, før landhevingen (kapittel 14).

Etter landhevingen lå hovedvannskillet i Skandinavia langt mot vest. De største elvene rant øst- og sørøstover. Elvene som rant mot vest var brattest og gravde seg hurtig bakover og "stjal" side-elver og nedslagfelt fra elvene som rant østover. Denne prosessen var særlig intens under mellomistidene og pågår fortsatt i Skandinavia.

Erosjonen av Den skandinaviske fjellkjeden økte kraftig de siste 2,6–2,8 millioner år under kvartærtidas nedisinger. Tykke isstrømmer, som var på trykksmeltepunktet og derfor hadde vann langs bunn og sider, grov ut dype daler og fjorder. Frostsprenging og erosjon fra botnbreer endret relieffet fra slake fjellformer til tinder, egger, kammer og botner. Iskjoldene over store høyfjells- og viddeområder, hovedsakelig i sentrale deler av Fennoskandia, var frosset fast til underlaget under mesteparten av istidene. Her var iserosjonen fraværende eller ubetydelig, slik at de paleiske flatene ble bevart som utstrakte vidder mellom hoveddalene, ofte med blokkhav på de høyeste flatene (kapittel 15).

I følge den nye modellen har utforming av Den skandinaviske fjellkjeden vært styrt av den samlede effekten av isostasi (I), klima (C) og erosjon (E), den såkalte ICE-hypotesen. Modellen forutsetter at det ikke har vært noen betydelige tektoniske hevinger av Fennoskandia de siste ca. 400 millioner år, og at Den kaledonske fjellkjeden skal ha eksistert fram til i dag som den isostatisk hevede rotsonen av fjellkjeden.

Overgangen mellom fjellkjeden i øst og Nordsjøen og Norskehavet i vest hevdes å ha vært en stabil nedbøyningssone av jordskorpa siden seineste paleozoikum. Mens fjellkjeden eroderes og heves isostatisk, avsettes sedimentene i Nordsjøen og Norskehavet i bassenger som synker isostatisk. Erosjonen av kenozoiske sedimenter nært opptil kysten forklares ved glacial erosjon i nedbøyningssonen i jordskorpa mellom land og hav, og ikke som resultat av landheving, som i den klassiske modellen.

ICE-modellen forklarer variasjonen mellom leirrike og sandrike avsetninger i lagrekken på kontinentalsokkelen som resultat av klimaendringer. Den dramatiske endringen fra leiravsetninger under varmeperioden i eocen til avsetninger av sand under den kjølige perioden i oligocen (kapittel 14), forklares ved at isbreer kan ha blitt dannet i fjellene i Skandinavia, økt erosjon, isostatisk heving av fjellkjeden og avsetning av sand på sokkelen. I den klassiske modellen er tektonisk heving hovedforklaringen på den økte sandtilførselen i oligocen og også mot slutten av kritt.

Den nye modellen forklarer flater med lavt relieff i fjellkjeden som dannet av erosjon av isbreer i et stabilt likevektsnivå gjennom flere istider. Mekanismen tenkes å virke slik at isbreer med vann i bunnen gnager seg inn i og ned i fjellmassivene og etterlater seg jevne flater som "pusses på" i mellomistider av frostsprenging og andre periglasielle prosesser.

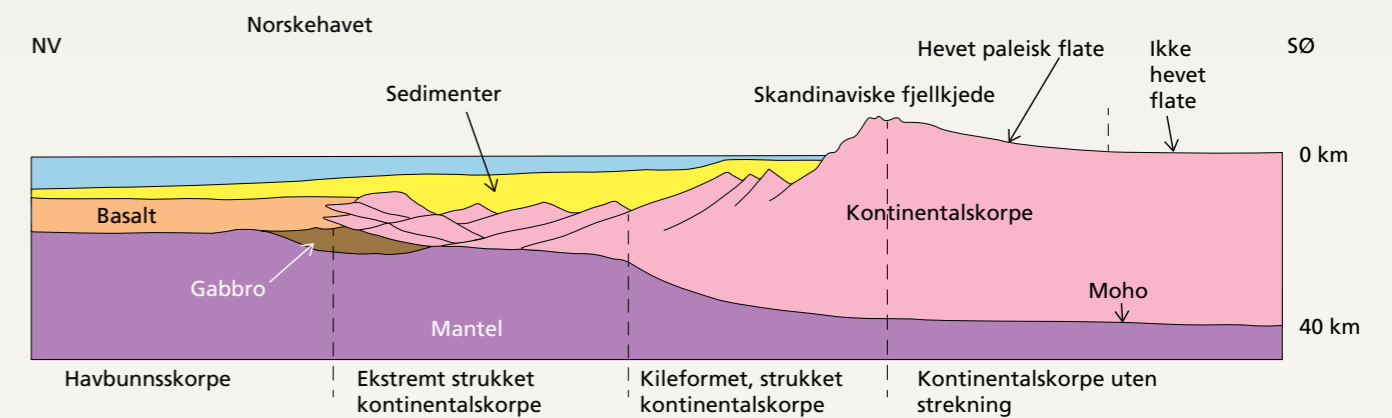
Volumet av steinmasse fjernet ved breerosjon i høyfjellet, i daler og fjorder i vestlige Skandinavia de siste 2,8 millioner årene har blitt beregnet til å være for lite i forhold til det sedimentvolumet som er avsatt og bevart på sokkelen i samme tidsrom. ICE-modellen forklarer avviket ved at lavrelieffsflatene (de paleiske flatene) har blitt dannet ved breerosjon og dermed bidratt med sedimenter til avsetningene på kontinentalsokkelen.

Den nye modellen med utgangspunkt i ICE-hypotesen har en rekke svakheter. Den grunnleggende forutsetningen for modellen, at Den kaledonske fjellkjeden skulle ha overlevd i 400 millioner år fram til i dag, er høyst usannsynlig. Det subkambriske peneplanet ble dannet i løpet av 250–300 millioner år (kapitlene 2 og 3), på tross av at det i prekambrium ikke fantes landvegetasjon som kunne føre til økt kjemisk forvitring. Derimot, i seinpaleozoikum og mesozoikum var Skandinavia dekket av vegetasjon som forsterket den kjemiske forvitringen. Fra Svalbard er det vist at Den kaledonske fjellkjeden var slitt ned til et peneplan i løpet av karbon-perm (kapittel 9). Det er ingen rimelig grunn til at ikke det samme skjedde i Skandinavia.

Den skandinaviske fjellkjeden ligger *ikke* i den kaledonske rotsonen, men hovedsakelig i dekkelagpakken og grunnfjellet under langt øst for rotsonen. Ny forskning forklarer den kenozoiske landhevingen av Fennoskandia som følge av en ekstrem skorpetykning innen det området som omfatter rotsonen for Den kaledonske fjellkjeden. Strekkingen begynte allerede i seinjura og tidligkritt (kapittel 12). I forbindelse med åpningen av Norskehavet-Grønlandshavet, trolig i kombinasjon med oppvarming, erosjon og avsetning og andre prosesser, skjedde hevinger i flere faser innenfor den sonen der skorpa var blitt ekstremt tynnet ved strekking.

Den nye modellens antagelse av at utstrakte vidder og sletter kan ha vært dannet i løpet av de siste 2,6 millioner år ved breerosjon, har ingen støtte i moderne glacial og geomorfologisk forskning. Det er også vist at periglasielle prosesser heller ikke kan skape slike flater.

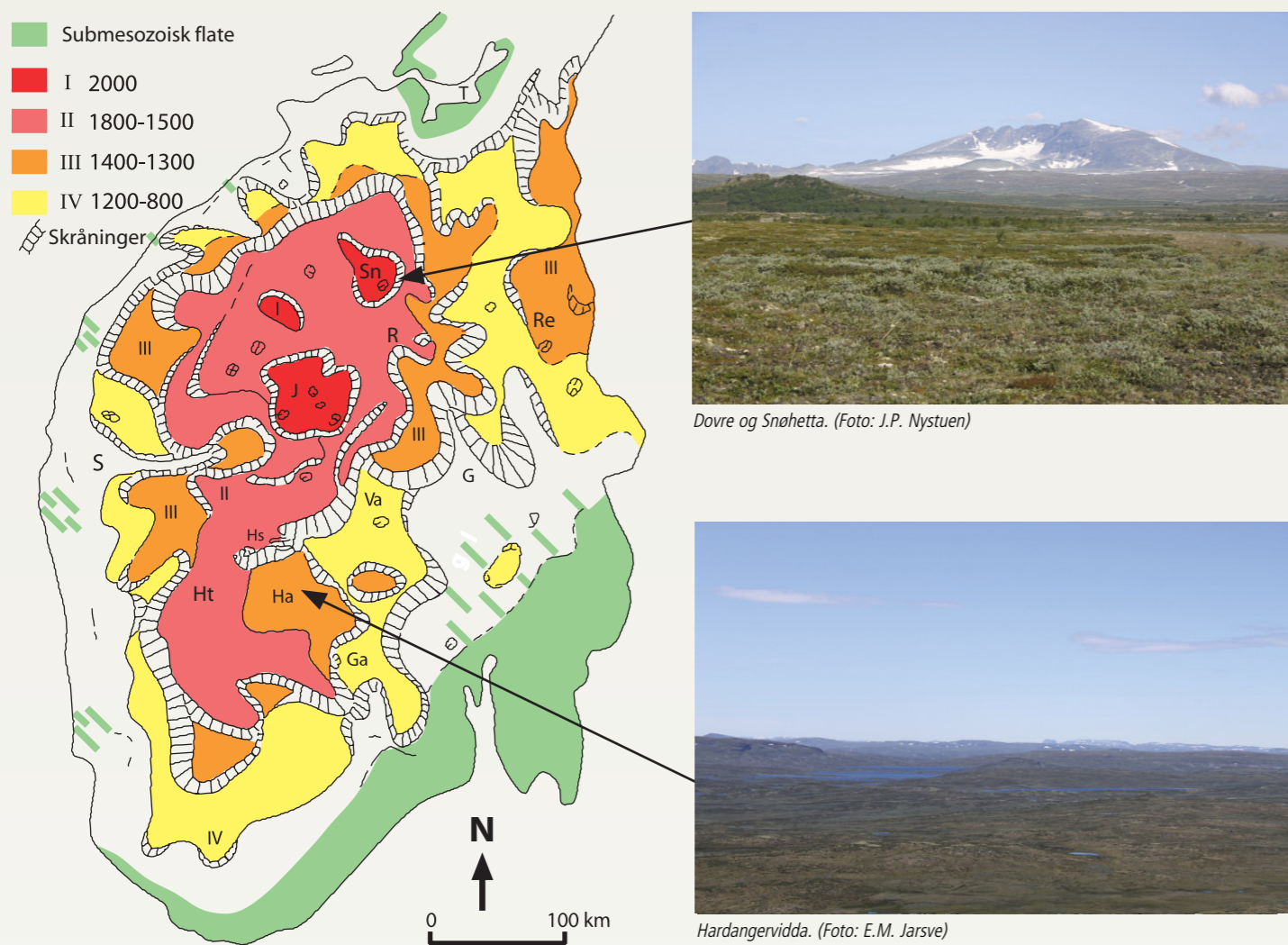
Den kenozoiske hevingen av Fennoskandia og dannelsen av Den skandinaviske fjellkjeden er av Redfield og Osmundsen (2013) forklart som et resultat av en ekstrem strekking av jordskorpa under det samlede kontinentet av Nord-Europa og Grønland i løpet av mesozoikum – kenozoikum og som kulminerte med havbunnsspredning og dannelsen av Norskehavet fra paleogen tid. Den skjeve hevingen førte til at paleiske flater dannet etter kaledonsk tid stiger nordvestover på den skandinaviske halvøya og finnes igjen som erosjonsrester i Den skandinaviske fjellkjeden. (Illustrasjon forenklet etter T.F. Redfield og P.T. Osmundsen).



Den nye modellens volumberegninger av bergmasse fjernet ved breerosjon i fastlands-Norge og av tilsvarende volumer bevart på sokkelen, er meget usikre. Et tilsynelatende underskudd av sedimenter dannet ved erosjon på fastlandet, i forhold til mengden sedimenter bevart i den kvartære lagpakke på sokkelen, kan forklares ved at sedimenter som tidligere var avsatt utenfor kysten ble erodert og avsatt på nytt da isbreene nådde ned til kysten og begynte å gå utover sokkelen. Sedimenter avsatt som grus og sandvifter langs den bratte vestsiden av Norge kan også ha blitt erodert av isstrømmer og avsatt på nytt.

ICE-hypotesen fremhever sammenhengen mellom klima, erosjon og isostasisk landheving. Dette samspillet har uten tvil virket inn på utviklingen av relieffet i Den skandinaviske fjellkjeden og resten av Fennoskandia og er en viktig mekanisme i utforming av landformene i Norge, som i andre deler av verden. På den andre siden har forskning vist at landheving og høy topografi betyr mer for omfanget av erosjon enn klimaet.

Den reviderte klassiske modellen av Den skandinaviske fjellkjeden og dens landformer står fortsatt sterkt. Debatten utfordrer fremtidig forskning til å få nærmere bestemt alderen av de paleiske flatene, øke kunnskapen om flatenes opprinnelse som resultat av klima, tektonikk, forvitring og erosjon, forbedre regnskapet mellom erodert berggrunn og hvor mye som er bevart som sedimenter på sokkelen, og, ikke minst, øke vår innsikt i mantel- og skorpeprosesser bak landheving og dannelse av sedimentasjonsbassenger, og faktorer som avgjør hvor og hvordan løsmassene avsettes i bassenger utenfor kysten.



Paleiske flater i Den skandinaviske fjellkjeden og lavlandet i Sør-Norge, forenklet etter K. Lidmar-Bergström og andre. Flatene i grønt er fra førmesozoisk tid, slik som lavlandet i sørøstlige Sør-Norge, ved Trondheimsfjorden (T) og i mindre områder på Vestlandet. Flater av kenozoisk alder, atskilt av markerte skråninger: I over 2000 m.o.h., II 1800–1500 m.o.h., III 1400–1300 m.o.h., IV 1200–800 m.o.h. Oppstikkende restfjell er markert. G=Gudbrandsdalen, Ga=Guastatoppen, Ha=Hardangervidda, Hs=Hallingskarvet, Ht=Hårteigen, I=Illstigfjellet, J=Jotunheimen, R=Rondane, Re=Rendalsølen, S=Sognefjorden, Sn=Snøhetta, V=Valdres. Snøhetta på Dovre er et såteformet restfjell på paleisk flate I. Botnen i Snøhetta er dannet ved kvartær breerosjon. Hardangervidda, med restfjellet Hårteigen stikkende opp i horisonten mot vest, tilhører flatene II og III.

JORDSMONNDANNELSE I NORGE av Rolf Sørensen

Spor etter forvittringsprofiler (paleosol) er registrert på det sub-kambriske peneplanet, en rekke steder i de mesozoiske lag på kontinentalsokkelen, i Nordsjøen og på Svalbard og på den «paleiske landflaten» i fastlands-Norge. Gammel dypforvitring (fra neogen/paleogen eller eldre) er observert mange steder, men hydrotermal aktivitet kan ha forårsaket liknende fenomener på noen av lokalitetene. I kvartære sedimenter av interglasial eller interstadial alder er det funnet mer eller mindre utviklede paleosol-profiler, for eksempel på Hardangervidda og i Finnmark.

Nåtidens jordsmonn begynte å utvikle seg kort tid etter at landområdene ble isfrie, og etter at områder under marin grense ble tørt land under den holocene regresjon. I de tidligst avsmeltede områder på Jæren, i nordre Nordland, Troms og Finnmark begynte jordsmonndannelsen allerede i allerød (for 12 800-14 000 år siden) ettersom vegetasjonen etablerte seg i et forholdsvis mildt klima. Under den etterfølgende kalde yngre dryas tiden (fra 11 700 til 12 800 år før nåtid) ble jordartene utsatt for soliflukasjon og andre frostfenomener, og jordsmonnutviklingen ble hindret eller stoppet. Slike forhold har vi i høyfjellet og på Svalbard i dag.

Det vanligste opphavsmaterialet for norske jordsmonn er morene som vanligvis er transportert bare noen få kilometer. Derfor vil jordarten til en stor grad ha arvet egenskaper fra den underliggende berggrunnen, og dette reflekteres i jordsmonnutviklingen. I områder med jordarter som er permeable (sandige) og fattige på plantenæringsstoffer, gikk jordsmonnutviklingen raskt, og podsol-liknende profiler ble utviklet i løpet av noen få hundre år etter isavsmeltingen. Edellauvkoger dominerte i områder med næringsrik jord under det «holocene klima-optimum» for 6–9000 år siden. Lauvskog med gras og urterik bunnvegetasjon produserer et gunstig miljø for makro- og mikroorganismer i jordsmonnet. Klima- og vegetasjonsendringer under den holocene varmeperioden førte derfor til at det ble dannet brunjordsprofiler i slike områder. For 5500 til 6000 år siden ble de første åkersteigene etablert på jordsmonn med brunjordsprofiler i Sør-Norge.

Marine leirer er vanligvis næringsrike, men har lav permeabilitet. Områder med leirjord er derfor ofte forsumpet i sin naturlige tilstand. Jordsmonnutviklingen går sakte og det dannes spesielle jordsmonn med tykke organiske lag (ofte med torvmoser) med en skarp grense til nesten uforvitret leirjord. På tørrere områder tar det flere tusen år å utvikle tydelige jordsmonnprofiler i leirjord.

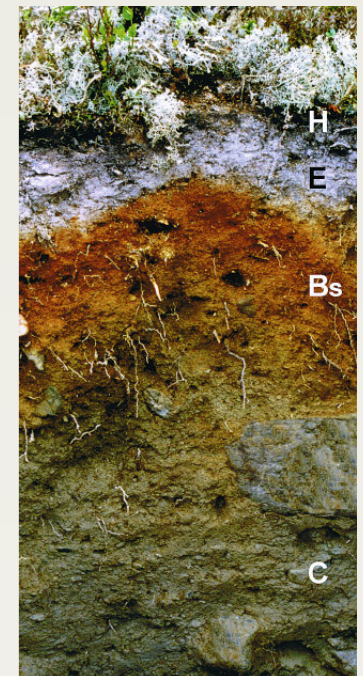
Under ekspansjonen av gran (*Picea abies*) i siste del av holocen, skjedde det en markert endring i jordsmonnutviklingen. Et kjøligere og mer humid klima bidro også til endringer i skogsbildet. Over store deler av Norge ble det dannet tette granskoger med karakteristisk bunnvegetasjonen som produserte mer sure humussyrer. Dette førte til økt utvasking av jordsmonnet, særlig på de sandige og permeable jordartene, og podsolering av de tidligere dannede jordsmonn. Undersøkelser av jordsmonnutvikling i strandavsetninger i Oslofjord-området viser likevel at det tar mer enn 5000 år å få utviklet et fullstendig podsolprofil.

Ved klassifisering av norske jordsmonn brukes i dag World Reference Base for Soil Resources (et FAO-Unesco system), og navnene på forskjellige jordsmonn er endret.

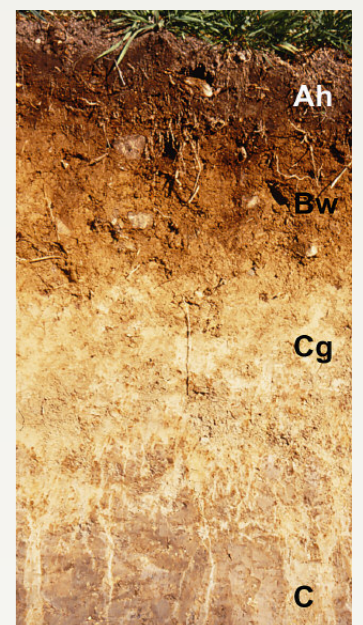
Brunjord heter for eksempel cambisol, mens podsol har beholdt sitt opprinnelige navn. Vanlige leirjordsprofiler er inndelt i gleysol, albeluvisol eller stagnosol.

Store deler av Norge er dekket av forskjellige myrtyper (histosols) som begynte å dannes kort tid etter isavsmeltingen. Mange myrer har utviklet seg i forsøkninger etter gjengroing av små tjern, mens store myrområder ligger rett på flatt eller hellende terreng, særlig i de vestre og nordlige deler av Norge. Mange steder er torven utnyttet til brensel eller jordforbedrings-middel. Torvmyrer er geologiske arkiver som viser endringer i klima og vegetasjon, og som kan illustrere utviklingen av kulturlandskapet i siste halvdel av holocen.

Brunjordsprofil utviklet under edellauvskog, med gras og urter som bunnvegetasjon. Fra Frogn i Akershus. Ah: Mold-lag. Bw: Noe akkumulasjon av jernoksider (Fe_2O_3). Cg: Forvitret marin leire (havavsetning), påvirket av grunnvanns-fluktuasjoner. C: Svakt forvitret, moderat naturlig drenert marin leire. Lyse flekker og vertikale årer kan være tidligere rotkanaler og/eller uttørkings-sprekker som ble dannet da lokaliteten ble tørt land for mange tusen år siden. (Foto: R. Sørensen)



Podsolprofil utviklet under subalpin gran- og bjørkeskog, med lyng og lav som bunnvegetasjon. Fra Gausdal i Oppland. H: Råhumus og strø-lag. E: Bleikjordsjikt (eluviert horisont). Bs: Akkumulasjon av jernoksider (Fe_2O_3) som er oppløst og nedvasket fra E-sjiktet. C: Svakt forvitret siltholdig bunnmorene dannet fra sandstein og fyllitt (opphavsmateriale). (Foto: L.T. Strand)



Våre breer lever

Fra 8000 til for 4000 år siden var breene i Norges fjellområder små eller helt borte – dagens breer er altså nyskapninger. Under "den lille istiden", som nådde klimaks på 1700-tallet, var de fleste breene i Norge på sitt største etter siste istid.

Foran dagens breer er moreneryggene fra "den lille istiden" oftest meget tydelige. Mange steder markerer de et tydelig vegetasjonsskille med nesten helt naken stein og grus innenfor morenen og vanlig fjellvegetasjon med mose, lyng og busker utenfor. Diameteren på den gulgrønne kartlaven kan brukes til å datere morenerygger. Den er ofte 10–12 centimeter i diameter på moreneryggene fra den lille istiden, og altså mindre og mindre innover mot breen. Utenfor den lille istidsmorenen kan den dekke store flater. Siden breene hadde sitt maksimum under "den lille istiden" på midten av 1700-tallet, er så å si alle eldre morener ødelagt av dette fremstøtet. For å finne ut hvordan

breene har variert i størrelse tidligere, har en tatt bor-kjerner fra innsjøer utenfor de ytterste moreneryggene, hvor vekslinger mellom lag med breslam og lag med organisk materiale indikerer breenes størrelse.

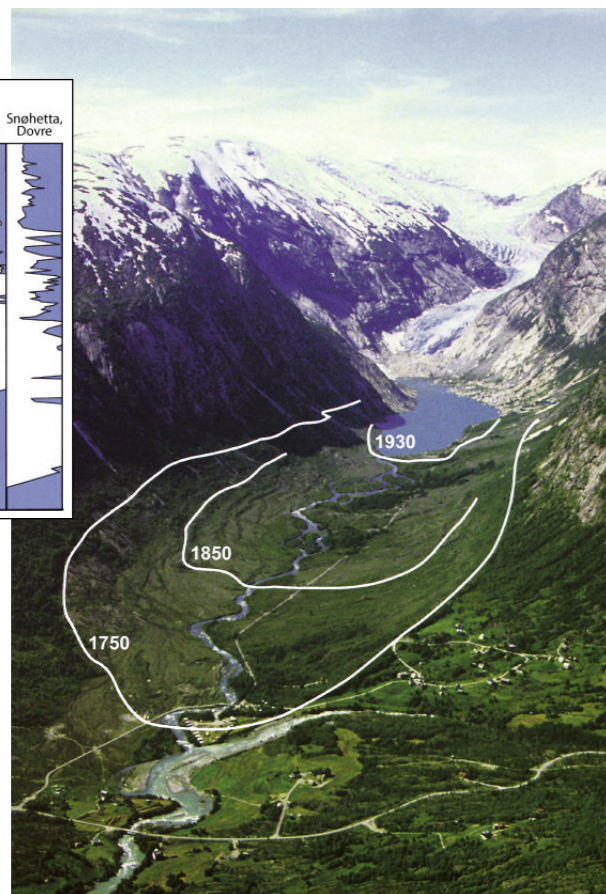
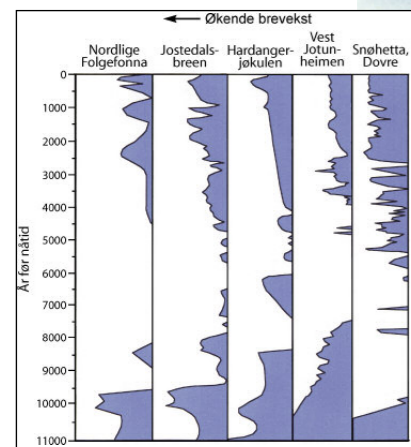
I perioden like etter siste istid rykket breene i Sør-Norge fram to ganger, første gang for omtrent 10 000 år siden og den andre gangen for rundt 8200 år siden. I perioden fra omtrent 8000 år til 4000 år siden var breene generelt små eller helt borte. De siste 4000 år har de variert i størrelse. I middelalderen var breene små på grunn av varme somre. Under den lille istiden, derimot, rykket breene mye fram, og de fleste breene nådde sin maksimale størrelse siden slutten av siste istid.

"Den lille istiden"

På grunn av regionale forskjeller i klimautviklingen har betegnelsen "den lille istiden" ikke vært brukt likt i alle land, men oftest brukes den om perioden 1550–1850 e.Kr. I Alpene nådde flesteparten av breene den maksimale utbredelse på midten av 1800-tallet, om lag 100 år seinere enn Jostedalsbreen.

Rekonstruksjoner av gjennomsnittlig årstemperatur for den nordlige halvkule gjennom de siste tusen år viser ikke en markert avkjøling under den lille istiden, men en gradvis avkjøling fram til 1900-tallet. Det var også betydelige regionale temperaturforskjeller gjennom den lille istiden. Flere temperaturrekonstruksjoner fra ulike klimaarkiv (årringer, koraller, varvige sedimenter, iskjerner, breer, historiske data m.m.) viser at mens noen regioner opplevde mildt klima, var andre kjølige. Dette gjelder både sesongmessige og årlige variasjoner. Sett under ett var imidlertid perioden som har blitt kalt "den lille istiden" en av de kaldeste periodene i holocen.

NEDENFOR: Holocene variasjoner til noen breer i Sør-Norge. Legg merke til at alle de undersøkte breene har vært helt smeltet minst en gang gjennom de siste 10 000 år. (Etter A. Nesje)



Morenelandskapet fra "den lille istiden" foran Nigardsbreen i Jostedal. Den ytterste moreneryggen ble dannet i 1748 (Foto: B. Wold)

PLANTENE KLER LANDET Av Karl Dag Vorren

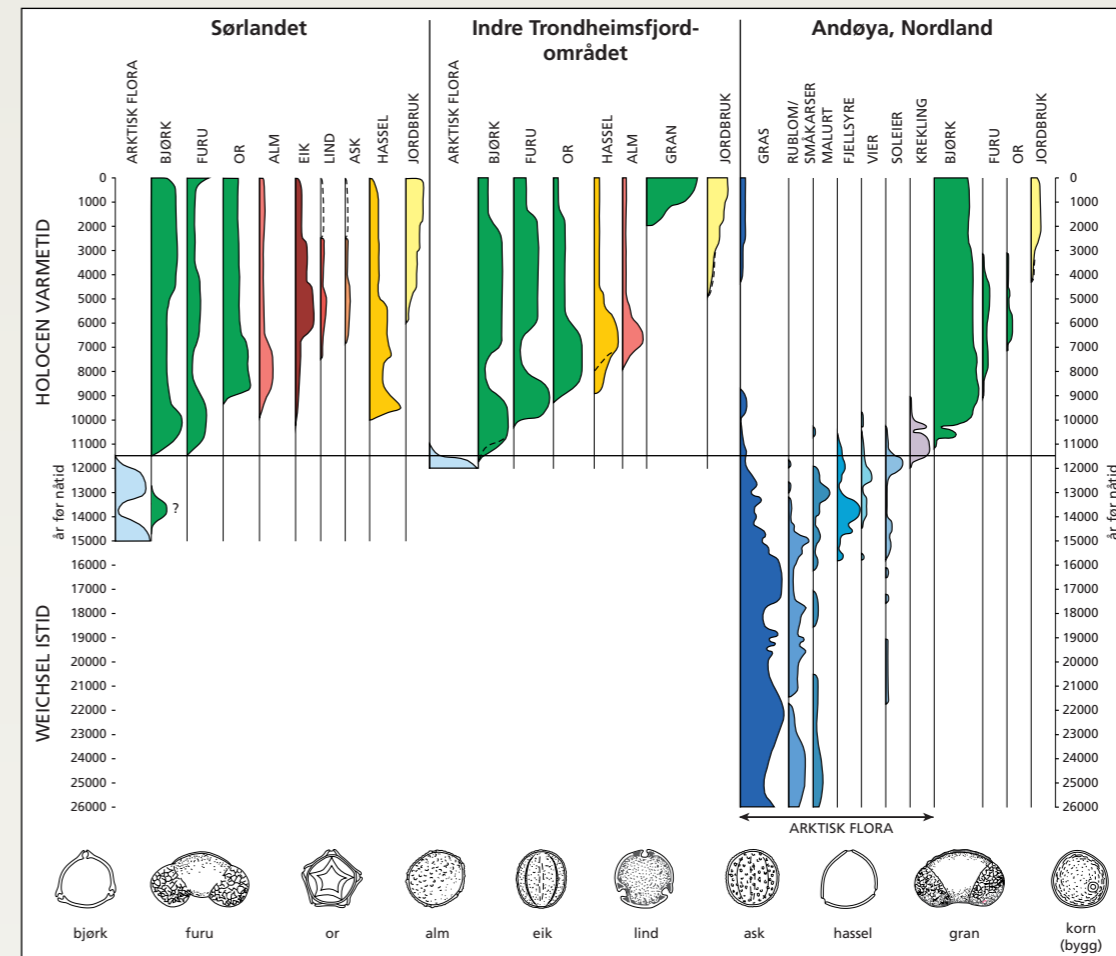


Diagram som viser hovedtrekk i vegetasjonsutviklingen i Sør-, Midt- og Nord-Norge siden siste istid. Til venstre og høyre en tidsskala i kalenderår. Kurver med blåfarger representerer tundra eller polarøkenvegetasjon. Grønt representerer boreale (nordlige) trær, mens rødnysanser og oransje representerer varmekjære trær og busker. Gult viser til jordbruksrelatert vegetasjon. Nederst: viktige pollentyper, de fleste av disse er 0,02-0,06 millimeter store.

Istidsvegetasjonen. Starten på vegetasjonsutviklingen er avhengig av innlandsisens utbredelse. På Andøya er det gjort funn av enestående lagfølger i innsjøer som viser at det fantes isfritt land så tidlig som for 26 000 år siden. Vegetasjonen fram til ca. 15 500 år siden var der preget av polarøkenvekster som gras, rublom, småkarsse og fjellvalmuer. For ca. 15 500 år siden fant det sted en tydelig oppvarming og en overgang til et fuktigere arktisk klima med økning av fjellsyre og vier. På Sørlandet kom bjørka, kanskje bare dvergbjørk rundt 14 000 år før nåtid. I nord kommer de første viere og dvergbjørk. For omkring 13 000 år siden skjer et omslag til et tørrere og kaldere klima med lavarktiske stepper med malurt-arter, gress og viere, mens eventuelle bjørkekratt i Sør-Norge forsvinner. I nord avløses denne vegetasjonen rundt 12 500 år før nåtid av en markant overgang til et fuktigere arktisk klima med mye snøleiearter som soleier og halvgras. Særlig mellom 12 200 og 11 700 år før nåtid dominerte den åpne vegetasjon med lyngheier, slik vi finner det i det lavere fjellbeltet i dag.

Vegetasjonen i holocen varmetid. Det første treet som vandret inn etter istiden, er bjørk, og i begynnelsen av holocen er det bjørkeskoger i lavlandet i hele Sør-Norge og i klimatiske gunstige fjordstrøk lenger nord i landet. Deretter etableres furuskoger på Sørlandet, mens det ennå tar litt tid før furu gjør seg gjeldende i Trøndelag. Trolig dreier det seg om to ulike underarter av furu, en som kom sørfra gjennom Danmark, og en som kom østfra til Trøndelag. Langs kysten i nord eksisterer lyngheiene fram til for ca. 10 000 år siden. De varmekjære trærne og urtene måtte helt til Middelhavskysten for å overleve siste istid og hadde en lang innvandringsvei før de kom tilbake til Norge. I Sør-Norge etableres varmekjære skogsamfunn med hassel og alm mellom 9000 og 10 000 år før nåtid, mens furu begynner å innta Trøndelag. Varmetids-optimum finner sted mellom ca. 8500 og 5500 år før nåtid. Det er i sør først preget av svartor, alm og hassel, og senere av eikeskoger, med lind og ask på steder med det beste jordmonnet. I Trøndelag er det alm og hassel som markerer denne gunstige tiden, og i nord furu og gråor. Mellom 5500 og 4500 år før nåtid skjer en klimaendring med senkning av sommertemperaturene med mellom to og tre °C. Dette fører til at skogsgrensene i de indre fjellstrøkene senkes med 200–300 meter. De varmekjære skogsamfunnene går tilbake, og de mer hardføre går fram. Samtidig begynner mennesket en gradvis omlegging fra ren fangstkultur til å basere seg på jordbruk. Dette går også ut over de mer varmekrevende skogsamfunnene. Jordbruksutviklingen på Sørlandet ser ut til å starte allerede mellom 6000 og 5000 år før nåtid, i Trøndelag trolig mellom 5000 og 4000 år før nåtid, og i Nord-Norge mellom 4000 og 3000 år før nåtid, med etablering av gårder først ca. 2900-2800 år før nåtid, da det samtidig var et nytt skifte til et kjøligere og mer nedbørrikt klima enn før. På Østlandet og i Trøndelag og Helgeland vandrer grana inn og etablerer helt nye skogsamfunn, særlig mellom ca. 200 år før og 700 etter Kr.f. Grana vår er kommet fra Mellom-Europa via Finland og Sverige. Lengst i nordøst er det en underart av gran som overlevde istiden i Sørøst-Russland. Den sørlige grana er ennå "på vandring" mot havet i vest.

Lavere sommertemperatur eller økt vinternedbør?

Man har tidligere antatt at hovedårsaken til brefremstøtene i Skandinavia under den lille istiden var lavere sommertemperatur. Kan imidlertid den store breveksten i Vest-Norge på begynnelsen av 1700-tallet heller skyldes stor vinternedbør?

Historiske kilder, geologiske undersøkelser og brefrontmålinger viser hvordan Nigardsbreen varierte i størrelse fra tidlig på 1700-tallet og fram til i dag. Den årlige nettobalansen på Nigardsbreen har siden massebalansemålinger begynte på begynnelsen av 1960-tallet, vært sterkt influert av vinterens snøfall. Målingene viser også at Nigardsbrens front bruker ca. 20 år på å reagere på endringer i massebalansen.

De tilgjengelige sommertemperatur-seriene basert på årringer tyder på at somrene i første halvdel av 1700-tallet ikke var så kalde at de alene kan forklare det store brefremstøtet på Nigardsbreen. Det var heller en generell *økning* i sommertemperaturen på begynnelsen av 1700-tallet. Målte vintertemperaturer fra Midt-England viser dessuten en betydelig og langvarig trend mot høyere vintertemperatur fra slutten av 1600-tallet og gjennom første halvdel av 1700-tallet. Milde vintre gir mye nedbør i Norge, og dermed mye snø på breene. Det ser derfor ut til at *hovedårsaken* til det markerte brefremrykket til Nigardsbreen på begynnelsen av 1700-tallet skyldtes økning i vinternedbøren og ikke lavere sommertemperatur.

Vestlandsbreene er i utakt med resten av verden

De fleste breene rundt om i verden er for tiden i tilbakegang som et resultat av høyere sommertemperatur og/eller redusert vinternedbør, men ikke så på Vestlandet. Mellom 1955 og 1997 rykket fronten av Briksdalsbreen, en vestlig utløper fra Jostedalsbreen, fram nesten 600 meter. Bare mellom 1992 og 1997 rykket breen fram 322 meter, som gir et gjennomsnitt på 18 centimeter pr. døgn! Det største årlige fremrykket var i 1993/94 med 80 meter. Det var imidlertid Kjenndalsbreen i Loen som rykket mest fram av utløperne rundt Jostedalsbreen. Flybilder viser at fra midten av 1960-tallet til 1997 rykket denne breen fram hele 920 meter, mot Briksdalsbreen 560 meter. Melkevollsibreen i Oldedalen rykket fram 770 meter i samme periode. De lange og slake østlige breutløperne fra Jostedalsbreen har imidlertid smeltet netto tilbake i samme periode: Lodalsbreen 1050 meter, Fåbergstølsbreen 750 meter, Tunsbergdalsbreen 350 meter og Nigardsbreen

310 meter. Flybilder fra Folgefonna viser at mellom 1959 og 1997 rykket Bondhusbreen og Nedre Buerbreen fram henholdsvis ca. 180 og 110 meter. Vi må tilbake til første halvdel av 1700-tallet for å finne en så stor brevekst som på 1990-tallet.

Temperatur- og nedbørsdata fra meteorologiske stasjoner på Vestlandet viser at breveksten på 1990-tallet i all hovedsak skyldes økt vinternedbør fra slutten av 1980-tallet og på begynnelsen av 1990-tallet. Det er en tidsforsinkelse fra en endring i vinternedbør og/eller sommertemperatur gir seg utslag i forandringer i frontposisjonen. For Briksdalsbreen er denne reaksjonstiden fire år. Det er de korte og bratte kystnære breene med kort reaksjonstid som har rykket mest fram på 1990-tallet. De lengre og slakere breutløperne har ennå ikke begynt å rykke fram som et resultat av snøoverskuddet på 1990-tallet på grunn av at de har lengre reaksjonstid. Disse breene kommer først til å rykke fram rundt 2010. Nigardsbreen i Jostedalen har riktignok begynt å vokse de siste årene, men det er på grunn av noen år med positiv massebalanse på midten av 1970-tallet.

Mange av Svalbards breer er yngre enn 3000 år

En kald arktisk natur trekker turister til denne øygruppa langt opp under Nordpolen, hvor isbreer dekker 60 prosent av landet, og en rekke breer kalver i fjordene. Men for bare noen få tusen år siden var landskapet annerledes. Her skal vi omtale breene i Linnédalen, en vakker sidedal helt ytterst i Isfjorden, men disse breene er representative for de fleste breene på det vestlige Svalbard. En rekke borkjerner (se figur) fra bunnen av Linnévatnet viser landskapets utvikling. I nedre del av kjernene, under 4–10 meter tykke lag med innsjøsedimenter, er det marin leire, som viser at Linnédalen var en fjordarm etter istiden. Dette ser en også av strandlinjer opp til 70 moh. i dalsidene. Om lag 8500 år f.Kr. hadde landet steget så mye at Linnévatnet hadde mistet kontakten med havet og altså ble en innsjø. Men det er stor forskjell på innsjøsedimentene som er avsatt siden den gang. Nederst er det en homogen silt, og dateringer viser at det ble avsatt mindre enn 0,5 millimeter pr. år. Både den seine sedimentasjonen og mangelen på lamina viser at ingen breelver munnet i vannet, og altså at verken Linnébreen eller andre breer fantes i dalen. Over disse sedimentene begynner det å komme lamina, altså millimetertykke lag, med silt og fin sand. Dette er typisk for avsetning fra breelver, som flommer opp og er grå av

HARDANGERJØKULEN GJENNOM DE SISTE 11 000 ÅR Av Atle Nesje & Svein Olaf Dahl

Gjennom studier av fire lokaliteter i Finseområdet har det vært mulig å rekonstruere hvordan Hardangerjøkulen har variert i størrelse etter siste istid. Innlandsisen forsvant fra Finse-området for vel 10 000 år siden. Breer som lå på fjellplatået der Hardangerjøkulen ligger i dag, rykket fram og avsatte endemorener like utenfor "den lille istids"-morenene for omtrent 10 000 år siden. For 9500 år siden smeltet breen tilbake, før den på nytt gikk fram for 8200 år siden. Undersøkelsene tyder på at Hardangerjøkulen var helt vekksmeltet i to lengre perioder, mellom 8150 og 7000 år siden og mellom 6000 og 5500 år siden. Hardangerjøkulen har dermed ikke eksistert kontinuerlig fra slutten av siste istid fram til i dag. I perioden mellom 5500 og 4000 år siden varierte brefronten en god del. Siden 4000 år før nåtid har breen eksistert kontinuerlig fram til i dag. Hardangerjøkulen nådde sin største utbredelse under den lille istiden, trolig på midten av 1700-tallet. Dateringer viser at brefremstøtet fram mot den lille istiden startet rundt år 1400 e. Kr.



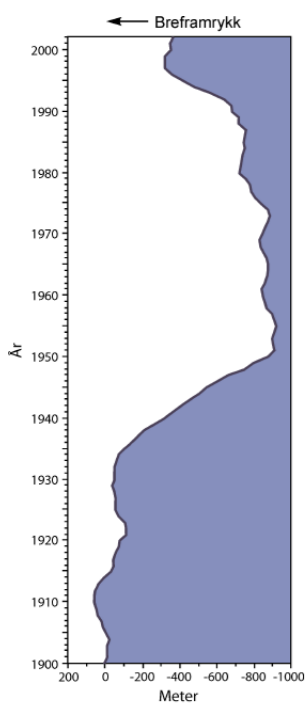
Foto: Fjellanger Widerøe A/S

NATURSKADER PÅ VESTLANDET UNDER "DEN LILLE ISTID"

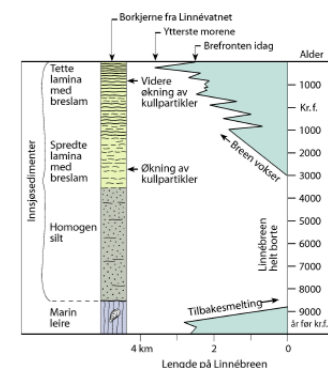
Skriftlige nedtegnelser fra nedsatt landskyld (skatt) viser at det gjennom "den lille istiden" ble påført en rekke skader på gård og grunn på Vestlandet ved skred og vekst av breene, særlig i årene mellom 1650 og 1750. De ti årene fra 1740 til 1750 var de verste. I det historiske materialet peker året 1743 seg ut. Den 12. desember utløste kraftig regnvær en rekke flomskred som førte til omfattende skader på i alt ca. 130 gårder fra Boknafjorden i sør til Sunnmøre i nord. Denne dagen skjedde det dramatiske ting på gården Tungøyane i Oldedalen i Nordfjord. Det står å lese: "Aar 1743 den 12te decbr. atter stor skade paa Tungoen ved udrasning af bræen, som bortrev husene med indbo, folk, kreaturer, stort og smaat. Kun en tjeneste-dreng og en 12 aars gammel gut samt to kyr reddedes". Mellom 1710 og 1735 rykket fronten til Nigardsbreen, en østlig utløper fra Jostedalsbreen, fram ca. 2,8 kilometer (gjennomsnittlig 110 meter i året) og ødela mye av gårdene. Mathias Foss, som var prest i Jostedalen på den tiden, skriver om utviklingen etter 1742: "...men fra bemeldte Tid til Aarsdagen derefter 1743 havde Iisbræen ei allene skudt seg fram de 100 Alne i Længden, foruden umaadelig i Breden, men endog borttaget Husene, omkastet dem, væltet dem for sig med en umaadelig Mængde af Jord, Gruus og store Stene fra Afgrunden og knuset dem i ganske smaa Stykker som endnu er tilsyne...".

bleslam i varme perioder om sommeren. Omkring 3000 f. Kr. begynner det også å komme kullpartikler i innsjøsedimentene. Dette viser at Linnébreen virkelig har begynt å erodere underlaget sitt, fordi dette er det eneste stedet det finnes kull i Linnédalen. Sedimentene fra de siste århundrene er tett laminert pga. flere pulser med breslam hver sommer, og avsetningshastigheten er tidoblet i forhold til i tidlig holocen; nå var breene om lag som i dag. I sanden i hevete strandlinjer på Svalbard er det lett

å finne blåskjell, o-skjell, kuskjell og strandsnegl, særlig inne i Isfjorden, hvor klimaet er best. Dette er jo skjell som er vanlige langs norskekysten, men på Svalbard er det i dag for kaldt for disse artene. De viser at sjøen var 3–4 grader varmere. Mange av skjellene er datert med ¹⁴C-metoden og gir resultat som samsvarer med det vi sa om breene: Det var varmest i perioden 8200–6500 f.Kr., men slike "varmekrevende" skjell er funnet helt fram til 2000 år f.Kr., og til og med et enslig blåskjell fra vikingtiden.



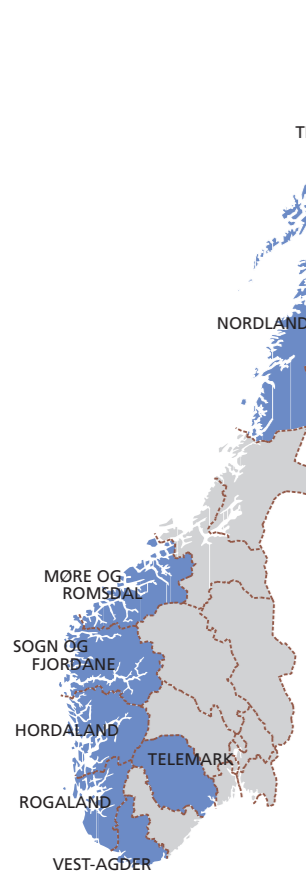
Briksdalsbrens variasjoner i brefronten mellom 1900 og 2002. Legg merke til den store tilbakesmeltingen på 1930- og 40-tallet og det markerte fremstøtet på 1990-tallet. Tilbakesmeltingen på 1930- og 40-tallet skyldtes i hovedsak høye sommertemperaturer (stor smelting, eller ablasjon), mens hovedårsaken til framstøtet på 1990-tallet var stor vinternedbør (økt akkumulasjon). (Etter A. Nesje)



OVER: En forenklet tegning av en 10 meter lang borkjerne fra Linnévatnet, hvor dybdeskalaen er tegnet om til tidsskala. Den homogene silten ble avsatt meget sakte, og er i virkeligheten mye tynnere i forhold til de laminerte sedimentene enn tegningen gir inntrykk av. Kurven til høyre viser lengden på Linnébreen, slik den er tolket fra en serie borkjerner. Vi ser at i perioden 9000–3000 f. Kr. var breen borte, mens den nå er om lag tre kilometer lang. (Etter J.I. Svendsen og J. Mangerud)

Fjellene raser

I det lange perspektiv er naturens lov ubønhørlig: Selv grunnfjell skal forgå, landet forvitres og flates ut, og sedimenter føres til havs. Etter at isen blottla landet, startet mange rasprosesser, og noen ganger tar naturkreftene svært kraftig i ...



Oversikt over fylker hvor det er registrert større ustabile fjellpartier.

Mange bratte fjellsider dannet av isens erosjon gjennom istidene ble ustabile da støtten fra breisen forsvant.

Fjellsidene er for bratte til å være stabile, og fjellskred og jordskred er derfor naturlige og hyppige prosesser etter at innlandsisen forlot landet. Slike hendelser har ført til noen av de største naturkatastrofene vi kjenner til i Norge, og det er derfor viktig med kunnskap om årsaken og om de potensielle risikoområdene til slike skred.

I alle fjellskrenter som er brattere enn 40–45 grader, utløses det av og til steinsprang. Det er steinblokker som løsner fra fast fjell og hopper og ruller nedover en skrånning, en prosess som er med på å bygge opp de bratte urene som er så vanlige i Norge. Imidlertid løsner det i enkelte tilfeller store fjellpartier som med kolossal kraft raser ned i daler eller fjorder. Store skred kan gå tvers over en dal og opp i motsatt dal-side. Den største risikoen er knyttet til berghamre som styrter ned i fjorder og danner flodbølger, som i ekstreme tilfeller kan bli hundre meter høye. Det største fjellskredet i Norge i historisk tid er Tjelle-skredet i Langfjorden i Romsdal i 1756, som involverte omtrent 15 millioner kubikkmeter (ca. 40 millioner tonn) fjell og førte til flodbølger som var over 50 meter høye. 28 mennesker mistet livet i denne katastrofen.

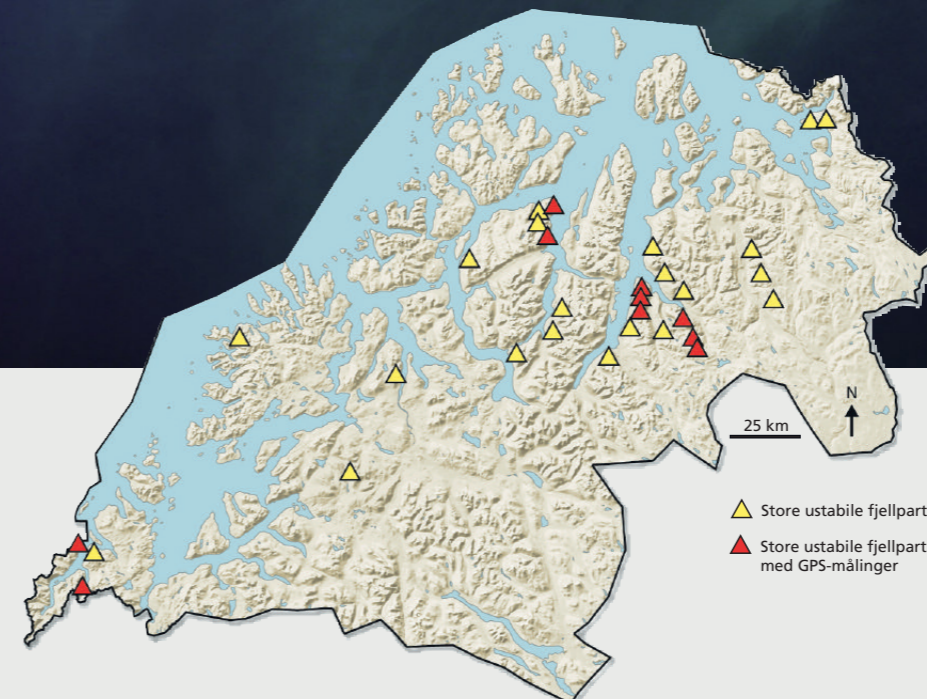
Fjellskredene på Vestlandet og i Nord-Norge

Geologisk kartlegging viser at store fjellskred har gått i flere deler av landet, men aller flest har det vært i de bratteste områdene på Vestlandet og i Nord-Norge. På nordlige deler av Vestlandet viser

historisk dokumentasjon at det har vært 2-3 store katastrofer på grunn av fjellskred og flodbølger hvert århundre. De mest kjente er Loen-skredene i 1905 og 1936 og Tafjord i 1934. Ved flodbølgene dannet av disse skredene mistet 175 mennesker livet.

Spesielt har det gått hyppige fjellskred i indre fjordstrøk i Møre og Romsdal i en sone som strekker seg fra Geirangerfjorden til Tafjord, Romsdalen, og mot Sunndalen. Seismiske undersøkelser, boringer og dateringer av fjellskred i Tafjorden og i Romsdalen viser at mange av fjellskredene har gått i løpet av de siste 5000 årene. Som vi snart skal se, er dette annerledes enn i Nord-Norge.

I Nord-Norge er den historiske dokumentasjon ikke like god, og i Troms er det bare registrert en stor katastrofe i historisk tid som skyldes fjellskred og flodbølge. Dette fjellskredet gikk fra Pollfjellet i Lyngen i 1810. Skredet forårsaket en voldsom flodbølge som rev med seg husene på tre gårder i Lyngsdalen, og 14 mennesker omkom. Imidlertid har geologisk kartlegging på land og i fjorder i Troms vist at det har gått svært mange store fjellskred. Størst konsentrasjon finnes i en sone fra Balsfjord i sør til Reisadalen i nord, men med spesielt mange i Kåfjord. Det største var kjempeskredet i Grovfjorden med et volum på omtrent 100 millioner kubikkmeter og lengde på over fire kilometer. En del av fjellskredene i Troms gikk ned i fjordene, og etterlot seg store urer under sjøoverflaten. Hulrommene mellom de store blokkene har vært gunstige vekststeder for bløtdyr og rur. På grunn av landhevingen etter siste istid ligger noen av disse urene i dag på land, og dateringer av skjell og rur



▲ Store ustabile fjellparti
▲ Store ustabile fjellparti med GPS-målinger

Lyngen i Troms med utsikt mot Furuflaten og Lyngsdalen. Til høyre i forgrunnen ligger Pollfjellet, der det gikk et stort fjellskred i 1810. Skredet forårsaket en tsunami som førte til 14 omkomne. (Foto: Fjellanger Widerøe AS)

Kart over store ustabile fjellparti i Troms. Røde trekanter viser hvor det er etablert GPS-punkt for måling av bevegelse.

viser at mange av de store fjellskredene i Troms ble utløst like etter siste istid, for 11 700 til 10 500 år siden.

Årsaker til og risiko for fjellskred

Bratte fjellsider sammen med svakhetssoner i berggrunnen er hovedgrunnen til store fjellskred. Den direkte utløsende faktoren er imidlertid vanskelig å fastslå. Oppbygging av store vanntrykk i sprekkesystemer i fjellet etter nedbørsperioder er en av de vik-



tigste årsakene. Frostsprengning i forbindelse med nåværende og tidligere permafrost kan også være av betydning i enkelte områder. Spesielt kan smelting av permafrost like etter siste istid ha vært en viktig utløsningsårsak. I store deler av verden blir fjellskred utløst av jordskjelv, og dette er også en sannsynlig utløsningsfaktor i Norge. Det er for eksempel dokumentert en ung tektonisk forkastning i Kåfjord i Troms, og det er sannsynlig at jordskjelv knyttet til denne jordskorpebevegelsen har utløst mange av fjellskredene i dette området. Alderen på fjellskredene som er datert, indikerer at de kan være utløst i en kort periode like etter isavsmeltingen. Dette er en tid med stor landheving, store trykkforandringer og bevegelser i jordskorpen, og er den perioden en tror de største jordskjelvene skjedde. I Innfjorden i Romsdalen er det funnet en ung forkastning som kan forklare den store konsentrasjonen av fjellskred i de indre fjordområdene i Møre og Romsdal.

Det er klart at i områder hvor det har gått mange fjellskred, er dette et faresignal om at de også kan være fremtidige risikoområder. Særlig i Nord-Norge og på Vestlandet er det funnet fjellpartier som viser spor etter bevegelse. Dette omfatter både åpne sprekker og fjellpartier med store deformasjoner. Børa i Romsdalen, like sør for Trollveggen, er et eksempel på dette. Et over to kilometer langt og over 200 meter bredt fjellparti har utallige sprekker som går gjennom morene og fjell. Noen av disse er over 20 meter dype og mange meter brede. Også i Tafjord og Storfjorden i Lyngen er det påvist store sprekker i fjellet høyt over fjorden. Store utfordringer er derfor knyttet til arbeidet med kartlegging, stabilitetsanalyser, overvåking og varsling av store fjellskred og flodbølger.

Sprekkene på toppen av fjellet Børa i Romsdalen vitner om at fjellveggen til høyre har beveget seg. (Foto: J. Gellein)

TAFJORDULYKKEN I 1934

"... Eg øygna straks ei ovstor bølge som rulla forbi Uksneset, kraftig moreld, og så la ho seg over kaia og tok kailyset. Systemer mi kom springande inn. Begge sturte ut. Bygda rett under oss syntest å bli smadra av sjoane. Vi skjona kva som hende. Gjennom bråket høyrde vi at folk skreik. Det var fælt å høyra på. Det heldt ikkje opp heller! Systra mi vart heilt kvit i ansiktet, tok til å slamre hardt med døra for at ho ikkje skulle høyra skrika der nede."... Dette er et øyevitne til det som hendte i Tafjord en vårmatt i 1934, slik det er gjenfortalt i boka Dommedagsfjellet av Astor Furseth.

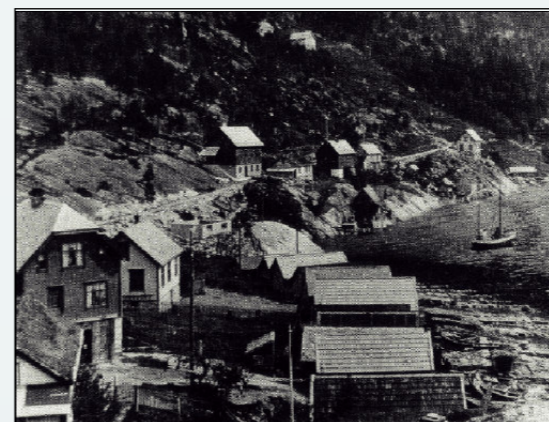
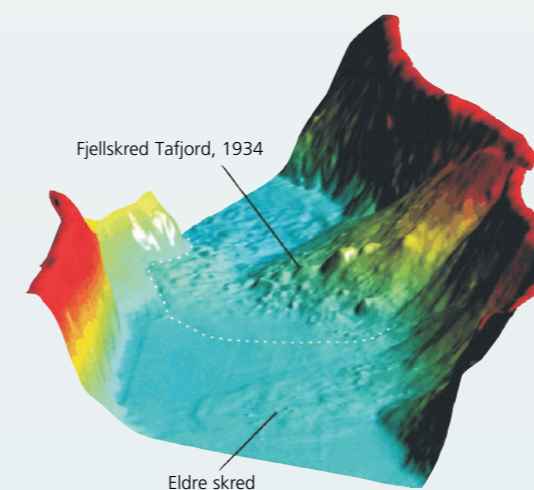


Foto fra Tafjorden med bebyggelse før flodbølgen



-og etter flodbølgen..

Tafjord-ulykken den 7. april i 1934, der totalt 40 mennesker omkom, er en av de største naturkatastrofene i nyere tid i Norge. En og en halv million kubikkmeter fjell løsnet i 730 meters høyde og styrtet ned i den trange fjorden. På veien ned tok skredet med seg den store Heggurda slik at den samlede massen trolig var tre millioner kubikkmeter eller om lag 8-9 millioner tonn stein. Skredet førte til store flodbølger, som tvers over fjorden var over 60 meter høye. I bygdene Tafjord og Fjørå, der mange mennesker omkom, var bølgene opp i henholdsvis 16 og 13 meter høye. Tre store bølger slo over bebyggelsen i Tafjord.



Modell av fjordbunnen med akkumulasjonen av Tafjord (1934)-skredet.

Lokalbefolkningen i Tafjorden kjente til at det var en sprekke i Langhammaren som vokste, men dette ble ikke tatt tilstrekkelig på alvor. Trolig var denne store sprekken, som lå i en avstand på om lag 150 meter fra fjellkanten, allerede kjent omkring hundreårsskiftet. Kjente folk konstaterte at sprekken hadde utvidet seg med minst 1,5 meter på en mannsalder. I måneden før ulykka gikk det også en god del småskred i ura under Langhammaren. Slike forvarsler hadde en også i forbindelse med ulykkene i Loen i 1905 og 1936. Dette viser at det er mulig å foreta målinger som kan kobles til varslingssystemer for slike skred i fremtiden.

Undersjøiske kjempeskred og flodbølger

Den norske kontinentalskråningen har flere store rasgroper som har fått økt oppmerksomhet på grunn av den risiko ras representerer både for installasjoner på havbunnen og for den skaden flodbølger fra slike ras kan forårsake langs kysten.

På skråningen er det spor av ras som er gått før siste istid, f.eks. Bjørnøyrenneraset, men disse rasene er delvis innfylt av yngre sedimenter. Her skal vi se nærmere på de tre største rasene som har gått etter siste istid: Andøyraaset, Trænadjupraaset og Storeggaraset.

Andøyraaset ligger på skråningen utenfor Troms. Det dekker et areal på 9700 kvadratkilometer, hvor selve rasgropa har et areal på 3600 kvadratkilometer. Raset har gått 190 kilometer utover havbunnen. Relieffet i rasgropa er uryddig – høyder som er flere kilometer brede, reiser seg opptil 800 meter over havbunnen. I de nedre delene av raset er relieffet roligere, og høydene reiser seg mindre enn 50 meter over omkringliggende havbunn. Trolig representerer

flere av disse høydene store flak av sedimenter som er rast ut.

Trænadjupraaset strekker seg fra eggakanten og ned til 3000 meters havdyp på skråningen vest av Lofoten. Det raspåvirkete området er 14 100 kvadratkilometer. I rasgropa finnes det større og mindre skrenter, sedimentstrømmer og store flak – opptil 0,3 x 1 kilometer og 20 meter tykke – som har sklidd et stykke, for så å stoppe opp.

Det desidert største raset er Storeggaraset på skråningen utenfor Møre-Trøndelagskysten. Her er det en 290 kilometer lang skrent som markerer bakveggen til raset. Omkring 5600 kubikk-kilometer, tilsvarende 1 400 000 000 000 lastebillass har rast ut! Selve rasgropa dekker et areal på 34 000 kvadratkilometer, og totalt dekker rasmassene 112 500 kvadratkilometer – tilsvarende en tredjedel av Norges areal! Mye av dette er masser som har flytt ut som strømmer og dekker havbunnen i Norskehavet. Det kan spores flere rasbegivenheter i skredgropa, hvor det ene raset kutter inn i det foregående, men man er nå kommet fram til at de har skjedd i rask rekkefølge.

Rasene er datert ved å ta sedimentkjerner fra rasgrope og radiokarbondatere de eldste sedimentlagene som ble avsatt etter at rasene hadde gått. Storeggaraset er dertil datert ved å datere sedimenter fra flodbølgen som raset forårsaket. Resultatene er at Andøyraaset, som er dårligst datert, er anslått til om lag 10 000 år. Storeggaraset er godt datert, og det skjedde for 8100 år siden. Trænadjupraaset gikk for 4000 år siden, og gjennom det etterfølgende tusenåret var det mindre ras i samme området.

Flodbølger raserer kysten

De store rasene har totalt forandret det undersjøiske landskapet. Men også langs kysten satte de spor. Da Storeggaraset gikk, trakk det med seg store vannmasser og dannet derved en flodbølge. Slike flodbølger som forårsakes av undersjøiske ras eller jordskjelv, kalles med et japansk ord for tsunamier, og forekommer hyppig i Stillehavet, hvor det er mye jordskjelv.

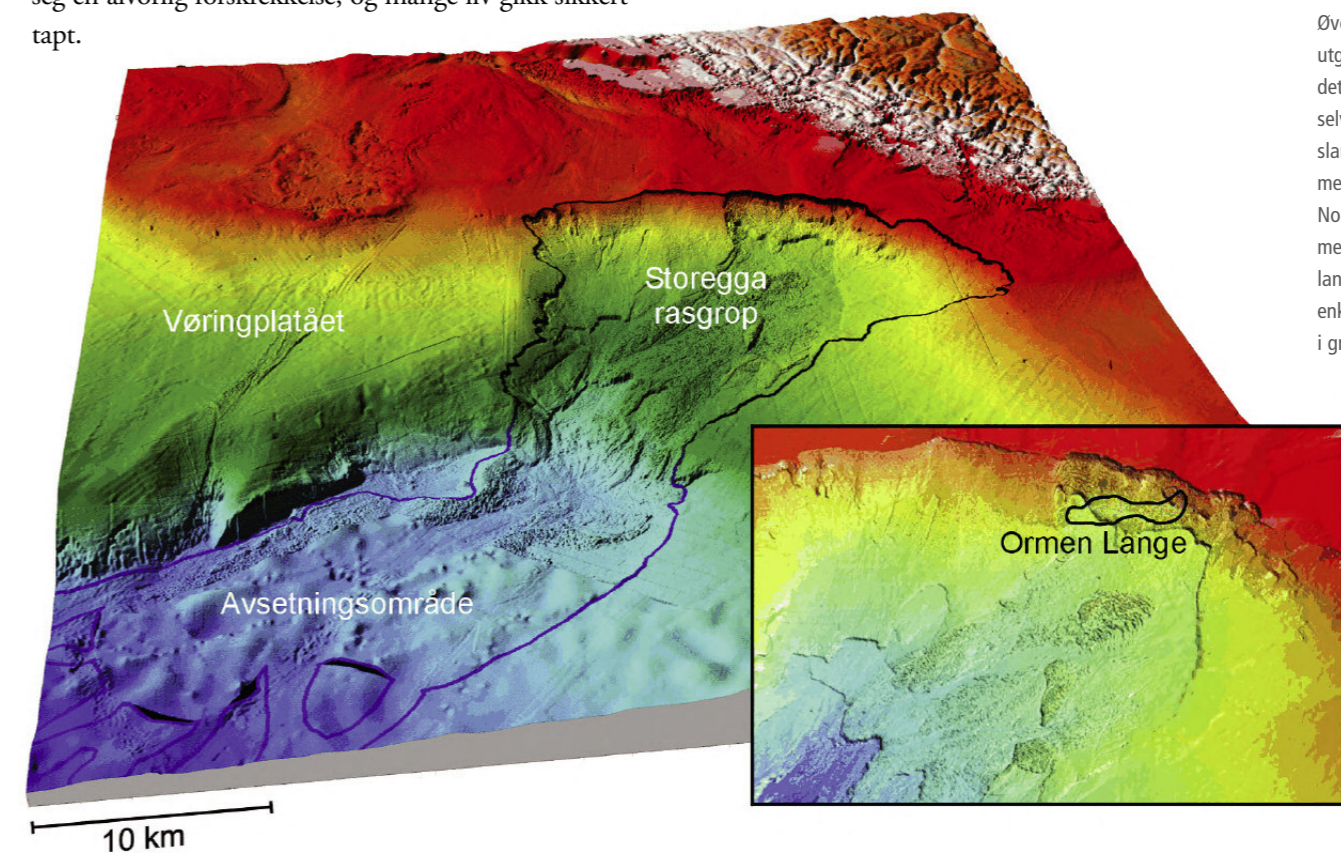
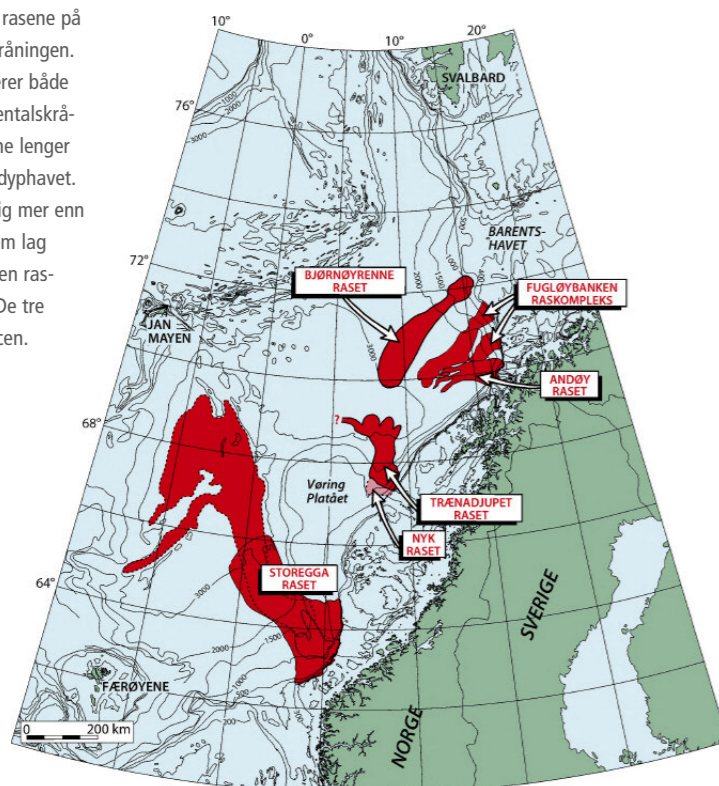
Hvor høyt Storegattsunamien slo innover land, er undersøkt ved å bore i innsjøer i forskjellige høyder over datidens strandlinje. Tsunamien fraktet sand, skjell og til og med fisk innover land. Dette materialet ble avsatt i innsjøer der bølgen flommet inn. Tsunamien ble først registrert ved norskekysten som en bølgedal, fordi vannet ble dratt utover med skredet. På Møre sank da sjøen mer enn 10 meter, for deretter å stige 20 meter da bølgetoppen kom inn. Dette er høye bølger, men ikke veldig mye høyere enn sjøfolk opplever i Nordsjøen. Den store forskjellen er bølgelengden. For Storegattsunamien tok det om lag en time fra bølgen ved stranda var på bunnen til den nådde toppen. Bølgen brøt derfor ikke på kysten slik vanlige bølger gjør, men rakk å flomme innover land. En kan på mange måter sammenligne tsunamien med hvordan tidevannet stiger. I flate daler gikk bølgen flere hundre meter innover land, enkelte steder sikkert et par kilometer. Det er ikke vanskelig å tenke seg at steinaldermenneskene som da levde langs kysten, fikk seg en alvorlig forskrekkelse, og mange liv gikk sikkert tapt.

Nordover og sørover fra Møre avtok bølgehøyden, men tsunamien er kartlagt fra Skottland til Troms. På Shetland var den mer enn dobbelt så høy som på Møre. Modeller viser også at den innover noen av fjordene våre nådde svære høyder. Den faren tsunamier representerer, og det faktum at det store gassfeltet Ormen Lange ligger midt i skredgropa til Storeggaraset, gjør at man ønsker å få vite hvor ofte slike kjemperas foregår, og hva de skyldes.

Hvorfor kom skredene?

Vi vet ikke sikkert hva som utløste de svære undersjøiske skredene, men flere årsaker har vært diskutert. Kanskje ble ikke alle skredene utløst av samme mekanisme. Alle skredene ligger i områder som har hatt høy tilførsel av sedimenter – en faktor som i seg selv virker destabiliserende. En annen årsak kan være forekomst av grunne gasslommer eller gasshydrater som går over i gassform. Gasshydrater finnes flere steder i sedimentene på kontinentalskråningen, og økt bunntemperatur eller senkning av havnivå kan forårsake frigjøring av gass fra hydratsonene. Men de fleste forskere antar i dag at skredene ble utløst av jordskjelv. Det er registrert flere jordskjelv i nyere tid på kontinentalskråningen utenfor Norge. Bakskrenten av alle de beskrevne rasene er lokalisert i den ytre sonen for den postglasiale hevingen av Fennoskandia. Her kan man vente at store jordskjelv har funnet sted i holocen.

Kart som viser de største rasene på den norske kontinentalskråningen. De røde områdene markerer både rasskarene oppe i kontinentalskråningen og rasavsetningene lenger nede på skråningen og i dyphavet. Bjørnøyrenneraset er trolig mer enn 200 000 år, Nykraset er om lag 19 500 år og Fugløysbankens ras-kompleks er ikke datert. De tre øvrige rasene gikk i holocen. (Etter T.O. Vorren m.fl.)



Bunntopografien i Storeggaraset. Øverst ser vi rasgropa, som til dels utgjør dagens eggakant. Under dette er avsetningsområdet for selve raset. Utenfor disse igjen har slamstrømmer fra raset brakt sedimenter til de dypeste delene av Norskehavet. Detaljfiguren (innrammet) viser at massene har glidd ut langs flere lag (glideplan), og at det enkelte steder ligger rasmasser igjen i gropa. (Figur fra Hydro)