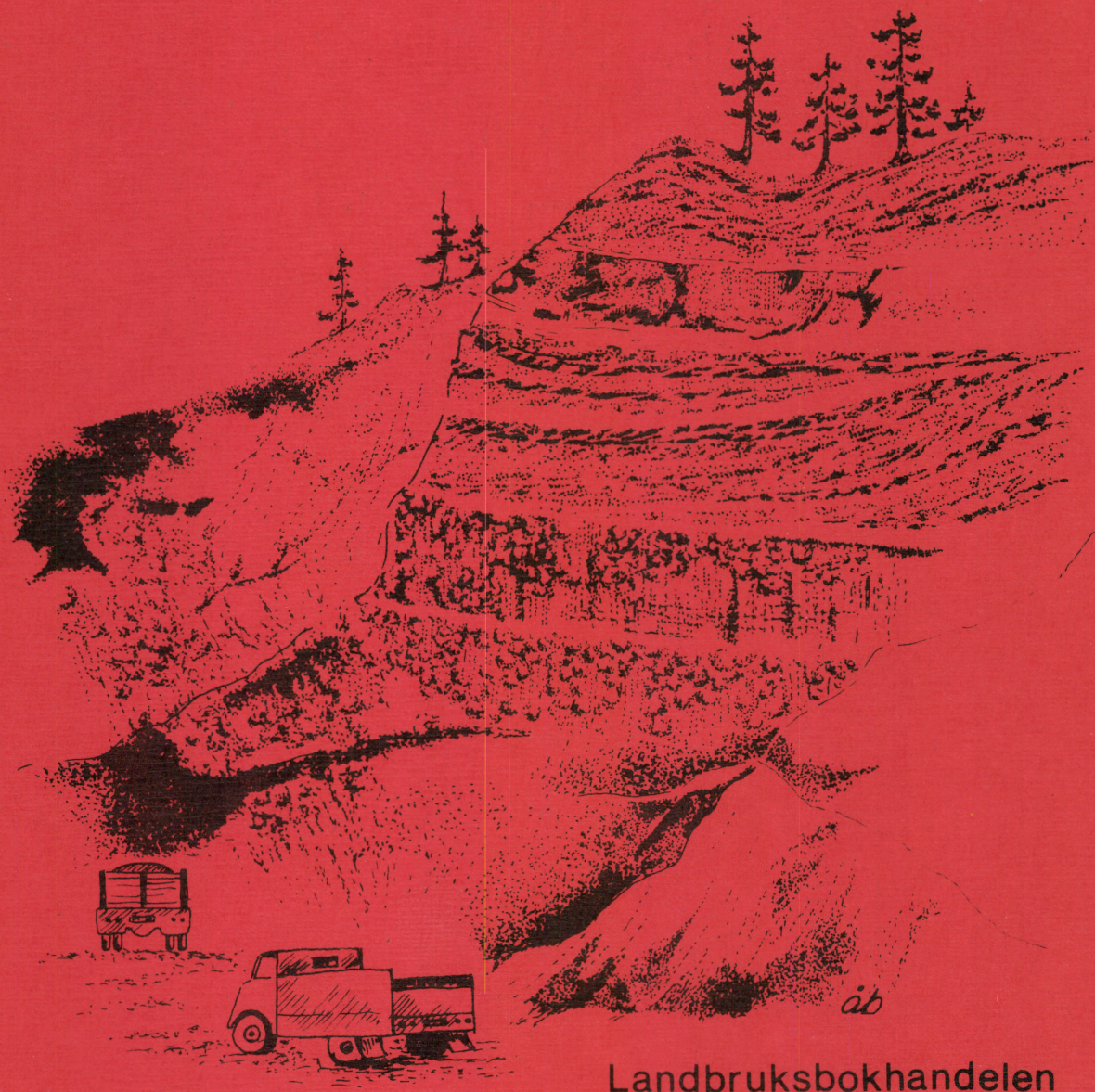
17.

BREELVER

Sylvi Haldorsen



Landbruksbokhandelen
ISBN 82-557-0075-7
Ås-NLH 1979

BREELVER

Sylvi Haldorsen

Landbruksbokhandelen
ISBN 82-557-0075-7
Ås-NLH 1979

BREELVEROSJON
(GLACIFLUVIAL EROSJON)

Studier av breelver på Spitsbergen og i Alaska har vist at en breelv kan være en svært aktiv erosjonsfaktor. Dette henger sammen med at vannet i breelver ofte har stor hastighet, og at det er mettet med sedimenter. Det er beskrevet smeltevannsløp på recente breer der vannet langs sidene av breen har erodert kanaler som er bortimot hundre meter dype, hvor den ene veggen består av is og den andre av fast fjell. Breelvene i forbindelse med store, smeltende ismasser er noen av de mest aktive erosjonsfaktorer som opptrer på jordoverflaten.

Spor etter breelverosjon kan opptre på mange forskjellige måter. Det kan dreie seg om dype eller grunne nedskjæringer i fast fjell. Vi kan også finne erosjonskanaler eller erosjonssoner i løsmasser der enten alt løsmaterialet er spylt bort, eller der finmaterialet er fjernet slik at det bare ligger store steiner og blokker igjen.

Like etter at et landområde er smeltet frem fra breen, er det ingen vegetasjon som virker bindende på løsmaterialet. Det er derfor mulighet for en svært omfattende breelverosjon. Slik var situasjonen i Norge under avsmeltingen av siste istids breer.

Vi har mange forskjellige betegnelser for erosjonssporene etter breelvene. I en del litteratur kalles de "smeltevannsløp", selv om denne betegnelsen strengt tatt burde omfatte både erosjonsspor og avsetninger. Det er også vanlig å snakke om "spylerenner" eller "smeltevannsfurer" når det gjelder breelverosjon. På de nye kvartærgeologiske kartene i målestokk 1: 50 000 brukes betegnelsen " breelvenes dreneringsspor".

Erosjonsspor etter breelver kan ha følgende kjennetegn:

1. De starter og ender ofte på steder der det ikke er naturlig at normal, fluvial aktivitet ville begynne eller slutte.
2. De er tørre eller fører ubetydelige vannmengder idag.
3. De har ofte steile sider (gjel) og er gjerne svært rette over lange strekninger.
4. De kan kutte tvers over naturlige vannskiller.
5. De kan ende i store utvaskningsvifter, terrasser eller fortsette som eskere, det vil si avsetninger av typisk breelvkarakter.

Supraglaciale og englaciale erosjonsspor

De supraglaciale og englaciale breelvene eroderer i is eller i løsmateriale oppå og inni breen. Når all is er smeltet vekk, er det som regel vanskelig å se noen tydelige erosjonsspor etter slike breelver. Eventuelle tidlige breelvkanaler vil gjerne forstyrres eller forsvinne totalt under nedsmeltingen. Breelvene som gikk oppå breen under den siste dødisfasen kan vi imidlertid iblant finne spor etter.

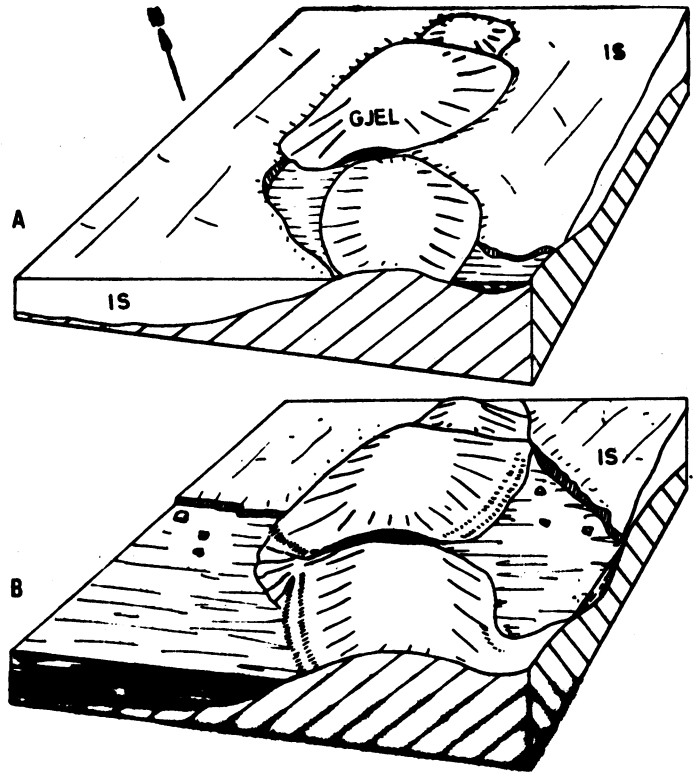


Fig.2 Utviklingen av smeltevannsløp rundt "fjelløyer" som stikker opp av den smeltende innlandsisen.
A. Vannet flyter på isoverflaten fra østsiden av fjellryggen ned i en liten bresjø på vestsiden. Løpet fordypes etterhvert som breen smelter ned.
B. Gjelet utformes av vann fra en bresjø på østsiden som renner ned i sjøen på vestsiden. Det dannes i begge tilfelle et sadelskår. (Etter Price 1973).

En erosjonstype som gjerne kan regnes som supraglacial, er de såkalte "sadelskårene".

Da innlandsisen smeltet ned, dukket det etterhvert opp fjelltopper som "øyer" på breoverflaten. Der to slike topper dukket frem ved siden av hverandre, ble forsenkningen mellom dem til et

passpunkt der det kunne renne smeltevann. Det ble gjerne konsentrert forholdsvis mye smeltevann rundt slike fjelløyer, og det rant dermed mye smeltevann fra breoverflaten ovenfor øyene, gjennom passpunktet ned på den lavere delen av breoverflaten nedenfor øyene, der det iblant kunne dannes en bresjø (fig.2). Disse breelvene eroderte kraftig i undergrunnen over passpunktet og kunne kutte ned dype gjel eller "sadelskår". Slike sadelskår kan man finne mange steder i høyfjellsområdene i landet. Det store gjelet Mjølbøla i midtre Gudbrandsdalen

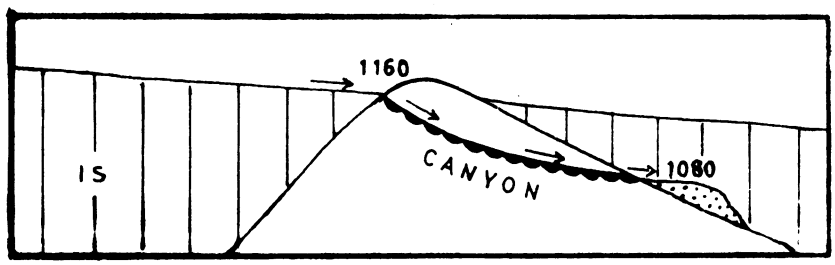


Fig.3 "Situasjonsbilde fra den seneste tid det rant smeltevann i Mjølbøla, midtre Gudbrandsdalen.
(Etter Mangerud 1964).

regnes som et slikt sadelskår (fig.3). Her har vannet trolig rent oppå breoverflaten på oversiden av passpunktet, mens det på nedsiden har rent ned under breoverflaten (englacialt).

Laterale og sublaterale erosjonsspor (også kalt "laterale randrenner","israndrenner", "skvalrenner" og "spylerenner").

Da innlandsisen hadde smeltet ned slik at det var typiske dalbreer i dalførene i landet, ble den laterale dreneringen (fig.1) svært viktig. Nedenfor firngrensen var dalbreoverflaten konveks, slik at vannet rant fra breoverflaten over mot dalsidene. Spesielt om somrene var dreneringen langs sidene av breen stor (fig.4). En del av dreneringen kunne også foregå langs dalsiden et stykke under selve breoverflaten (sublateralt, fig.4 b).

Der dalsiden var bratt, eroderte vanligvis breelvene kraftigst i isen, mens det ble lite erosjon i det faste fjellet i dalsiden (fig.4 b). Løpene er derfor vanskelige å identifisere idag da breen er borte. Der dalsidene var slakere, derimot, eroderte breelvene ofte et "hakk" (ensidig løp) inn i dalsiden (fig.4 c).

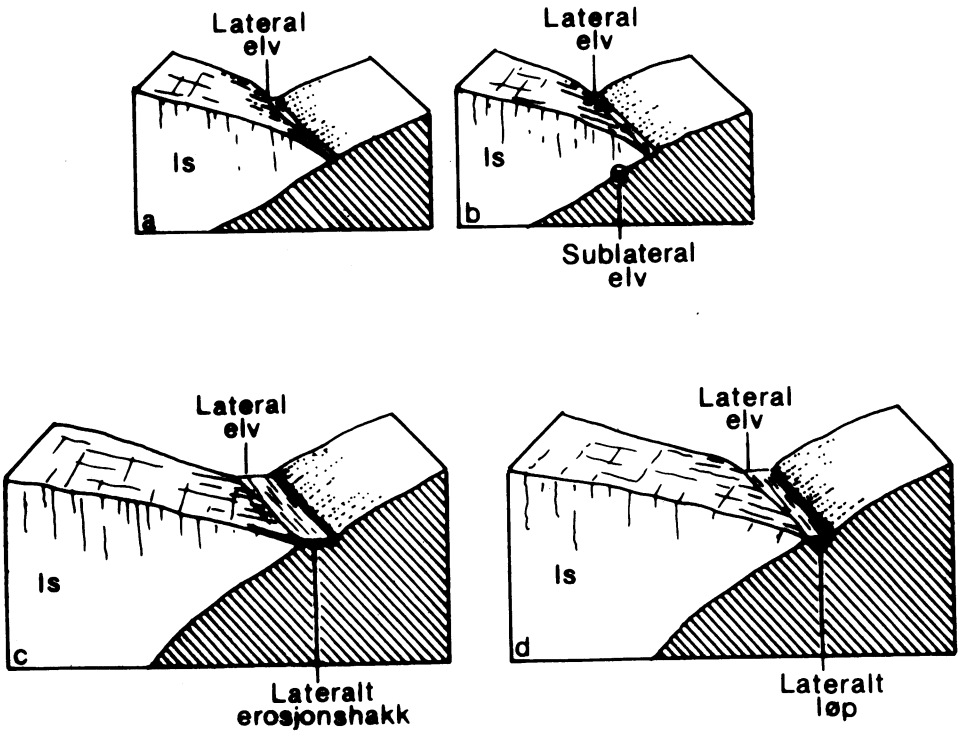


Fig.4 Utvikling av lateral (marginal) og sublateral (submarginal) drenering (Etter Price 1973).

Når denne erosjonen fortsatte å virke i samme nivå over en lengre tid, ble hakket gjerne utviklet til et tosidig løp i fjellsiden der begge sidene i løpet kom til å bestå av fjell (fig.4 d).

Erosjonen langs siden av breen fant ofte sted i løsmasser, og spesielt ble denne erosjonen stor der det på forhånd var avsatt tykke bunnmorener i dalsidene. I enkelte soner eroderte breelvene vekk alt løsmateriale slik at fjellet ble helt renspylt. Andre steder førte de laterale breelvene vekk alt det fine materialet slik at det idag bare ligger igjen store felt med blokker og steiner.

Der breen lå så tett inntil dalsiden at vannet ikke kunne trenge ned mellom is og fastmark, kunne det utvikles en type erosjonsspor som kalles "skvalserpentiner". Her rant breelvene delvis inne på fastmark og delvis ute på breen. De svingte frem og tilbake mellom breen og fastmark i dalsiden, som om det hele skulle ha vært en enhetlig elveseng. Slike skvalserpentiner som bukter seg frem og tilbake i dalsiden er vanlige i relativt slake dalsider. De er vanlige bl.a. i dalfører på Østlandet og i Trøndelag.

Etter at breelvene hadde rent et stykke langsmed breoverflaten på siden av breen, fant de seg gjerne et løp rett nedover dalsiden gjennom breen mot dalbunnen. Iblant kunne slike løp nedover dalsidene være svært steile og breelvene eroderte kraftig i løsmateriale eller fast fjell. Slike steile erosjonsløp kalles for slukrenner. Slukrenner ble også dannet der det rant smeltevann fra en platåbre i høyfjellet nedover langs de blottlagte dalsidene mot en dalbre som fylte dalbunnen. Det er bl.a. en mengde slike slukrenner i de sentrale innlandsstrøkene i Sør-Norge.

Subglaciale erosjonsløp

Under en smeltende bre vil det relativt raskt kunne etableres lange, åpne breelvløp. Tak og vegger består, iallfall i store deler av løpet, av is, mens bunnen består av fast fjell eller løsmasser.

Subglaciale breelvløp vil ofte falle sammen med dagens elveløp, fordi også breelvene søkte ned mot de laveste punktene i terrenget. De ble i større og større grad istand til å etablere løp i naturlig leie etterhvert som breen smeltet ned. Idag kan det derfor være vanskelig å avgjøre hva som skyldes breelverosjon og hva som er erodert av elvene etter at breen trakk seg tilbake. Som regel fant det alltid sted en del breelverosjon før elveerosjonen satte inn, fordi nesten alle større elveløp har vært kanaler for smeltevann i det minste i visse faser av isavsmeltningen.

Når smeltevannet traff fjelloverflaten med stor kraft via et steilt løp ned gjennom breen, ble det gjerne erodert ut jettegryter (fig.5). Jettegryter ble også dannet mange steder der breelvene fosset langs bunnen av breen med stor hastighet. Jettegrytene kan ha imponerende dimensjoner og viser klart hvilken eroderende kraft breelvene kunne ha. Jettegryter finner vi over hele landet. Her skal bare noen få kjente eksempler nevnes.

På østsiden av Bjoreia, i området fra brua frem til Vøringsfossen, kan det sees et gammelt breelvløp med flere store jettegryter. Idag er det ingen vannføring i løpet. Det ble tidlig antydet at smeltevannet som gikk i dette løpet kunne ha vært med på å utforme Vøringsfossdalen (fig.6).

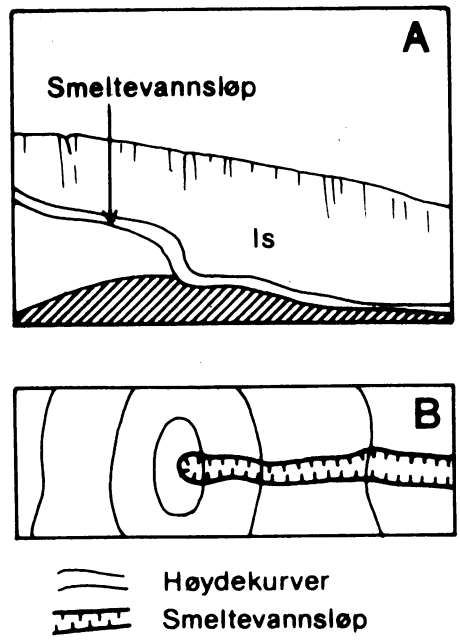


Fig.5 Subglaciale smeltevannsløp. En englacial breelv finner veg til bunnen av breen og lager en jettegryte og et subglacialt løp. A: Tverrsnitt. B: Sett ovenfra. (Etter Price 1973).

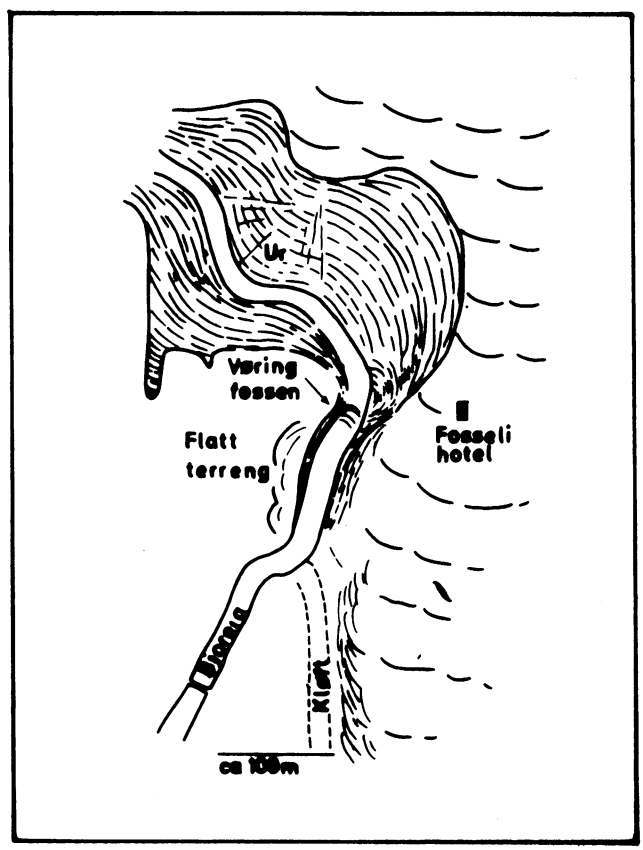


Fig.6 Kartskisse over Vøringsfossens botten. Det tørre breelvløpet der man finner jettegryter er stiplet inn (Etter Reusch 1900).

"Brofosshølen i Tunhøvd, Norges største jættegryte" ble beskrevet allerede i 1920. Lengden av fordypningen er ca 35 m og bredden omkring 10 m. Dybden er 12-15 m. Jettegryten har steile sider med et mindre, noenlunde rundt kammer og et større avlangt.

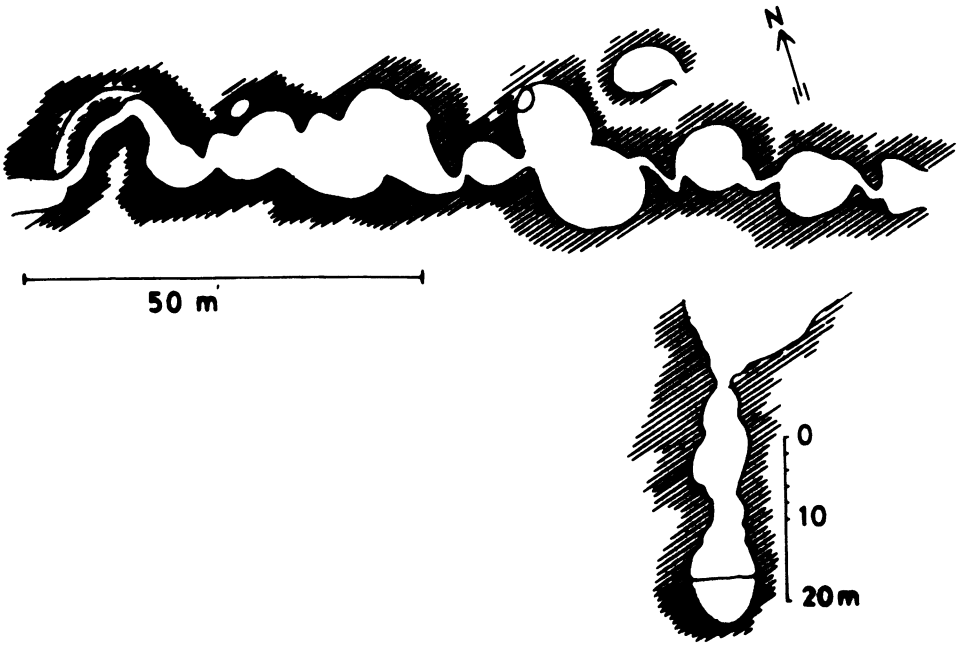


Fig.7 Jettegryter i "Helvete", Espedal, der det tidligere var avløp for Espedalsvatnet (Etter Ramsli m.fl.).

I en fase av avsmeltningen gikk dreneringen fra Vinstra over Espedalen. I denne tiden ble det erodert et markert gjel like sør for Espedalsvatnet. Det er en imponerende trang kløft med en dybde på 30-40 m ("Helvete"). Over en strekning på hundre meter er det en sammenhengende serie med svære jettegryter (fig.7).

På Skorpo utenfor Askedal i Sunnhordland kan man studere smeltevannserosjon i fast fjell i detalj. Hele fjellsiden er utformet av smeltevannet, og en mengde jettegryter kan observeres.

De subglaciale breelvene har mange steder erodert ut lange, rette gjel i berggrunnen. Disse løpene fører ofte idag bare minimale vannmengder.

Den subglaciale breelverosjonen hadde selvsagt ikke alltid en så dramatisk karakter som den som er beskrevet ovenfor. De englaciale breelvene kunne ofte gå over i en subglacial posisjon uten at det ble noen stor erosjon.

Mange steder finner vi spor etter subglaciale breelver ved at alt løsmaterialet er fjernet langs løpet, eller ved at finmaterialet er ført vekk, på tilsvarende måte som i laterale løp.

Proglaciale løp

Breelver som opptrer foran brefronten, vil ofte erodere kraftig i løsavleiringer som allerede er avsatt. De kan skjære ned dype kanaler i morenemateriale og i andre eldre løsmasser. De kan også grave seg ned slik at det blir dannet erosjonsterrasser i eldre breelvmateriale.

Tapningsløp

I forbindelse med tapningen av de bredemte sjøene, hadde breelvene unormalt stor vannføring, de førte enorme mengder materiale og hadde spesielt stor eroderende virkning.

På Island har katastrofetapninger av bredemte sjøer vært studert mange ganger i moderne tid. Breelvene kalles i den forbindelse for jökulhlaup. En av tapningene av Grimsvötn under Vatnajökul er beskrevet. Det kom ut under isfronten en breelv som hadde en vannføring på 40-50 000 kubikkmeter grått, sedimentmettet vann hvert sekund. Vannet brakte med seg isblokker så store som treetasjes hus. Hele tapningen varte i mindre enn ett døgn. Det er målt vannføring helt opptil 100 000 m^3/sek. i forbindelse med jökulhlaup på Island.

Det karakteristiske ved tapningskatastrofer eller jökulhlaup er at de kommer plutselig og med voldsom kraft, og at vannføringen raskt avtar igjen.

Da de breddemte sjøene i Østerdalen ble tappet, eroderte breelvene kraftig over passpunktet ved Barkald, og mange har antatt at Jutulhogget ble utformet ved denne tapningen. Store canyondannelser eller gjel som har vært kanaler for smeltevannet ved tilsvarende tapninger, finner vi ved Hellemobotn og i Tollådalen i Nordland (fig.8) og i Dividalen i Troms.

Disse gjelene er sannsynligvis dannet i tidligere nedskjæringer eller sprekker i berggrunnen, og vi vet ikke sikkert om de i sin helhet er utformet under avsmeltingen av siste istids breer.

Fig.8 Nedre kløft ved Hellemobotn, Nordland, som antas å være utformet under tapning fra Store Lule-sjø.
(Etter foto fra Norges Geologi, Bd II, S. Foslie).

BREELVAVSETNINGER
(GLACIFLUVIALE AVSETNINGER)
DANNELSE OG KLASSIFIKASJON

Breelvavsetninger er hovedsakelig dannet ved at smeltevann har erodert i morenemateriale og så avsatt dette materialet etter kortere eller lengre transport.

Det er knapt noen annen jordartstype i landet som varierer så mye både med hensyn til sammensetning og ytre form som breelvavsetningene.

Det normale er at avsetningene hovedsakelig består av sand og grus, men man kan også finne breelvavsetninger som er dominert av stein og blokk. Som regel er materialet innenfor et lag i en avsetning middels godt til godt sortert, og grus og grovere partikler er middels godt rundet. Det er imidlertid heller ikke uvanlig å finne breelvavsetninger som nesten har en morenesammensetning, og som har dårlig rundet materiale.

Når det gjelder form og størrelse, kan avsetningene variere fra små rygger eller hauger til store deltaflater av Hauersetertypen.

Breelvavsetningene blir klassifisert ut fra avsetningsmiljø og/eller ytre form.

Eskere

(Åser, rullesteinsåser, geitrygger) er rygger av breelvmateriale som ble avsatt i smeltevannstunneler eller i åpne smeltevannsløp på breen.

Dimensjonen på ryggene varierer mye. De kan være fra få meter til flere hundre kilometer lange. Bredden og høyden står som regel i forhold til lengden, slik at korte rygger er lave og smale, mens lange rygger er brede og høye.

I Norge er det få virkelig lange og store eskere sammenliknet med f.eks. i Sverige og Finland.

Eskere kan opptre som sammenhengende, jevne og rette rygger, men det er mer vanlig at de er uregelmessige, usammenhengende og at de svinger frem og tilbake relativt uavhengig av terrengformene (fig.9). De opptrer iblant som en rad av hauger lenket sammen av smale rygger (fig.10). Eskere kan bestå av kompliserte

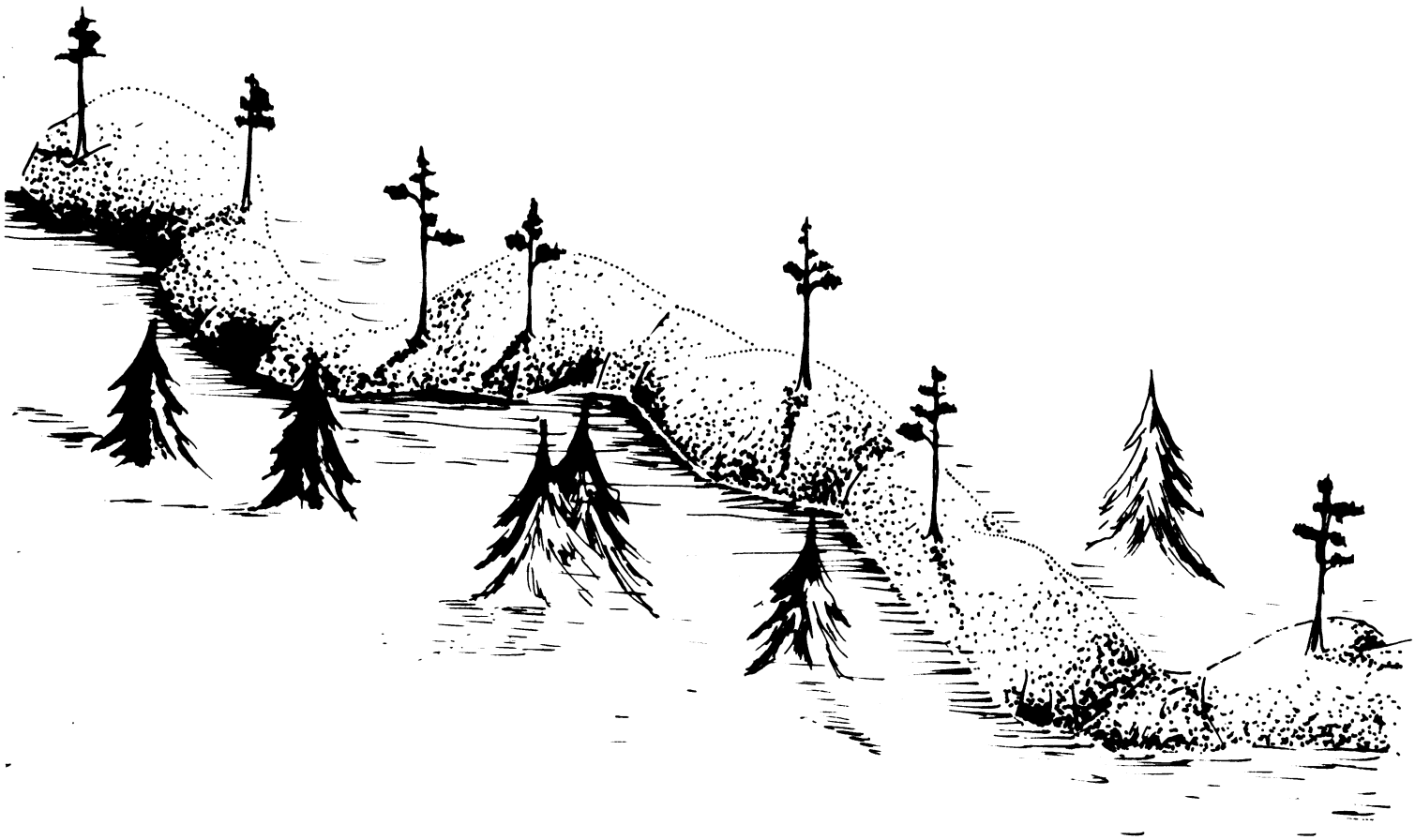


Fig.9 Esker i et flatt terreng. Ryggen består av grovt materiale og har en lav grunnvannstand. Furu er det naturlige treslaget på denne tørre ryggen, mens området omkring er dominert av granskog.

systemer avsatt av bielver og hovedelver (fig.11).

Som regel ble eskere dannet i relativt flatt terreng, der vannhastigheten i breelvene var så lav at betingelsene for sedimentasjon var tilstede. De ligger gjerne i dalbunnen, og kan følges langs elvene, eller sees som odder og holmer ute i innsjøene.

Det kan imidlertid også opptre eskere nedover bratte dalsider. Eskere kan dessuten ligge tvers over dagens vannskiller.

Eskere som ligger nede i forsenkninger i terrenget, er ofte helt eller delvis begravet i yngre sedimenter slik som marin leire, elvesand eller torv (fig.12 a-c).

Fig.10 Eskerrygg av uregelmessig type (punktesker). Den består av hauger som er lenket sammen av smale rygger.

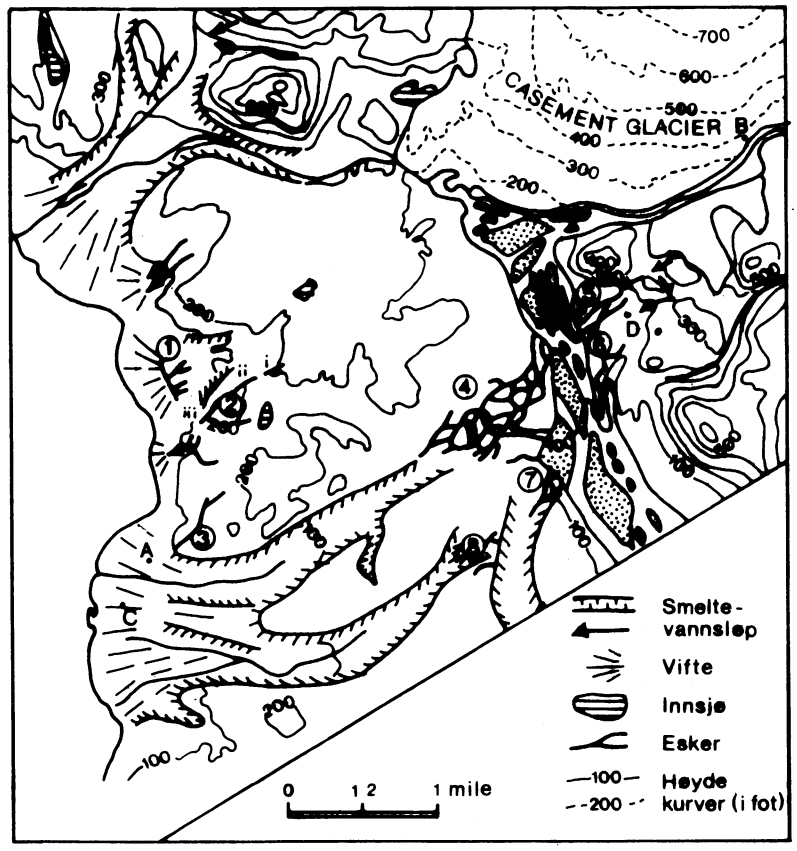


Fig.11 Landformer nær Casement Glacier, Alaska. Eskersystemene består av en mengde rygger som fører ut i store erosjonsløp (Price 1973).

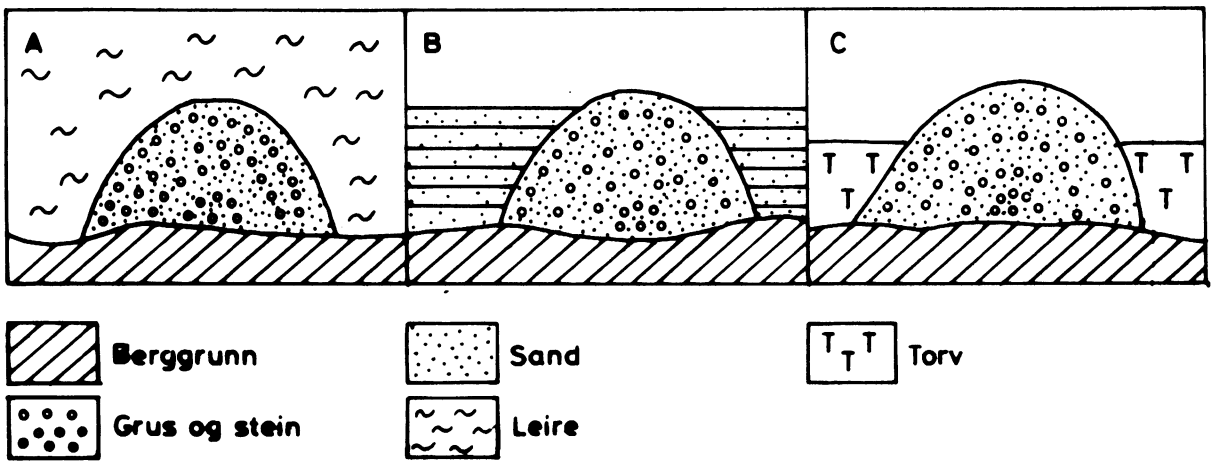


Fig.12 Tverrsnitt gjennom eskerrygger og yngre avsetninger.
A. Hele ryggen er begravet i marin leire og stikker ikke frem i dagen. Den vil ikke bli oppdaget ved regulær kartlegging eller ved grunne boringer.
B. Ryggen er delvis dekket av elvesand. Den peker seg ikke ut formmessig i terrenget, men vil normalt bli oppdaget ved kartlegging og ved grunne boringer.
C. Esker i et myrområde. Ryggen sees som et bånd av fastmark som bukter seg gjennom myra.

Materialet i eskerne er gjerne grovt og har et høyt innhold av grus og stein. I de store eskerne i hoveddalene er materialet normalt ganske godt sortert og rundet (se fig.33), og det er et høyt innhold av langtransporterte partikler. Lagdelingen er vanligvis tydelig og ofte konform med overflaten (fig.12).

I små eskerrygger i dalsider og i sidedaler er det mer vanlig at materialet er relativt dårlig sortert og lite rundet, det er av lokal karakter og kan iblant ha nesten samme sammensetning som en morene (se fig.32 og 33).

Eskere dannes normalt i fire forskjellige områder av breen: subglacialt, englacialt, supraglacialt og proglacialt (se fig.1).

1. Subglaciale eskere. Det er allerede beskrevet hvordan smeltevannet rant ned gjennom sprekker og hull i isen mot bunnen av breen der det ble konsentrert i smeltevannstunneler. Der vannet rant i steile, bratte løp, ble det vanligvis ikke avsatt noe materiale, breelvene eroderte heller i slike områder. Enkelte steder ble det imidlertid lagt igjen materiale også i bratte breelvløp ned mot dalbunnen. De eskerne som dermed ble dannet, kalles gjerne for sluk-eskere (slukåser), og de er motstykket til slukrennene som ble omtalt tidligere. Det er mulig at slike slukeskere fortrinnsvis ble dannet når forbindelsen til hovedløpet under beeen i dalbunnen ble stengt igjen. Slukåser kan vi finne nedover mange dalsider. I enkelte områder kan de være spesielt tallrike.

Hovedbevegelsen for smeltevannet under breen var fremover mot brefronten. Lokalt kunne vannet i subglaciale breelver bli presset oppoverbakke over lave koller fordi det sto under høyt, hydrostatisk trykk. Vi ser iblant spor etter denne aktiviteten ved at eskerrygger går sammenhengende tvers over forhøyninger i terrenget.

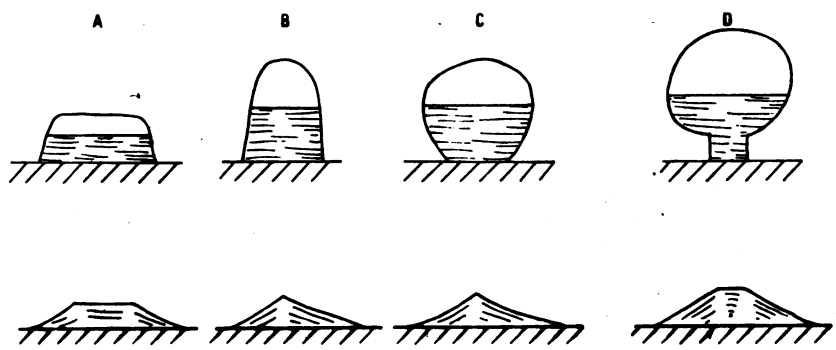


Fig. 13 Tverrsnitt av subglaciale tunneler (øverst) med tilhørende eskere (nederst) (Price 1973).

De fleste store eskere i landet ble trolig avsatt subglacialt. Formen på dem er avhengig av formen på breelvtunnelene, som sannsynligvis var like varierende under isavsmeltingen i Norge som de er under dagens breer (fig.13). En lav, bred tunnel gir en esker som er flat på toppen (fig.13 A). Denne eskertypen vil være vanskelig å observere i terrenget. Høye og smale breelv-tunneler vil derimot gi eskere som har en mer markert form (fig.13 B-C), og slike eskere vil være lettere å få øye på. Breelvtunneler som har en "nøkkelhullform" (fig.13 D) er vanlige på Grønland og Spitsbergen. I slike tunneler avsettes det eskere som er relativt høye og markerte. Materialet i slike eskere vil være utsatt for ras når isstøtten på siden forsvinner ved at breen smelter.

2. Supra- og englaciale eskere. Det er stort sett bare deler av eskersystemene som avsettes inni isen eller på isoverflaten. Supra- og englaciale eskere vil ofte ha en sterkt forstyrret lagdeling som følge av at materialet var i bevegelse mens isen smeltet ned.

Under den aller siste fasen av nedsmeltingen da breene var svært tynne, ble det en kombinasjon av supra- og subglaciale løp. Det eksisterte åpne breelvløp tvers gjennom breen, slik at det kun var på sidene av løpet at breelvene hadde kontakt med is. Det er mye som tyder på at eskerdannelser var vanlige i slike løp.

3. Proglaciale eskere. I tiden frem til og med Preboreal tid, lå brefronten i havet over store deler av landet. De subglaciale breelvene som munnet ut i sjøen utenfor brefronten, avlastet raskt mesteparten av det materialet de hadde ført med seg. Det ble bygget opp en haug foran munningen av breelvtunnelen på den måten at det groveste materialet ble avsatt nærmest brefronten og det fineste lengst unna (fig.14). Etterhvert som breen trakk seg tilbake, kunne det avsettes en rekke slike rygger av grovt materiale (sand, grus, stein). Ofte var de lenket sammen av lave rygger med finere materiale (sand) (se fig.10). Denne eskertypen kalles punktesker.

I Sverige er punkteskere en vanlig eskertype, mens den er mindre vanlig i Norge. Vi finner imidlertid en del slike eskere

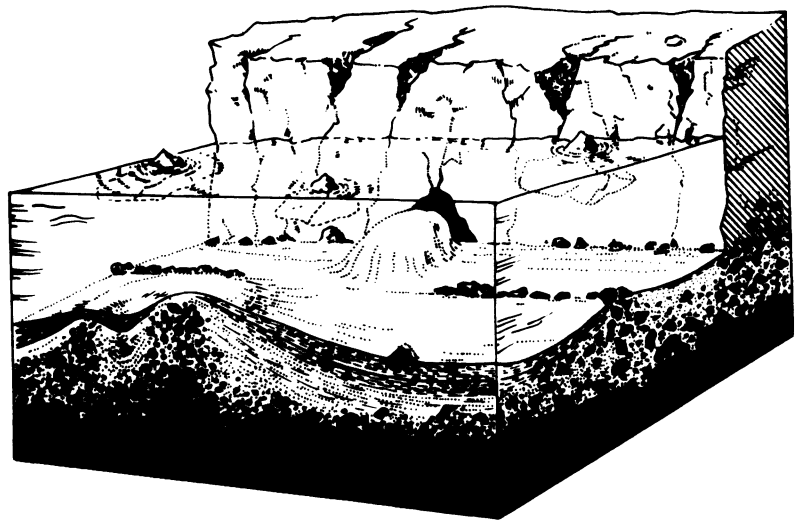


Fig.14 Blokkdiagram som viser isens tilbaketrekning i løpet av to år. (Svart = fast fjell, svarte kantete partikler = morene, runde prikker = breelvavsetninger, korte streker = ishavsleire). Isen munner ut i havet der det flyter isfjell, og foran isen kan man se to endemorener. Utenfor tunnelen midt på isfronten bygges det ut en punktesker.
(Etter Sveriges Geologi, 1957).

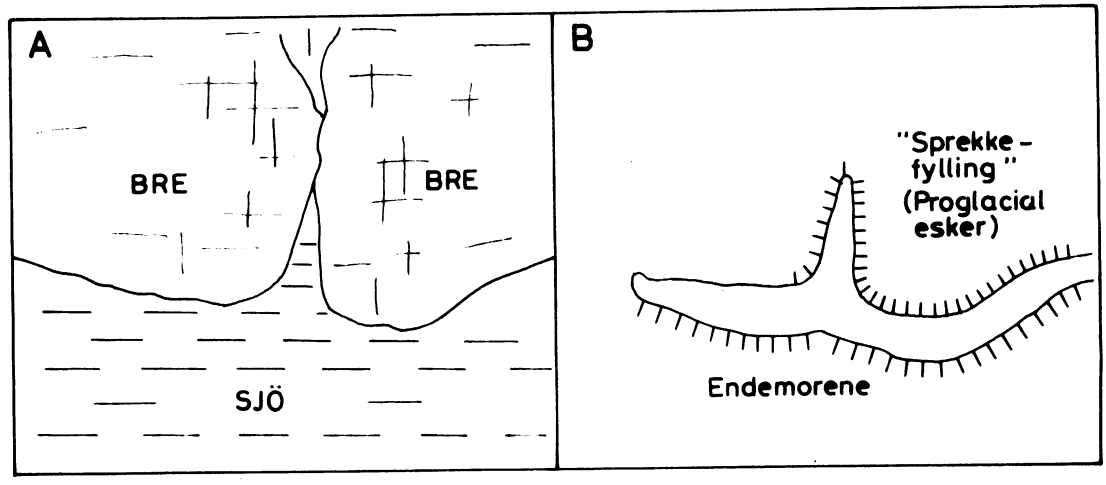


Fig.15 Dannelsen av en proglacial esker. Materialet transporteres fra breen (A, sett ovenfra) ut i sjøen foran brefronten og ned i sprekken innenfor brefronten. Når breen trekker seg tilbake, blir det stående igjen en sprekkefylling eller proglacial esker vinkelrett på en endemorene (B, sett ovenfra).

bl.a. øst for Oslofjorden.

Proglaciale eskere kan også dannes på andre måter enn den som er beskrevet ovenfor. Det er ofte sprekker innover i breene nær brefronten (fig.15). I slike sprekker kan det bli avsatt breelvmateriale. Når brefronten trekker seg tilbake, vil sprekkefyllingen bli stående igjen som en rygg. Ryggen kan gjerne bli utviklet videre bakover samtidig som brefronten trekker seg tilbake og sprekken utvikles videre innover i breen. Denne typen rygger kan man bl.a. finne i forbindelse med israndavsetninger. Materialet er tildels dårlig sortert, fordi det kan ha hatt en svært kort transport med rennende vann. Ofte dreier det seg om materiale fra breoverflaten som er blitt skyllt ned i sprekker i breen. I forbindelse med Ås - Ski-trinnene kan man flere steder finne slike rygger som går vinkelrett på lengderetningen for moreneryggene i området.

Regional utbredelse. Eskere kan observeres over hele landet. Her skal bare nevnes noen av de mest karakteristiske eskere og eskerfelt i Norge.

Et av de største system i landet finner vi i Rendalen. Det er mulig å følge eskersystemet fra Tyldal, gjennom Storsjøen langs Julussa over Finnskogen. På svensk side kan eskere følges så og si sammenhengende videre sørover mot Gøteborg. Det er vel neppe rimelig at det har eksistert en åpen smeltevannskanal samtidig over hele denne strekningen, men det viser iallefall endel om hvilken hovedretning smeltevannet hadde i en lengre fase av isavsmeltingen. Tildels er dette eskersystemet begravet i yngre elveavsetninger og er derfor vanskelig å observere sammenhengende på overflaten idag. Langs Glomma-vassdraget og i området Folldal - Tynset - Tolga - Os og Femunden er det en mengde eskere. På Jæren er Nærbøeskeren mest kjent, men det er også mange andre store eskere i dette området. Hellevikeskeren eller St.Olavsormen som ligger vest for Egersund, er en av de vakreste eskere i landet. Den er meget markert i landskapet. I Finnmark, og spesielt i Øst-Finnmark finner vi mange store og lange eskere. Her er de ofte lette å få øye på fordi de ligger i skogbare områder.

Kames

Kames er hauger eller iskontaktterrasser av breelvmateriale. Den opprinnelige lagdelingen og den ytre formen er ofte forstyrret ved ras og utsklidninger i avsetningene mens og etter at isen smeltet vekk.

Kames kan dannes lateralt, subglacialt, englacialt eller supraglacialt (se fig.16).

Et kamedelta er et lite breelvdelta som ble dannet i en bresjø på, inni, eller under breen.

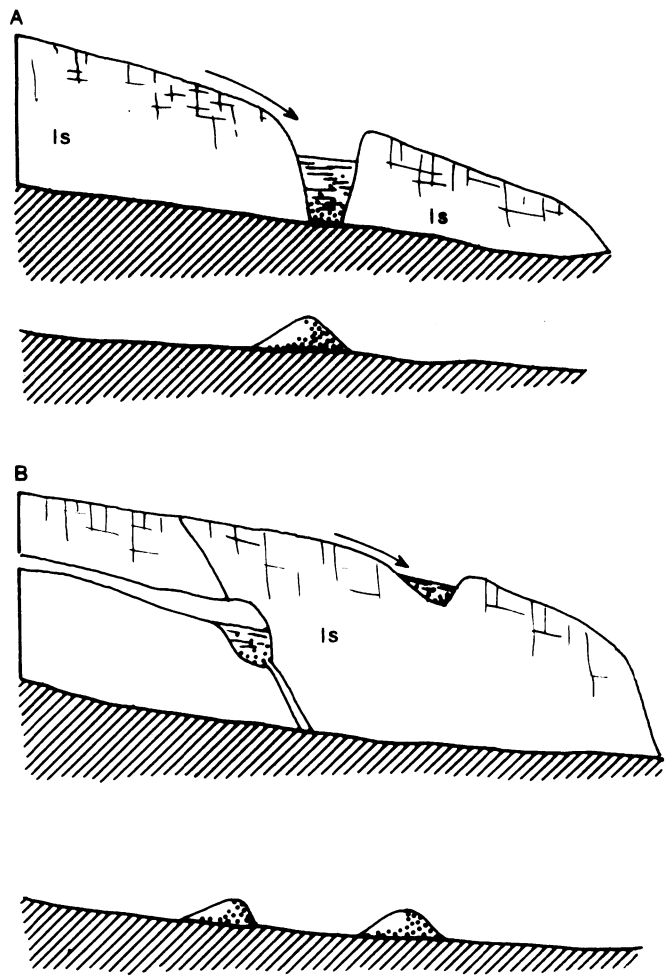


Fig.16 A. En åpen sprekk tvers igjennom breen gir mulighet for dannelse av en kame.

B. Supraglaciale eller englaciale hulrom kan gi mulighet til lignende avsetninger som A (Price 1973).

Laterale terrasser som ble bygget opp av breelvene kalles gjerne kameterrasser (strømterrasser). De kan være sammenhengende over større områder. Slike kameterrasser ble dannet der helningen på breoverflaten var liten og breelvene rant rolig. De bygget gjerne ut deltaer der de munnet ut i bresjøer langs iskanten. Laterale breelvterrasser finner vi i forbindelse med setene i dalsidene bl.a. i Gudbrandsdalen.

Kameterrasser raser lett ut når isstøtten på siden forsvinner (se fig.17).

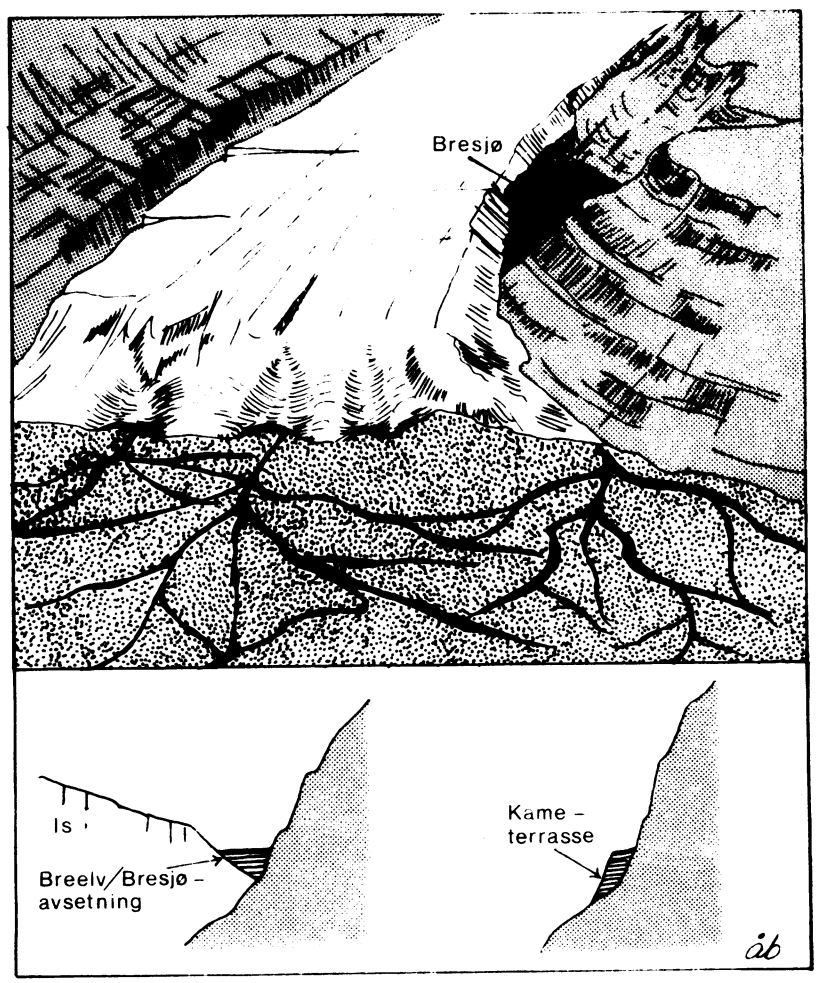


Fig.17 Utviklingen av kameterrasser ved sedimentasjon i en lateral bresjø. En lateral breelv bygger ut et kamedelta i bresjøen til høyre på den øverste skissen. De nederste skissene viser et tverrsnitt gjennom avsetningene før (til venstre) og etter at (til høyre) breen er smeltet vekk.

Da breene gikk inn i siste avsmeltingsfase, var de stagnerende eller døde. Det var en mengde sprekker og hull i den tynne isen, og betingelsene var tilstede for omfattende kamedannelser. Slike avsetninger finner vi idag som tallrike terrasser i lave nivåer i dalene og som en mengde små og større hauger i dalbunnen. Der kames er spesielt tallrike, snakker vi ofte om et kamekompleks, eller mer vanlig om et dødislandskap. I slike dødisområder er det som regel også store grytehull

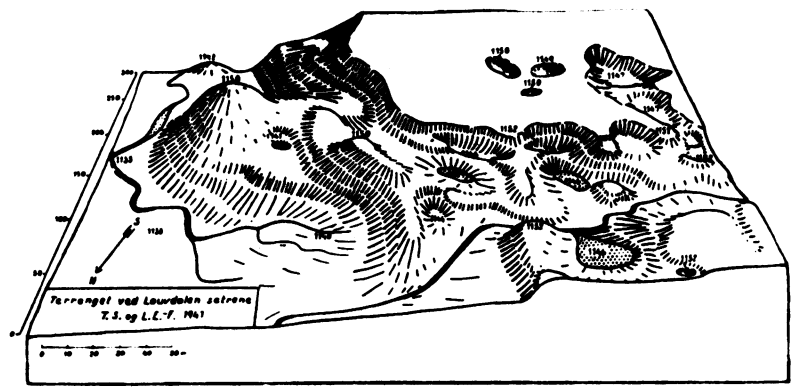


Fig.18 Grusterrasse med grytehull, ca 1150 moh, avsatt mot en stagnerende bre i øst (til venstre på figuren) i Lauvdalen mellom Hemsedal og øvre del av Hallingdal.
(Etter T. Sund 1943).

eller dødisgroper som ble dannet når store isblokker ble liggende igjen foran fronten av den raskt smeltende breen. Blokkene ble begravet i materiale som ble skyllet ut fra breen, og de karaktersitiske grytehullene ble stående igjen da isblokkene smeltet bort (fig.18).

Kames og dødislandskap er vanlige i mange deler av landet. De er godt representert f.eks. i nordøstlige deler av Østlandet og i Trøndelag, der breene hadde en lang stagnerende og død fase.

Frontavsetninger

De største breelvavsetningene i landet ble dannet foran brefronten (proglacialt). Vi skiller gjerne mellom avsetninger som ble dannet der brefronten lå på land og avsetninger som ble dannet der brefronten sto ute i havet eller i en innsjø.

Det islandske ordet sandur blir brukt som betegnelse for frontavsetninger som breelvene bygget opp inne på land. Store vide breelvflater av denne type kalles sandurflater, mens avsetninger som er begrenset til en dalbunn kalles dalsandur.

Ute i fjorder eller i bresjøer bygget breelvene ut typiske isranddeltaer. Mange steder lå breen i ro så lenge at deltaet ble bygget helt opp til vannoverflaten. Når deltaet ble bygget opp så mye at iallfall den indre delen ble liggende som tørt land, snakker vi gjerne om et sandurdelta. I prinsippet er det ikke særlig stor forskjell på de deltaene som bygges opp i en innsjø og de som bygges opp i en fjord, og bare de marine isranddeltaene vil bli beskrevet.

Sandur.

Breelver som kommer frem til brefronten gjennom subglaciale tunneler, er normalt de viktigste transportmedia for sandurmaterialet. Slike breelver har stor hastighet og er tungt lastet med materiale. For å oppnå en likevekt mellom terrenggradient, vannføring og materialtransport, deler elva seg opp i mange små grener som danner et nettverk ute på sandursletta. Slike elvenettverk kalles forgrenede elver eller anastomoserende elveløp (fig.1 og 19). Forgreningene av elveløpet skyldes bl.a at det er stor variasjon mellom vannføringen i vinterhalvåret og sommerhalvåret, med en tilsvarende veksling i sedimenttransporten. Bunnen av elveløpene blir liggende høyere enn elvebankene, og elvene finner seg nye løp. På grunn av stadig skiftende vannhastighet, vil det bli komplisert veksling mellom erosjon og sedimentasjon i elveløpene.

Svært forenklet kan vi si at det er en gradering fra grovt til fint materiale utover en sandurslette. Det groveste materialet avlastes ute foran brefronten, mens det finere materialet transporteres av breelvene langt utover på sletta (fig. 20 A). Mest materiale fører elvene når det er flom eller når breen har rykket frem og erodert i gammelt sandurmateriale.

Sanduren bygges opp til maksimal høyde når breen har ligget en tid i ro. Ved tilbaketrekning av brefronten vil ofte den innerste (proksimale) delen av sanduravsetningen bli skåret opp, og det dannes nye flater i lavere nivåer (fig.21).

Det er bare en liten del av sanduren som er aktiv på en gang. I flomperioder er store deler av sletta oversvømmet, men når breelvene fører normale eller små vannmengder, ligger det meste av området som tørt land eller som øyer mellom alle elveløpene.

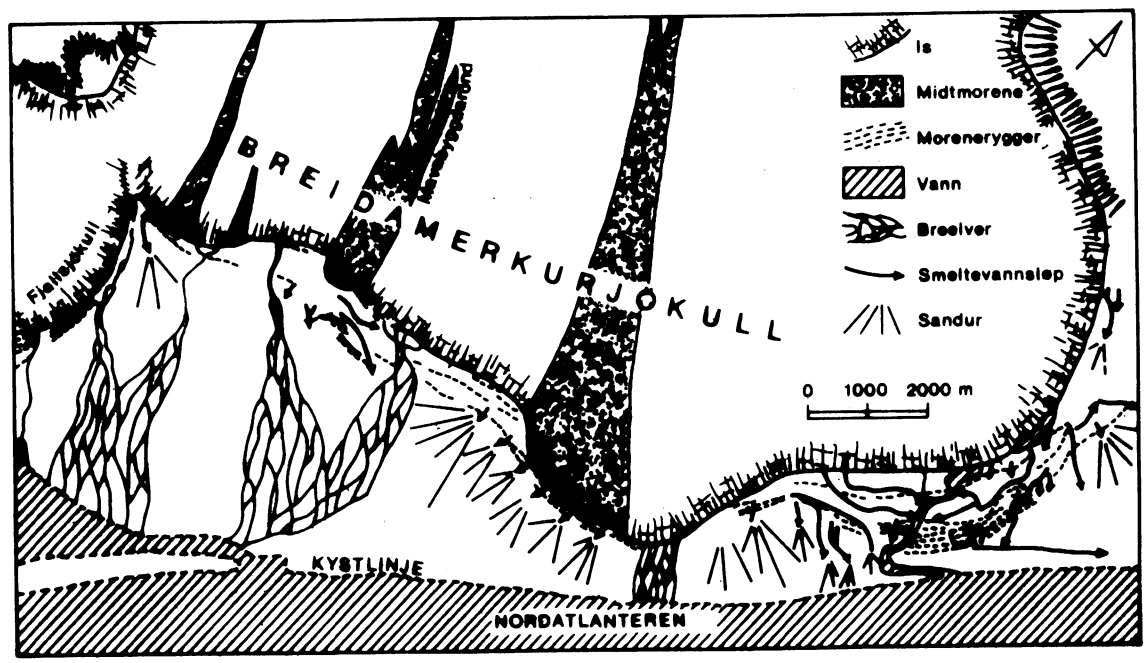
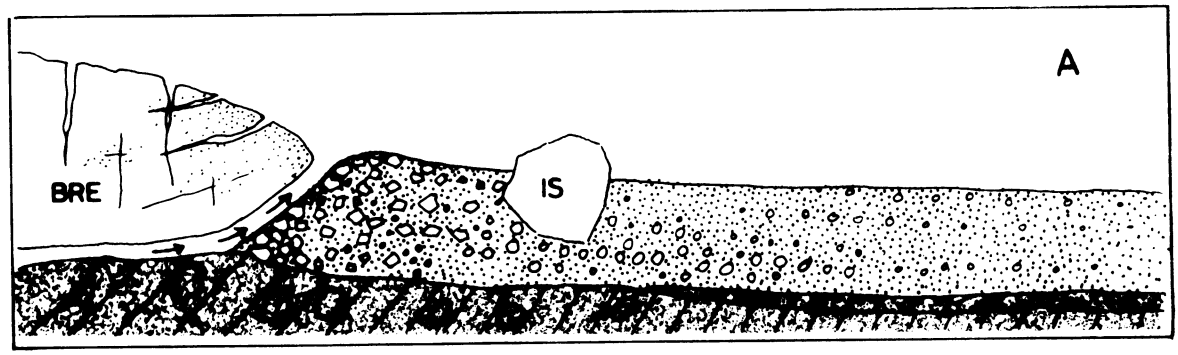


Fig.19 Forgrenede (anastomoserende) elveløp foran Breidamerkurjøkul på Island (Price 1973).

Materialtransporten ute på en sandur kan være enorm. På Island der vi finner de største, aktive sandurflatene, er det gjort studier av mengden suspensjonsmateriale i breelver som renner ut på sandurflatene. I perioden 18-21. juli 1954, ble materialtransporten i Skeidará målt. Det ble ført ut 28 mill tonn silt og leir i løpet av disse dagene, og mengden blir betydelig større når bunntransportert sand, grus og stein regnes med.



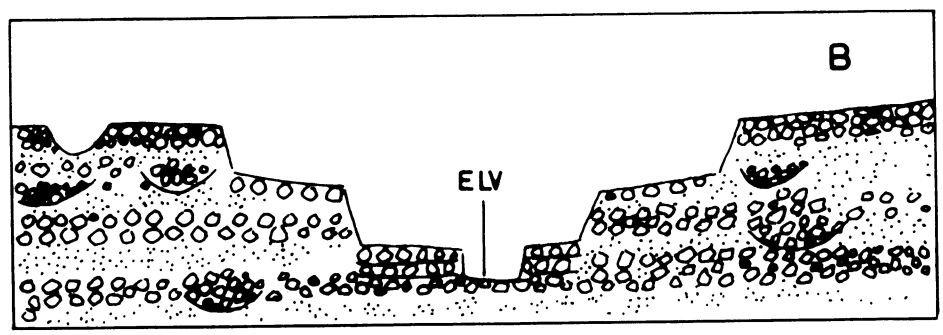


Fig.20 A. Oppbygningen av en sandur, vist ved lengdesnitt. Den subglaciale breelven er antydet ved piler. Det groveste materialet er avsatt nærmest breen, det finere lenger unna. En isblokk ute på sanduren vil gi opphav til et senere grytehull. Under sanduren er det antydet morenemateriale: bunnmorene (skravert) og ablasjonsmorene (uten skravur, mot høyre på figuren).

B. Tverrsnitt gjennom sandur. Det er en veksling mellom grove og fine lag. En del erosjonsløp er antydet. Elva har etterhvert gravet seg ned og dannet erosjonsterrasser i flere nivåer. Oppå sanduren er det en dødisgrop.

Norske sanduravsetninger er ofte grove, og har en horisontal lagdeling (fig.20 B). Det kan observeres kanaler eller elveløp som er erodert i tidligere avsatt sandurmateriale. Spesielt eroderer breelvene kraftig i flomperioder og graver dype erosjonskanaler i sandurmaterialet.

Foran breen og tildels oppå de laveste delene av den stagnerende brefronten kan det utvikles et typisk dødislandskap. I praksis er dette vanskelig å skille fra kamekompleks.

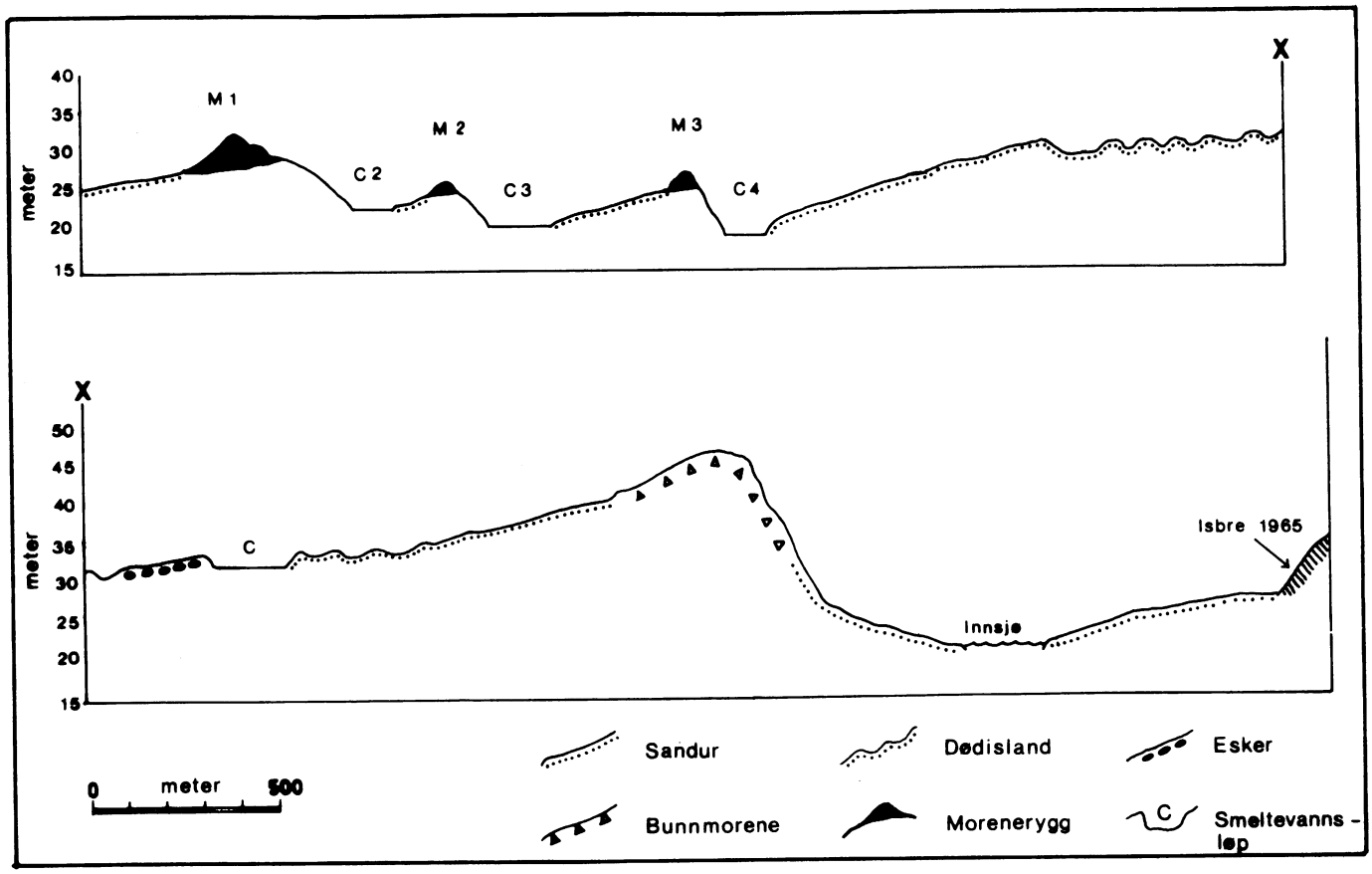


Fig.21 Lengdeprofil gjennom sanduområdet på Breidemerkurjøkull, Island. Breelvløp (C) er skåret ned i sanduren etterhvert som breen har trukket seg tilbake. Moreneryggen (M) viser forskjellige stopp i tilbaketrekkingen (Price 1973).

Fig.22 viser hvordan det blir en overgang fra kamekompleks til en sandurflate som er preget av dødisgroper (grytehull) og over i en jevn, normal sanduravsetning. Når man kartlegger dødisområder ved hjelp av flybilder, kan man iblant identifisere elveløp som går over dødisgropene. Dette viser at materialet en gang ble avsatt som en jevn flate oppå dødisrestene. Det uregelmessige terrenget oppstod først da den underliggende dødisen smeltet. I flomperioder frakter breelvene store isblokker ut på selve sanduren foran brefronten (fig.20 A). Slike blokker synker delvis ned i det løse, vannmettede sandurmaterialet. Etterhvert blir isblokkene nesten begravet i materiale som avsettes rundt dem. Når blokkene smelter, dannes det spredte dødisgroper ute på sanduren. På flybilder kan man iblant se hvordan elveløp slynger seg utenom dødisgroper.

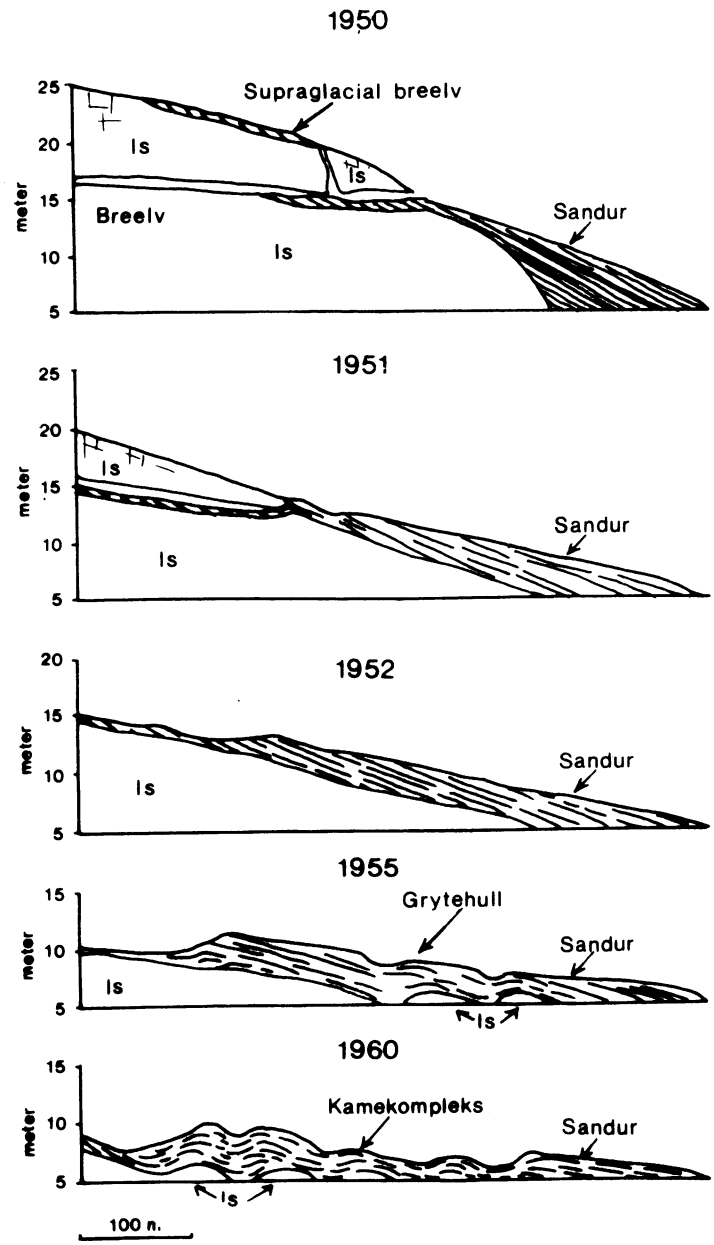


Fig.22 Former dannet ved avsetninger oppå fronten og foran breen. Det er en overgang fra et kamekompleks til en grytehullsandur og til en regulær sandur-avsetning. (Price 1973).

På de store sandurflatene som vi finner på Island, er det mange breelver som munner ut. Her kan brefronten ligge sammenhengende over flere mil i det flate landskapet, og det bygges opp en sandurflate langs hele denne brefronten.

Ved fronten av en dalbre er det normalt bare en breelv som munner ut. Denne elven bygger opp en dalsandur (dalfylling) som er begrenset til dalbunnen. Her er utvilsomt også smeltevann som renner oppå brefronten og langs dalsidene aktivt med

på å frakte materiale frem foran breen.

I Norge har vi knapt noen gode eksempler på store sandurflater. Derimot har vi en mengde dalsanduravsetninger i landet. Vi finner slike avsetninger bl.a. på Sørlandet, i Trøndelag, i Finnmark og i indre deler av Østlandet, det vil si i områder med lange, slake daler der brefronten lenge ble liggende over marin grense.

I innlandsstrøkene ble de fleste sanduravsetningene dannet i Preboreal, og er nøye knyttet sammen med avsmeltingsfasen. Mange av dem er derfor strengt tatt ikke rene sanduravsetninger slik de er beskrevet foran, men har en mer sammensatt karakter. Materialet ble delvis avsatt foran, delvis på siden av og oppå de stagnerende isrestene som fylte dalbunnen. Deler av avsetningene er dermed av mer lateral og supraglacial opprinnelse.

Etter at breene trakk seg helt vekk, og landet hevet seg, begynte elvene å erodere kraftig i sandurmaterialet. Det ble utformet erosjonsterrasser i stadig lavere nivåer, slik at bare restene av de opprinnelige sanduravsetningene ble liggende igjen (fig.20 b). Dette kan gjøre det vanskelig å skille de rene proglaciale fyllingene fra laterale avsetninger som er dannet på begge sider av dalen.

Marine isranddeltaer

Forutsetningene for å bygge opp slike mektige isranddeltaer som vi finner mange steder i Norge, var at brefronten lå i ro i sjøen i en lengre tid. De store isranddeltaene er derfor hovedsakelig knyttet til tidsavsnitt da det var brefremstøt eller stans i isavsmeltingen slik som i Yngre Dryas og Preboreal tid.

I de kyststrøk som tidligst ble isfrie, f.eks. på Sørlandet, Sørvestlandet, Møre og i Finnmark, er det også isranddeltaer fra de eldre, kalde fasene Eldste dryas og Eldre dryas.

Isranddeltaer ligger i daler og fjorder der kanaler for de subglaciale breelvene munnet ut. Som regel er de lokalisert til berggrunnsterskler eller dalinnsnevringer der det var naturlig for brefronten å stoppe opp.

Store mengder materiale ble transportert i de subglaciale løpene frem til brefronten og ut i sjøen. Her avtok vannhastigheten raskt, og grov sand, grus og stein ble avsatt foran

breelvmunningen, gjerne i en vifteform (fig.23). Finere materiale (sand) ble ført lenger ut og bygget opp de slakere bunnlagene (fig.24). Det aller fineste materialet (silt, leir) ble ført enda lenger ut i sjøen og avsatt som marin leire og silt.

Der breen lå lenge i ro, ble isranddeltaet stadig bygget lenger utover i sjøen og oppover mot havoverflaten, på den måten at nye skrålag ble avsatt utenfor eldre skrålag og oppå eldre bunnlag (fig.24). Når deltaet var bygget opp til overflaten, ble skrålagene overleiret av horisontale topplag (fig. 24). Tykke topplag ble avsatt der deltaflaten ble bygget opp over havflaten, slik at breelvene begynte å renne på tørt land (sandurdelta).

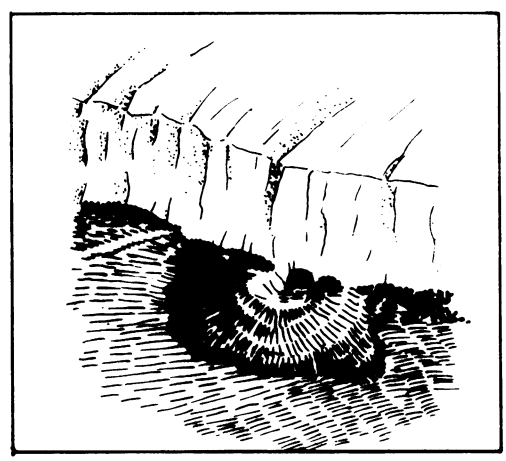


Fig.23 Perspektivskisse som viser avsetningen av et vifteformet isranddelta. Deltaet er bygget opp av en breelv som munner ut fra den subglaciale tunnelen som sees midt på figuren. Nærmest brefronten er det en endemorene som bygges opp på hver side av breelvløpet. (Etter Sveriges Geologi, 1957).

Denne flaten er da preget av erosjonskanaler (se fig.25), og kan ha velutviklede strandlinjer og strandvoller som viser hvor langt inn på deltaflaten sjøen stod.

Marine isranddeltaer kunne ofte fylle hele dalbunnen. Etter at breen trakk seg tilbake og landet steg, slik at deltaene ble liggende over havnivå, har det normalt vært fluvial erosjon i isranddeltaene. De sentrale delene av deltaene er

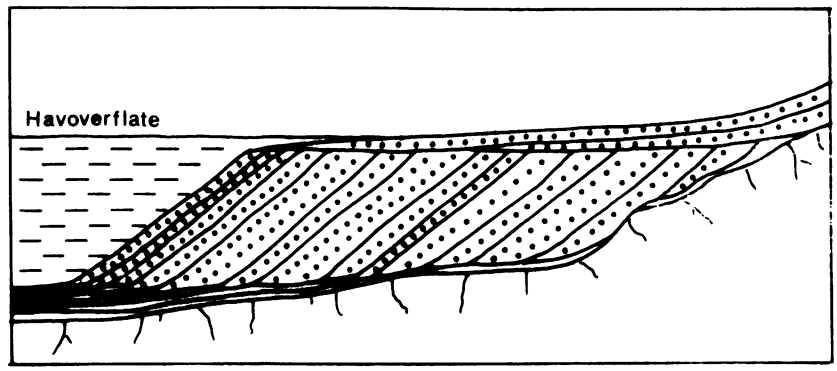


Fig.24 Prinsippskisse for et isranddelta (Lundqvist 1964)

gjerne fjernet på samme måte som for dalsanduravsetningene.

"Norske isranddeltaer har svært bratte skrålag, og selve deltaflaten har en stor helning utover. Materialet er tildels meget grovt". Disse konklusjonene kan man trekke når man leser om"typiske", marine isranddeltaer i f.eks. amerikansk litteratur. Der vil man finne at typiske marine isranddeltaer har slakt hellende lag, danner store, nesten horisontale flater og består hovedsaklig av leir, silt og finsand.

Beskrivelser av hva som er typisk og hva som er uvanlig, er imidlertid avhengig av hva som brukes som referanseområde. Det er klart at i områder med et høyt relieff, med korte og tildels bratte daler som munner ut i dype fjorder, tilsvarende det vi finner i Norge, så må nødvendigvis isranddeltaene se annerledes ut enn i områder der bretungene lå i vide, slake daler med fronten ute i grunne havbukter.

I Norge er kanskje de Preboreale isranddeltaene fra Indre Oslofjord til Mjøsa best kjent. Isranddeltaer er imidlertid vel så typisk for kystområdene på Sørlandet, Vestlandet, i Trøndelag og Nord-Norge. Noe av de større, karakteristiske isranddeltaene og deres omgivelser er beskrevet i de følgende avsnittene.

Hauerseter. Da Hauerseterdeltaet ble bygget opp (fig.25), var havnivået 205 m høyere enn idag. Den delen av deltaet som lå nærmest brefronten (proksimalsiden) ble bygget opp til en maksimal høyde på 222 moh, og hele den indre delen av deltaet lå over havnivå. Hauerseterdeltaet kan dermed klassifiseres som et sandurdelta. På de tørre delene av flaten forgrenet elvene seg

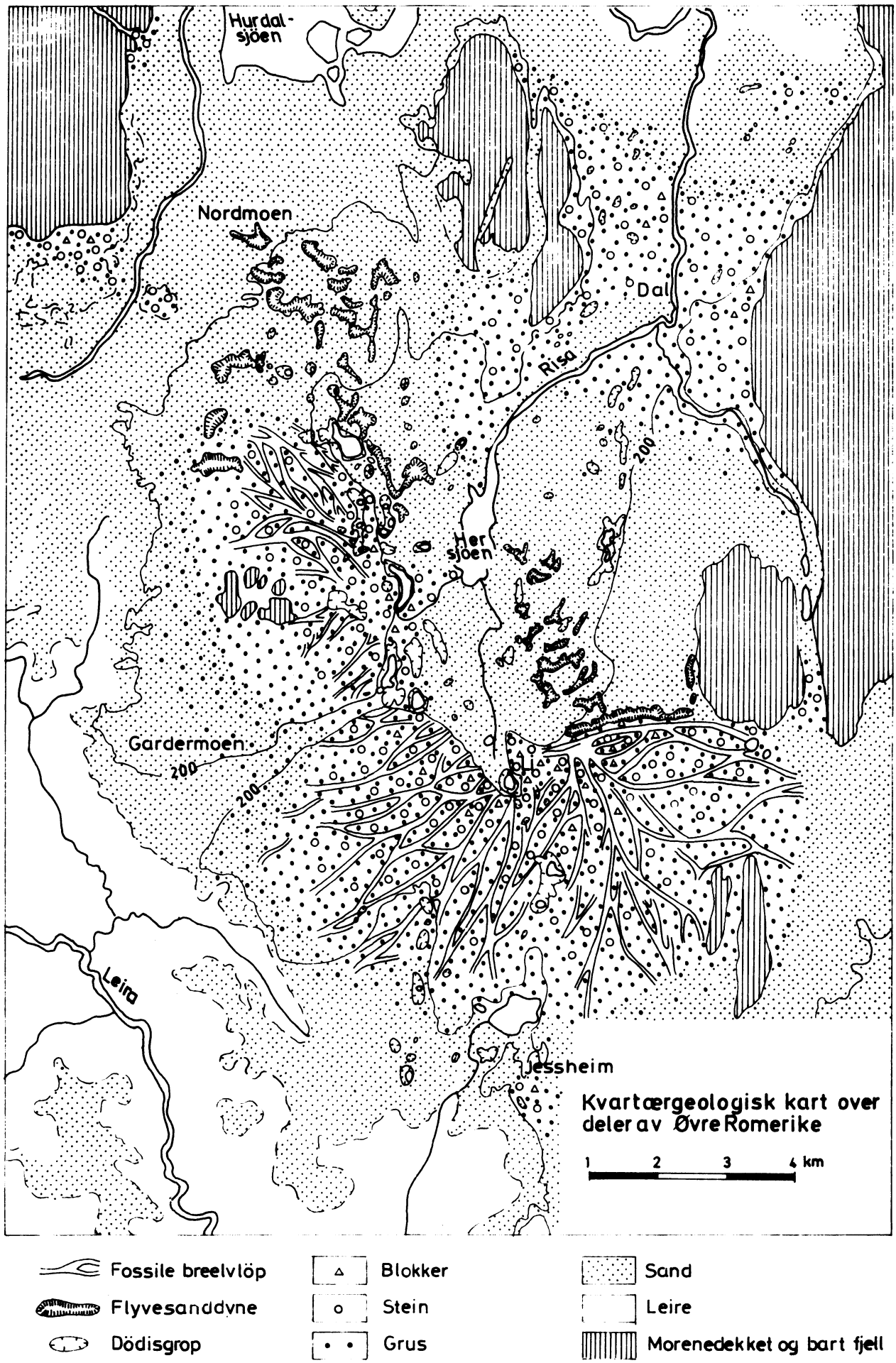


Fig.25 Hauerseterdeltaet med omliggende sedimenter.
(Etter Østmo 1972).

utover og avsatte grove sandurtopplag. Det aller groveste materialet finner vi helt på proksimalsiden av deltaet, der subglaciale breelver kom fram under brefronten. Her ligger det store blokker på overflaten. Lenger utover flaten blir materialet finere og går over i sand på distalsiden (utsiden) av deltaet og utenfor selve deltaflaten. Det ligger leire under sandlagene i fronten av deltaet (se fig.25).

Breelver som rant på sandurflaten oppe på toppen av deltaet, eroderte i sandurmaterialet i flomperioder, og skar ned erosjonskanaler i den høyeste delen av deltaet (fig.25). Erosjonsløpene stanser omtrent i et nivå på 205 moh, som svarer til det nivået der elveløpene munnet ut i fjorden.

Da breen trakk seg videre nordover, ble det liggende igjen svære dødisrester og dødisblokker nordenfor deltaet. Mens brefronten lå ved Dal (fig.25), ble det avsatt sand rundt disse dødisrestene, og vi finner idag en mengde store grytehull i sandmaterialet nord for Hauerseterdeltaet (f.eks. Hersjøen, se fig 25).

Da havnivået hadde sunket så mye at sandflatene rundt deltaet ble liggende som tørt land, tok vinden fatt i sanden og avsatte karakteristiske flyvesanddyner ved Gardermoen (fig.25).

Grustellinger i Hauerseterdeltaet har vist at avsetningen egentlig består av to isranddeltaer. Den nordvestlige delen av avsetningen (fra Gardermoen mot Nordmoen, fig.25) er dominert av permiske Oslofeltbergarter fra Hurdalsområdet. I den østlige delen av avsetningen derimot, dominerer prekabriske og senprekambriske (sparagmittiske) bergarter fra områder nordover mot Mjøsa og Gudbrandsdalen. Dette viser at deltaet må ha vært bygget opp av breelver fra to ulike bretunger, en fra nordvest og en fra nord-nordøst.

Mona. Monaavsetningen på Mysen sør for Øyeren er en av de mest karakteristiske israndavsetningene i Oslofjordområdet. Mona er en deltaavsetning der toppflaten ligger litt over Marin Grense. Ryggen er meget markert i terrenget (fig.26). Deltaet er lagt opp der en istunge fra Øyerenforsenkningen stoppet opp mot en markert berggrunnsterskel (fig.27). Deltaet har en vifteform (se også fig.23)

Skrålagene, som totalt har en mektighet på ca 50 m består av sand og grus lengst sør (distalsiden) og grovere materiale med mye stein lengst mot nord (proksimalsiden). Erosjonskanaler etter breelvstrømmer kan sees i det proksimale grustaket (se fig.26).

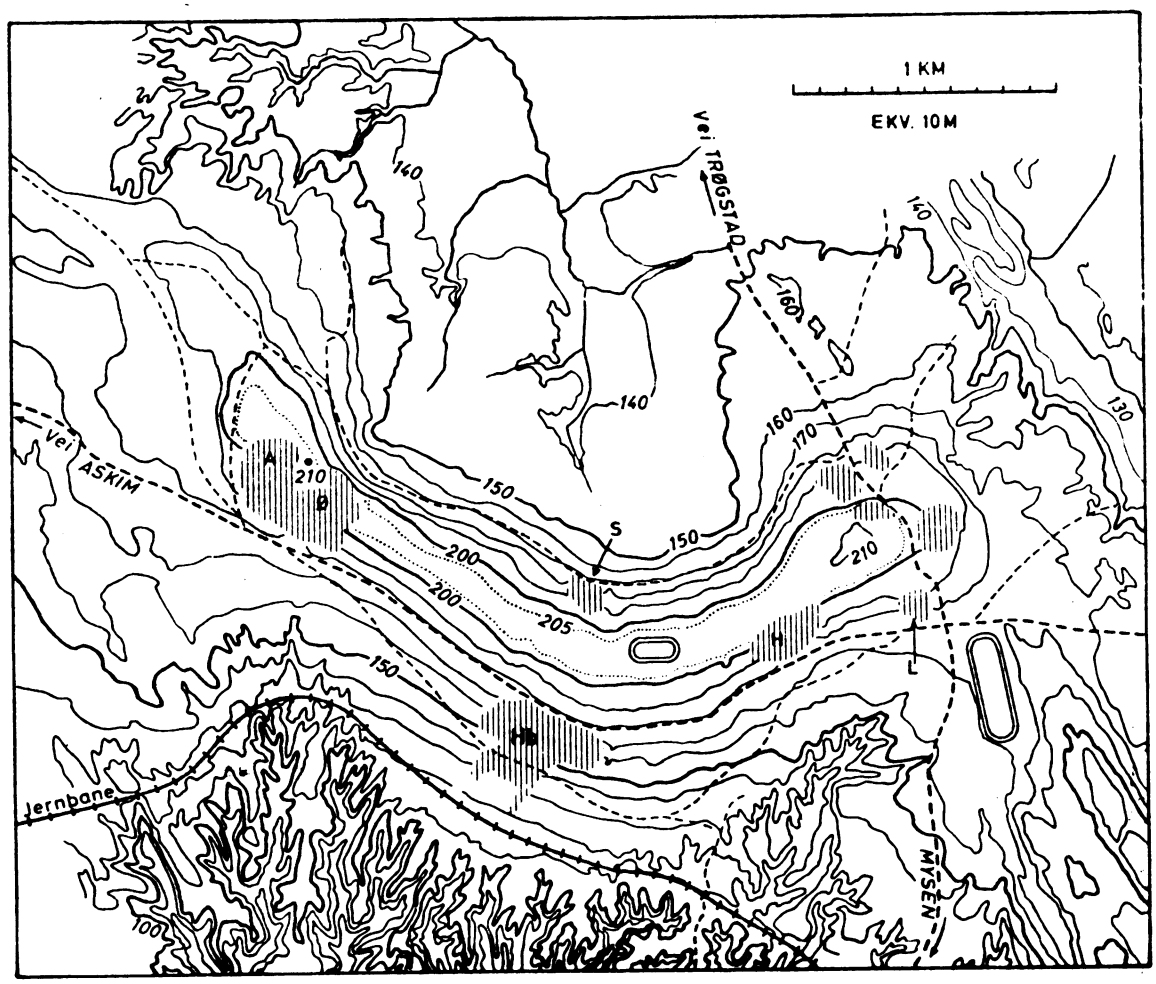


Fig.26 Terrengkart over Monaryggen. Grustak er angitt med skravering:
A-Askim kommune, Ø-Østfold Fylke,
S-A/S Mona Sand og Singel, H-Høysand,
L-Langbrekke, Hb-Hesselberg
(Holtedahl 1974).

Tildels har lagene på nordsiden av deltaet et fall mot nord, dvs. motsatt av de regulære skrålagene. Dette skyldes antakelig transportretningen for materialet, som var nedenfra bunnen av breen, opp gjennom sjøen til toppen av deltaet, En del av det grove materialet ble avsatt på vegen oppover, mens mesteparten fulgte med vannet opp over toppen og ble avsatt som regulære

skrålag. Det meste av sanden ble avsatt som flattliggende bunnlag foran selve deltaryggen.

Bunnlagene foran Monaryggen er svært mektige (fig.27). Lagene faller svakt mot sør. De har en mektighet på opptil 100 m, og denne serien med sandlag kan følges sammenhengende langt sørover fra selve deltaet (fig.27). De tynner ikke nevneverdig ut over denne strekningen.

I et av grustakene i Monadeltaet (L, fig.26) er det funnet leire med kaldtvannsmuslinger under breelvavsetningene. Leirlagene er tildels deformert, og viser at breen rykket frem før den trakk seg tilbake igjen og materialet i selve Monadeltaet ble avsatt.

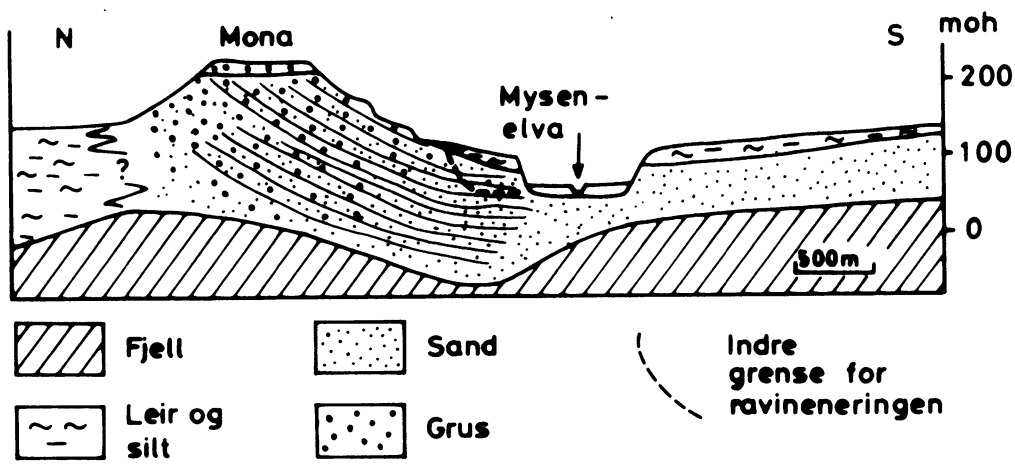


Fig.27 Snitt gjennom Monaryggen og gjennom de distale bunnlagene mot sør (Etter Ruden 1977).

Eidfjord. Et karakteristisk isranddelta finner vi i Eidfjord i Hardanger (fig.28). Det ble avsatt i Preboreal tid, og kan brukes som et typeeksempel på et isranddelta i en vestlandsfjord.

I den tiden deltaet ble avsatt, lå breen i Eidfjordvatn (fig.28) med fronten inn mot den berggrunnsterskelen som skiller dette vannet fra Hardangerfjorden. Fjorden sto helt inntil brefronten, og det ble bygget ut et breelvdelta som går helt fra Eidfjordvatn ned til Hardangerfjorden, det vil si over en lengde på omtrent to kilometer (fig.28 og 29).

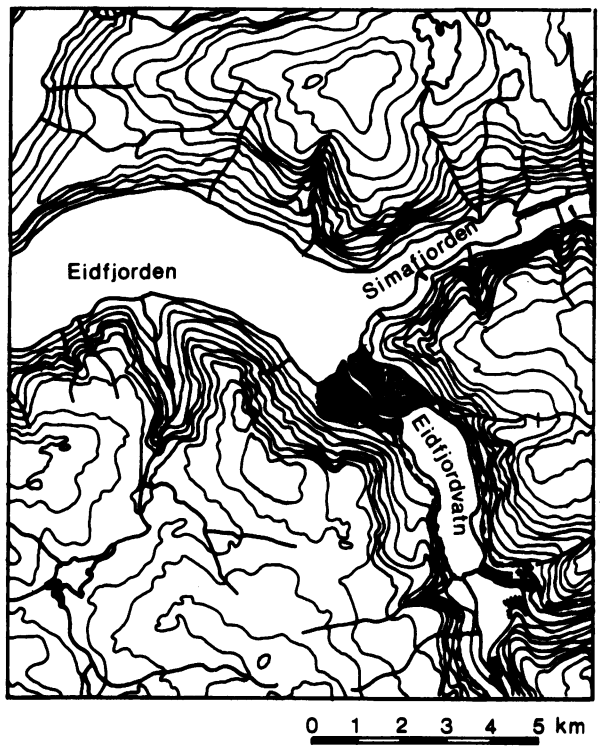


Fig.28 Området i indre deler av Hardangerfjorden (Eidfjorden) med beliggenheten av Eidfjord-terrassen. Brefronten i Eidfjord-Osastadiet (Preboreal) er vist ved stiplet linje. (Etter Anundsen 1967)

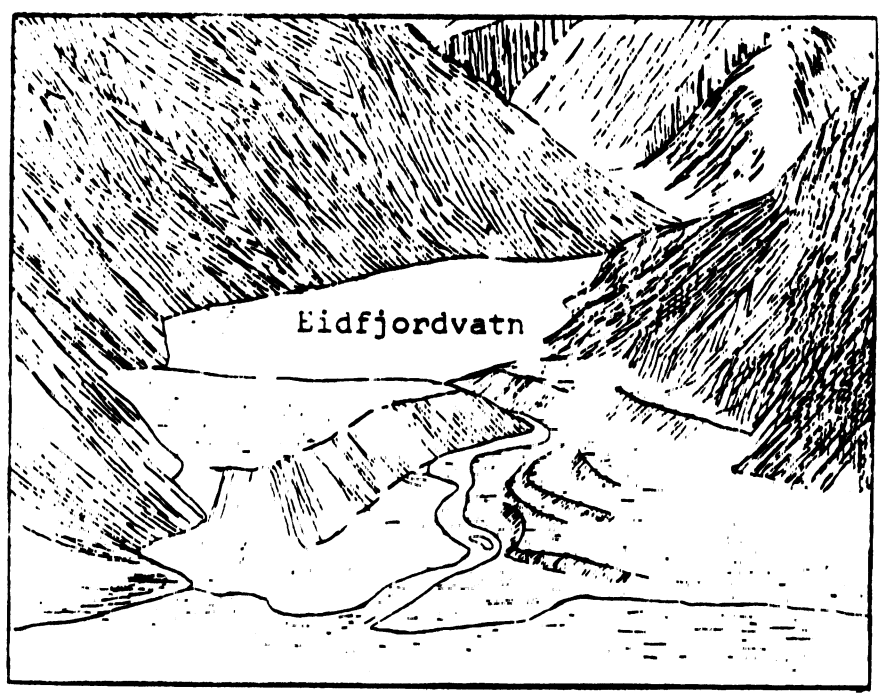


Fig.29 Isranddeltaet i Eidfjord. Foran isranddeltaet i dagens havnivå, holder elva på å bygge ut et fluvialt delta. (Etter Holmsen 1971).

Størstedelen av sand- og grusmassene ligger på nordøstsiden av dalen, og deltaflaten er her bygget opp til et maksimalt nivå på 113 m. Det svarer omtrent til Marin Grense i denne tiden. Det er også deltarester i samme nivå på motsatt side av dalen (sørvestsiden, se fig.28 og 29). Sannsynligvis var dalen engang fyllt opp i hele sin bredde.

Etter at breen trakk seg tilbake, og landet hevet seg, begynte elvene å grave seg ned i sentrale deler av deltaet. Det ble bygget ut elveterrasser i stadig lavere nivåer etterhvert som havnivået sank. I sentrale deler av dalen er det derfor bare de laveste delene av deltaet som er bevart, og det er flere steder tydelige erosjonsgrenser mellom de opprinnelige delta-skrålagene og de grove, horisontale lagene som elven har lagt igjen.

Renså. I forbindelse med brefremstøtene i Yngre Dryas i Nord-Norge, ble det avsatt isranddeltaer i mange fjorder og daler i Troms. Ved Renså, nær Astafjorden i Sør-Troms (fig.30), ble det avsatt en 60-70 m høy, markert randavsetning (fig.31). Sammensetningen og oppbyggingen av ryggen er studert i et grustak nær toppen i distalsiden og i en elveskjæring gjennom sentrale deler av ryggen (fig.31).

Den øvre delen av deltaet består av en 15 m tykk serie med skrålag som har et fall på 15-20° mot sjøen (A, fig.31). Materialet er sand og grus med enkelte blokker på opptil en kubikkmeter. Det er funnet skjellfragmenter i enkelte av de mest finkornige skrålagene. Skjellene har antagelig vært transportert med breelvene og er eldre enn selve deltaet. De er datert til Allerød tid.

I elveskjæringen (fig.31) er det funnet en 40 m tykk serie med flattliggende bunnlag under skrålagene. Den øvre delen av disse lagene består av sand (B, fig.31), så kommer det lag med laminert silt og leir (C), og i bunnen er det blå leire uten lagdeling (D). Dette er typisk ishavsleire med isdroppet stein. I leir og siltlagene (C) er det funnet kladtvannsfossiler.

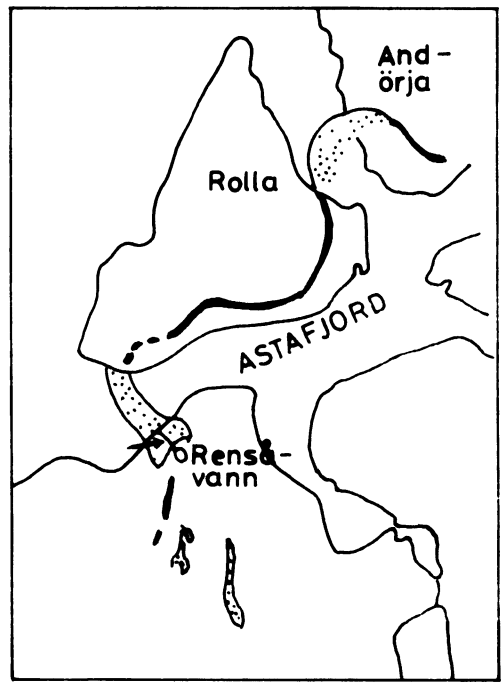


Fig.30 Beliggenheten av Tromsø - Lyngentrinnets frontavsetninger i Sør-Troms (Angitt ved tykke streker og prikker). Pilen viser beliggenheten av avsetningen som er vist på fig.31 (Etter Andersen 1968).

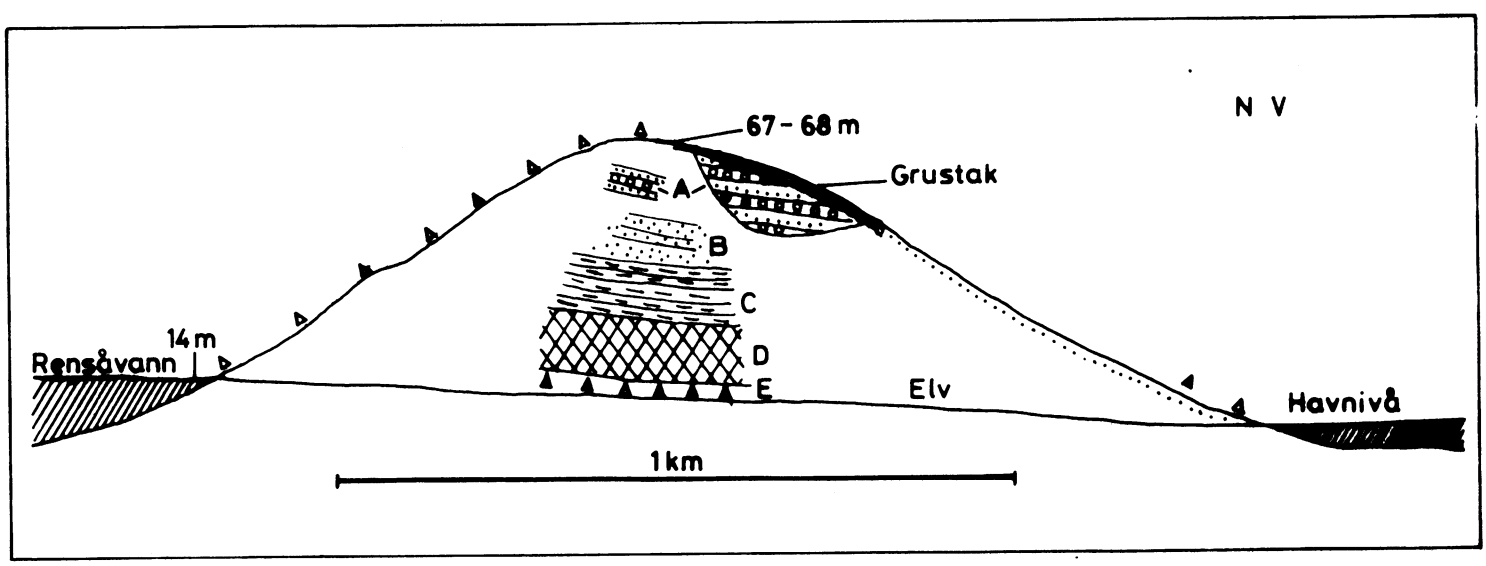


Fig.31 Tverrprofil av en israndavsetning ved Renså.
A: Skrålag, vesentlig grus med flyttblokker.
Skjellfragmenter ligger spredt i lagene.
B: Lagdelt marin silt og sand.
C: Silt og leirlag med spredte stein og kaldtvannsskjell.
D: Marin leire, godt sortert og ikke lagdelt.
E: Ishavsleire med mye stein og hele skjell.
(Etter Andersen 1968).

Det har vært endel diskusjon om dannelsen av de ulike delene av randavsetningen. Sannsynligvis lå breen et stykke lenger inn i landet da den undre delen av avsetningen ble dannet. Dette var rolig i Allerød tid eller tidligere. Så kom det en kald fase da breene rykket fram, og det ble avsatt breelvlag oppå den undre sedimentserien. Breelvlagene skal dermed representere Tromsø - Lyngen-trinnets frontavsetninger.

KLASSIFIKASJON AV BREELVAKTIVITET I FORHOLD TIL BREENS EGENSKAPER

A. Tykk is - aktiv bre

Lateral og supraglacial drenering

Erosjon: Sadelskår
Laterale løp i høye nivåer

Akkumulasjon: Laterale terrasser i høyt nivå
Grusvifter foran sidedaler avsatt av elver som munner ut på breoverflaten
Isranddeltaer/sandurdeltaer

B. Tynnere is - stor oppsprekking - fremdeles aktiv bre

Lateral drenering går over mot subglacial drenering

Erosjon: Slukrenner og laterale løp i lavere nivå
Skvalserpentiner
Subglaciale løp

Akkumulasjon: Laterale terrasser i lavere nivå
Slukeskere
Fylling av sprekker i isen
Isranddeltaer/Sandurdeltaer
Dalsandur

C. Tynn is - passiv bre

Overveiende subglacial drenering

Erosjon: Subglaciale løp
Store gjel dannet ved katastrofetapninger av bresjøer
Skvalserpentiner og laterale smeltevannsløp lavt nede i dalsidene

Akkumulasjon: Subglaciale eskere
Laterale terrasser i lave nivåer
Kames
Dalsandur
Fyllinger oppå breen

D. Siste isrester

Smeltevannsaktivitet, oppå, inne i, under og ved siden av breen

Erosjon: Smeltevannsløp i dagens elveleier

Akkumulasjon: Kames, subglaciale eskere
Fyllinger på sidene av isrestene.

BREELVAVSETNINGER - SEDIMENTOLOGISKE EGENSKAPER

Breelvmaterialet er stort sett dannet ved at morenematerialet ble erodert, transportert og knust ned av breelvene og avsatt i breelvløp eller der breelver munnet ut i ferskvann eller i saltvannsjøer.

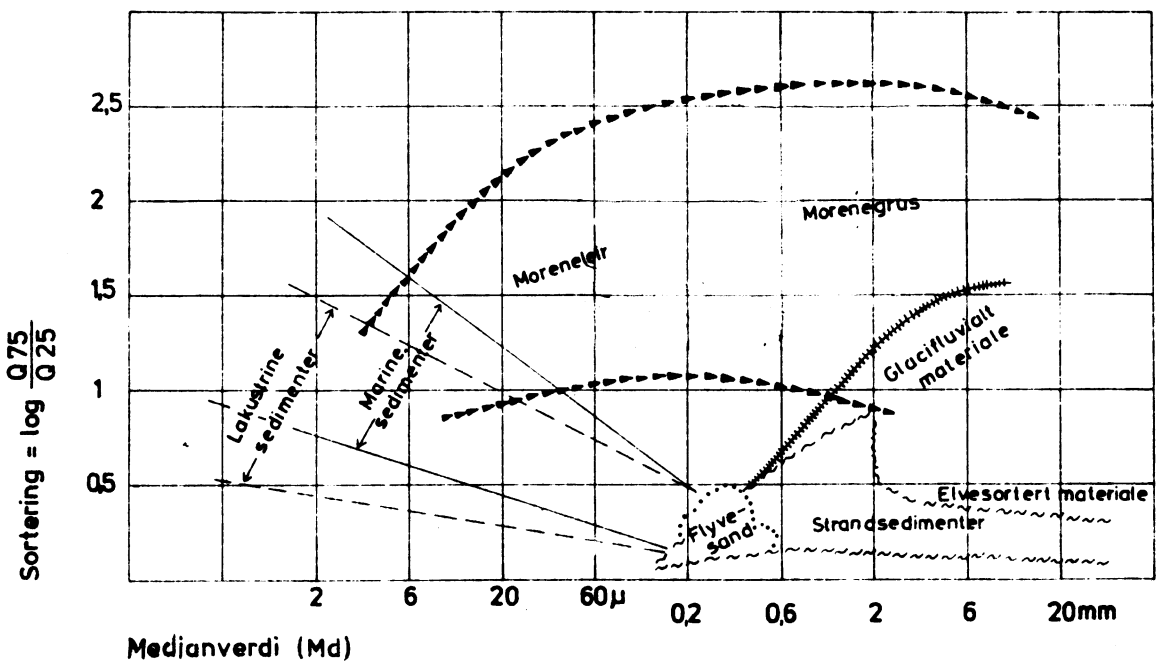


Fig.32 Median - sorteringsdiagram som viser beliggenheten av vanlige, norske jordarter. (Etter Selmer-Olsen 1954).

De sedimentologiske egenskapene vil være avhengig av hvor langt materialet ble transportert, hvilken vannhastighet breelven hadde, og hvor materialet ble avsatt. Det kan derfor være alle overganger fra morenelignende breelvavsetninger til avsetninger som minner om velsorterte elvesedimenter. Vanligvis vil avsetningene ligge et sted mellom disse ytterpunktene (se fig.32). Vi kan derfor si at breelvavsetninger normalt er karakterisert ved følgende egenskaper:

1. Materialet har gjennomgått lengre transport, - i store løp tildels betydelig lenger - enn bunnmorenematerialet.

2. Sammensetningen vil være mye mer uavhengig av den underliggende berggrunnen enn tilfellet er for morenematerialet.

3. Materialet er lagdelt. Lagdelingen er som regel tydelig, men iblant kan de markerte grensene mellom hvert lag mangle. Lagdelingen vil være avhengig av transportlengde og vannføring. Langtransportert breelvmateriale har generelt en mer tydelig lagdeling enn korttransporterte avsetninger. Der vannføringen var jevn i en viss tid, deretter minket eller øket, for igjen å holde seg konstant (f.eks markerte sommer/vintervariasjoner), vil lagdelingen være tydelig. Lagdelingen er derimot lite tydelig eller mangler der vannføringen generelt var ujevn og hadde hyppige variasjoner.

4. Sorteringen er generelt god til middels god innenfor hvert lag, men kan iblant være dårlig (se fig.32), spesielt der det dreier seg om korttransportert materiale.

5. Materialet er stort sett grovt og mangler leir og finsilt. I en del breelvavsetninger er det enkelte siltlag som ble avsatt i perioder da vannføringen var svært liten. Disse lagene er normalt tynne, og avsetningene er som helhet dominert av de grovere fraksjonene sand, grus og stein.

6. Rundingen vil være avhengig av transportlengden. I hoveddalene er størstedelen av materialet rundet, men det er som oftest også en stor prosent kantrundet materiale tilstede (fig.33 A). I sidedaler og i små, lokale avsetninger er materialet hovedsakelig kantrundet (fig. 33 B). Den petrografiske sammensetningen av materialet vil også spille en stor rolle for rundingen. Bløte bergarter (f.eks. skifer, kalkstein, grønnstein) vil raskt bli rundet, mens harde bergarter (gneiss, granitt, sandstein) først blir rundet etter mye lengre transport.

7. Pakkingen er avhengig av sorteringen og medianverdien:
   Grove, sorterte sedimenter har et stort porevolum. Fine sedimenter er tettere pakket, og tettere jo dårligere sorteringen er.

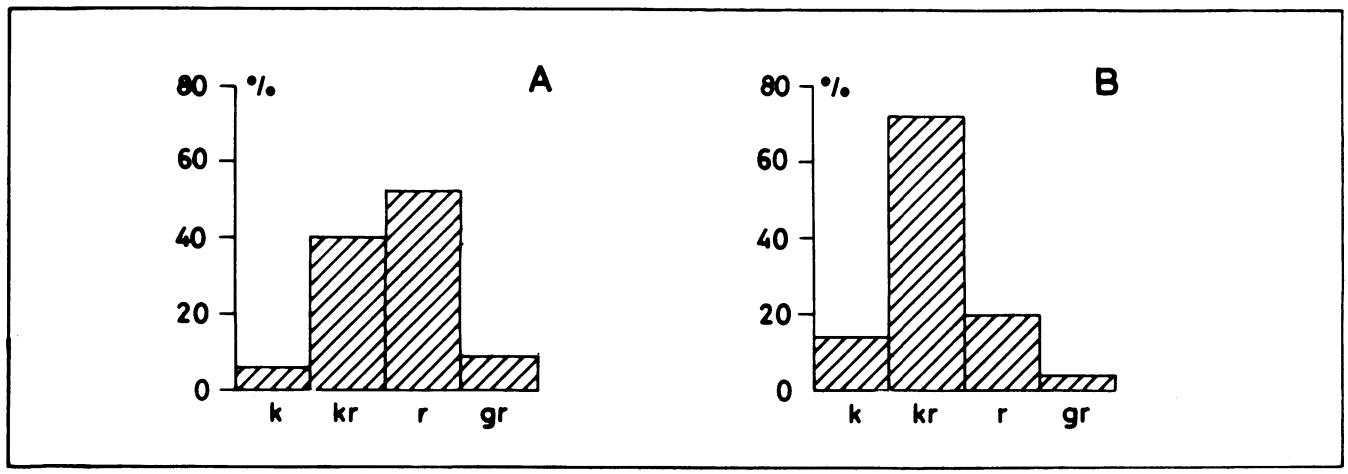


Fig.33 Diagram (morfogram) over runding av breelvgrus
A: Materiale fra hoveddaler
B: Materiale fra sidedaler
K: Kantet, kr: kantrundet, r: rundet, gr: godt rundet
(Etter Bergersen 1970).

8. Permeabiliteten er avhengig av kornstørrelse og pakking.
God sortering: Permeabiliteten øker sterkt med økende medianverdi.
Dårlig sortering: Permeabiliteten øker lite med økende medianverdi.

Normalt vil permeabiliteten være høy i breelvavsetninger. Verdiene ligger vanligvis mellom 10 og 10^{-4} m/s. Permeabiliteten vil imidlertid variere sterkt fra avsetning til avsetning og i de ulike lagene innenfor samme avsetning.

ANVENDELSE AV BREELVAVSETNINGENE

Sand- og grusdrift

Breelvavsetningene utgjør størstedelen av våre mest verdifulle sand- og grusforekomster.

I Norge tas det ut ca 15 mill m^3 sand og grus pr.år som anvendes til tekniske formål. De tre viktigste anvendelsesområdene er i cementindustrien, til veggrus og til fyllinger.

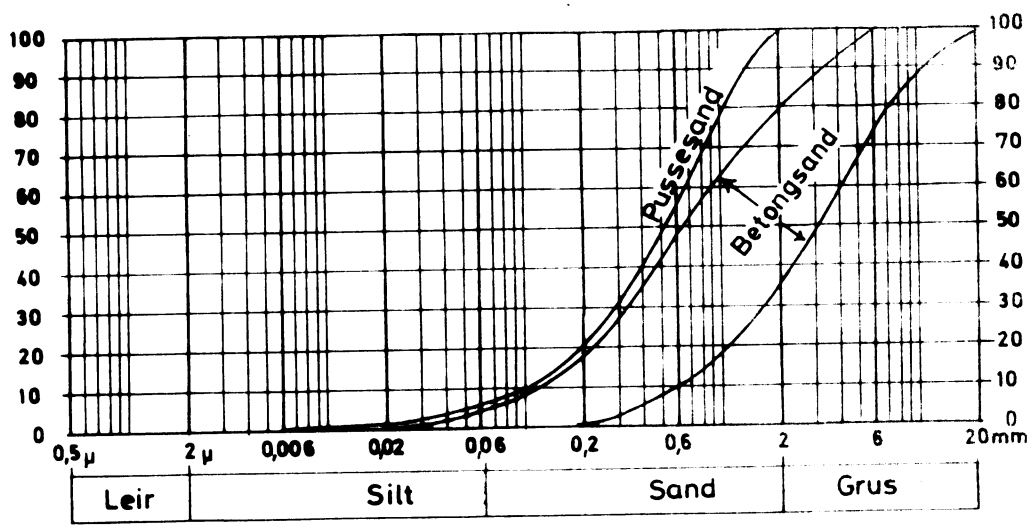


Fig.34 Grenseverdiene for brukbart betongtilslag
(Etter J. Lundqvist 1964)

Betongtilslag

Sand-, grus- og steinmateriale som blandes i cementen ved betongfremstilling, kalles betongtilslag. Det nasjonale forbruket av betongtilslag er ca 5 mill m^3 pr år, det vil si omlag en tredjedel av det totale sand- og grusforbruket i landet.

Det stilles relativt strenge kvalitetskrav til materiale som skal anvendes i cementindustrien. Betongtilslaget skal være grovt, og bare de mer grusrike deler av breelvavsetningene kan nyttes til formålet.

Materialet må ikke være for godt sortert (ensgradert). Det bør være et jevnt avtagnede innhold mot de finere fraksjoner (se fig.34), for at betongen skal danne en mest mulig tett masse uten hulrom. Både for høyt og for lavt innhold av finstoff

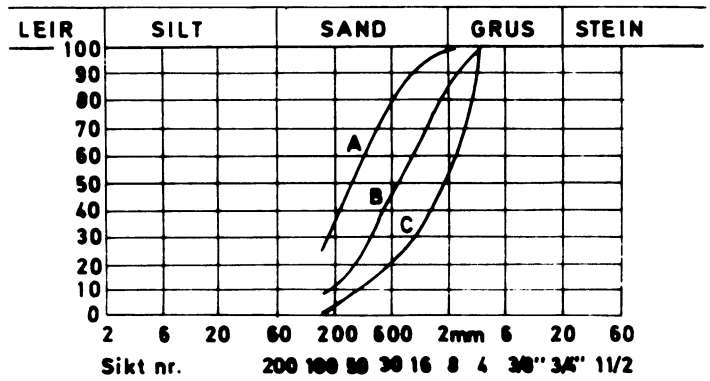


Fig.35 Normalkurver for mørtelsand
(Etter Selmer-Olsen 1971)

vil forringe kvaliteten. Materialet bør dessuten være leirfritt og humusfritt.

På fig.34 er det tegnet inn kornfordelingskurver som viser yttergrensene for brukbart betongmateriale (svensk data), og på fig.35 er det vist tre kurver for materiale som egner seg som mørtelsand (dvs. den delen av betongtilslaget som er finere enn 4 mm). Området for brukbart betongtilslag dekker, som vi ser av de to figurene, et relativt stort område av diagrammene.Vi skal være klar over at en del av våre sand- og grusforekomster likevel ligger utenfor dette området.

Betongtilslaget bør ikke bestå av materiale med for stor flisighet (= forholdet mellom kornenes bredde og tykkelse). Den grove naturgrusen i breelvavsetninger er mye sterkere og generelt mindre flisig enn nedknust berggrunnsmateriale, forutsatt at avsetningene ikke inneholder noe særlig skifermateriale.

Breelvavsetninger er normalt bedre egnet som betongtilslag enn elvemateriale, fordi elveavsetningene er for velsorterte og ofte for finkornige.

Det er mange steder en knapphet på velegnet naturgrus til betong-fremstilling, og cementindustrien må av den grunn benytte store mengder nedknust berggrunnsmateriale.

Veggrus

Veggrusen brukes til å bygge bærelag og slitelag (fig.36). Disse to funksjonene stiller sine krav til gruskvaliteten. Kravene er ikke så strenge som for cementindustrien.

Fig.36 Oppbygningen av et veglegme med bærelag og slitelag. Her er det også lagt inn et filterlag fordi undergrunnen består av telefarlig materiale (Etter Østeraas 1974).

Bærelagsgrus. Bærelaget har som oppgave å fordele hjultrykket. Den beste trykkfordelingen oppnås når materialet ikke er for velsortert (se fig.37). Det bør være tilstede en del finsand og silt. Innholdet av silt må imidlertid ikke være for høyt, for da vil det være fare for at det kan oppstå teleskader på vegen. Når det gjelder breelvmateriale, er det normalt heller for lite enn for mye finstoff i massene (se fig.37). Materialet som er relativt korttransportert og med en morenelignende sammensetning, vil gjerne være en velegnet avsetningstype.

Bærelagsgrusen bør ikke være så godt rundet at bærelaget

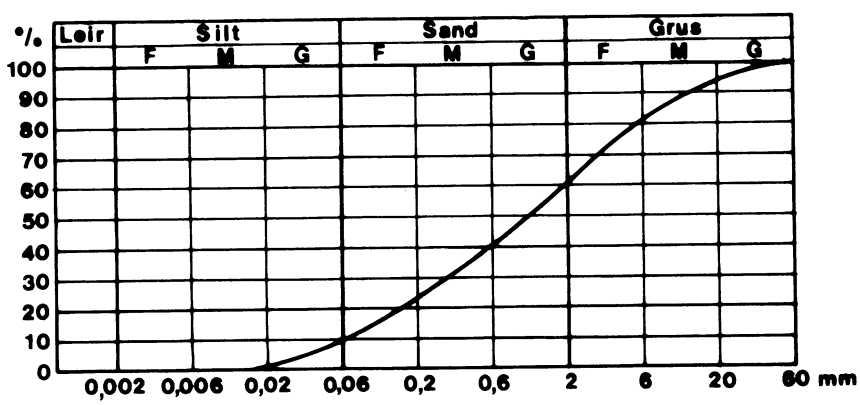


Fig.37 Kornfordelingskurve for god bærelagsgrus. Alle fraksjonene finnes representert. Innholdet av silt og leir er lavt for å hindre teleskader og for å holde permeabiliteten så høy som mulig. (Østeraas 1974).

blir ustabilt. For å få et stabilt bærelag, kan det groveste materialet i avsetningen (stein-blokk) knuses ned og blandes i grusen. På denne måten dannes det også en del finstoff som er med å øke kvaliteten av materialet.

Til bærelagsgrus vil det ofte være aktuelt å bruke maskingrus eller finstoff-fattige morenetyper og spare breelvmaterialet til andre formål.

Slitelagsgrus Slitelaget har to hovedoppgaver. Den ene er å gjøre kjørebanen jevn og god å kjøre på, den andre er å beskytte bærelaget mot erosjon.

Det bør stilles strenge krav til kvaliteten av materialet som brukes til et grusdekke, siden slitelaget er tynt (8-10 cm) og ofte skal tåle belastningen av tung trafikk. Ved å ta et blikk på landets grusvegger, ser vi raskt at mye av grusmaterialet har en altfor dårlig kvalitet.

På fig.38 er det vist hvordan kornsammensetningen for slitelagsgrusen skal se ut. For lavt innhold av finstoff vil gi for lav fasthet i materialet, og det blir dannet "vaskebrett" i bakker og svinger. For høyt finstoffinnhold gjør grusdekket glatt, og det dannes lett store hull i vegen.

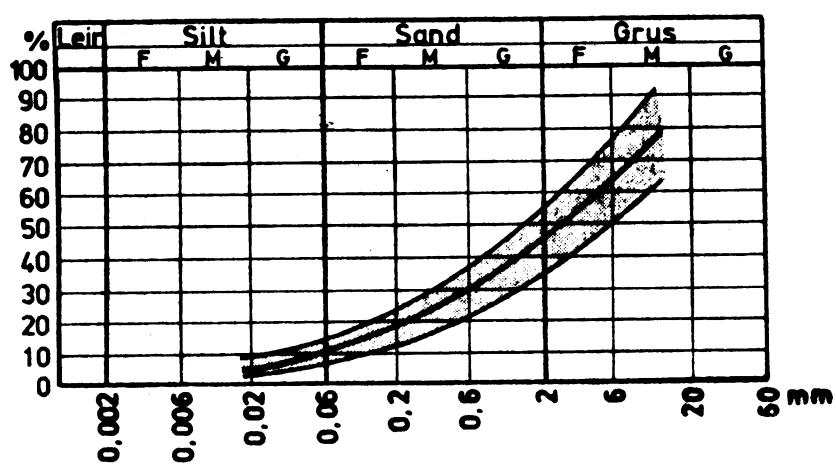


Fig.38 Idealkurve for slitelagsgrus til veg. Hvis kurven for den aktuelle grusforekomst faller innenfor den skraverte sone, tilfredsstiller grusen de krav som må stilles til en god slitelagsgrus. (Østeraas 1974).

Breelvavsetningene inneholder som nevnt gjerne et slitesterkt materiale, blant annet fordi kornene har lav flisighet. Det blir imidlertid liten friksjon i slik breelvgrus, og grusen kan virke som et kulelager. For å stabilisere grusen er det også her vanlig å knuse det grove materialet i grustaket og eventuelt sette til nedknust materiale fra fast fjell. Her har seige gabbro- og diabasbergarter vært mye brukt.

Fyllinger

Fyllinger av breelvmateriale brukes hovedsaklig til å jevne ut og bygge opp terrenget, til å bygge vegtraséer og damanlegg. Mange steder er verdifulle breelvavsetninger sløst vekk ved at materialet er anvendt til fyllinger der andre materialtyper (f.eks berggrunnsmateriale) kunne vært en helt fullgod erstatning.

Filterlag i damanlegg

Breelvmateriale brukes ofte i forbindelse med bygging av jorddammer. På fig. 39A og B er det tegnet inn filterlag i et damanlegg. Filterlaget har som oppgave å sørge for en drenering av dammen uten at konstruksjonen blir ødelagt. Dette betyr at materialet i filterlaget må ha en økende grovhet utover. Porene i et sjikt av filterlaget skal være større enn porene i sjiktet innenfor, men ikke så mye større at kornene fra det innenforliggende sjiktet slipper gjennom. Dette kunne i tilfelle resultere i en farlig erosjon i dammen. Det er ofte nødvendig med flere filterlag utenfor hverandre, som f.eks. mellom steinfyllingen og morenekjernen på fig.39 B.

Det er vanlig å bruke sammenblandet materiale fra en større breelvavsetning til filterlag. Her varierer sammensetningen i de ulike lagene fra fin sand til grov grus, og det er mulig å få bygget opp et filterlag som har den rette graderingen utover.

Sand- og grusdrift. Ressurspolitikk

Våre sand- og grusforekomster er ikke-fornybare ressurser. Bruk av breelvavsetninger har i stor grad vært ensbetydende med forbruk. Myndighetene er etterhvert blitt mer klar over dette, særlig ettersom visse sand- og grustyper er en mangelvare i mange tett befolkede områder. Fremdeles har vi store ubrukte

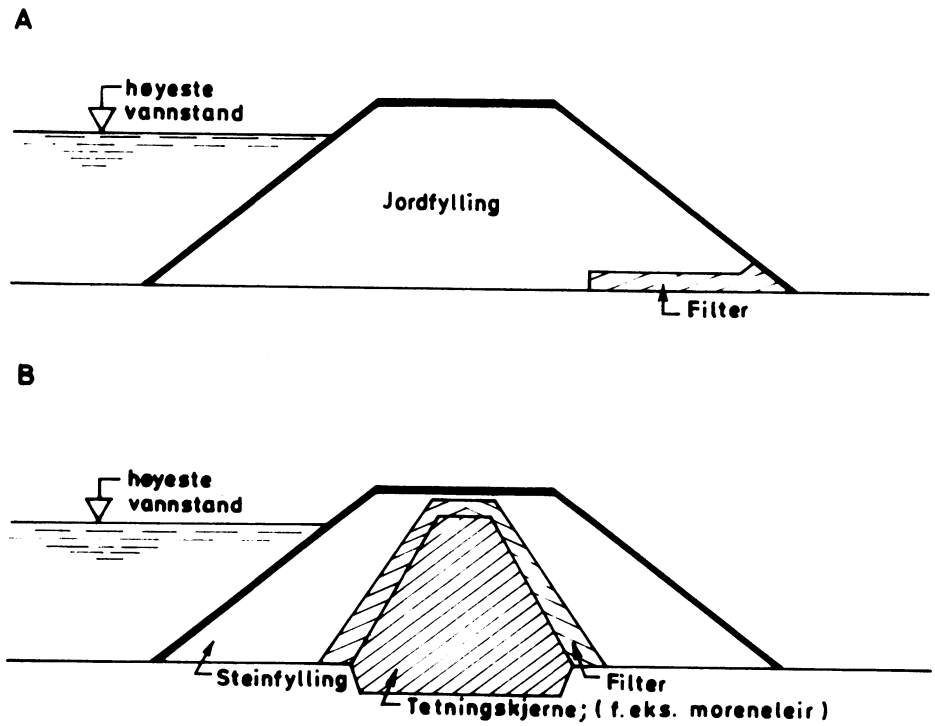


Fig.39 Eksempler på hovedtyper av fyllingsdammer.
A. Jordfyllingsdam. Her ligger filterlaget i bunnen på nedstrøms side av demningen.
B. Jord- og steinfyllingsdam. Filterlaget er lagt gjennom tettkjernen (bunnmorene) og steinfyllingen (utsprengt fjell).
(Etter Selmer-Olsen 1971).

reserver i vårt land, men med den ufornuftige bruken som gjør seg gjeldende idag, er dette ikke nok for å dekke behovet for all fremtid.

Av den grunn er breelvavsetningene kommet noe mer i søkelyset når kommunene utarbeider generalplaner. Foreløpig er det imidlertid altfor lite som gjøres for å bremse på det unødvendig store forbruket av naturgrus, og det foretas sjelden noen helhetsvurdering av de totale reservene i en kommune.

Sand- og grustak blir ofte åpnet planløst, materialet blir brukt til første og beste formål uten tanke på å spare reserver for kommende generasjoner. Det har vært betraktet som hver enkelt grunneiers rett å fritt kunne ta ut og selge det nyttbare løsmaterialet som måtte befinne seg på hans eiendom. I svært liten grad blir det foretatt noen vurderinger av hva materialet bør brukes til ut fra kvaliteten på massene. Av den grunn blir

materiale av betongkvalitet f.eks. brukt til fyllinger der man like gjerne kunne anvendt langt mindre verdifulle masser. At det ofte er mange eierinteresser innenfor samme forekomst, gjør selvsagt en helhetsvurdering enda vanskeligere.

Vi må derfor si at det idag gjøres altfor lite for å stoppe rovdriften på sand og grus i privat og offentlig regi. Gjennom Bygningsloven har den enkelte kommune en viss adgang til å styre utnyttelsen av naturressursene, herunder også sand- og grusavsetningene. Når det utarbeides generalplaner, kan kommunene lage oversikter over de totale reservene som finnes, og båndlegge områder til senere bruk. Enkelte kommuner har også utarbeidet slike planer, men de er foreløpig altfor få.

Mangel på kvartærgeologiske kart og basisdata vanskeliggjør utarbeidelsen av planene. I dag er det få områder som er dekket av kvartærgeologiske oversikts- og detaljkart. En del kommuner har derfor engasjert geologer til å kartlegge spesielt interessante områder.

For å få en mest mulig fornuftig utnyttelse av grusreservene er det ikke tilstrekkelig bare med oversikter over mengdene som finnes. Det må også gjøres kvalitetsvurderinger av massene. Her er kornfordelingsanalyser og petrografiske undersøkelser viktige. Det ble nevnt at flisighet og innhold av svakt materiale (skifer) påvirker gruskvaliteten. Et skiferinnhold på 15-20 % er nok til at betongfastheten blir betydelig redusert. F.eks. i Trondheimsområdet er det vanlig at massene har for høyt skiferinnhold til at de er noe velegnet betongråstoff. I slike tilfeller er det spesielt viktig at de beste forekomstene reserveres for cementindustrien mens man benytter grus av lavere kvalitet til andre formål.

Det er å håpe at helhetsvurderinger av sand- og grusreservene blir tillagt langt større betydning i fremtiden enn idag.

Breelvavsetninger og grunnvann

På grunn av breelvavsetningenes høye permeabilitet, finner vi store grunnvannsforekomster knyttet til disse avsetningene. Vann fra grunnvannsbrønner og fra grunnvannskilder i breelvavsetninger har i lang tid vært benyttet av befolkningen i landet. I den senere tid er det blitt stadig mer aktuelt med

større anlegg for forsyning av grunnvann til tettsteder og byer.

Det vil være mange faktorer som avgjør hvor store vannmengder man kan trekke ut fra en grunnvannsforekomst.

1. Kornstørrelse og pakking. Jo mer grovkornig, velsortert og løst pakket en breelvavsetning er, jo raskere strømmer vannet gjennom avsetningen og jo større vannmengder er det plass til i avsetningen. I de fleste tilfellene vil de typiske breelv-avsetningene ha en helt tilfredsstillende porøsitet og permeabilitet for magasinering og uttak av grunnvann.

2. Lagdeling. De groveste lagene har størst permeabilitet, og vannet renner hurtigst gjennom disse lagene. Man søker derfor ofte ned til slike lag når det settes ned rørbrønner i breelv-avsetningene.

3. Mektighet og utbredelse. Dette er den viktigste faktoren når det gjelder grunnvannsmagasinets størrelse. De største grunnvannsforekomstene i løsmateriale er knyttet til de store og mektige isranddeltaene i landet.

4. Beliggenhet i terrenget og i forhold til de omgivende jordartene. Denne faktoren er i høyeste grad avgjørende for hvor store grunnvannsmengder som kan tas ut av en breelvavsetning.

Blant ugunstig beliggende avsetninger kan vi nevne laterale terrasser (kameterrasser) i høye nivåer og eskere som ligger åpent i terrenget rett på fjell eller oppå bunnmoreneflater. Slike eskere kan være ekstremt tørre, noe som også gjenspeiles i vegetasjonen på ryggene (se fig.9).

Lavtliggende avsetninger som ligger nede i forsenkninger vil gjerne være gunstige ut fra et grunnvannsmessig synspunkt, særlig når de er omgitt av masser med lav permeabilitet (se fig.12 a og b). Den gunstigste beliggenheten er inntil elver eller innsjøer.

5. Beliggenhet i forhold til forurensningskilder. Særlig når det gjelder mindre breelvavsetninger, vil avstand og beliggenhet i forhold til veger, søppelfyllinger, forurensende vassdrag, boligbebyggelse, gårdsbruk og andre forurensningskilder være av betydning. For å få en tilstrekkelig rensing av forurenset vann, er det viktig at vannet har en lang nok oppholdstid i avsetningen. I små avsetninger med høy permeabilitet, kan grunnvannet lett bli ubrukbart på grunn av forurensning.

Tilførsel til grunnvannsforekomster

For at et grunnvannsuttak skal kunne benyttes i en lengre tid, er det nødvendig at det er en rikelig tilførsel av nytt vann til forekomsten. En avsetning som på alle kanter er omgitt av inpermable masser, dvs. er "hermetisk innelukket" vil naturligvis ikke kunne nyttes ubegrenset.

Det er flere muligheter for tilførsel av vann til en avsetning.

1. Selvmatende magasiner. Her skjer tilførselen av vann direkte via nedbøren. Dette gjelder blant annet for mange store israndeltaer som f.eks. for Hauerseterdeltaet og Monaryggen.

2. Naturlige infiltrasjonsmagasiner. Slike magasiner har vi der breelvavsetningene ligger inntil vassdrag. Grunnvannet kommuniserer med vannet i vassdraget som infiltreres i avsetningen.

3. Kunstige infiltrasjonsbassenger. Der den naturlige vannkapasiteten i en avsetning er liten, kan den økes ved kunstig infiltrasjon. Man fører overflatevann ned i infiltrasjonsbrønner, -dammer eller -kanaler som graves ut på toppen av avsetningen. Vannet renses i den tiden det oppholder seg i avsetningen og man tar det opp via rørbrønner et stykke unna, der det har fått en tilfredsstillende drikkevannskvalitet.

Avsetningstyper og grunnvann.

Delta- og sanduravsetninger har ofte stor mektighet og utbredelse og utgjør spesielt store magasiner. Her kan vi nevne Hauerseterdeltaet (fig.25) som i flere år har vært i søkelyset i forbindelse

med grunnvannstudier. Kapasiteten i denne avsetningen er enorm, og det er mulighet for å ta ut grunnvann i rørbrønner rundt om på hele deltaflaten. Hauerseterdeltaet er et av de aller største grunnvannsmagasinene i løsmasser i landet.

Sandstangen i sørlige del av Øyeren er en Preboreal israndavsetning. Den ligger ute i innsjøen, og bare toppen av ryggen stikker opp over vannflaten (fig.40). Det er planer om å ta opp grunnvann via rørbrønner i den sentrale delen av Sandstangen. Nytt vann trekkes inn gjennom sidene på avsetningen fra Øyeren, og vannkvaliteten vil på denne måten bli betydelig bedre enn i selve innsjøen. Et problem har her vært at ryggen delvis er

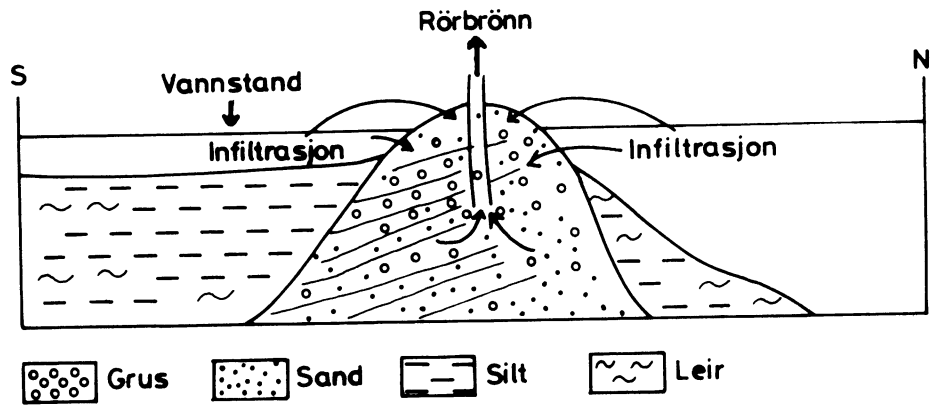


Fig.40 Snitt gjennom Sandstangen, Øyeren. Randavsetningen er nesten dekket av et lag med finsedimenter. Vannet trekkes inn fra Øyeren og renses mens det oppholder seg i ryggen. (Etter Ellingsen 1977).

dekket av et lag med finkornige, lite permeable sedimenter (fig.40) som minker infiltrasjonsflaten og gjør kapasiteten liten i forhold til det totale overflatearealet på ryggen. I dette tilfellet har løsningen vært å pumpe vann opp fra Øyeren og infiltrere det fra overflaten ned i avsetningen (fig.40).

Eskere kan i mange tilfelle benyttes til grunnvannsforsyning. Dette er i første rekke aktuelt for rygger som ligger begravet i yngre og mer finkornige sedimenter (fig.12 a og b). På fig.12 a er det vist en esker som ligger begravet i leirmateriale. Der eskeren ligger begravet på denne måten over større strekninger og bare stedvis stikker opp i dagen, kan den virke som en vannledning. Vannet renner fra overflaten ned i eskeravsetningen og magasineres i det porøse eskermaterialet.

I Sverige er det svært vanlig med drikkevannsforsyning fra fra slike eskere, og dette er også blitt aktuelt flere steder på Østlandet i de senere år.

I Rakkestad i Østfold er det en lang, sammenhengende punkt-esker (se fig.10) som for en stor del er begravet i marin leire (fig.41). Denne ryggen har vist seg å ha stor vannkapasitet. Det er satt ned rørbrønner flere steder i ryggen, og det er tatt ut opptil 30 000 l/t i enkelte av brønnene (se fig.41).

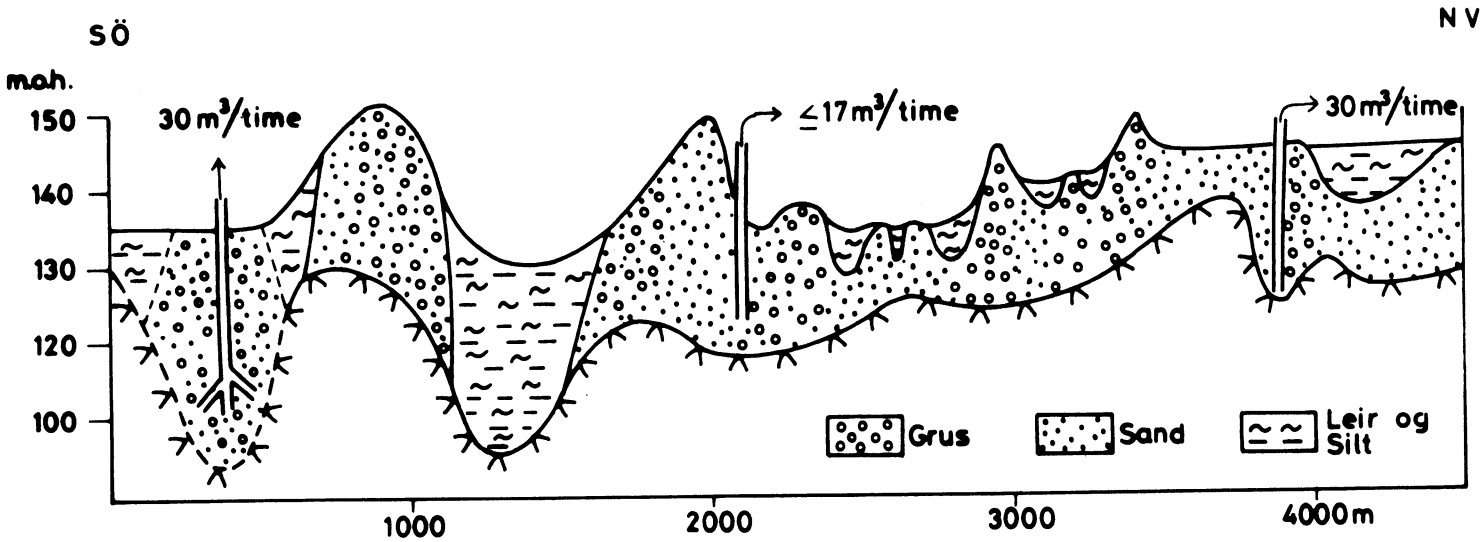


Fig.41 Snitt gjennom punkteskeren i Rakkestad, Østfold. (Etter Ruden 1977).

I Kongsvingerområdet nyttes de store eskersystemene som grunnvannskilder. Også her ligger eskerne nede i forsenkninger og er omgitt av marine leir- og siltavsetninger. Her er det også muligheter for å benytte kunstig infiltrasjon i massene.

Konklusjon

Som vi har sett, er breelvavsetningene viktige naturressurser også når det gjelder vannforsyning. Det er vanskelig å regne ut verdien av dette i kroner og øre på samme måte som for grusdrift til teknisk bruk. Det er imidlertid ingen tvil om at grunnvanns-forekomstene kommer til å spille en stadig større rolle i sam-funnet i de nærmest år- Det er derfor uhyre viktig at de store grunnvannsmagasinene blir vernet mot ødeleggende inngrep og mot

forurensning. I den senere tid har det blant annet vært stor diskusjon om det i det hele tatt er tilrådelig å legge vegtraséer over slike avsetninger. Det ser ut for at planleggerne blir stadig mer klar over disse forholdene. Rent drikkevann er, tross alt, en av de godene som verdsettes høyt i vårt samfunn.

Breelvavsetninger som deponier

Breelvavsetningene har lenge vært i søkelyset i forbindelse med deponering av fast og flytende avfall.

I mange tilfelle kan deponeringen være vellykket når den utføres riktig (se fig.42). Det er imidlertid svært stor risiko for at deponeringen kan gjøre stor skade der den er utført i et ugunstig område. En korrekt deponering krever et nøye kjennskap til massenes sammensetning og til de hydrogeologiske forhold på stedet. Større deponeringer bør ikke under noen omstendighet utføres før man har konsultert en hydrogeolog eller en annen ekspert på området

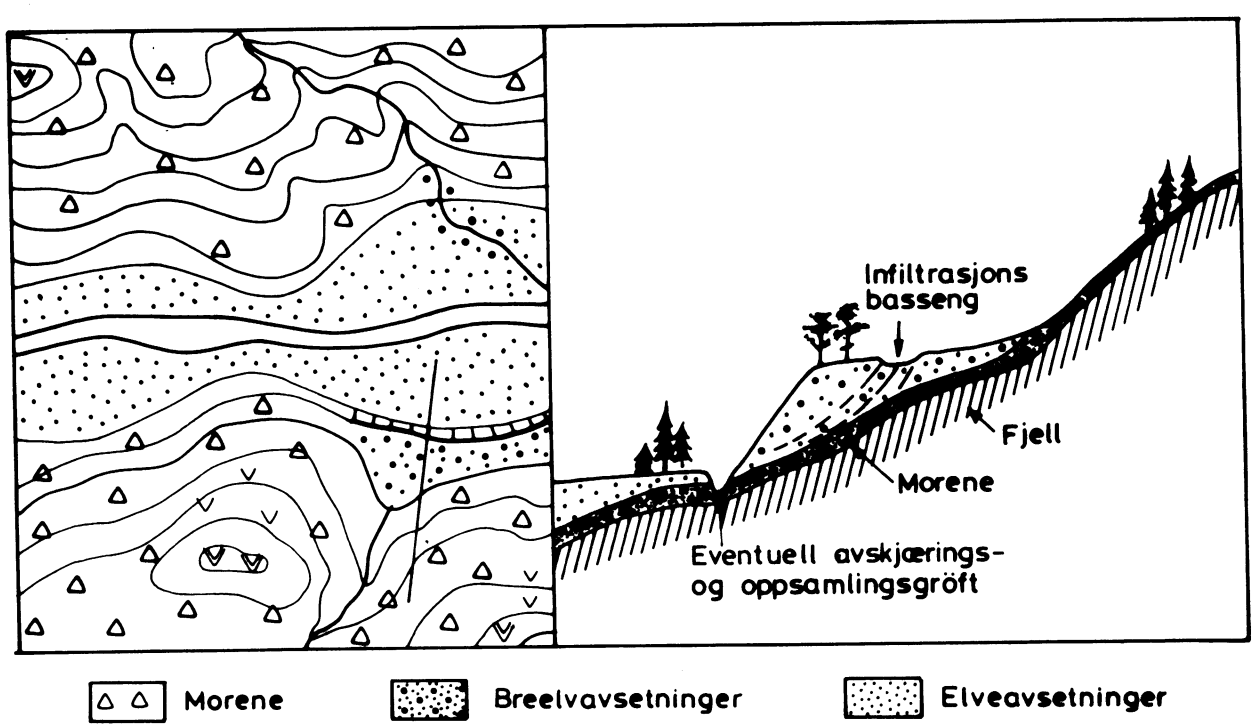


Fig.42 Løsmassene brukt som resipient. Det kvartærgeologiske kartet viser at de aktuelle sedimenter er grus og sand, hvilket sikrer såvel infiltrasjon som filtrering (Østeraas 1972).

Det er fort gjort å forurense grunnvannet i den avsetningen deponeringen er foretatt i. Den raske gjennomstrømningen i massene fører til at det forurensede vannet ofte får en altfor kort oppholdstid før det når ned til grunnvannet eller renner ut i vassdrag i nærheten. Det får ikke tid nok til å bli renset underveis. I svensk litteratur finner man at det kreves en oppholdstid på ca 2 mnd. for at vannet skal renses, men dette er tall som slett ikke gjelder for alle forurensningstyper.

Det er mange som får drikkevannskildene ødelagt på grunn av avfallsdeponier i nærheten.

Jordbruk

Breelvavsetninger har generelt mye mindre betydning for jordbruket i landet enn gode morenetyper og de marine leiravsetninger. Breelvavsetninger er ofte så grovkornige og tørkesvake at de ikke egner seg for oppdyrkning. Der det er stor nedbør jevnt fordelt over hele vekstsesongen, er dette et mindre problem enn i de nedbørsfattige delene av landet. Egnethet for dyrking vil derfor være avhengig av geografisk beliggenhet.

En del av de mer finkornige breelvavsetningene (sand-silt), og avsetninger som har høy grunnvannstand, kan være velegnet til oppdyrking selv i tørre områder i landet. Jorda er lett og blir raskt varm om våren, og avsetningene danner store, sammenhengende og jevne flater. Grønnsakdyrkning kan være svært aktuelt på sandrike avsetningstyper (f.eks. på deltaavsetninger).

I blant kan vi se at breelvavsetninger er dyrket opp i mangel av andre og bedre egnede jordartstyper.

Skogbruk

Furua er det vanlige treslaget på breelvavsetninger (se f.eks. fig.9 og fig.43). Vi finner store furuskoger på flate sandur- og deltaavsetninger, slik som f.eks. i Numedal og Østerdalsområdet.

Breelvavsetninger gir normalt grunnlag for mindre produktiv skog enn bunnmorener der gran er det dominerende treslaget. Gran vokser som oftest bare på breelvavsetninger som ligger lavt i terrenget (fuktig, men ikke vått) eller har et spesielt