NORGES VASSDRAGS- OG ELEKTRISITETSVESEN

Arve M. Tvede og Bjørn Wold

GLASIOLOGI

Særtrykk fra "Breboka" utgitt av
Bregruppen, Den Norske Turistforening, 1983.

Meddelelse nr. 46
fra
HYDROLOGISK AVDELING
1983

Kapittel II

Glasiologi

For å kunne ferdes trygt på breene og legge ruter gjennom brefall og sprekkområder, er det nødvendig med kjennskap til breens bevegelser og spesielt til sprekkdannelsen. Foruten sikkerhet gir også kjennskap til breens forandringer og natur et fascinerende og egenartet utbytte av breturen. Hensikten med dette kapittel er derfor dels å gi de nødvendige kunnskaper om breens faremomenter, og dels å beskrive alminnelige fenomener som en møter under brevandring.

Hva er glasiologi?

Ordet glasiologi kommer fra det latinske glacies = is og det greske logos = lære, og omfatter i teorien studiet av alle former for isdannelse.

Her i landet regnes i praksis glasiologi bare å være studiet av is i form av breer.

En deler glasiologien i fysisk glasiologi og hydroglasiologi. Den fysiske glasiologien beskjeftiger seg med breisens fysiske egenskaper, som igjen forklarer breens bevegelse og sprekkdannelse.

Denne delen av glasiologien har mest vært studert i alpelandene, i England og i USA. Dagens forskning foregår både gjennom utvikling av teoretiske modeller og ved forsøk i laboratorier eller på breene.

Hydroglasiologien studerer breens rolle i hydrologien, dvs. hvordan breen påvirker vannet i vassdragene. Spesielt er en interessert i å måle breens volumendringer fra år til år og hvilke meteorologiske faktorer som bestemmer smeltingen. Se mer om dette side 25.

Hydroglasiologien hadde noen av sine pionerer i Skandinavia. Arbeidene til H. W. Ahlmann i 1930-årene har vært retningsgivende for mye av den seinere utvikling. Av jordens ferskvannsressurser ligger ca 70% bundet i breene. Dette faktum, sammen med breområdenes spesielle

interesse som kraftutbyggingsobjekter, har medført at norske glasiologer mest arbeider innen hydroglasiologien.

Hva er en bre?

Folk flest bruker begrepet bre noe vidt. Det kan bl.a. omfatte rene snøfonner som holder seg langt utover sommeren. Ofte støter en på betegnelsen blåbre kontra snøbre. Det første skal betegne bretungene og det andre selve platåene eller firnområdene. Som beskrivende termer er betegnelsene blåbre og snøbre for så vidt gode, men i en mer eksakt behandling blir de altfor uklare.

Vi skal bruke en definisjon av Ahlmann: *En bre er en masse av snø og is som vesentlig ligger på land og som er eller har vært i bevegelse.* Vi ser at en bre pr. definisjon beveger seg, slik at snøfonner, selv om de ligger en hel sommer, ikke kan kalles breer.

Av breer finnes mange typer. Et klassifikasjonssystem kan enten ta utgangspunkt i breens utseende (morfologi), eller i breens fysiske egenskaper.

Ahlmann laget et system basert på breens morfologi. I alt definerte han 10 bretyper. De typer som finnes i Norge er:

1) *Platåbre.* En bre som helt dekker et større fjellområde (f.eks. Hardangerjøkulen) og kan ha brearmer som strekker seg ned i daler.

Fig. 2.1. Platåbreer. Langfjordjøkulen og Øksfjordjøkulen (i bakgrunnen) på grensen mellom Troms og Finmark. (Foto: Widerøe).

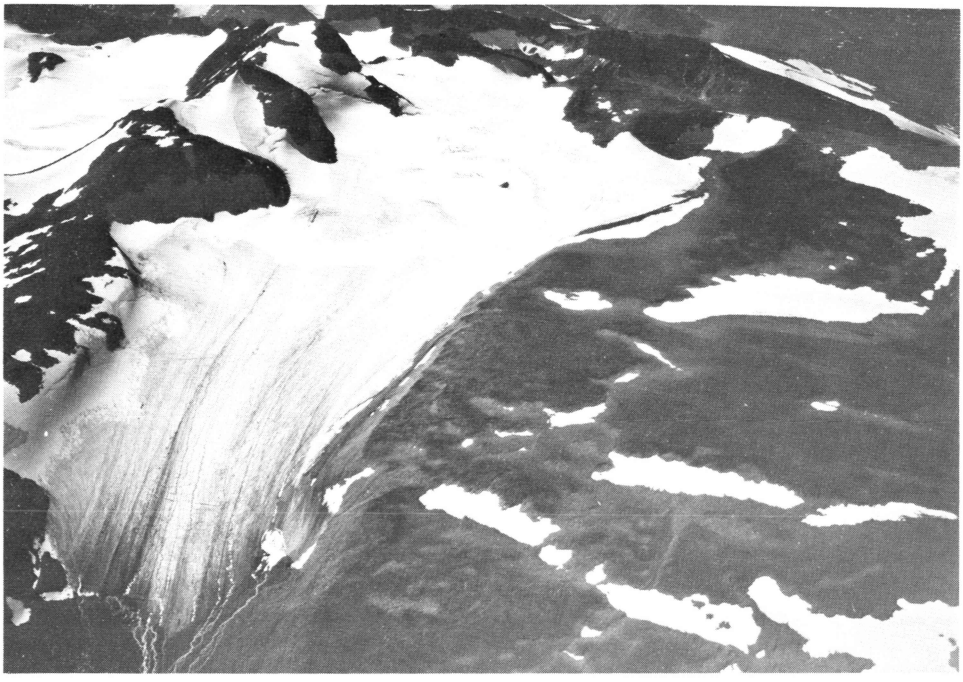

Fig. 2.2. Alpin dalbre. Stygge-breen på Galdhømassivet i Jotunheimen. (Foto: Norsk Polarinstitutt).

2) *Alpin dalbre.* Hele breen ligger i en dal, er smal og langstrakt, og kommer ikke fra en platåbre. (F.eks. Storjuvbreen).

3) *Isstrømnett eller bre av Spitsbergentype.* Et system av dalbreer som henger sammen, og med oppstikkende fjelltopper (nunatakker). Eksempel er Jostedalsbreen nord for Lodalskåpa.

4) *Botnbre.* Breen ligger gjerne i en typisk botn og når ikke utover denne. (F.eks. Nautgardsbreene).

5) *Hengebre.* Slike breer henger oftest som flak på en bratt fjellside hvor det ikke er dannet noen botn. (F.eks. breer nord for Styggedalsryggen).

Det er vist eksempler på en platåbre fig. 2.1, en alpin dalbre fig. 2.2, et isstrømnett fig. 2.3 og en botnbre fig. 2.4.

Det andre systemet til Ahlmann bygger på breens temperaturforhold. På våre breer vil de 7–8 øverste metrene få negative temperaturer i løpet av vinteren. Når smeltingen i overflaten starter, vil smeltevann trenge nedover i snølaget og så fryse igjen. Frysingen frigjør varme som øker temperaturen i snøen. I løpet av kort tid er kuldemagasinet i snøen brukt opp, og hele breen har smeltepunktstemperatur. Breer som holder tilnærmet 0 °C gjennom det hele, *kalles varme eller tempererte breer.*

Fig. 2.3. Isstrømnett. Nathorstbreen som ender i Van Keulenfjorden på Spitsbergen. (Foto: Norsk Polarinstitutt).

I polare strøk er vinterkulden sterk og smeltingen så liten at bare en del av snølaget blir oppvarmet til 0°C i løpet av sommeren. Hele resten av breen har derfor temperaturer under 0°C. *En slik bre kalles kald eller polar.*

Det viser seg at varme og kalde breer er ytterpunkter, dvs. det finnes mange breer der noen partier er varme og andre partier er kalde. Derfor er ikke denne oppdelingen helt lett i praksis.

En regnet tidligere med at alle norske breer var varme. Dette er nok tilfelle for noen, men mange av de høytliggende breene i Jotunheimen har temperaturer under frysepunktet hele året. Også isen på toppen av Hardangerjøkulen holder minus 1 til minus 2°C hele sommeren. Det skyldes at snølaget her er tynt om vinteren og vinterkulda trenger dypt ned i selve breisen. Oppvarmingen av smeltevann som fryser er også mindre effektiv fordi isen er lite vanngjennomtrengelig.

De fleste breene på Svalbard er kalde.

Fig. 2.4. Botnbreer. Kvænangtindan i Troms. (Foto: Widerøe).

Breisens fysikk

Snøens forvandlingshistorie

Massen i en middels stor bre består av mer enn 95% is. Dette forteller to ting: Snø- og firnlaget er en ubetydelig del av hele bremassen, og forvandlingen av snø via firn til is går raskt, mens krystallenes liv som breis er meget langt.

Nyfallen snø har i lavlandet normalt en tetthet rundt 0,1 g/cm^3. På breene vil vinden pakke sammen snøen slik at tettheten raskt øker til rundt 0,3 g/cm^3. Videre setninger, sammenpressing og gjenfrysing av smeltevann vil utover sommeren øke tettheten til omkring 0,55 g/cm^3. All snø som overlever en sommer, får betegnelsen *firn.*

Tetthetsøkninger i firn foregår ved at de større krystallene «spiser» opp de mindre. Tettheten øker nå i langsomt tempo, men en stadig tilgang på vann nede i firnen gjør at det etter hvert dannes tykkere islag. Ved en tetthet rundt 0,8 g/cm^3 blir firnen nærmest lufttett. Fra nå av regner en med at massen er blitt breis, og den luft som er igjen samler seg etter hvert som luftbobler i isen.

Tiden det tar før firn blir til breis varierer svært, og er mest avhengig av sommertemperaturen. På breer i kystklima kan det gå unna på 5–6 år. I Antarktis går det svært sakte, vanligvis flere hundre år.

Den videre utvikling er en stadig vekst av de store iskrystallene på bekostning av de små. Denne utvikling

fortsetter helt til krystallene en dag når overflaten og smelter bort. I ikke-aktiv breis (stagnerende is) som f.eks. kan finnes under morener, har en funnet iskrystaller så store som fotballer.

Breisens fysiske egenskaper

Det er nå akseptert at breis oppfører seg som et plastisk legeme. Dette betyr at deformasjonshastigheten av en iskrystall øker raskere enn økningen i den kraften som virker på iskrystallen. Dette har igjen flere viktige konsekvenser. F.eks. kan breen strekke seg ut og bli tynnere i bratte skråninger, mens den igjen blir tykkere på flate partier. Men hvis overflatehellingen er jevn, så vil breens hastighet måtte avta raskt mot kantene hvor isen blir tynnere. I neste kapittel skal vi se nærmere på breens bevegelse.

Breens bevegelse

På breene skjer det etter hvert en opphoping av snø på de øvre partiene. Dette snøoverskuddet må transporteres ned til lavereliggende deler av breen for å smeltes. Dette gir bevegelse eller strømning nedover breen.

Forskjellige bevegelsestyper

Brebevegelsen er av to typer: Indre bevegelse som kommer i stand ved omforming og bevegelse mellom de enkelte krystaller, og direkte sklidning av hele bremassen på underlaget.

De to typene arbeider nesten alltid sammen, men forholdet mellom dem varierer meget. Ofte kan den ene typen fullstendig dominere den andre.

Den indre bevegelsen er en konsekvens av breisens plastiske egenskaper, slik dette ble beskrevet i forrige kapittel. Den indre bevegelsen vil generelt øke som en funksjon av breens tykkelse og overflatens helling. Dette fører til at tykke og bratte deler av breen beveger seg raskere enn tynne og flate.

Sklidningen av breen over underlaget varierer med breisens temperatur, underlagets beskaffenhet og med tilgangen på vann ved bunnen av breen. Målinger har vist at bevegelsen øker en del tidlig på sommeren når det første smeltevannet når bunnen av breen. Utover sommeren får bevegelsen i breen en «døgnrytme», slik at hastigheten varierer meget likt med breelvas vannføring. Videre er hastigheten om vinteren mye mindre enn om sommeren. Dette tolkes dithen at smeltevannet danner et «smørelag» mellom breisen og underlaget.

Sklidning mot underlaget varierer mer både i størrelse og tid enn den indre bevegelse. På bratte breer kan den

utgjøre opptil 90% av hele bevegelsen. På flate breer er ofte hastigheten ved bunnen nærmest null, og all bevegelse skjer ved krystallomforming.

Under Bondhusbreen, en utløper av Folgefonni, er sklidningen mot underlaget målt direkte. Istykkelsen ved målestedet er ca 160 m. Sklidehastigheten varierte mellom 4 og 8 cm pr. døgn, lavest om vinteren. Overflatehastigheten på samme sted varierer rundt 30–35 cm pr. døgn. Den indre bevegelse utgjør altså ca 80% og sklidehastigheten ca 20% av breens overflatehastighet i dette området.

En *strømlinje* er den bane en iskrystall følger gjennom breen fra den landet der og til den kommer ut lenger nede og smelter bort. Strømlinjene viser altså bevegelsens retning. De kan også si noe om hastigheten. Ligger strømlinjene «tett», må det være stor hastighet langs dem, og omvendt når de ligger «spredt». Dette kommer av at en gjennom ulike tverrsnitt i breen (ikke for langt fra hverandre) må ha omlag samme transport av breis. Av dette slutter vi også at der strømlinjene nærmer seg hverandre, vil en isbit bli strukket i retning langs strømlinjene. Der de fjerner seg fra hverandre, vil en isbit bli strukket ut i bredden, dvs. på tvers av strømlinjene. Fig 2.5 viser en idealisert dalbre. *Balanselinjen* er på kartet en rett linje, og den faller omtrent sammen med firn- og snølinjen (jfr. side 27).

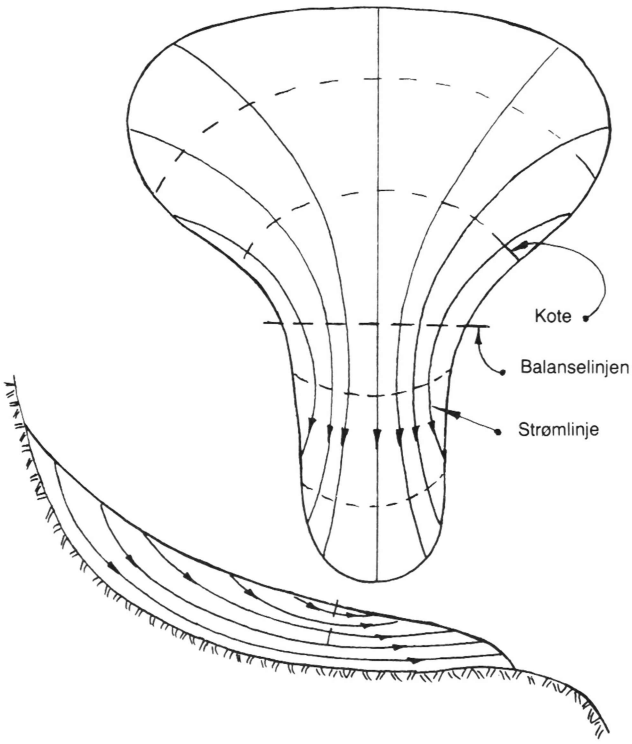

Fig. 2.5. Kart og lengdesnitt av idealisert dalbre.

Ovenfor balanselinjen er kotene konkave, og breen virker innsunket. Nedenfor balanselinjen er kotene konvekse, og breen virker hvelvet eller skålformet. Det kommer av at hastigheten er størst langs midtaksen av breen (breen betraktet som et halvt rør der breisen flyter nedover), og følgelig er transporten av breis størst der.

På fig 2.5 er strømlinjenes bilde på breoverflaten antydet. De står vinkelrett på kotene. Ovenfor balanselinjen går de derfor inn mot midtaksen, mens de nedenfor balanselinjen går ut fra midtaksen. Dette kommer dels av at hastigheten er størst langs midtaksen. For at en skal ha en stabil situasjon, må det ovenfor balanselinjen transporteres breis inn mot aksen, og nedenfor balanselinjen ut fra aksen.

Overflatehastigheten på norske breer varierer fra 4–5 m til 400–500 m pr. år. Det mest vanlige vil vel være mellom 10 og 30 m i året. Hastighetsmålingene foretas vanligvis ved at nedborete aluminiumsstaker i breen måles inn fra faste punkter på fjell. På fig 2.6 kan vi se resultatene av slike målinger på Hellstugubreen i Jotunheimen. Hastighetsfordelingen stemmer ellers godt med det vi kunne anta ved å trekke strømlinjene på breen jfr. fig. 2.5.

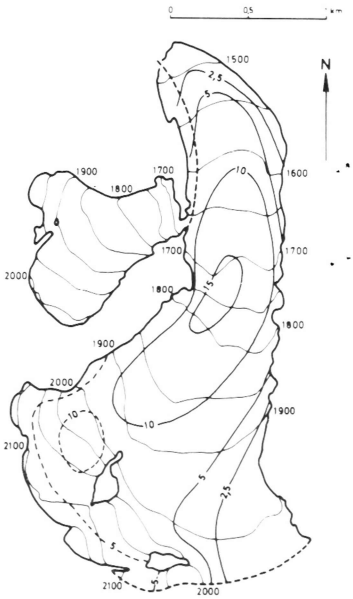

Fig. 2.6. Midlere årlig brebevegelse i meter pr. år beregnet på grunnlag av målinger i perioden 1968–72. Stiplet linje angir usikre områder. Hellstugubreen.

Pulserende breer (surges)

En egen type bevegelse finner vi på enkelte breer, f.eks. på Svalbard. Målinger har vist at disse breene normalt beveger seg forholdsvis langsomt. Samtidig har brefrontene trukket seg tilbake. Plutselig kan breen begynne å skli nedover og fronten rykker fram flere kilometer i løpet av noen få måneder eller år. Slike frambrudd kalles «surges» på engelsk. På norsk kan vi kalle dem pulserende breer. Et eksempel er Negribreen på østkysten av Spitsbergen som gikk fram 12 km mellom 1935 og 1936.

Det er i dag ingen tilfredsstillende forklaring på hvorfor bare noen breer i visse områder pulserer på denne måten. Tidligere trodde en at pulserende breer bare fantes i arktiske områder med kalde breer. Siden har en funnet eksempler på at også varme breer kan pulsere, f.eks. på Island. I Norge er det ikke oppdaget pulserende breer utenom Svalbard.

Breenes tykkelse og breisens alder

Breens tykkelse kan måles ved å bore hull gjennom breen, ved seismiske målinger og ved bruk av radioekkoteknikk. I Norge har alle metodene vært i bruk. I de siste par årene har radio-ekkoteknikken vært brukt med hell. På denne måten kan en få sammenhengende tykkelsesprofiler over lengre strekninger.

Den største bretykkelsen som til nå er funnet er på Jostedalsbreen, nord for Kjenndalskruna. Her viste radioekkoloddet vel 400 m. På østre Svartisen fant en opptil 380 m ved boring gjennom breen, mens seismiske målinger på Hardangerjøkulen og Folgefonni viste største dyp rundt 350 m. Dette er maksimale tall. Typiske bretykkelser på middelstore dalbreer vil nok ligge på ca 100 m.

Breisens alder vet vi mindre om. Et par stedet er alderen bestemt ved radiologisk datering. F.eks. var isen i fronten av Storbreen i Joutunheimen ca 700 år gammel. Nå vil alltid isen i bretunga være den eldste fordi denne isen er dannet av snø som falt øverst på breen og som har fulgt en strømlinje nær bunnen av breen hvor hastigheten er minst. Isen oppover bretunga vil derfor være gradvis yngre. Like nedenfor likevektslinja vil den nok bare være noen titalls år. Kjenner vi hastigheten i hele breen kan vi beregne alderen på isen. Slike beregninger viser at store og bratte breer godt kan ha yngre is i fronten enn små botnbreer. Dette skyldes at hastigheten på de store breene er så mye større enn på botnbreene.

Vi kan anta at typiske verdier for alderen på isen ved brefronten ligger mellom 300 og 1000 år.

Sprekker, snøbruer og andre overflatefenomener

Dannelse og klassifikasjon av sprekker

Vi har tidligere sagt at breisen kan betraktes som et plastisk legeme som stadig er i bevegelse nedover. På sin vei utsettes isen både for store trykk og strekk. Når trykk– og/eller strekk-kreftene er store nok fører det til deformasjon av isen. Dette ser vi på overflaten som oppsprekking der strekk-kreftene er sterkest, og som oppstuvinger der trykk-kreftene har overtaket. Dypere nede i breen vil trykket av overliggende is og snø gjerne være så stort at det er sterkere enn strekk-kreftene. Dette er grunnen til at bresprekkene (i alle fall på norske breer) sjelden blir dypere enn ca 30 meter, selv om unntak finnes.

Sprekkene kommer altså der det er for stort strekk. Siden hastigheten varierer fra sted til sted på breen må det være strekkspenninger til stede. Dette forsterkes eller svekkes av terrengforholdene som selvsagt påvirker bevegelsen. Terrengforhold som vil virke inn er f.eks. økende eller minkende fall (helling), utvidelse eller innsnevring av dalen, og markerte ujevnheter i dalbunnen.

For oversiktens skyld skal vi forsøke å klassifisere bresprekkene i fire grupper:

A. Marginalsprekker oppstår langs kantene på breen. Brebevegelsen avtar raskt ut mot kanten av breen. Dermed oppstår store strekkspenninger som fører til sprekker

som står oppover/innover breen. Etter hvert vil sprekkene følge ismassene nedover, raskest inn mot midten av breen, og sprekkene dreies nedover samtidig som de lukkes. Etter hvert vil nye sprekker dannes på tvers av de gamle.

B. Tverrsprekker dannes særlig når breen får et brattere fall (strømlinjene samles). De dannes med den konvekse siden oppover, men også her vil den større hastighet midt i breen forandre dette etter hvert. Tverrsprekkene er ofte større og bredere enn marginalsprekkene. Dessuten er det ofte høydeforskjell mellom iskanten på hver side, noe som kan gjøre det vanskelig å krysse den.

C. Lengdesprekker oppstår ved utvidelse av dalen der breen ligger (strømlinjene spres), eller hvis det ligger en langsgående fjellrygg under breen.

D. Radialsprekker er typisk for brefronten og dannes på samme måte som lengdesprekkene, dvs. isen får plass til å bevege seg ut til side, ikke bare framover. Brefronten får et utseende som ligner de sprikende fingrene på en hånd.

Ikke alle sprekktyper passer inn i dette systemet. Et eksempel er det sprekkmønster som kan dannes over en fjellknaus. Breen kan da sprekke opp både på langs og tvers, og bli oppdelt i blokker og tårn. Ofte har en også kombinasjoner av flere sprekktyper.

De fleste sprekker vil lukkes igjen når strekket forsvinner eller avløses av trykk. Dette skjer vanligvis når breen flater ut etter brattere parti, like før en innsnevring i dalen, eller i en innersving når dalen dreier. Lukkede sprekker kan siden sees som lange furer i isen.

Blir trykket i overflaten meget stort, kan isen stuves sammen og danne spisse rygger og tårn. Dette skjer som regel ved en innsnevring eller i en innersving, og alltid nær fjellsidene. Slike partier kan ikke ha dype sprekker, og behøver ikke være vanskelig å passere.

Bregleppe (Bergshcrund) er en spesiell type tverrsprekk som dannes like oppunder fjellet, der breen beveger seg vekk fra fast fjell. Sprekken finnes altså øverst på breene der de siger ut fra en fjellvegg, nunatak el.l. Den dannes ikke helt inn mot fjellet, men som regel noen meter, eller ti-meter, nedenfor fjellet. Det skyldes at det av breen som er nærmest fjellet ofte er frosset fast eller på annen måte har for stor friksjon mot grunnen til å holde samme fart som resten av bremassen. På mange botn- eller dalbreer ser en bregleppa som en sammenhengende sprekk langs hele botnveggen. Den kan derfor være vanskelig å passere sent på sommeren.

Samme problem kan oppstå ved passering av smeltekløfta (Randkluft). Det er egentlig ikke en vanlig bre-

sprekk, men et resultat av smelting. Steile, sydvendte fjellvegger vil på varme dager absorbere mye varme, som vil stråle tilbake og smelte snø og is. På varme, solfylte somre kan smeltekløfter være svært vanskelig å passere.

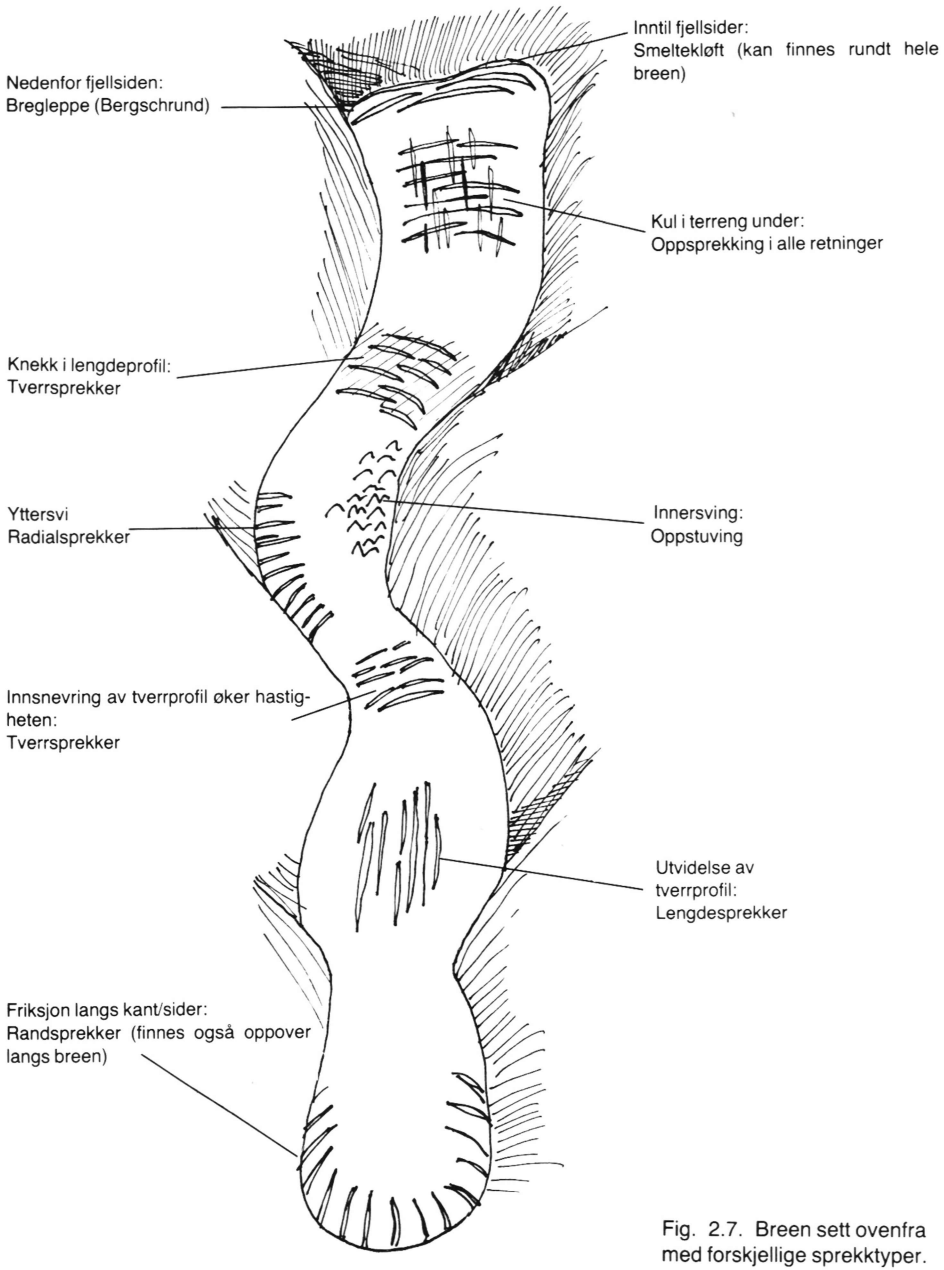

Fig. 2.7. Breen sett ovenfra med forskjellige sprekktyper.

Snøbruer

Mange sprekker eksisterer i mer enn ett år før de lukkes, og dermed vil de kunne dekkes av et snølag om vinteren. Likevel blir ikke alle sprekker dekket av snø. Sprekkenes størrelse, snømengden på stedet og sprekkenes orientering i forhold til vindretninger er avgjørende momenter.

Den første snø som faller om høsten vil ofte blåse ned i de åpne sprekkene, men det hører til sjeldenhetene at en sprekk fylles av snø. Etter hvert vil kombinasjonen av vind og snø danne snølepper eller skavler ut fra kantene på sprekken. På norske breer vil sydvestlige til nordvestlige vinder være mest vanlig samtidig med snøfall. Lokale vindforhold vil imidlertid variere mye, så en kan stort sett regne med at snøleppene vokser omtrent like mye ut fra hver side av sprekken, helt til de eventuelt møtes. Da er det dannet en snøbru. Den vil være tynnest og bære dårligst i lukningspunktet. Som regel vil altså snøbrua være svakest i et område ikke langt fra midten. (Fig 2.8).

Snøbruenes bæreevne er særlig avhengig av snøtykkelsen, snøens tetthet og om det finnes islag i snøen, men lufttemperatur og formen på sprekken og bruene spiller også inn.

Om høsten og tidlig på vinteren vil snødekket være tynt og snøen lett. Derfor bærer bruene ofte dårlig på denne tiden. På seinvinteren og våren øker snøtykkelsen samtidig som setninger i snøen gjør den fastere og dermed gir øket bæreevne. Seint på våren og på forsommeren er bruene sterkest, fordi det første smeltevannet vil fryse

Fig. 2.8. Passering av snøbru. Blåisen Hardangerjøkulen.

igjen nede i snødekket til islag og islinser. Utover sommeren smelter stadig mer snø. Smeltevannet vil etter hvert varme opp hele snødekket til 0°C, slik at vannet ikke kan fryse lenger. Snøen blir da etter hvert løsere, og bæreevnen synker. Samtidig vil smeltevann renne ned i sprekkene langs kantene og danne svakhetssoner i overgangen mellom breis og snøbru. Før eller senere vil de fleste snøbruer svekkes så mye at de faller sammen, og sprekken er åpen igjen.

Formen på sprekkene og snøbruene kan bety noe for bæreevnen. Som regel har imidlertid dette bare teoretisk interesse, da man vanligvis ikke kan vite hva slags former man har under beina. De fleste sprekker har en tilnærmet V-form (fig 2.9). Dersom veggen på sprekken skrår markert innover, kan det virke forsterkende på snøbruene, da de vil kunne kile seg ved belastning. Svært ofte vil imidlertid sprekkenes vegger i øvre delen være tilnærmet loddrette eller av og til noe utoverhengende. Det har vært vanlig å snakke om såkalte A-sprekker (fig. 2.10) som altså skulle utvide seg nedover. Det er svært vanskelig å finne noen fysisk forklaring på dannelsen av en slik sprekk. Den mest sannsynlige forklaringen på slike observasjoner må være at snø og vann er frosset langs sprekkens øvre kanter eller at det ligger flere år gamle snøbruer over sprekken. Slike snøbruer vil jo også sprekke opp av samme grunn som selve breen, men fordi oppsprekkingen starter senere blir den ikke like bred som selve bresprekken. En tilnærmet A-form i øvre del av en sprekk vil naturlig nok gi et dårligere feste for en snøbru enn en V-form. Når snøbruene begynner å få markerte nedsunkne områder er det et tegn på at man skal være forsiktig. Bæreevnen er da som regel meget dårlig.

Breens bevegelse og dens virkning på sprekkdannelsen vil også medføre ulik kvalitet på bruene. Åpner sprekker seg vil snøbrua bli svakere og eventuelt sprekke opp. Lukker sprekken seg vil snøbrua kunne bli sterkere. Teoretisk vil altså bruene være sterkere i konkave områder og svakere i konvekse områder.

Milde vintre vil som regel føre til store snømengder i breområdene. Kombinert med fuktig nedbør som fryser til skare- eller islag vil dette gjerne gi gode og sterke snøbruer. Kalde vintre skyldes gjerne mye godvær, med lite nedbør og vind. Den snøen som kommer er gjerne lett og har liten bæreevne.

Omvendt gir varme somre stor avsmelting og rask oppløsing av snøbruene, mens kalde somre kan føre til at smeltevann fryser til skare- og islag som styrker snøens bæreevne. For å vurdere risikoen ved å passere vanskelige breområder kan det altså være godt å ha kjennskap til værforholdene for en lengre periode. I sommerhalvåret vil snøbruenes bæreevne kunne variere mye i løpet av et døgn. Områder som kan være omtrent umulige å passere

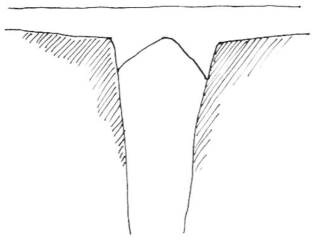

Fig. 2.9. V-sprekk.

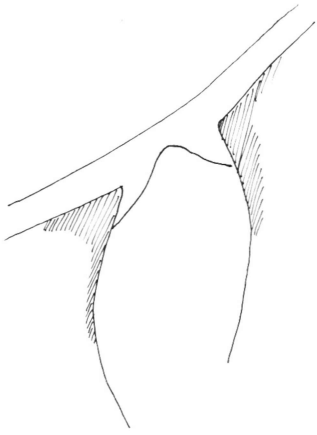

Fig. 2.10. A-sprekk.

i bløtsnø på ettermiddagen, kan kanskje gåes uten problemer på skareføre noen timer senere.

I snødekte områder kan bresprekkene være vanskelige eller umulige å oppdage. Så lenge snødekket er så kraftig at det bærer brevandrere vil ikke sprekkene ha så stor interesse. Annerledes er det om snødekket er så svakt at det er fare for å falle gjennom og ned i bresprekkene. Da er det viktig på forhånd å kunne nok om breer til å vite i hvilken retning sprekkene går, og dermed kunne legge opp marsjrute og sikringsteknikk etter dette.

Noen ganger er det helt umulig å se farlige, ikke holdbare snøbruer. Men som regel har dårlige snøbruer – om sommeren – problemer med å bære sin egen vekt. Dette medfører at de gjerne synker litt ned i forhold til breflaten omkring. Avhengig av lysforholdene kan de synes som striper eller skygger i snøen. Forsenkningene kan dels gi en svak skyggevirkning, dels samler de opp støv og smuss. Har det derimot vært nysnø relativt nylig, vil denne gjerne samles i forsenkningene og gi lysere striper i snøen. For å komplisere bildet ytterligere må det sies at ikke alle lyse eller mørke striper i snødekket representerer sprekker. En må bruke sine brekunnskaper og erfaring og vurdere sine observasjoner ut fra det. Ved spesielle vær- og lysforhold kan sprekkområder sees tydelig på stor avstand, mens konturene blir borte når man nærmer seg. Det lønner seg derfor å dele oppmerksomheten mellom det nære området og rutevalget lenger unna.

Lagdeling (foliasjon) og spissbuer (ogiver)

En ser ofte at breis kan være lagdelt på overflaten med hvite, halvhvite eller blå islag. Dette fenomenet kalles foliasjon. Hvor tett de forskjellige lagene ligger og hvilken orientering de har, varierer fra sted til sted og fra bre til bre. Foliasjon er mest vanlig å se nær bretunga der isen kan få et furet utseende. De fleste er nå enige om at foliasjon oppstår dypt nede i breen ved deformasjon av isen. Den foliasjonen vi ser på bretunga, er derfor oftest resultat av krefter som virker helt andre steder i breen.

Selve dannelsesprosessen er langt fra skikkelig kjent, men en antar at under meget sterkt trykk (f.eks. ved foten av et brefall) vil isen kunne presses og strekkes langs tidligere svakhetssoner. Krystallene vil delvis kunne smelte under prosessen, for senere å fryse igjen. De mørke båndene er luftfrie mens de andre inneholder større eller mindre luftblærer.

Spissbuer, eller ogiver som de kalles, er ikke noe vanlig fenomen, men der de finnes, setter de et markert og fascinerende preg på hele breen. Spissbuene kjennetegnes ved at bretunga er oppdelt i rytmisk vekslende lyse og mørke bånd på tvers av breen. Hastighetsforskjellene gjør at båndene etter hvert bøyes med buen nedover tunga.

Spissbuer dannes bare på tempererte breer med et markert isfall og flat tunge. Dannelsesmekanismen er fremdeles uklar, men kan forklares ved de ulike forholdene i brefallet sommer og vinter.

I sørvendte brefall vil det bli en markert uttynning av breen om sommeren pga. stor avsmelting. Samtidig vil det samle seg mye skitt på isen. Om vinteren vil det derimot ikke være noen smelting i brefallet, og den delen som når bretunga da, blir tykkere (vertikalt) enn den delen av isfallet som beveger seg ned om sommeren. Dette gjør at bretunga blir bølget med mørkere sommerlag som bølgedaler og lysere vinterlag som bølgerygger. Bølgene vil holde seg og kan endog øke fordi skitt på breen gir større smelting i bølgedalene. Spissbuene tolkes etter dette som en form for årringer på breen. Det klassiske eksempel på spissbuer gir Austerdalsbreen, en østlig utløper av Jostedalsbreen.

Overflatefenomener skapt av smeltevann

Smeltepunktet til is er 0°C ved vanlig lufttrykk. Imidlertid synker smeltepunktet når trykket øker (ca 0.0074°C pr atm. trykk). Har vi så et vannfylt hull i en bre, må vanntrykket nederst i hullet være større enn trykket i isen. Derfor kan det ikke være likevekt mellom is og vann, og det må smelte litt is. Det skjer helst i bunnen av hullet, og dermed blir det dypere. Prinsippet om energiens bevarelse krever at det fryser noe is lenger oppe i hullet, men der kommer det stadig nytt vann (og dermed varme) fra overflaten. Dette forholdet er bestemmende for en del smeltevannsfenomener, men det virker dårlig på kalde breer, der istemperaturen til dels er langt under 0°C.

Isbrønner eller *vasshull* er det mest direkte eksempel på hvordan denne teorien virker. De starter gjerne i sprekker og kan arbeide seg helt ned til bunnen av breen. Dette gjelder særlig når isbrønnene er blitt så dype at de ikke kan dreneres gjennom nye sprekker. Isbrønner kan opptre i flokk, og de er særlig å finne på flatere deler av breen. Det gjør dem ekstra farlige for brevandrere, for på slike steder venter en mindre sprekker, og en slapper gjerne litt av. Noen ganger kan en «høre» isbrønner under snødekket ved at vann sildrer eller fosser.

Smeltevann samler seg etter hvert i elver som renner under breen og kommer til syne ved brefronten. Her finner vi ofte svære breporter hvor en kan gå inn under breen. Dette er imidlertid ikke ufarlig, da breportene raser sammen fra tid til annen.

Breportens størrelse skyldes ikke bare vannets smelting, men i like stor grad at varm luft sirkulerer og smelter videre på den åpningen vannet først laget. Breen er ofte så tynn i tunga at den selv om vinteren ikke klarer å lukke breporten.

Fra tempererte breer renner det vann hele året, mens kalde breer bare avgir smeltevann om sommeren. Alt smeltevannet som må bort fra breens overflate kan ikke alltid dreneres via sprekker og isbrønner. Det dannes derfor elver (jøkulbekker) som renner på overflaten. Disse bekkeleiene er ofte svingete og kan etter hvert bli ganske dype. De finnes særlig på kalde breer og kan være svært vanskelige å passere.

Virkelige innsjøer oppe på breene finner vi sjelden i Norge, men på Svalbard er det ikke uvanlig å treffe på større vannspeil. Når først en slik sjø er dannet, vil den smelte seg nedover og utover og kan på den måten bli ganske dyp.

Derimot har vi her i landet flere *bredemte sjøer.* Det er sjøer som dannes ved at en bre stenger det naturlige utløpet, og smeltevann fører til at sjøen vokser. Av samme grunn som det ble dannet isbrønner, vil det etter hvert smelte kanaler inn i isen, spesielt nær fjellgrunnen og langs svakhetssoner, f.eks. gamle sprekker. Før eller siden vil en kanal ende i friluft, og sjøen kan tappes fullstendig på kort tid. Det kan volde store ødeleggelse nedover i vassdraget. Det best kjente eksempel er Demmevatn ved Rembedalsskåki på Hardangerjøkulen. Det tappes nå gjennom en tunnel i fjellet.

Andre overflatefenomener

Et lag av leire, sand eller stein som ligger på breisen, vil absorbere mer solstråling enn den lysere isen gjør. Likevel kan dette gi tre ulike fenomener, avhengig av lagets tykkelse.

Kryokonitthull: Er laget svært tynt, vil det smelte nedover i isen, og mindre flekker av smuss eller sand blir liggende på bunnen av hull som kan bli opptil 20–25 cm dype.

Sandkjegler: Er laget tykkere, vil det isolere istedenfor å øke smeltingen. Det kommer av at varmen ikke trenger gjennom laget i løpet av dagen, og den stråles ut igjen om natten. Resultatet er at isen rundt smelter og kommer lavere. Det bygger seg opp en kjegle som blir spissere og spissere helt til all sanden faller av. Da smelter iskjeglen bort, og en *ring av sand* blir liggende igjen på breen.

Brebord: En stor flat stein på breen virker på samme måte som en sandhaug. Etter hvert som isen rundt smelter bort, blir steinen stående igjen på en søyle av is. Når den er så tynn at den brekker, faller steinen av og det hele gjentar seg.

Vindgryter: De fleste har sett hvordan vinden kan holde områder rundt en stor stein eller fjellkant (f.eks. nunatak) fri for snø. Det kommer av at lufta ikke kan hope seg opp på losiden, og derfor må vindstyrken rundt steinen eller fjellet (særlig rundt skarpere kanter) være større enn

ellers i landskapet. Dermed vil snøen ha lettere for å blåse bort, og en får snøfrie groper rundt steinen eller fjellet. Samme fenomen kan oppstå uten stein i midten, og det dannes en gryte i et ellers flatt landskap. Forklaringen er der at større terrengformasjoner bestemmer vindretningene i området slik at det stadig dannes virvelvinder i gryta. Bings gryte på Jostedalsbreen er et prektig eksempel. Den er 10–15 m dyp. Nær fjell vil også varmestrålingen fra fjellet bidra til å utvide eller holde ved like slike forsenkninger eller groper.

Rød snø: Rødfarget snø er et vanlig fenomen på høyfjellet om sommeren, også på breene. Fargen skyldes en grønnalge – Chlamydomonas nivalis – som tilsynelatende trives utmerket i sommersnø. Mer presist skyldes fargen et rødt pigment (astraxanthin) som under bestemte betingelser hoper seg opp i algene. Det er for øvrig det samme pigment vi kjenner som rødfarge i rekeskall eller i kjøttet hos ørret og laks.

Hydroglasiologi

Breens regnskap

En bre holder vannressurser tilbake i kalde og fuktige år og avgir ekstra vann i varme og tørre år. En kan sammenlikne breen med en bedrift som kan sette opp et årlig regnskap som enten gir overskudd, balanse eller underskudd. Breens «inntekt» er all snø som samles på breen, mest i løpet av vinteren. Breens «utgift» er all snø og is

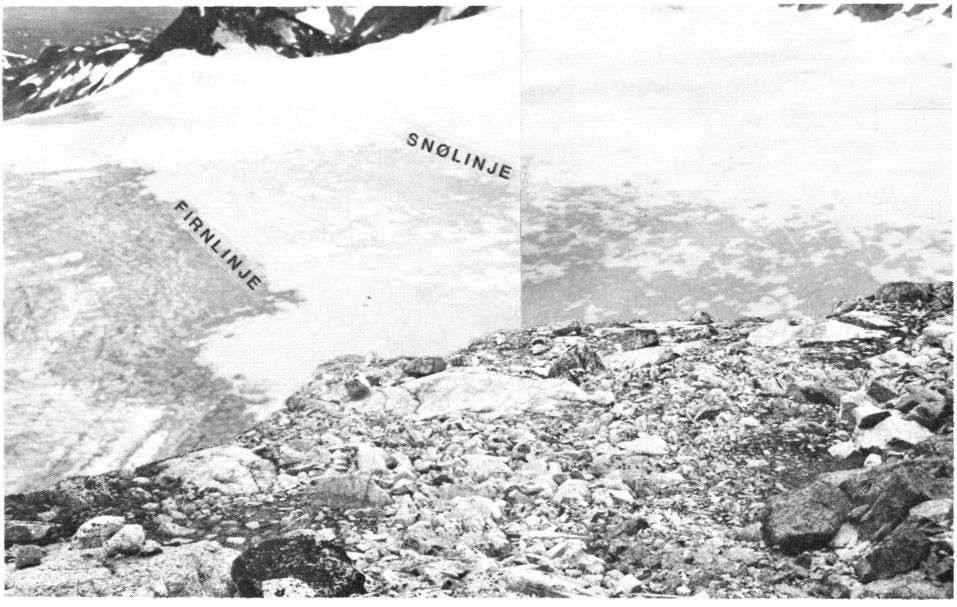

Fig. 2.11. Firnlinje og snølinje på Vestre Memurubre i Jotunheimen. (Foto: NVE, Hydrologisk avd.)

som forsvinner, mest i løpet av sommeren. «Inntekt» og «utgift» kan måles og beregnes. Ved å sammenligne dem, kan en se hvordan det står til med breens «helsetilstand». Etter som inntekten er større eller mindre enn utgiften, vil breen bli mer aktiv eller passiv.

Følger flere år med overskudd i regnskapet må noe av dette overskuddet transporteres nedover til bretunga som da etter hvert rykker framover. Breen er da aktiv. Når det er flere år med underskudd avtar massetransporten nedover og brefronten smelter bakover, den blir passiv og kan til slutt bli nærmest «død», dvs. uten særlig bevegelse. Et eksempel er Omnsbreen.

Vi skal definere noen vanlige begreper som brukes i forbindelse med breens regnskap.

Akkumulasjon: Tilførsel av masse i form av is og snø.

Ablasjon: Resultat av prosesser som til sammen fratar breen masse.

Nettobalanse: Akkumulasjon minus ablasjon ved slutten av smeltesesongen. Positiv hvis breen har økt, negativ hvis den har minket.

Balanselinje: En teoretisk grenselinje på breen der regnskapet akkurat balanserer, dvs. der det kommer til like mye snø og is som det forsvinner.

Firnlinje: Grenselinjen mellom is og firn ved ablasjonssesongens slutt (august/september)

Snølinje: Den synlige grense mellom årets snø og breis eller firn ved smeltesesongens slutt.

På fig. 2.11 kan vi se firnlinjen og snølinjen på Vestre Memurubre ut på sommeren i et år med negativ nettobalanse. Balanselinjen på Vestre Memurubre ligger 1850 m o.h.

Målinger av breens regnskap er utført på en rekke breer i Sør-Norge og i Nordland. Vi kan på denne måten følge med i hvilke områder breene vokser i volum og hvor de minker.

På fig. 2.12 er vist regnskapsverdiene for Ålfotbreen (like sør for ytre Nordfjord) og Hellstugubreen (sentrale del av Jotunheimen) fra 1963 til 1981. Vi ser at Ålfotbreen har ca 3 ganger så store akkumulasjons- og ablasjonsverdier som Hellstugubreen. Alfotbreen er for øvrig Norges nedbørsrikeste område med en normal årsnedbør på ca 5500 mm.

I sum for hele perioden har Ålfotbreen hatt et overskudd i regnskapet på 2,3 m, mens Hellstugubreen har hatt et underskudd på 7,7 m. Dette er typisk for situasjonen de siste 20 år. De kystnære breene har økt i volum, mens breene lenger øst har minket. Årsaken ligger vesentlig i værforholdene i årene 1971–76. Da hadde vi mye vestavind om vinteren og store snømengder på de vestligste breene. I midt-Jotunheimen derimot, var det heller mindre snø enn normalt. Balanselinja på Ålfotbreen er 1220 m o.h., mens den på Hellstugubreen er 1850 m o.h.

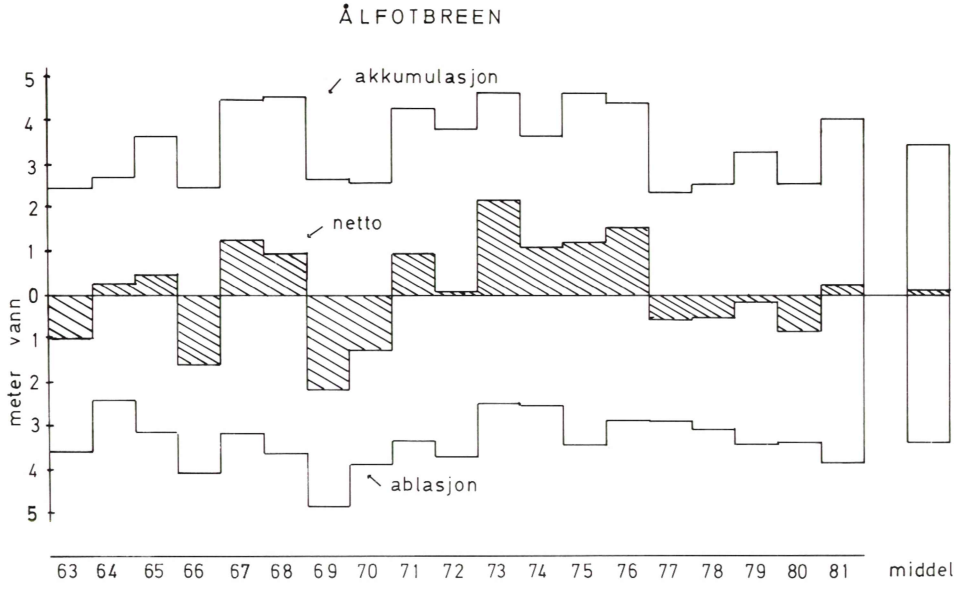

Fig. 2.12(a) Årlige endringer på Ålfotbreen (kystnær bre).

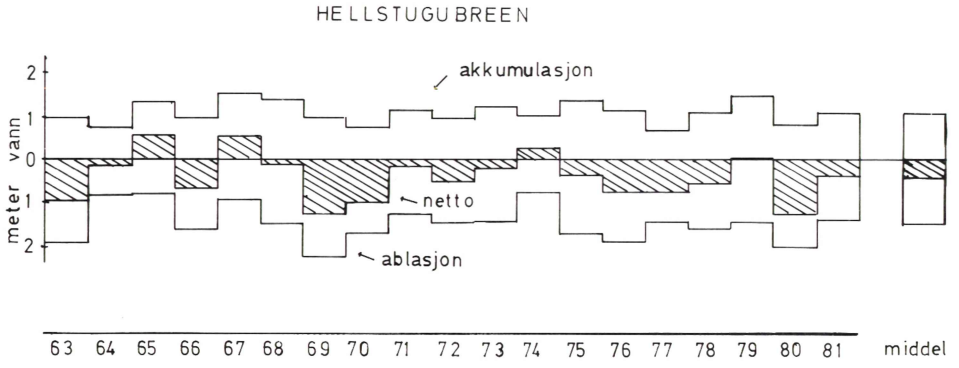

Fig. 2.12(b) Årlige endringer på Hellstugubreen (Midt Jotunheimen).

Snøtilførselen (akkumulasjon)

Snødyp og snøens tetthet måles i april eller i begynnelsen av mai. På de fleste breer ligger snøen temmelig ujevnt fordelt. Snøen blåser fra konvekse partier og ned i konkave partier, og derfor kan en finne barblåste iskuler høyt oppe på breen. Generelt øker snømengden med høyden fordi akkumulasjonssesongen blir lenger og nedbørsmengden øker. Snømengden på de vestligste breene kan bli enorm. På Ålfotbreen er snøtykkelser på 8 m normalt. Rekorden her er 12 m fra våren 1973. På Nigardsbreen er 5–6 m vanlige snødyp, mens det på Hellstugubreen bare er 2–3 meter snø i april. Det er ellers vanlig at snøen er mer ujevnt fordelt på de østlige breene, og åpne sprekkområder kan vi finne hele vinteren.

Avsmeltingen (ablasjon)

Ablasjonen er mye mer avhengig av høyden over havet enn akkumulasjonen er, og det er flere faktorer som spiller inn. For norske forhold er de viktigste faktorene (alle meteorologiske):

Stråling: Direkte ved solskinn og indirekte ved utstråling av varme fra fjell og skyer.

Varmeovergang fra lufta (konveksjon). Den kan bli stor fordi en bre lager sin egen vind (katabatisk vind), og derfor kommer den i kontakt med mye luft.

Vanndamp kondenserer på iskrystallene og frigjør varme (kondensasjon).

Direkte fordamping av snø (sublimasjon).

På Storbreen i Jotunheimen har målinger gitt denne fordeling av avsmeltingen: stråling 60%, konveksjon 25%, og kondensasjon + sublimasjon 15%.

Andelen av strålingssmelting avtar mot vest og øker mot øst. Det viser seg ellers at smelting pga. stråling er relativt konstant gjennom sommeren, mens de andre faktorene varierer mye mer. Andre faktorer som er av mindre betydning: varme fra regndråper, is i kontakt med innsjøer, kalving, jordvarme og friksjon mot underlaget.

På breer som strekker seg fra høyfjellet ned i lavlandet, er det stor forskjell i smeltingen oppe og nede. Nigardsbreen, en østlig utløper av Jostedalsbreen, strekker fra 300 m til 1950 m o.h. Nederst smeltes bort 10–12 m is mens det på toppen smelter bare 1–2 m snø i løpet av sommeren.

Breens terrengformede virkning

Dette avsnitt omhandler noen av de terrengformer som breene direkte har ansvaret for. Det er ikke så mange årtusener siden landet var dekket av breer, og de merker disse breene etterlot seg, er ennå friske og dominerende i landskapet.

Breen som transportbånd

Under en bre er det et enormt trykk, og når den sklir over ujevnheter, blir det trykkforandringer. Det fører til temperaturforandringer, det blir en stadig veksling mellom frysing og tining. Resultatet er at breen sprenger og skyver løs materiale fra fjellet den ligger på. Dette materialet blir skjøvet nedover breen, og nyttes på ferden som et effektivt slipe- og skuremiddel. De finere deler av dette materialet følger brevannet nedover.

Det løsmaterialet som ligger under breen danner en bunnmorene. På sidene av breen fås sidemorener. De består av stein og blokker som breen river løs og som delvis raser ned mot breen fra sidene. Møtes to brearmer,

vil de møtende sidemorener danne en midtmorene. Midtmorenene kan ofte bli imponerende høye på breen, men de består vesentlig av en iskjerne som blokkene beskytter mot smelting. Derfor vil midtmorenene sjelden finnes igjen utenfor breen. En midtmorene kan også dannes ved at breen river løs stein fra en begravet fjellknaus eller en nunatak.

Alle morener kommer først til syne nedenfor firnlinjen. Ovenfor den blir alt materialet dekket av snø og må følge strømlinjene i breen til det smelter fram lenger nede.

Av og til kan deler av bunnmorenen bli skjøvet opp til breoverflaten langs såkalte skjærplan. Det er en bruddflate i isen hvor den ene siden ligger stille mens den andre delen beveger seg. Skjærplan er vanlig på tynne brefronter fordi nederste delen av bretunga kan fryse fast i underlaget, og skjærplan dannes når bremassene ovenfor trykker på. Det materialet som kommer opp, vil isolere isen mot smelting, og det kan dannes svære skittkjegler.

Erosjonsformer

Med erosjonsformer menes spor som breen etterlater seg i fast fjell. En skiller mellom mikroformer og makroformer etter som en betrakter små eller store spor. Vi skal først se på de mest vanlige mikroformene.

Skuringsstriper er relativt lange furer eller striper i fjellet, og finnes gjerne på sva. De lages ved skuring når breen med bunnmorene sklir over fjellpartiet. Lang tids skuring gir etter hvert glatte, avrundede former på den siden som vender mot brebevegelsen mens lesiden ofte unngår skuring. Av skuringsstripene kan en se hvilken retning breen har hatt på stedet.

Rundsva er mindre, avrundede knauser der den flate delen vender mot brebevegelsen mens lesiden er kuttet rett av (som en hvelvet pram). De dannes fordi det blir trykkavlastning på baksiden av nabben, og dermed sterk erosjon ved vekslende frysing og tining.

Sigdbrudd og parabelriss, også kalt tverrmerker, er halvmåneformede merker i fjellet. De konvekse sidene vender langs brebevegelsen (med eller mot), og de opptrer ofte i svermer etter hverandre. Forklaringene er omdiskuterte, men går ut på at svære blokker i isen trykker mot fjelloverflaten slik at den blir presset litt inn. Merkene oppstår når trykket forsvinner og fjelloverflaten retter seg opp igjen. Tverrmerker brukes sammen med skuringsstriper til å bestemme brebevegelser i kvartærtiden.

Leirslam og sand som produseres ved sliping og skuring, føres med breelva nedover. Det kan bli snakk om store mengder slam. Mengden av slam vil variere svært med vannføringen, mest går det i de første storflommene om sommeren. Under storflommen i Jostedalen i 1979 førte elva fra Nigardsbreen med seg 9600 tonn slam og

sand i løpet av to døgn. Pga. sedimentene vil breelva ha stor eroderende kraft. Det er ikke noe uvanlig syn at breelver går i dype gjel. Dette fører også til at når brevann brukes direkte i kraftverk, slites turbiner og skovler raskere, og breslammet fyller etter hvert igjen magasinene.

På lengre sikt er breen en meget effektiv erosjonsfaktor. Fjorder, U-daler og botner er alle makroformer etter de kvartære nedisingene. I dag er det bare i høyfjellet at breene arbeider hos oss. Slitingen på fjellet under breen kan gå opp i ca 1 mm pr. år fordelt på hele breen.

Akkumulasjonsformer

Med akkumulasjonsformer menes oppsamlinger av løsmateriale som breen har transportert. Det som føres med breelva, avleires i stilleflytende elver, vann eller i fjorder. Det som transporteres med breisen, når til slutt brefronten og avleires der.

Er breen i tilbakegang, legger materialet seg som et mer eller mindre jevnt bunnmorenedekke. Like inntil brefronten kan dette være meget løst og vannmettet, nærmest som kvikksand. Et fenomen en ofte ser i bunnmorenedekket, er såkalt plogmark. Overflaten er oppdelt i lange, smale rygger like en pløyet åker. Retningen er parallell med isbevegelsen, og hver rygg starter bak en større blokk. En tror de oppstår ved at det om vinteren dannes et hulrom i isen bak en slik blokk, og at dette hulrommet fylles med bunnmorene om sommeren. For at mekanismen skal fungere, må bretunga være så tynn at bunnmorenen kan fryse om vinteren. Står brefronten i ro eller er den i framrykk, dannes endemorener. De samles foran bretungene som lange, buede hauger. Hver endemorene er framstøt av breen. De ytterste endemorenene vi kan finne viser breens største utbredelse siden istiden.

Brefrontens endringer

Som tidligere nevnt på side 26 vil brefrontene reagere på forandringer i breens regnskap. Nå vil ikke brefrontene reagere spontant på et underskudd eller et overskudd i et enkelt år. Det tar noen år før endringene merkes, og denne reaksjonstiden er forskjellig for hver bre. Bratte breutløpere fra platåbreer reagerer raskt, 4–6 år er vanlig. Store og flate utløpere, f.eks. Tunsbergdalsbreen, reagerer svært tregt og det skal langvarige endringer til i regnskapet før dette merkes i brefronten. I fig. 2.13 er vist årlige endringer ved Briksdalsbreen siden 1900. Dette er et eksempel på en bratt breutløpet som reagerer raskt, 3–4 år tar det. I perioden 1930–55 var det en stor tilbakegang, mens det siden 1955 har vært mer framgang enn tilbakegang. Fra før 1890 har vi ingen systematiske

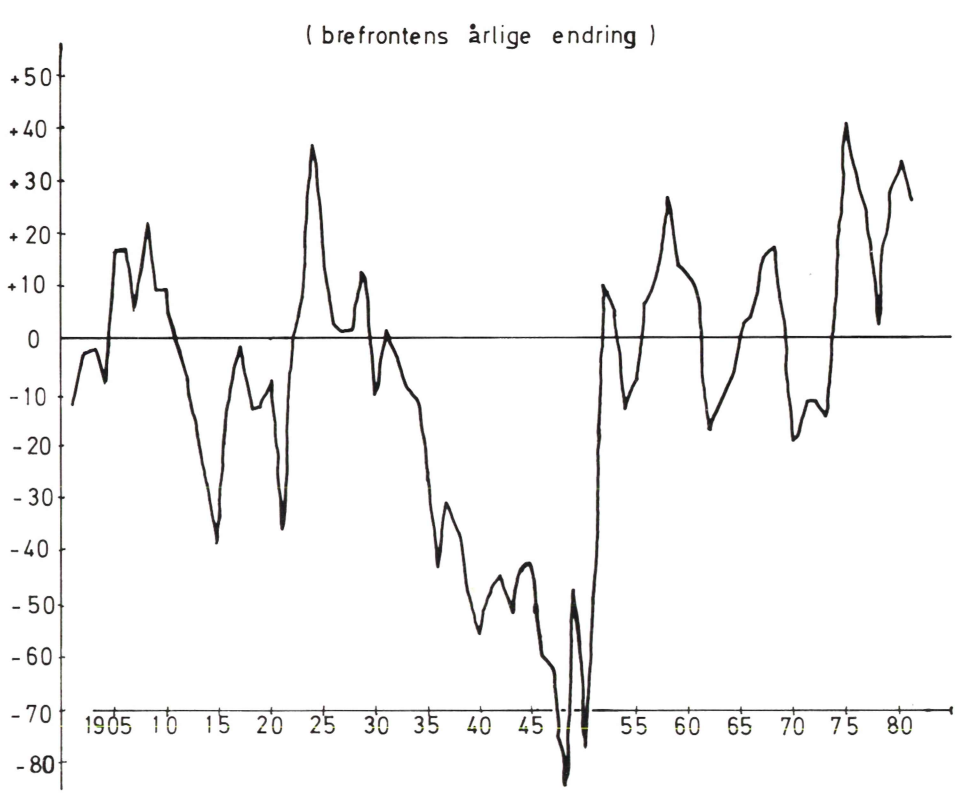

Fig. 2.13. Årlige endringer i brefronten ved Briksdalsbreen.

målinger av norske brefronter, men vi vet at det var markerte framstøt rundt 1870, 1840, 1810 og 1750. Framstøtet rundt 1750 er velkjent ved flere av utløperne fra Jostedalsbreen da noen breer (f.eks. Nigardsbreen) ødela både dyrket mark og gårdsbygninger. Ikke alle breområder hadde sin største utbredelse rundt 1750. Noen utløpere fra Folgefonni synes å ha vært størst rundt 1890 eller enda seinere, mens andre breområder kanskje var størst så langt tilbake som rundt år 800 f.Kr.

Norges breer

Det nøyaktige antall breer og deres andel og utbredelse i Norge er det ikke mulig å gi helt eksakt. Disse tallene vil naturlig variere noe fra år til år og særlig etter hvert som nye kart og flyfotografier gjør det mulig å revidere gamle tall. I 1969 og 1973 utga NVE breatlas over hhv. Sør-Norge og Nord-Skandinavia. Tallene i disse breatlasene er tatt fra nye kart i serien M-711 eller fra nyere flybilder. Opplysningene fra disse breatlasene er igjen brukt til å lage tabellen nedenfor over de breene i Norge som er

større enn 10 km^2. I alt regner vi med at det finnes ca 1590 breer i Norge, fordelt med ca 680 i Sør-Norge og ca 910 i Nord-Norge. Det samlede brearealet er ca 2740 km^2, hvorav ca 1620 km^2 er i Sør-Norge og ca 1120 km^2 er i Nord-Norge.

Norges største breer

Brenavn	Areal km^2	Største høyde m o.h.	Minste høyde m o.h.	Oppmålt år
1. Jostedalsbreen	486	1980	295	1966
2. Vestre Svartisen	221	1580	20	1968
3. Søndre Folgefonni	172	1660	490	1959
4. Østre Svartisen	148	1550	208	1968
5. Blåmannsisen	87	1560	810	1961
6. Hardangerjøkulen	78	1850	1000	1961
7. Snønipebreen	50	1800	980	1966
8. Okstindbreen	46	1740	750	1962
9. Øksfjordjøkulen	41	1170	330	1966
10. Harbardsbreen	37	2010	1220	1965
11. Salajekna	33	1680	830	1967
12. Spørteggbreen	30	1750	1240	1966
13. Nordre Folgefonni	27	1650	970	1959
14. Giccecokka	25	1500	870	1965
15. Frostisen	25	1710	840	1965
16. Søkke-/Sikkelbreen	24	1920	1300	1966
17. Grovbreen	24	1500	1000	1966
18. Tystigbreen	23	1890	1200	1966
19. Holåbreen	22	2000	1400	1965
20. Bre vest for Gråtådalen	21	1320	780	1967
21. Ålfotbreen	19	1380	850	1968
22. Smørstabbreen	17	2150	1400	1966
23. Tindefjellbreen	16	1880	940	1966
24. Fresvikbreen	14	1660	1150	1955
25. Seilandsjøkulen	14	940	480	1970
26. Strupbreen/Koppangbreen	14	1400	320	1953
27. Hellstugu/Vestre Memurubre	13	2200	1450	1966
28. Midtre Folgefonni	13	1580	1050	1959
29. Søndre Jostefonn	12	1615	960	1966
30. Bre øverst i Beiardalen	12	1560	760	1968
31. Storsteinsfjellbreen	12	1850	930	1960
32. Gjengalundbreen	10	1550	950	1968
33. Langfjordjøkulen	10	1020	360	1966
34. Veobreen	10	2300	1600	1966

Kilde: NVE's breatlas over Sør-Norge og Nord-Skandinavia.

Denne serie utgis av Hydrologisk avdeling ved
Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen.
Adresse: Postboks 5091 - Majorstua, Oslo 3.

I denne serie er utgitt:

Nr. 1. *J. Otnes:* Våre hydrologiske undersøkelser. (4 s.) 1962.
» 2. *G. Østrem og V. Karlen:* Nigardsbreens hydrologi. (47 s.) 1963.
» 3. *G. Østrem:* Litt om breene i Storsteinsfjell-området. (7 s.) 1963.
» 4. *G. Østrem og O. Liestøl:* Glasiologiske undersøkelser i Norge 1963. (60 s.) 1964.
» 5. *A. Tollan:* Langtidsvariasjoner i avløpet i noen norske vassdrag. (14 s.) 1964.
» 6. *Ø. Aars:* Geohydrologi, et aktuelt felt innen Vassdragsvesenets interesseområde. (16 s.) 1964.
» 7. *S. Flatjord:* Utvikling av isdekket på norske vassdrag, samt litt om råkdannelse. (17 s.) 1964.
» 8. *G. Østrem:* A method of measuring water discharge in turbulent streams. (23 s.) 1964.
» 9. *Ø. Aars:* Geohydrologisk forskning i Norge *(Geohydrological research in Norway).* (19 s.) 1964.
» 10. *V. Karlen:* Snöackumulationskartor och glaciärernes ackumulation. (15 s.) 1964.
» 11. *J. Otnes:* Beregning av regulert vassføring og vassføringsøkning med vassdragsreguleringer. (17 s.) 1964.
» 12. *O. Devik:* Present experience on ice problems connected with the utilization of water power in Norway. (16 s.) 1964.
» 13. *G. Østrem:* Glacio-hydrological investigations in Norway. (15 s.) 1964.
» 14. *R. Pytte og G. Østrem:* Glasio-hydrologiske undersøkelser i Norge 1964. (92 s., 6 løse kartplansjer) 1965.
» 15. *J. Otnes:* Hydrologisk vurdering av vannverk. (9 s.) 1966.
» 16. *I. Hagen:* Planning of hydrological observations in catchment areas with partially glacier covered tracts. (12 s.) 1967.
» 17. *G. Østrem:* Laboratory measurements of the resistivity of ice. (8 s.) 1967.
» 18. *O. Devik:* Vannstandsvariasjoner i en elv som følge av islegging og sarnproduksjon. (18 s.) 1967.
» 19. *A. Tollan og K. Hegge:* Flom og flomvarsling. (10 s.) 1968.
» 20. *G. Østrem og T. Ziegler:* Atlas over breer i Sør-Norge. (207 s.) 1969. Pris kr 20,-.
» 21. *A. Tollan:* Variability of seasonal and annual runoff in Norway. (8 s.) 1972.
» 22. *G. Østrem, N. Haakensen, O. Melander:* Atlas over breer i Nord-Skandinavia. (315 s.) 1973. Pris kr. 40,-.
» 23. *G. Østrem:* Satellittbilder - et nytt glasiologisk verktøy. (5 s.) 1973.
» 24. *G. Østrem:* The use of ERTS data to monitor glacier behaviour and snow cover - practical implications for water power production. (12 s.) 1974.
» 25. *R.P. Asvall, S. Roen:* Experiences showing how increased winter flow through inland lakes influences ice conditions. (9 s.) 1974.
» 26. *G. Østrem:* Runoff forecasts for highly glacierized basins. (22 s.) 1974.
» 27. *R.P. Asvall:* Changes in ice conditions in regulated river basins. (13 s.) 1974.
» 28. *K. Wold:* Snø - venn og fiende. (42 s.) 1974.
» 29. *A.M. Tvede:* Volumendringer på breer i Sør-Norge, 1962-1973. (9 s.) 1975.
» 30. *G. Østrem:* ERTS-1 images in glaciology and hydrology: Norwegian experience. (8 s.) 1975.
» 31. *G. Østrem:* Present alpine ice cover. (32 s.) 1975.
» 32. *G. Østrem:* ERTS data in glaciology - an effort to monitor glacier mass balance from satellite imagery. (13 s.) 1975.
» 33. *G. Østrem:* Breen som kraftkilde. (9 s.) 1975.
» 34. *B. Wingård og L. Roald:* Vassdragene i Sør-Norge: Har det noen sinne vært så tørt som i år? (3 s.) 1976.
» 35. *A. Tollan:* River runoff in Norway - *R.P. Asvall:* Effects of regulation on freshwater runoff. (9 s.) 1976.
» 36. *G. Østrem, O. Liestøl og B. Wold:* Glaciological investigations at Nigardsbreen, Norway. (23 s.) 1977.
» 37. *L. Roald:* Hydrologiske varslingsmetoder. (15 s.). *S. Roen:* Vassdragsreguleringer og endrede isforhold (7 s.). *G. Østrem:* Fjernanalyse (10 s.) 1977.
» 38. *Ø. Aars:* Ground water and the regulation of water courses. (4 s.) 1978.
» 39. *U. Riise og B. Wingård:* Sammenheng mellom magasinstørrelse og regulert vannføring. EDB og tradisjoner. (15 s.) 1978.
» 40. *A.M. Tvede:* The heat storage of Lake Mjøsa: Interactions between ice cover, climate and the energy exchange processes. (13 s.) 1979.
» 41. *B. Wold og G. Østrem:* Morphological activity of a diverted glacier stream in Western Norway (5s.) 1979.
» 42. *B. Wold og G. Østrem:* Subglacial constructions and investigations at Bondhusbreen, Norway. (16s.) 1979.
» 43. *Ø. Aars:* Konsekvenser av vassdragsreguleringer. (18 s.) 1981.
» 44. *G. Østrem:* The use of remote sensing in hydrology in Norway. (13 s.) 1981.
» 45. *T. Andersen:* Operational Snow Mapping by Satellites. (6s.) 1983.
» 46. *A. M. Tvede og B. Wold:* Glasiologi. (24 s.) 1983.