Norske jordarter

Per Jørgensen
Rolf Sørensen
Olav Prestvik

Innhold

Forord **vii**

Geologisk tid **ix**
Geologiske perioder ix
Inndeling av neogen og kvartær x
Referanser x

1 Klimaendringer og istider **1**
Det norske landskapet er dannet gjennom lang tid 1
Istider og mellomistider 2
Jordartenes kretsløp gjennom istider og mellomistider 2
Siste istid 4
Klimavariasjoner og brebevegelser ved slutten av siste istid 4
Referanser 5

2 Endringer i havnivå – landheving **7**
Landheving i Skandinavia 8
Landhevingen i Oslo-området 9
Landheving ved Trondheimsfjorden 10
Landheving og utvikling fra fjord til innsjø 10
Landhevingskurver hjelper arkeologene 12
Tapestransgresjonen 12
Referanser 13

3 Jordartenes egenskaper **15**
Jordartenes primære egenskaper 15
Mineraljordartenes kornfordeling 15
Lagdeling og pakking 16
Jordklassifikasjon etter kornfordeling 17
Sekundære egenskaper hos jordartene 17
Jordpartikler, vann og luft 17
Vannledningsevne 19
Hvor høyt kan vannet stige i jordarter? 19
Dannelse av islinser 20
Lagringsevne for vann 20
Morenematerialets egenskaper 21
Jordartskart (kvartærgeologiske kart) 22
Referanser 22

4 Forvitringsjord og forvitring **23**
Blokkhav en spesiell forvitringsjordart . . . 25
Blankskurt fjell forteller om liten forvitring etter siste istid . . . 25
Dypforvitring . . . 25
Referanser . . . 26

5 Morenejord **27**
Breer lager morenejord . . . 27
Moreneformer . . . 27
Drumliner . . . 27
Stripet moreneoverflate . . . 29
Ulike typer morenejord . . . 29
Bunnmorene . . . 29
Utsmeltingsmorene . . . 29
Israndavsetninger . . . 30
Morener foran dalbreer . . . 31
Referanser . . . 31

6 Breelvavsetninger **33**
Smelting av isdekket i fjellområder . . . 33
Utviklingen i dalfører . . . 36
De store breelvdeltaene . . . 36
Grunnvann . . . 37
Referanser . . . 37

7 Bresjøavsetninger **39**
Bremaksimum og vannskille . . . 39
Isen synker sammen . . . 39
De store innsjøene . . . 40
Varvige avsetninger . . . 41
Strandlinjer . . . 41
Østerdalen . . . 41
Landskapsutviklingen i området rundt Tynset . . . 44
Romeriksmjelen . . . 46
Referanser . . . 46

8 Elveavsetninger **49**
Erosjon – transport – avsetning . . . 49
Når blir materiale erodert, transportert eller avsatt? . . . 50
Elvetyper . . . 50
Typer elveavsetninger . . . 51
Oppfylling av innsjøbasseng . . . 51
Delta . . . 53
Glommas delta i Øyeren . . . 53
Øyrdannelse . . . 53
Grunnvann . . . 54
Referanser . . . 54

9 Havavsetninger og kvikkleire **55**
Leirers struktur . . . 56
Kvikkleire . . . 59
Hva er kvikkleire? . . . 59
Skredmekanismer . . . 61
Stabilisering av leire . . . 62
Områder med hyppige kvikkleireskred . . . 62
Setninger . . . 62
Marine terrengformer . . . 64
Leirprodukter . . . 65
Teglstein . . . 65
Leca . . . 65
Referanser . . . 65

10 Strandavsetninger **67**
Jomfruland . . . 69
Strandflaten . . . 71
Referanser . . . 71

11 Vindavsetninger **73**
Erosjon og transport . . . 73
Vindens transportkapasitet . . . 74
Vindens sortering . . . 74
Løssavsetninger . . . 75
Erosjon i landbruksområder . . . 75
Vindtransporterte avsetninger i Norge . . . 76
Sammensetning, indre oppbygning og mobilitet for flygesanddyner . . . 78
Dyners vandringshastighet . . . 80
Referanser . . . 80

12 Skredjord og skredfare **81**
Skredtyper . . . 81
Skredmaterialet . . . 81
Stabilitet i jordskråninger . . . 81
Jordas skjærfasthet . . . 83
Skjærfasthet og grunnvannsnivå . . . 83
Kohesjonsjordarter og friksjonsjordarter . . . 84
Skredvifter . . . 84
Snøskred . . . 85
Jordsig, bløtjordskred og slamstrømmer . . . 86
Sigejord . . . 86
Bløtjordskred – massestrømmer . . . 87
Slamstrømmer . . . 87
Storofsen . . . 87
Moreneskredet i Ulvådalen . . . 88
Skred ved innsjøreguleringer . . . 89
Skredlignende avsetninger . . . 89
Referanser . . . 89

13 Torv – en organisk jordart **91**
Dannelse av torv og myr . . . 91
Jordvannsmyrer . . . 91
Nedbørsmyrer . . . 92
Myrer demper flom . . . 92
Myrsuksesjon . . . 93
Myrdannelse i avsnørte elvesvinger . . . 94
Blanding av nedbørsmyr og jordvannsmyr . . . 94
Myrene forteller om klimaendringer . . . 94
Omdanning av torv. Brenntorv og strøtorv . . . 96
Referanser . . . 96

14 Jordartenes dannelseshistorie i et dalføre **97**
Isavsmeltingen i Lågendalen . . . 97
Kongsbergområdet . . . 98
Havets tibaketrekking . . . 101
Referanser . . . 101

15 Jordarter og landskap ved israndtrinn **103**
Oppbyggingen av israndavsetninger under havnivå . . . 103
Referanser . . . 104

Forord

Denne boka beskriver hvordan jorda over fjellgrunnen er dannet. Jordartenes egenskaper, og dermed hvordan de best kan utnyttes, er i stor grad en følge av prosessene under dannelsen.

Kunnskap om geologi, og kanskje spesielt den delen av geologien som handler om de løse jordlagene, har ikke hatt noen stor plass i folks allmennkunnskap. Det har også vært lite av lett tilgjengelig litteratur om jord og jordegenskaper. Denne boka forsøker å nå alle som er interessert i hvordan jordartene har blitt til. Ikke minst har vi hatt lærere og elever i grunnskole, videregående skole og studenter i høyere utdanning i tankene. Vi mener at dannelsen av de løse jordlagene er så interessant at den bør ha en naturlig plass i undervisningen om naturgrunnlaget på et sted.

I tillegg til at boka tar for seg materialegenskaper hos ulike jordarter, handler den om hvordan landskapet er blitt til. I tillegg til kapitler der hver enkelt jordart behandles, gjennomgås jordartenes dannelseshistorie i noen typeområder i egne kapitler. Det er lagt vekt på å få fram jordegenskaper som er av betydning for plantevekst, som for eksempel lagring og transport av vann. Disse egenskapene styrer også vannføring i bekker og elver til ulike årstider.

Dannelse av ustabil leire og leirskred er viktig i Norge, hvor store leirområder er løftet over havets nivå. Kvikkleire er utførlig gjennomgått i kapitlet om havavsetninger. Andre typer skred er beskrevet i et eget kapittel om skredjord og skredfare.

Utvalget av fagstoff og fotografier vil være noe preget av at forfatterne har sine felterfaringer fra Østlandet i større grad enn andre deler av landet.

De som ønsker å bruke figurer eller deler av teksten i boka i eget undervisningsmateriale, er velkommen til å gjøre det. Vi håper at man i slike tilfeller tar med en referanse til boka vår.

Hovedforfatter av "Norske jordarter" er Per Jørgensen. Rolf Sørensen har skrevet bidrag innenfor flere kapitler. Olav Prestvik har først og fremst hatt en rolle som redaktør.

Fotografier der fotograf ikke framgår av figurteksten, er tatt av forfatterne. Jan Håvard Bleka har stått for bearbeidingen av tekst og figurer for publisering på nettet.

Vi takker Det Norske Oljeselskap (DNO) for finansiell støtte til å få laget internettutgave av boka.

Januar 2013
Per Jørgensen, Rolf Sørensen og Olav Prestvik

Geologisk tid

1. Geologiske perioder

Mill. år	Periode	Kommentar
	Kvartær	*Finere inndeling på neste side*
2,6		
	Neogen	Siste del av det som før het tertiær. *Finere inndeling på neste side*
23		
	Paleogen	Eldste del av tertiær
66		Den paleiske landflaten
	Kritt	Subtropisk-tropisk klima; sterk forvitring
	Jura	
	Trias	Ørken; forsteinete sanddyner (Brumunddalsandstein)
254		
	Perm	Dannelse av Oslofeltet (kollelandskap i dypbergarter; lavaplatåer i Vestfold og på Krokskogen, Akershus)
	Karbon	Det sub-permiske peneplanet (lokalt i Oslofeltet)
	Devon	
416		Store skyvedekker dannes (preger landskapet mange steder i Norge)
	Silur	Dannelsen av den kaledonske fjellkjede
	Ordovicium	
	Kambrium	
542		Det sub-kambriske peneplanet
	Eokambrium	Flere istider (”the snowball earth”)
	(Neoproterozoikum)	
1000		
	Eldre urtid	

2. Inndeling av neogen og kvartær

År	Tid		Kommentar
	Kvartær		
	Holocen		Postglasial tid[1]
11 700			
	Pleistocen		Istid blå, *mellomistid rød*
		Weichsel	Siste istid – maksimal utbredelse for ca. 22 000 år siden[2]
110 000			
		Eem	Forrige mellomistid (avsetninger flere steder i Norge)
130 000			
		Saale	Foreløpig største istid (avsetninger flere steder i Norge)
200 000			
		Holstein	Mulige avsetninger på Finnmarksvidda
300 000– 380 000[3]			
		Elster	Foreløpig ingen avsetninger på fastlandet
455 000			
		Eldre kvartær	Avsetninger fra tidligere istider flere steder på kontinentalsokkelen
2,6 mill.			Begynnelsen på istidene i Nord-Europa
	Neogen		
	Pliocen		
5,3 mill.			
	Miocen		Uttørking av Middelhavet – tykke saltavleiringer. Åpning av Nord-Atlanteren mot Nordishavet – kjøligere. Fortsatt landhevning i Vest-Norge. Fortsatt utdyping av elvedalene
23 mill.			

Referanser

Norsk stratigrafisk komité 2013. Geologisk tidstabell.

Gibbard, P. & van Kolfshoten, T. (2004): The Pleistocene and Holocene Epochs. *I:* Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. *A Geologic Time Scale 2004.* Cambridge University Press.

[1] Inndeling av siste del av weichsel og av holocen, se figur 2.2.
[2] Inndeling av siste del av weichsel og av holocen, se figur 1.8 og 2.2.
[3] Usikkerhet om lengden på denne interglasialtiden.

Kapittel 1

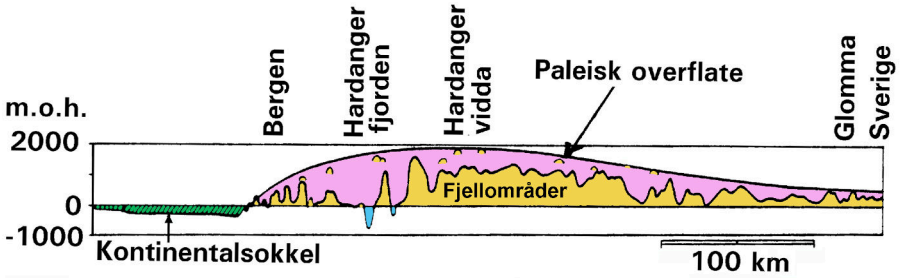
Klimaendringer og istider

Jord eller løsmasser er betegnelser på alt naturlig løst materiale som ligger på fjell. En jordart eller løsmassetype er dannet på en bestemt måte. Dannelsesmåten bestemmer i stor grad jordartens sammensetning og øvrige egenskaper. For å sikre fornuftig utnyttelse av våre jordarter trengs kunnskap om hvilke egenskaper de har.

Det norske landskapet er dannet gjennom lang tid

I Norge har vi rester av landskapselementer som ble dannet for mer enn 540 millioner år siden. Rester av *det subkambriske peneplanet* (peneplan = forholdsvis flatt, noe bølgende landskap som resultat av forvitring og erosjon i lang tid) finnes for eksempel på Hardangervidda og Finnmarksvidda. I løpet av jordens oldtid ble *den kaledonske fjellkjede* dannet, og ved slutten av krittiden, for omtrent 65 millioner år siden, var det meste av denne fjellkjeden helt nedtært. Vi hadde et nesten flatt landskap – *den paleiske overflaten*, hvor landet var dekket med gammel forvitringsjord og gjennomskåret av svakhetssoner med dyp forvitring dannet under et tropisk til subtropisk klima.

Figur 1.1: I forgrunnen åkre på leirjord og sandjord. I bakgrunnen skog på morenejord og grunnlendt mark. Foto fra Hakadal.



Figur 1.2: Den paleiske overflaten viser omtrent Norges overflate da den tertiære landhevning var avsluttet (etter Torske, 1972).

I begynnelsen av tertiærtiden, for ca. 55 millioner år siden, startet en havbunnsspredning i det som i dag er Nordsjøen og Norskehavet. Samtidig med at Norge og Grønland gled fra hverandre, skjedde en langsom hevning av landområdene langs vestkysten av Norge og østkysten av Grønland. Dette omtales som *den tertiære landhevningen*. Figur 1.2 viser at de gamle bergartenes overflate steg ganske bratt fra kystlinjen i vest. Omtrent 200 km østover fra kysten var høyden ca. 2000 m.o.h. Videre mot øst sank overflaten gradvis. Rester av den gamle paleiske overflaten finnes i dag som platåer opp til 1800 m o.h., se figur 1.3.

Samtidig med landhevningen begynte elvene å grave i den sterkt forvitrede overflaten. Områder markert med rosa på figur 1.2 viser hva som ble gravd ut i løpet av mer enn 40 millioner år. Materialet ble fraktet til Nordsjøen (figur 1.4), og mot øst. I denne perioden ble, for en stor del, Norges høgfjell og daler dannet.

Det er et viktig poeng at det var *landskapet* som ble utformet i denne perioden, mens de hevete *bergartene* er mye eldre.

Mye av materialet som ble gravd bort, ble fraktet ut i "Nordsjøen". De tertiære avsetningene i dette havbassenget har en maksimal tykkelse på mer enn 3000 meter (figur 1.4).

I de siste 2,5 millioner år, i det som kalles kvartærtiden, har vi hatt minst 40 istider. Breenes aktivitet har hatt stor betydning for dannelsen av jordartene og for landskapets utforming. Blant annet har vi fått fjorder som er over 1000 m dype (figur 1.2).

Istider og mellomistider

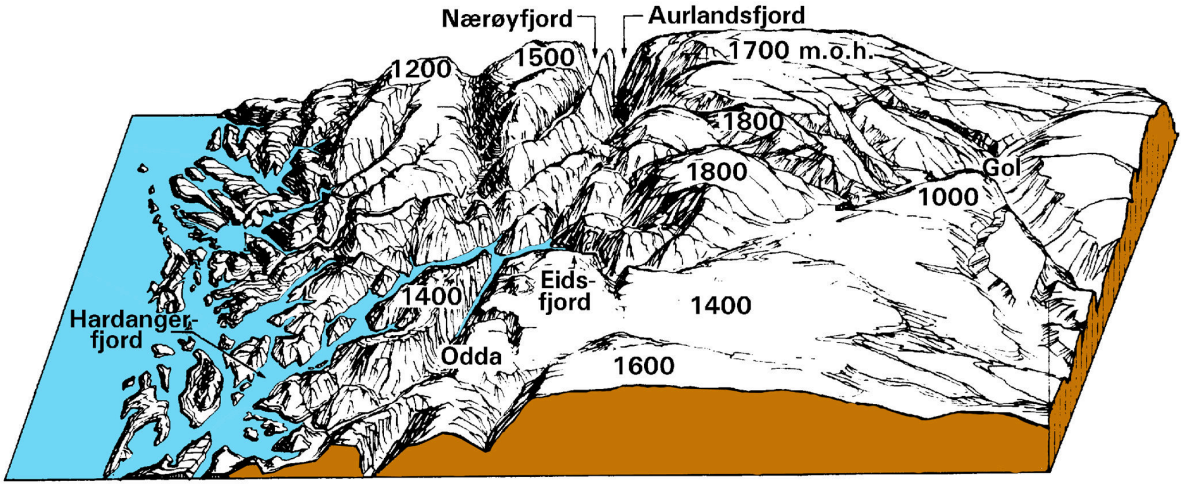
Studier av iskjerner fra Sydpolen og sedimentkjerner fra havområder viser at klimaet har vekslet sterkt de siste 800 000 år (figur 1.5). Vi har i dette tidsrommet hatt 9 istider. Isdekkene bandt så mye vann at verdenshavene var mer enn 100 m lavere. Mellom istidene var det kortere perioder med et mildt klima (mellomistider).

Under istidene var store deler av Nord-Europa dekt med is, og det var tundraforhold i store deler av Mellom-Europa (se figur 3.1B). I mellomistidene forsvant isdekket og klimaforholdene ble omtrent som nå.

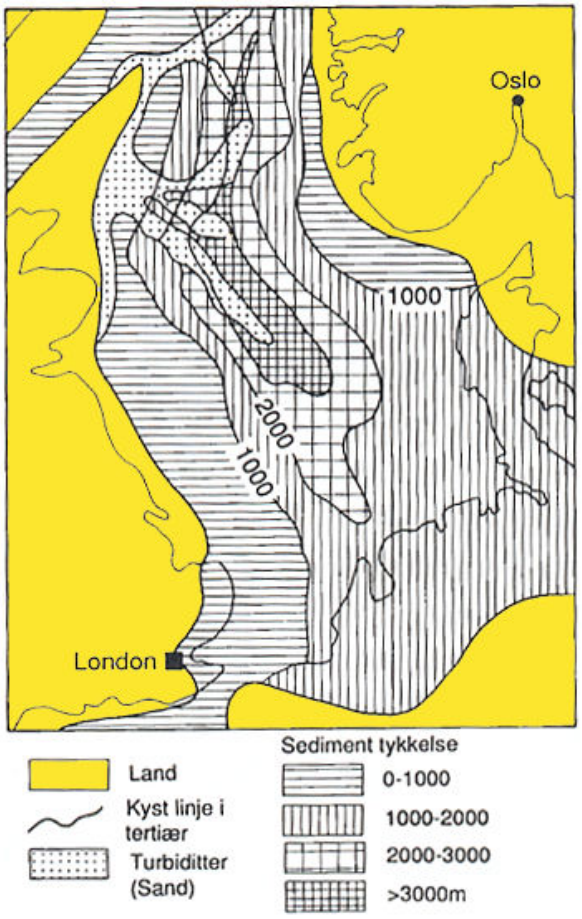
Jordartenes kretsløp gjennom istider og mellomistider

I områder som ikke har vært dekket av is, f.eks. Afrika, har forvitring og utvasking av næringsstoffer over tidsrom på millioner av år resultert i næringsfattig jord. I Norge har iserosjonen ført til at bergarter ble knust og blandet med eldre løsavsetninger, og morener med friskt og næringsholdig materiale ble dannet under isen.

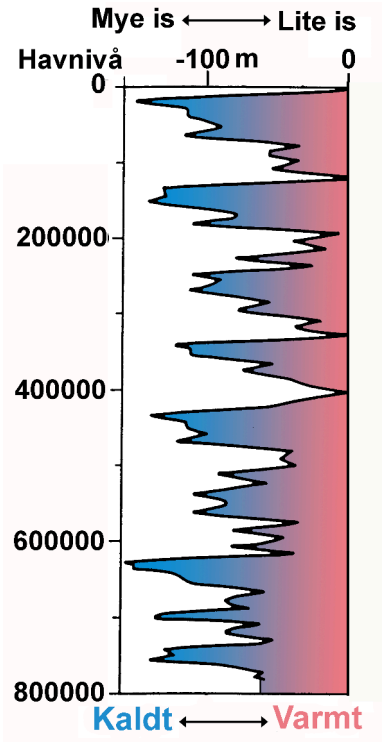
Figur 1.6 viser at i mellomistidene grov elvene i morener, og det ble avsatt vanntransport materiale langs elveløpene, i innsjøene, i fjordene og i havområdene. Det skjedde en sortering av materialet mens det ble fraktet fra fjell til fjord. Jordartene som ble dannet, fikk ulik kornfordeling (se fargene i figur 1.6). Havavsetninger inneholder f.eks. mye fint materiale (silt og leir), mens elveavsetningene be-



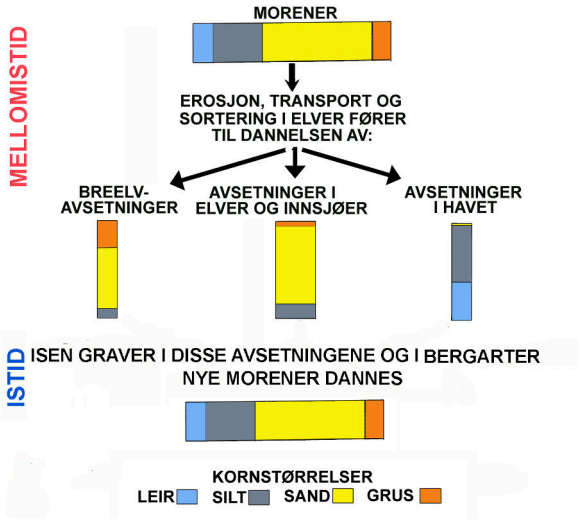
Figur 1.3: Norges daler, fjorder og fjellområder er utformet i løpet av de siste 65 millioner år (etter Holtedahl, 1975).



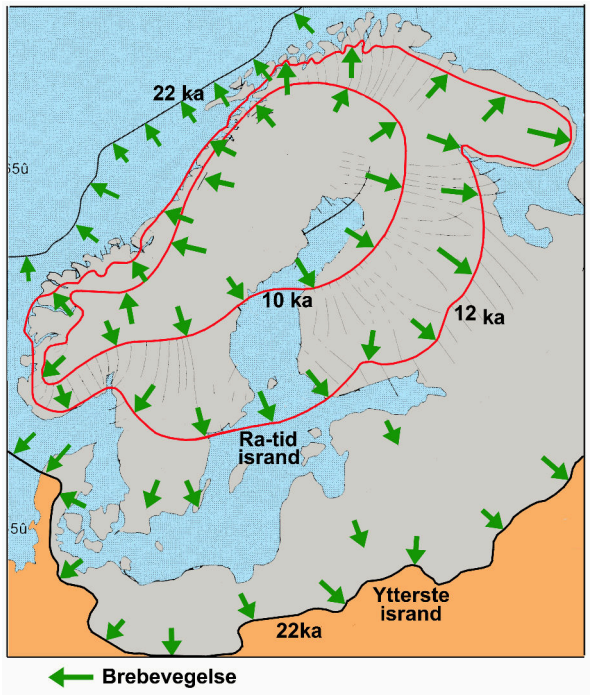
Figur 1.4: Tertiære sedimenter i Nordsjøen (etter Ziegler, 1975).



Figur 1.5: Det har vært 9 istider og mellomistider de siste 800 000 år. Vannmengdene som var bundet i isdekkene, var så store at verdenshavene var mer enn 100 meter lavere enn i dag. Siste istids maksimum var for omtrent 20 000 år siden. Innenfor en istid var det ofte markerte variasjoner i klimaet (etter Mangerud, 1992).



Figur 1.6: I løpet av en istid blir det dannet morenejord, mens det i mellomistidene blir dannet nye avsetninger. Søylediagrammene viser eksempler på kornfordeling i de forskjellige jordartene.



Figur 1.7: Stadier i isdekkets avsmelting etter siste istids maksimum. 1 ka (kiloår) = 1000 år.

står av grovere materiale (sand og grus). Dette gir jordartene forskjellige bruksegenskaper. Se mer om jordartenes egenskaper under.

I en ny istid (figur 1.6) ble tidligere avsatte jordarter og knust fjell blandet sammen, og nye moreneavsetninger ble dannet.

Så vel under istider som i mellomistider ble løsmassene flyttet mot lavere områder. Materialet under isen ble fraktet forholdsvis korte avstander i løpet av en istid, mens elvetransportert materiale ble raskt flyttet store avstander i løpet av en mellomistid. Som et resultat av transporten vestover fra fjellområdene finner vi de største mengdene "norske jordarter" på vår kontinentalsokkel.

Siste istid

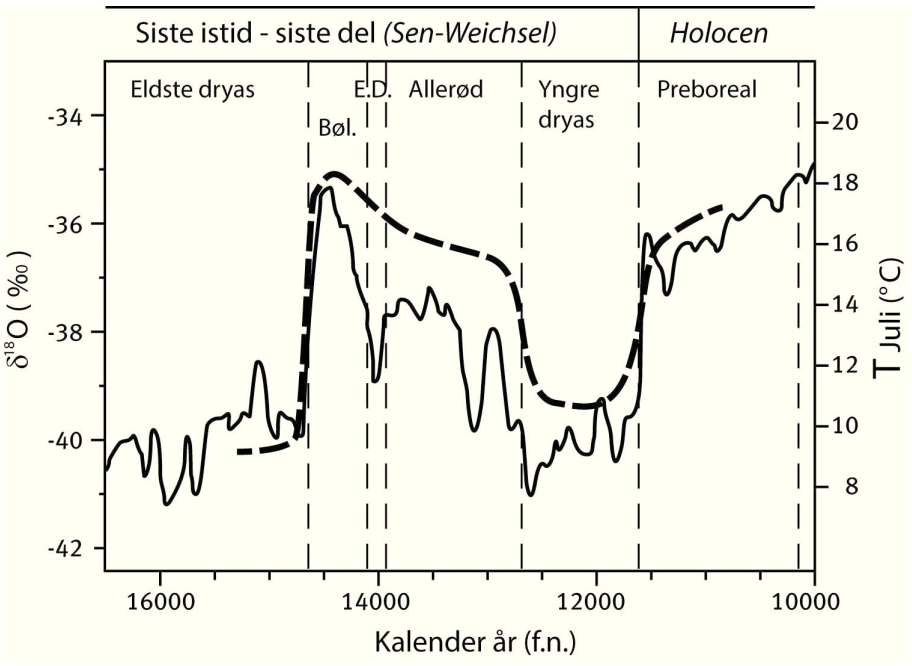
Nesten alle jordarter vi finner i Norge i dag, er dannet under og etter siste istid.

Da siste istid startet, var landskapet i Norge omtrent som i dag, med daler og fjorder og fordeling av forskjellige jordarter. Isdekket vokste, og fikk sin maksimale utbredelse for ca. 22 000 år siden (figur 1.7). Isdekkets høyeste punkt var over Bottenviken, og tykkelsen på isdekket her var sannsynligvis opp i mot 3000 m.

Det ble en gradvis forbedring av klimaet, og isavsmeltingen startet. Isdekkets overflate sank gradvis, og brefronten trakk seg innover mot bremaksimum, som gradvis flyttet seg fra Botten-viken til fjellområdene mellom Norge og Sverige. I løpet av 10 000 år hadde bredekket smeltet så mye at deler av breranden lå innenfor Norges nåværende kyst (Ra-tid for ca. 12 000 år siden).

Klimavariasjoner og brebevegelser ved slutten av siste istid

Figur 1.8 viser klimasvingningene mellom 16 000 og 10 000 år før nåtid. For ca. 15 000 år siden ble det raskt varmere, under den såkalte *bølling-allerød* interstadialen. En kortvarig kjølig periode, som kalles *eldre dryas*, skiller bølling og allerød. For ca. 12 700 år startet en global kuldeperiode som kalles *yngre dryas*. Varmeperioden etter yngre dryas, da isdekket



Figur 1.8: Midlere julitemperatur fra ca. 16 000 til 10 000 år før nåtid, basert på iskjerne-data fra Grønland. Stiplet kurve viser et temperaturestimat basert på pollen- og bille-analyse fra Sør-Skandinavia. ***Bøl.****: Bølling varmetid.* ***E.D.****: Eldre dryas – kort kjølig periode.*

over Norge forsvant, kalles *holocen* eller postglasial tid.

I allerød smeltet brefronten tilbake og lå innenfor Ra-linjen (figur 1.7) de fleste steder langs Norges kyst, mest på Vestlandet. Havet fulgte etter brefronten, og materiale som smeltevannet fraktet med seg, ble avsatt foran brefronten. Da breen rykket fram på grunn av kuldeperioden i yngre dryas, ble dette materialet, og tidligere avsatt morenemateriale, revet løs og fraktet i breens såle fram til "Ra-posisjon". Her ble brefronten stående i omtrent 300 år og store israndavsetninger ble bygd opp.

Beliggenheten av Ra-tid-isranden er vist på figur 1.7. Disse israndavsetningene har forskjellig navn rundt Norges kyst, f.eks.: Herdla-trinnet på Vestlandet, Tautra-trinnet ved Trondhjemsfjorden, eller Tromsø-Lyngen-trinnet i Troms.

Under isavsmeltingen i første del av holocen var det flere, kortvarige kuldeperioder, med stopp eller mindre framrykkinger av brefronten. Dette resulterte i dannelse av israndavsetninger, ofte som breelvdeltaer bygget opp til marin grense (MG) i fjordene.

Bevegelsen i isdekket var alltid fra det høyeste av isoverflaten og ut mot isranden (grønne piler på figur 1.7). Selv når brefronten trakk seg tilbake, gled ismassen framover, og morenemateriale ble avsatt.

Referanser

Holtedah, H. (1975): The geology of the Hardangerfjord, West Norway. Norges Geol. Unders. Bull. 323, 1–87.

Mangerud, J. (1992): Naturlige klimavariasjoner (II). Naturen, 3, 115–123.

Torske, T. (1972): Tertiary Oblique Uplift of Western Fennoscandia; Crustal Warping in Connection with Rifting and Break-up of the Laurasian Continent, Norges Geol. Unders. 273, 43–48.

Ziegler, P.A. (1975): Geologic evolution of the North Sea and its tectonic framework. Am. Assoc. Petro. Geol. Bull. 59, 1073–1097.

Kapittel 2

Endringer i havnivå – landheving

Isdekkenes vekst og smelting og tilhørende endringer i havnivå har hatt stor betydning for dannelse og fordeling av våre jordarter. De viktigste landbruksområdene i Norge er leirer avsatt i havet. Når bonden kan pløye i gammel havbunn, så skyldes det at marine leirer er hevet over havets nivå etter siste istid.

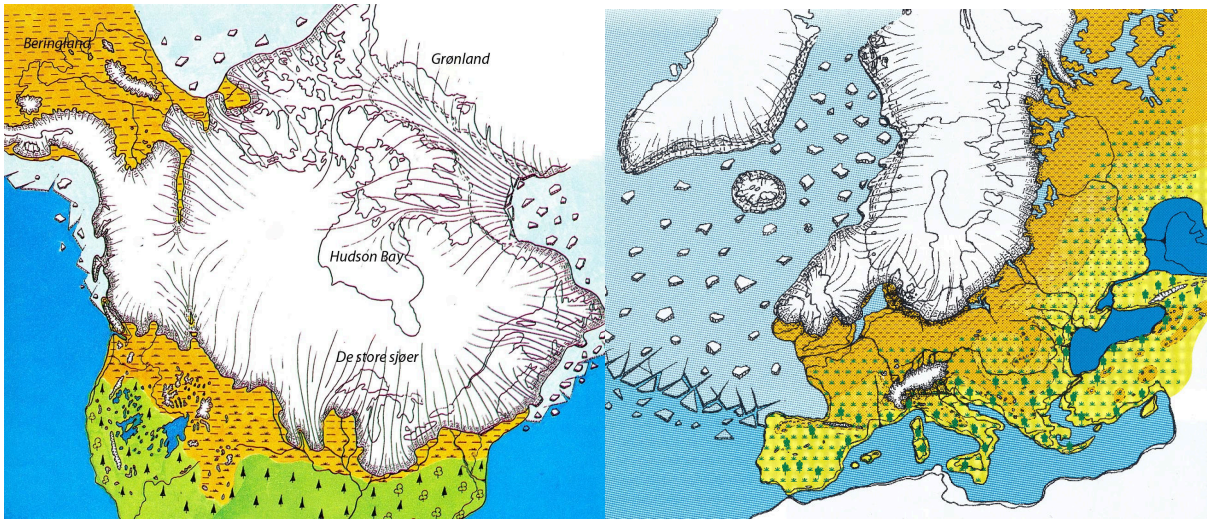
Figur 2.1 viser maksimal utbredelse av isdekkene i Nord-Amerika og Europa under siste istid. Vannet som var bundet opp i disse to enorme is-skjoldene, bidro i vesentlig grad til at nivået i verdenshavene var lavt. Under siste istids maksimum var det globale havnivået omtrent 130 meter lavere enn dagens nivå (figur 2.2).

Isdekket presset den nokså stive, ytterste delen av jorda, *litosfæren*, ned i den underliggende, mer plastiske *astenosfæren*. I Skandinavia har litosfæren en tykkelse på omtrent 40 km. Nedtrykkingen i den plastiske astenosfæren varierte med isdekkets tykkelse. Størst var nedtrykkingen i Bottenviken, der isen var nærmere 3 km tykk.

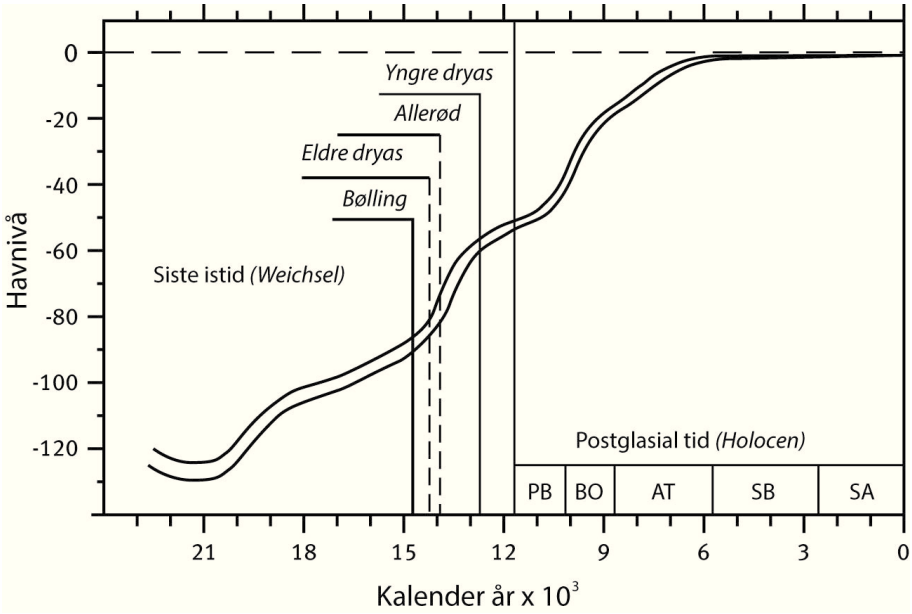
Når et isdekke smelter, vil de landområdene som var isdekt, heve seg. Samtidig stiger havets overflate på grunn av smeltevannstilførselen.

Endringer i havnivået (eustatiske endringer) er globale. De kan best studeres i områder som ikke var dekt med is. Det er vanskelig å bestemme nøyaktig jordskorpens vertikale bevegelser (isostatiske endringer). Det vi kan bestemme, er forandringer av havets overflate *i forhold til landets overflate* (*netto* landheving eller *relative* havnivåendringer).

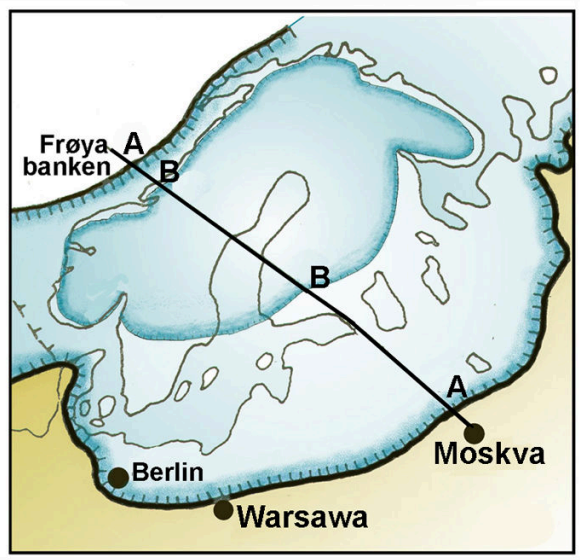
Netto landheving = Jordskorpens heving minus heving av havnivået



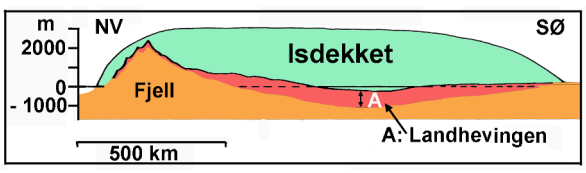
Figur 2.1: Isdekkenes maksimale utbredelse i Nord-Amerika og Europa under siste istid. (Fra Andersen & Borns jr., 1994.)



Figur 2.2: Endringer i globalt havnivå de siste 20 000 år (modifisert fra Flemming et al., 1998). Grensen mellom siste istid og postglasial tid er satt til 11 700 år før nåtid. Inndelingen av postglasial tid: PB er preboreal, BO er boreal, AT er atlantisk tid, SB er subboreal og SA er subatlantisk tid (Mangerud et al., 1974).



Figur 2.3: Isdekkets maksimale utbredelse under siste istid (A-A) og utbredelsen i Ra-tid for ca. 12 500 år siden (B-B).



Figur 2.4: Snitt gjennom isdekket langs linje A-A på figur 2.3. Total landheving er markert med rosa farge.

Vanligvis bruker vi bare betegnelsen landheving for det som er netto landheving.

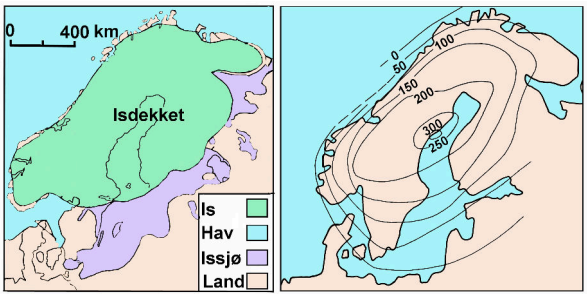
Figur 2.3 viser utbredelse av isdekket i Europa for ca. 20 000 år siden, og for ca. 12 500 år siden (Ra-tid). En vesentlig del av jordskorpens heving i Sør-Norge hadde skjedd i første del av issmeltingen, mens brefronten trakk seg tilbake til "Ra-posisjon". I denne perioden var det ikke kontakt mellom hav og land i Oslofjordområdet

Landheving i Skandinavia

Figur 2.4 viser et tenkt snitt gjennom isdekket langs linjen A-A på figur 2.3. Den rosa fargen viser beregnet landheving, som øker fra 0 litt utenfor iskanten til omtrent 700 meter der isdekket var tykkest (Fjeldskaar, 2011).

Venstre kart i figur 2.5 viser isdekkets utbredelse i Skandinavia for ca. 12 500 år siden. Det var under og etter nedsmeltingen av dette isdekket at det ble dannet strandlinjer og avsetninger som gjorde det mulig å bestemme netto landheving (høyre kart i figur 2.5).

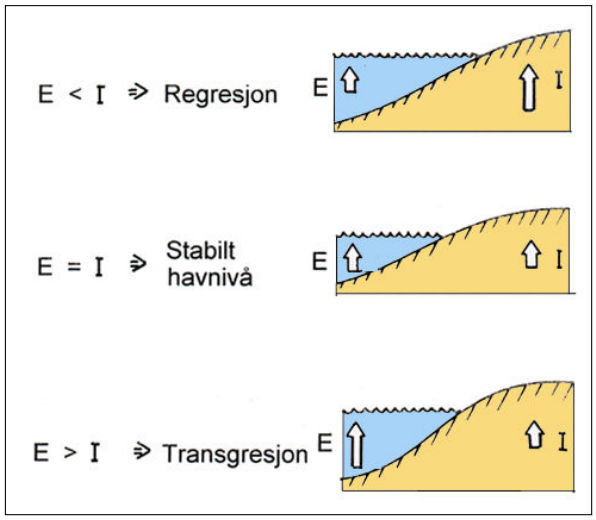
Figur 2.6 viser at det har vært en skjev netto landheving fra kysten og mot bre-maksimum i



Figur 2.5: Isdekkets utbredelse i Skandinavia for ca. 12 500 år siden, og netto landheving under og etter nedsmeltingen av dette isdekket.

Bottenviken. Utviklingen etter isavsmeltingen har vært forskjellig i områder med liten og områder med stor landheving. Vi skiller mellom følgende situasjoner:

1. Jordskorpen hever seg raskere enn havets overflate. Landet "stiger opp" av havet; havet "trekker seg tilbake". Dette kalles kalles en *regresjon*.
2. Jordskorpens heving og havnivåets heving er like. Vi får et stabilt havnivå. Bølgesonen ligger i samme høyde en lang periode
3. Havets overflate hever seg raskere enn jordskorpen, og havet trenger inn over landområder. Dette betegnes *transgresjon*.



Figur 2.6: Prinsippskisser som viser regresjon, stabilt havnivå og transgresjon.

Landhevingen i Oslo-området

Det er beregnet at total landheving i Oslo-området har vært omtrent 700 meter (Fjeldskaar, 2011). Før brefronten nådde Oslo-området for ca. 11 000 år siden, og det ble kontakt mellom hav og land, hadde landoverflaten hevet seg 450 m. Etter dette gjensto det 250 meter heving. Figur 2.2 viser at det globale havnivået var ca. 50 m lavere for ca. 11 000 år siden. Netto landheving i løpet av de siste 11 000 år har altså vært omtrent 200 meter i dette området.

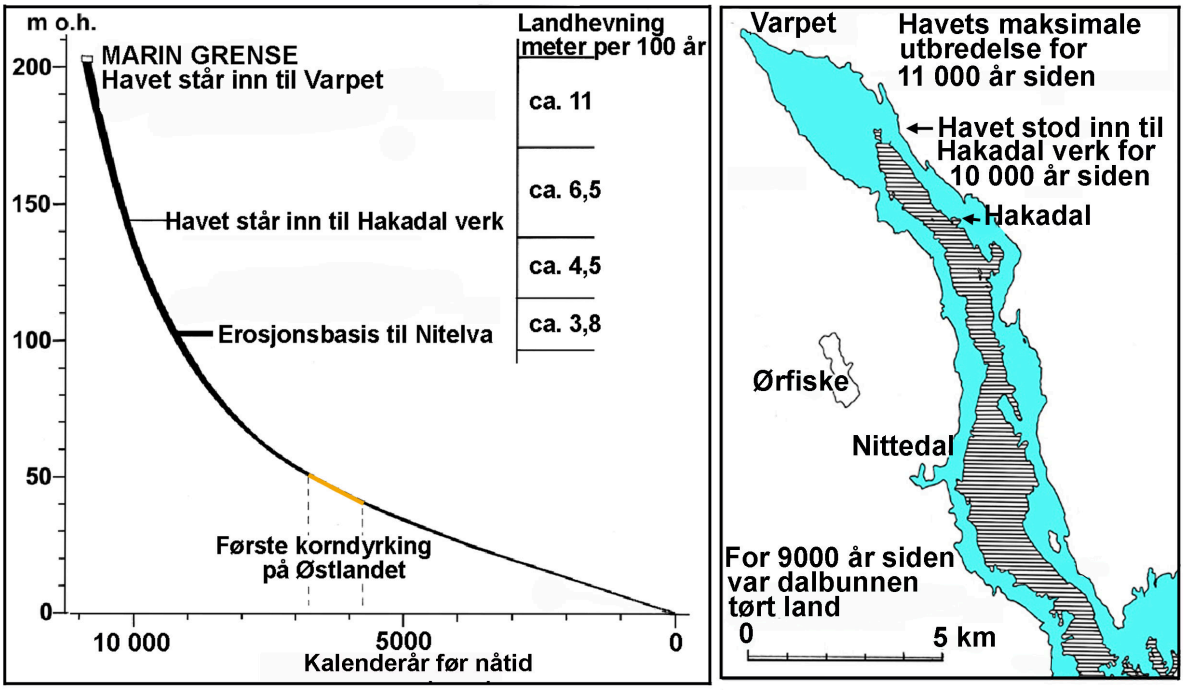
For å vise landhevingens betydning for utforming av landskapet er Nittedalsområdet 15 km NØ for Oslo et godt eksempel. Netto landheving (figur 2.7) er bestemt ved pollenanalytisk datering av forskjellige nivåer.

Marin grense (MG) er det høyeste havnivået etter at isen forsvant. På grunn av den skjeve landhevingen langs Oslofjorden er det en jamn økning i marin grense fra 150 m o.h. i ytre Oslofjord til ca. 215 m o.h. ved Oslo. I Nittedalsområdet er den 205 m o.h.

Umiddelbart etter at isen forsvant fra områdene rundt Oslo, var det lange fjorder der det i dag er dalfører. Et godt eksempel er den nesten 20 km lange "Nittedalsfjorden" (vist med blå farge på figur 2.7) som gikk nesten inn til grensen mot Lunner kommune i Oppland. Landhevingskurven viser at det har vært en kontinuerlig regresjon de siste 11 000 år. Like etter at isen forsvant var hevingen 60 meter i løpet av 1000 år, og strandsonen i dalen sank til Hakadal verk. Det nye havnivået er vist med svarte, vannrette linjer på kartet i figur 2.7. Alle bekker fikk forlenget sine løp fra 205 m o.h. til det nye havnivået, omtrent 145 m o.h. Etter ytterligere 1000 år var havets overflate lavere enn dalbunnen, og Nitelvas løp var omtrent som i dag.

To viktige resultater av landhevingen var:

1. Leire og andre avsetninger i havet ble hevet over havets nivå.
2. Erosjonsbasis ble senket, og sideelvenes erosjon omformet terrenget , ved at nye smådaler og raviner ble dannet (figur 2.8).



Figur 2.7: Netto landhevingskurve for området nord for Oslo (modifisert etter Hafsten, 1956). Høyre figur viser endringer i havets utbredelse i Nittedal-Hakadal.

Figur 2.8: Raviner i havleire i søndre Nittedal. De høyeste flatene viser overflaten til den gamle havbunnen. Ravinene ble dannet mens landet steg.

Landheving ved Trondheimsfjorden

Landhevingen ved Trondheimsfjorden er illustrert i figur 2.9. Landhevingskurven viser at det har vært en kontinuerlig regresjon fra isen forsvant for ca. 11 500 år siden. Marin grense i området er 185–176 m o.h. Med dette havnivået var det bare de svarte fjellområdene som var over havets nivå (figur 2.9). Med rødt er vist de arealer som ble tørrlagt i perioden 11 500–9000 år før nåtid. I løpet av 2500 år sank havnivået med omtrent 100 meter.

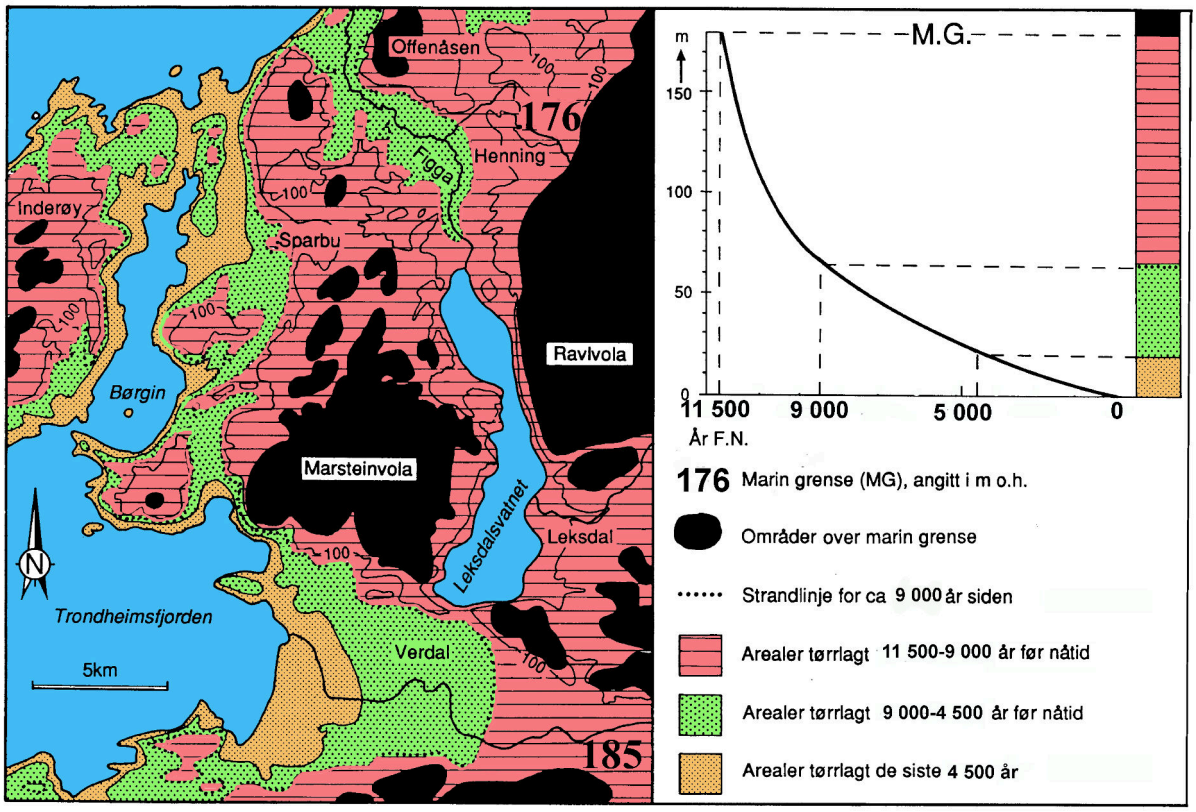
Strandsonen sank gjennomsnittlig med 4 cm per år, mens bølgeaktiviteten bearbeidet de forskjellige jordartene som etterhvert kom opp i strandsonen. Finmateriale ble vasket ut og avsatt i lavere nivåer.

Landheving og utvikling fra fjord til innsjø

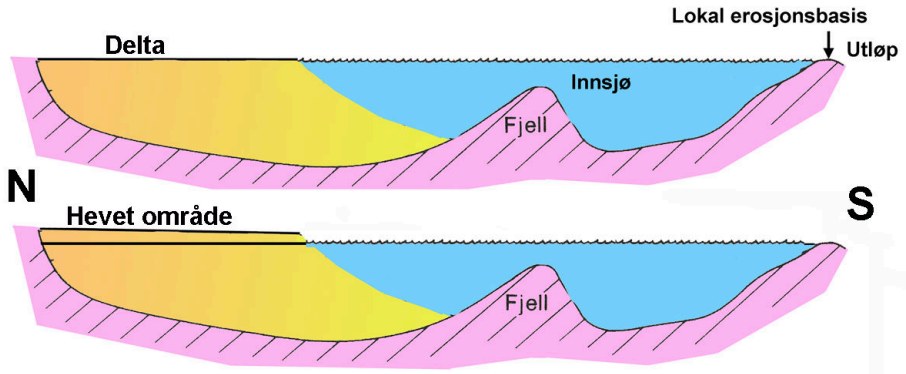
En rekke av våre store innsjøer var fjordområder umiddelbart etter isavsmeltingen. Mjøsa var innerste del av "Romeriksfjorden". Først da moreneterskelen ved Minnesund ble hevet over havnivå, ble Mjøsa en innsjø.

Da innlandsisen smeltet, var det stor tilførsel av materiale til de store innsjøene i våre dalfører. I de store bassengene ble det bygget ut deltaer (figur 2.10).

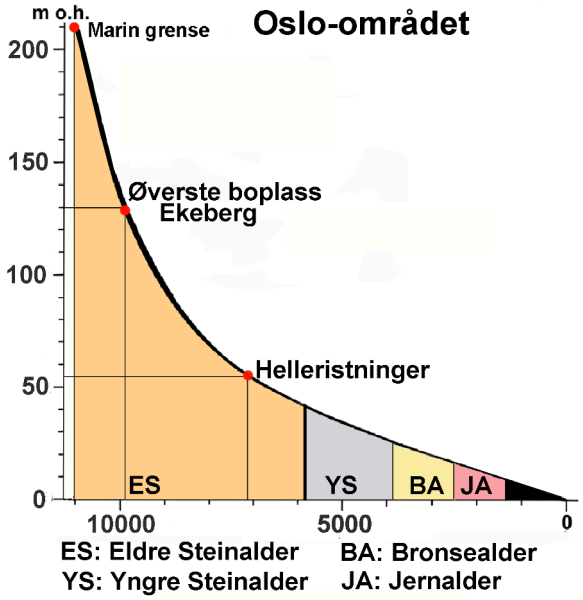
Høyden på deltaets overflate var bestemt av terskelen ved innsjøens utløp. Høyden på denne terskelen bestemmer også den lokale *ero-*



Figur 2.9: Netto landhevingskurve for området Verdal-Steinkjer. Fargene på kartet viser hvilke områder som ble tørrlagt i forskjellige perioder (etter Sveian, 1989).



Figur 2.10: På grunn av skjev landheving heves deltaområdet over erosjonsbasis.



Figur 2.11: Netto landheving i Oslo-området og havnivået i arkeologiske perioder (modifisert etter Hafsten, 1956).

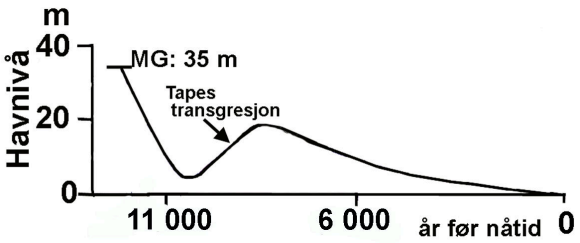
sjonsbasis, og hvor dypt elver og bekker rundt innsjøen kan grave seg ned.

I mange store innsjøer med lengdeakse som er orientert mot hevningssenteret i Bottenviken (figur 2.5), har den skjeve landhevningen hevet innløpet mer enn utløpet, og elva har kunnet grave seg ned i "deltaet" (figur 2.10). Et eksempel på dette er Mjøsa, hvor innløpet i nord ved Lillehammer er hevet mer enn terskelen ved Minnesund i sør.

Hvis gradienten på den skjeve landhevingen langs et dalføre er 0,5 m per km, så er innløpet i en 10 km lang innsjø hevet 5 meter mer enn utløpet. Større heving ved innløpet gjør det kan dannes mange fine skjæringer hvor vi kan studere elve- og innsjøavsetninger.

Landhevingskurver hjelper arkeologene

Arkeologer har stor nytte av landhevingskurver. I steinalderen var menneskene bosatt nær strandsonen, og alderen på en boplass eller et område med helleristninger kan ofte bestemmes ved hjelp av landhevingskurven for området.



Figur 2.12: Landhevingskurve for et område på Nord-Jæren med tydelig tapestransgresjon.

Figur 2.11 viser landhevingskurven for Oslo-området. Da isen forsvant for 11 000 år siden, var havnivået 210 meter over dagens nivå (marin grense).

Det er foretatt en rekke utgravninger i Ekebergområdet. Øverste boplass med flintredskaper ligger 130 m o.h. Den er fra eldre steinalder. De kjente helleristningene i Ekebergskråningen (nær Sjømannsskolen) ligger 55 m o.h., og de ble risset inn på slutten av eldre steinalder.

Tapestransgresjonen

For omtrent 9000 år siden hadde det europeiske isdekket smeltet ned, mens store deler av det amerikanske isdekket fortsatt eksisterte (figur 2.1). I områder langs Norges kyst hvor den isostatiske hevingen var meget langsom, som for eksempel på Jæren, steg havnivået raskere enn jordskorpen (figur 2.12). Denne landhevingskurven viser følgende utvikling:

- Like etter at brefronten trakk seg bort fra området, skjedde det en rask netto landhevning (regresjon).
- En kort periode for ca. 10 000 år siden var den globale havnivå-endringen like stor som landhevningen.
- Mellom ca. 10 000 og 8000 år før nåtid steg havet raskere enn landet (transgresjon). Vi kaller denne hevingen av havnivået for *tapestransgresjonen* (figur 2.12), etter varmetids-muslingen *Tapes decussatus*, som levde langs Sør-Norges kyst på den tiden. Steinalderbefolkningen, som bosatte seg i strand-

kanten etter at isen forsvant, fikk boplassene oversvømt i løpet av tapestransgresjonen, og nye strandavsetninger begravde boplassene.

- Etter tapestrangresjonen var det en jevn og avtakende senking av havnivået.

I områder med stor heving av jordskorpen, ved f.eks. Oslo og Trondheim, vil tapestransgresjonen knapt nok registreres. I områder lenger vekk fra hevingssenteret i Bottenviken (se figur 2.5), vil tapes-transgresjonen bare føre til en liten reduksjon av landhevingens hastighet, og en utflatning av strandforskyvningskurven i det aktuelle tidsrom.

I noen kystnære områder hevet landoverflaten seg med samme hastighet som havets overflate på den tiden tapestransgresjonen fant sted. I denne perioden, med et stabilt havnivå, kunne bølgene arbeide i lang tid i samme nivå. I morenemateriale ble finmaterialet vasket ut, og det grove materialet ble rundet i strandsonen. Resultatet var dannelsen av kraftige strandvoller med godt rundet materiale. Se bilder fra Jomfruland og fra Varanger i kapittel 9 om strandavsetninger.

Referanser

Andersen, B.G. & Borns Jr., H.W. (1994): The Ice Age World. Scandinavian University Press, Oslo. 208 sider.

Fjeldskaar, W. (2011): Landet hever seg fortsatt – og vi kjenner årsaken. GEO, september 2011, 48–49.

Flemming, K., Johnston, D.Z., Yokohama, Y., Lambeck, K. & Chappell, J. (1998): Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters 163*, 327–342.

Hafsten, U. (1956): Pollen-analytical investigations on the late Quaternary development in the inner Oslofjord area. Universitetet i Bergen, Årbok 1956. Naturvitenskaplig rekke 8, 1–163.

Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas 3, 109–128.

Sveian, H. (1989): Stiklestad, Kvartærgeologisk kart 1722 IV- M 1:50 000. Beskrivelse. Norges Geol. Unders. Skr. 89, 1–54.

Kapittel 3

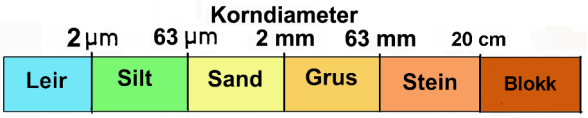
Jordartenes egenskaper

Jordartenes primære egenskaper

Når vi beskriver jord, må vi kunne inndele jordarter etter karakteristiske egenskaper. Kornfordeling, sortering, lagdeling, pakking og materialets rundhet kan sies å være *primære* jordegenskaper.

Jordartene kan klassifiseres etter hvordan de er dannet, f.eks. elveavsetninger, eller de kan klassifiseres etter sin sammensetning. Etter sammensetning er det naturlig å dele jordartene i to hovedgrupper, mineraljord og organisk jord (figur 3.1). Organiske jordarters dannelse og egenskaper vil bli beskrevet i kapittel 13.

Figur 3.1: Myr ved Ål i Hallingdal øverst er et typisk eksempel på en organisk jordart. Den oppdyrkete morenen fra Numedal under er et eksempel på mineraljord.



Figur 3.2: Navn på forskjellige fraksjoner og fraksjonenes grenseverdier (1 μm = 0,001 mm).

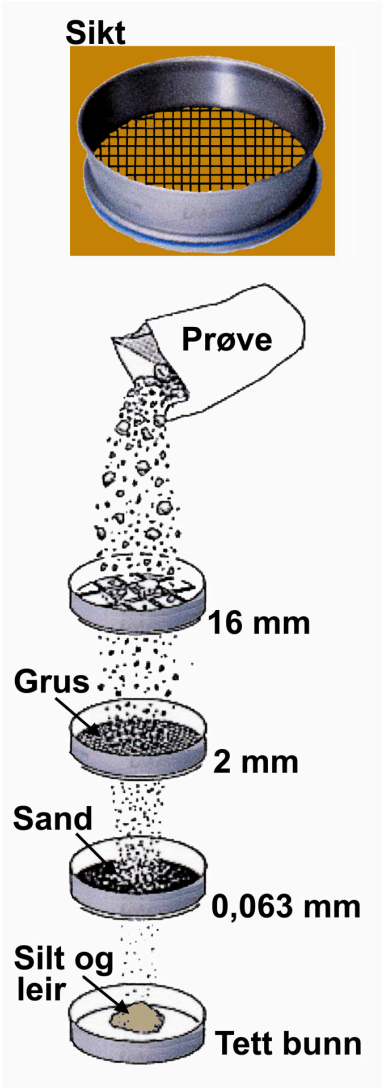
Mineraljordartenes kornfordeling

Landbruk, skogbruk og annen utnyttelse av våre jordarter krever kunnskap om jordartenes bruksegenskaper. Mange av disse egenskapene er bestemt av jordartenes sammensetning, som igjen er bestemt av dannelsesmåte.

En av de analyser som utføres daglig ved mange jordartslaboratorier over hele verden, er bestemmelse av mineraljordas kornstørrelsessammensetning. Vi kaller dette jordartens kornfordeling eller mekaniske sammensetning. Kornfordelingen sier mye om hva en jordart er egnet til.

Ved en kornfordelingsanalyse bestemmes jordartens innhold av ulike kornfraksjoner. Størrelsen på kornene (partiklene) i fraksjonene er vist i figur 3.2.

Den fraksjonen som heter stein og blokk, har materiale med diameter over 63 mm. Grus inneholder partikler mellom 63 og 2 mm, mens sandkorn er mellom 2 og 0,063 mm. De to fineste fraksjonene er silt (0,063–0,002 mm) og leir, som har partikler med diameter mindre enn 0,002 mm (2 μm). Innen hver av hovedfraksjonene kan vi dele videre i for eksempel grov, middels og fin sand.



Figur 3.3: Siktesats til å bestemme kornfordeling for grovkornete avsetninger. I denne enkle siktesatsen er maskeviddene 16, 2 og 0,063 mm.

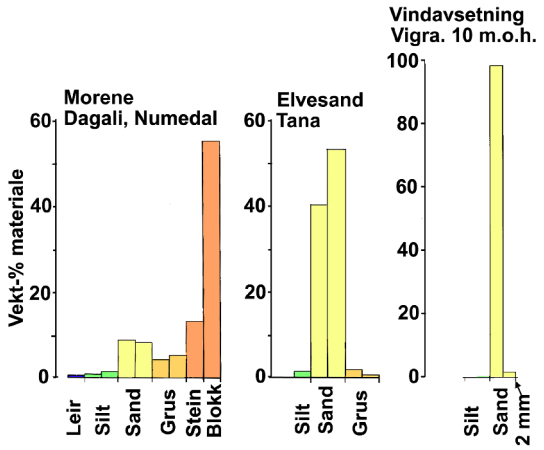
Sikteanalyse

For avsetninger som inneholder mye grovt materiale bruker vi sikting til å bestemme kornfordelingen. En sikt har kvadratiske åpninger med samme kantlengde, f.eks. 2 mm.

Sikter med forskjellige størrelser settes sammen i en siktesats (figur 3.3).

Prøven helles i siktesatsen, lokket settes på, og siktesatsen ristes grundig. Etter ristingen er materialet fordelt på forskjellige fraksjoner. F.eks. blir sand liggende på sikten med maskevidde 0,063 mm.

Vekten til hver fraksjon bestemmes, og prøvens sammensetning (vekt-%) beregnes.



Figur 3.4: Kornfordeling vist som søylediagram for morene, elvavsetning og vindavsetning.

Kornfordelingen til en jordart kan vises som et søylediagram (figur 3.4). Høyden på en søyle viser hvor mange vekt-% det er i denne fraksjonen.

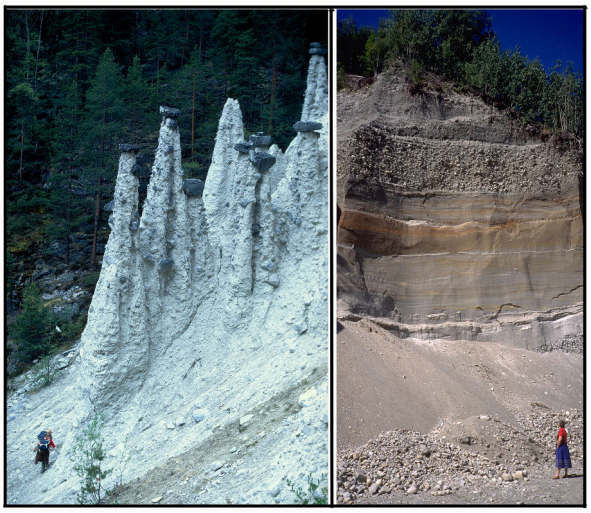
Figur 3.4 viser kornfordelingen for tre jordarter. Søylediagrammet til venstre viser at en morene fra Dagali i Numedal inneholder omtrent 70 vekt-% stein og blokk. Elveavsetningen fra Tana inneholder hovedsakelig fin og grov sand, mens vindavsetningen hentet innerst på ei strand på Vigra, inneholder nær 100 % fin sand. For moreneprøver er det vanlig å avslutte kurven i grusfraksjonen, og stein- og blokkinnholdet blir estimert, som f.eks. lavt, middels eller høyt.

En jordart som inneholder mange fraksjoner, slik som morenen, er *dårlig sortert*, mens vindavsetningen er *meget godt sortert*.

Lagdeling og pakking

Tre viktige egenskaper som sammen med kornfordeling gjør det mulig å skille mellom forskjellige jordarter under feltarbeid, er lagdeling, pakking og grus- og steinpartiklenes rundhet.

Figur 3.5 viser snitt gjennom morene og breelvavsetninger. Morenen har følgende egenskaper: Alle kornstørrelser fra leir til stein er blandet sammen; jordarten er dårlig sortert. Hele avsetningen har omtrent lik sammenset-



Figur 3.5: Venstre foto viser jordpyramider som nedbøren har gravd ut av morene i Gudbrandsdalen (Kvitskriuprestin, Sel). Høyre bilde viser et grustak i breelvavsetninger ved Fåvang.

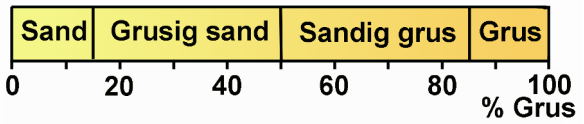
ning; det er ingen eller ubetydelig lagdeling. Trykket fra breen har som regel pakket jordarten godt sammen. I tillegg har steinmaterialet liten slitasje på kanter og hjørner (dårlig rundet). Figuren viser et spesialtilfelle med dannelse av jordsøyler i hardpakket, siltig morene; en blokk på toppen (hatt) beskytter mot erosjon.

Breelvavsetningen inneholder materiale som ble fraktet med smeltevannet fra isen. Dette materialet har følgende egenskaper: Materialet er tydelig lagdelt, og hvert enkelt av de tykke lagene er godt sortert. Det veksler mellom steinlag, gruslag og sandlag. Stein- og gruskorn er godt rundet, og materialet er løst pakket, slik at det lett raser ut.

Jordklassifikasjon etter kornfordeling

Vi bruker ofte kornfordelingen til å navnsette jordartene. Figur 3.6 viser hvordan grovkornete jordarter endrer bruksnavn med økende innhold av grus. I breelvavsetningen (høyre foto i figur 3.5) har vi alle de fire typene, og dessuten lag med stein.

De groveste fraksjonene er ofte av liten betydning for plantenes vekst. Jordforskere bru-



Figur 3.6: Bruksnavn for jordarter som bare inneholder grus og sand.

ker innholdet av de tre fineste fraksjonene, sand, silt og leir, ved inndeling av åkerjord i grupper. Klassifikasjonssystemet er vist i figur 3.7.

Når innholdet av leir er lavere enn 10 %, er bruksnavnet bestemt av mengdeforholdet sand/silt: sand – siltig sand – sandig silt – silt. Når jorda (den delen av jorda som har kornstørrelse mindre enn 2 mm) inneholder mer enn 12 % leir, får den plastiske egenskaper. Det vil si at den i fuktig tilstand kan formes, f.eks. til en krukke. Jordarter som er plastiske, blir av kalt leire, eller vi snakker om leirjord.

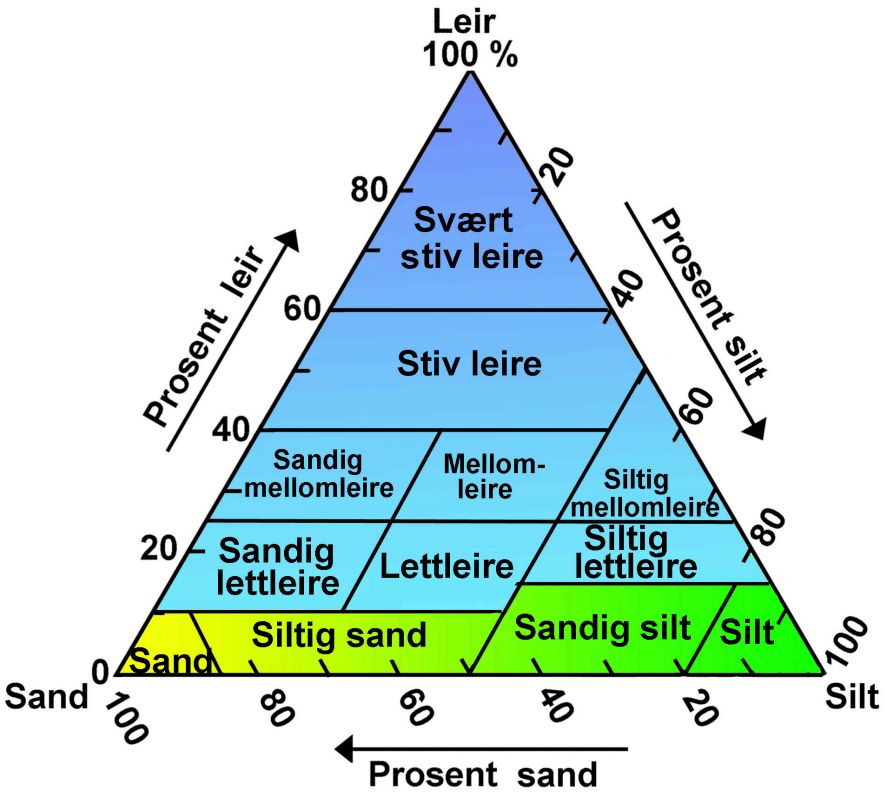
Sekundære egenskaper hos jordartene

I tillegg til de primære egenskapene vi nå har sett på, har jordartene en rekke avledete egenskaper som er viktige for jordartenes utnyttelse. Dette gjelder for eksempel mengde vann og luft i jorda. Jordartenes evne til å lagre vann i nedbørsperioder, og dermed sikre vegetasjonens vannbehov i tørkeperioder, er av stor betydning. I denne sammenheng er jordas porøsitet og vannledningsevne viktig.

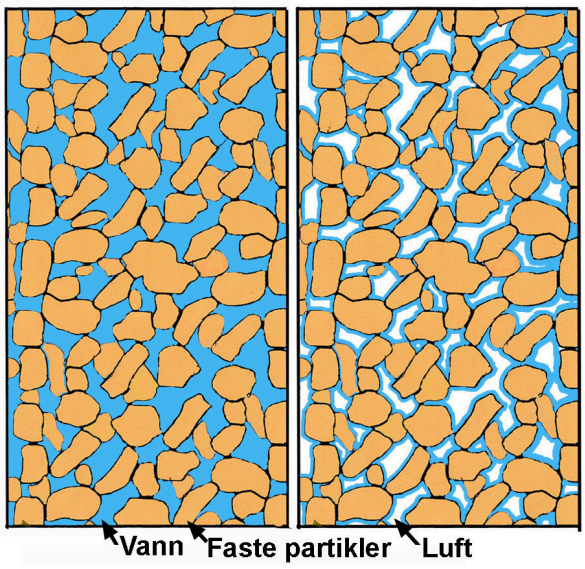
Jordpartikler, vann og luft

Alle mineraljordarter inneholder fast materiale og porer. Porene kan være fylt med vann eller luft. Jordartens totale volum (V) er gitt ved: $V = V^{\mathrm{f}} + V^{\mathrm{v}} + V^{\mathrm{l}}$, hvor V^{f} er volumet til faste partikler, V^{v} er volumet til vann og V^{l} er volumet til luft i jordarten. Jordartens porevolum er $V^{\mathrm{v}} + V^{\mathrm{l}}$ og *porøsiteten* (n) er definert som forholdet mellom porevolum og totalvolum: $n = (V^{\mathrm{v}} + V^{\mathrm{l}})/V$.

Jord kan være i to tilstander (figur 3.8): *Mettet* jord, hvor porene er fylt med vann, og

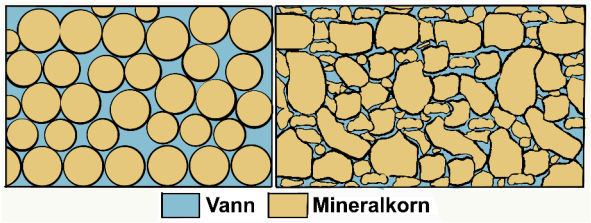


Figur 3.7: Bruksnavn for jordarter etter inneholdet av sand, silt og leir (Sveistrup, 1984). Her er kornfordeling oppgitt som prosent av materiale mindre enn 2 mm korndiameter.



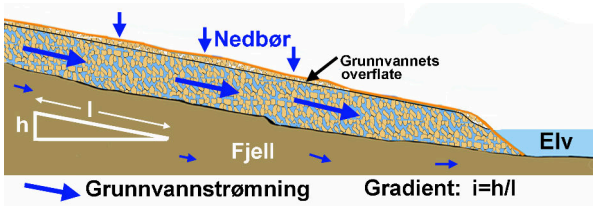
Figur 3.8: Til venstre mettet jord, hvor porene er fylt med vann. Til høyre umettet jord, hvor porene er fylt med luft og vann.

umettet jord, hvor porene er fylt med luft og vann.



Figur 3.9: Skisse av en velsortert jordart med høy porøsitet til venstre, og en dårlig sortert og sammenpakket jordart med lav porøsitet til høyre.

Figur 3.9 viser forskjellen i porøsitet for to mettede jordarter. I en godt sortert jordart, f.eks. breelvgrus, kan porøsiteten være så høy som 0,4. Det betyr at 1 m^3 mettet jord inneholder 400 liter vann. I en dårlig sortert jordart som morene, er porene mellom store partikler for en stor del fylt med finere materiale, og isbreens trykk har pakket jordarten sammen. I morenejord kan porøsiteten være så lav som $n = 0{,}1$–$0{,}15$.



Figur 3.10: Hastigheten til grunnvannet som strømmer gjennom jorda, er bestemt av gradienten ($i = h/l$) og jordas gjennomstrømningskonstant (permeabiliteten).

Vannledningsevne

Figur 3.10 viser et lite utsnitt av vannets kretsløp. Nedbør infiltrerer jordlaget og strømmer ned til grunnvannets overflate. På grunn av tyngdekraften strømmer vannet gjennom jordarten (grunnvannstrømning) og renner ut i elva.

Strømningshastigheten for vannet i jorda (v) er bestemt av gradienten (terrengets helning) ($i = h/l$ på figur 3.10), og jordartens gjennomstrømningskonstant (k). Hastigheten: $v = k \times i$ (Darcys lov). Gjennomstrømningskonstanten er først og fremst bestemt av jordartens porestørrelser og kommunikasjon mellom porene. De store porene i breelvavsetningen (figur 3.9) gir jordarten en høy vannledningsevne, mens små porer og dårlig kommunikasjon mellom porene gir morenen en dårlig vannledningsevne.

Det er et poeng at gradienten ($i = h/l$) er dimensjonsløs, slik at gjennomstrømningskonstanten og hastigheten får samme dimensjon (m/sek). Når gradienten $i = 1/20$, så blir hastigheten: $v = k \times (1/20)$. I sandavsetninger er det vanlig med vanlig $k = 0{,}001$ m/sek. I en slak skråning hvor gradienten er $1/20$, blir vannets hastighet: $v = 0{,}00005$ m/sek. Ofte er det hensiktsmessig å beregne hvor langt vannet strømmer på et døgn eller i løpet av et år. En vannhastighet på 0,00005 m/sek. tilsvarer 4,3 meter per døgn.

I flate områder med morene, som på Finnmarksvidda; kan gradienten være mindre enn $1/100$, og k-verdien til morenen omtrent: $k = 10^{-5}$ m/s. Strømningshastigheten blir i dette tilfellet 8,6 millimeter i døgnet, og oppholdstiden for grunnvann i morene kan bli noen år. Denne langsomme utstrømningen til bekker og elver sikrer en minstevannføring gjennom tørkeprioder.

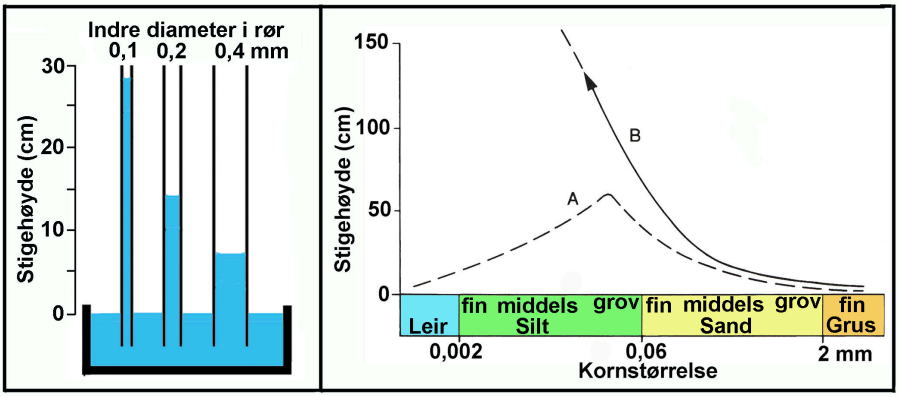
I leire, hvor partiklene er meget små og porene enda mindre, kan k-verdien være $k = 10^{-11}$ m/sek. I praksis betyr det at jorda er nesten helt tett, men i løpet av en meget lang periode, for eksempel 10 000 år, kan den meget langsomme grunnvannsstrømningen "vaske" ut leiras salte porevann, og endre leiras egenskaper slik at kvikkleire kan dannes. Mer om kvikkleire under havavsetninger i kapittel 9.

Hvor høyt kan vannet stige i jordarter?

En egenskap ved jord som er viktig for vann- og næringstilførsel til planter, er *kapillær stigehøyde*. Når man setter et glassrør med liten indre diameter (kapillærrør) ned i vann, suges vannet et stykke opp i røret (figur 3.11). Stigningen skyldes at bindingskreftene mellom vann og glasset overflate er sterkere enn bindingene mellom vannmolekylene. Den kapillære stigehøyden (h), for vann i glassrør, er gitt ved følgende formel: $h = \frac{1{,}4 \times 10^{-5}}{r}$, hvor stigehøyden og rørets diameter er gitt i *meter*. I figur 3.10 er det vist at stigehøyden i rørene synker fra 30 cm til 7,5 cm når indre diameter øker fra 0,1 til 0,4 mm.

I jordarter kan "porekanalene" betraktes som kapillærrør. I en jordart hvor vegetasjonen forbruker vannet i de øverste jordlagene, vil vann suges fra grunnvannets overflate og opp i jordarten. Venstre del av figur 3.11 viser at stigehøyden i rør med diameter 0,1 mm, er ca. 28 cm. Høyre figur viser at dette svarer til maksimal stigehøyde i middels sand. Med økende porestørrelse avtar stigehøyden. I fin grus er den for praktiske formål lik 0.

Stige*høyden* er bestemt av porenes størrelse). I de fineste jordartene er det stor stigehøyde (kurve B i figur 3.11), men stige*hastigheten* er meget lav (kurve A i figur 3.11).



Figur 3.11: Figuren til venstre viser hvor mange cm vannet stiger i rør hvor indre diameter er 0,1, 0,2 og 0,4 mm. I figuren til høyre viser kurve B maksimal stigehøyde i godt sorterte og pakkede jordarter. Kurve A viser hvor høyt vannet stiger i løpet av ett døgn.

Figur 3.12: Dårlig drenering av siltrike jordarter gir problemer når islinser i jorda smelter.

Dannelse av islinser

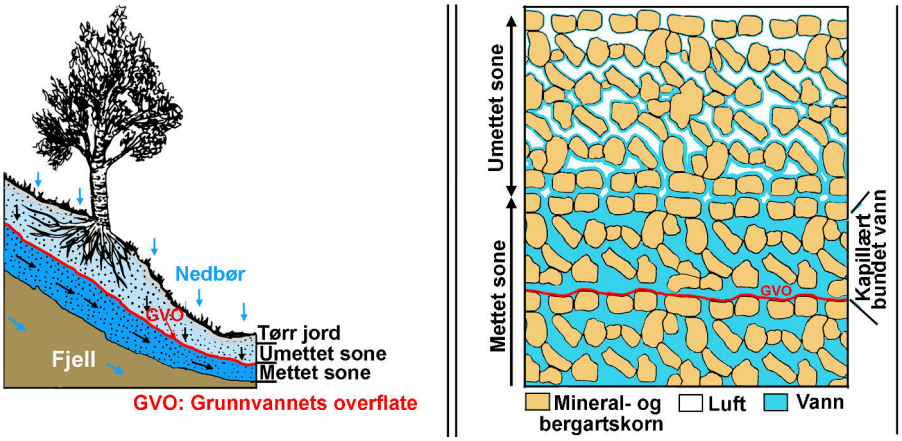
Når vannet øverst i jorda fryser, suges grunnvann opp. Det dannes islinser. Dette skjer først og fremst i jordarter med stor stigehøyde og tilstrekkelig stigehastighet, som mange morener. Når isen smelter, dreneres den tette jorda langsomt, og vanninnholdet kan bli større enn porøsiteten. Da får vi oppbløtt jord (figur 3.12).

Lagringsevne for vann

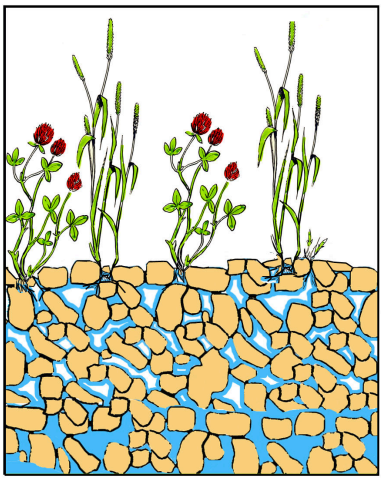
I jord skiller vi mellom *mettet sone*, hvor porene er fylt med vann, og *umettet sone* øverst, hvor porene inneholder vann og luft, se figur 3.13. Plantene har sine røtter i umettet sone, hvor de henter vann med oppløste næringsstoffer. Her er vannet bundet i små porer eller adsorbert til partiklenes overflater.

Kort tid etter snøsmelting eller store nedbørmengder inneholder de øverste jordlagene et "overskudd" med vann. Vannet strømmer ned mot grunnvannets overflate (figur 3.13), og vanninnholdet i øverste del av profilet avtar. Når strømningen av vann fra umettet til mettet sone stopper, inneholder umettet sone den maksimale mengde som kan lagres her. Dette vanninnholdet er jordas *feltkapasitet*.

Når vanninnholdet i umettet sone synker på grunn av vegetasjonens vannforbruk, trekkes nytt vann opp fra mettet sone (figur 3.14). Hvis oppsugingen ikke holder tritt med plan-



Figur 3.13: I naturlige jordarter har vi ofte en mettet sone og en umettet sone over. I øverste del av mettet sone kan vannet være kapillært bundet. Rød linje markerer grunnvannets overflate.



Figur 3.14: Planter henter vann med oppløste næringsstoffer fra umettet sone.

Figur 3.15: Når nedbør metter øverste del av et jordprofil, vil tyngdekraft og kapillært sug sørge for å frakte vann nedover i umettet sone.

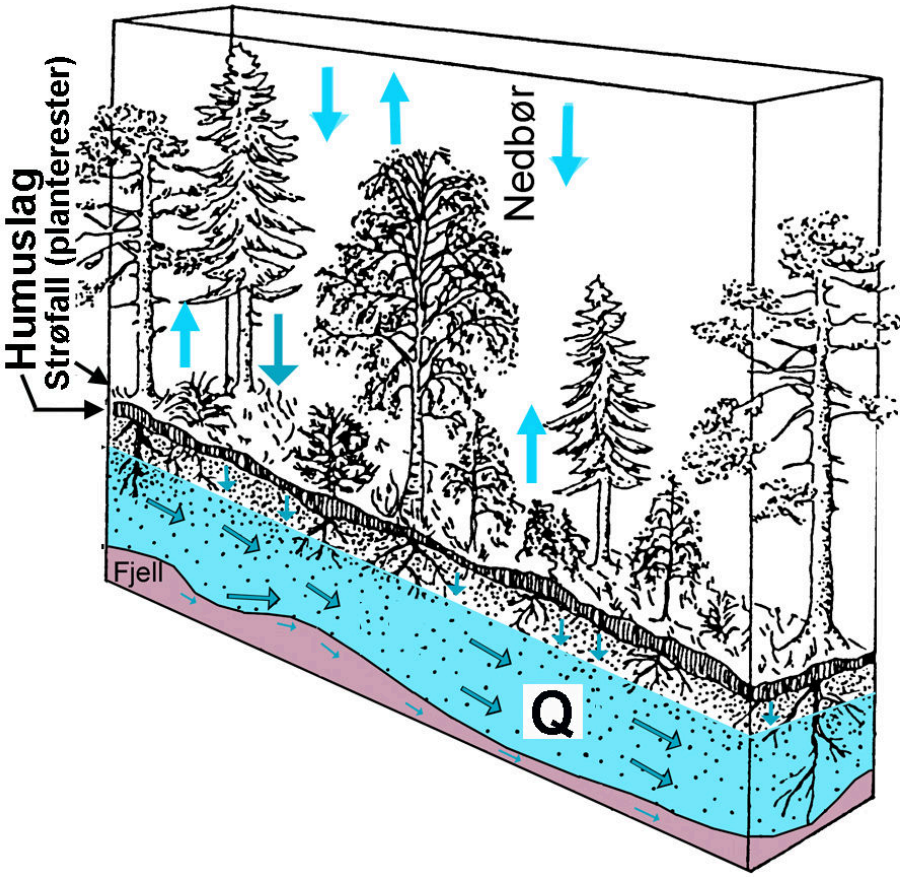
tenes vannbehov, kan vanninnholdet i umettet sone synke under en verdi (visnegrensen) hvor plantene ikke får nok vann, og de visner.

Figur 3.15 viser noe som ofte skjer i sandige jordarter. Etter en lang tørkeperiode var jordarten tømt for vann. Et kraftig regnvær førte til at øverste del av jorda ble mettet. På grunn av tyngdekraften og *kapillært sug nedover* fikk umettet sone et påfyll (mørkt felt på figur 3.15) som lyngvegetasjonen kan tære på.

Morenematerialets egenskaper

Morenejord er en blanding av ulike kornstørrelser. Materialet kan være godt pakket, slik at jordarten har lav porøsitet. Samtidig har slik bunnmorene en betydelig kapillær stigehøyde. Når trærne, som har sine røtter i umettet sone (figur 3.16), tømmer denne sonen for vann, trekkes nytt vann opp fra mettet sone. Dette sikrer vanntilførsel til plantene gjennom tørkeperioder.

Mye grunnvann lagres i våre morener. Dette vannet strømmer sakte gjennom pakket bunnmorene. Resultater er en jamn og langsom strømning i mettet sone (Q på figur 3.16), som sikrer vanntilførsel til bekker og elver hele året.



Figur 3.16: Kapillær heving av grunnvann sikrer vanntilførsel til skog som vokser på morenemateriale (modifisert fra Jenny, 1980).

Jordartskart (kvartærgeologiske kart)

Når man søker etter opplysninger om jordarter i nærmiljøet, er kart fra Norges geologiske undersøkelse en meget viktig kilde. På kartene er dannelsesmåten brukt til inndeling i jordarter (genetisk klassifikasjon), og farger er brukt til å skille mellom de ulike jordartene. Se `www.ngu.no`. Det brukes standard farger, og disse fargene går igjen både på kartskisser og på figurer her i boka. Grønn = morenejord, blå = hav- og strandavsetninger, oransje = breelvavsetninger og gul = elveavsetninger.

Dominerende kornstørrelser er vist med andre symboler.

Utsnitt av kvartærgeologiske kart er gjengitt en rekke steder i boka, f.eks. i kapittel 6 om breelvavsetninger (figurene 6.8 og 6.11), kapittel 8 om elveavsetninger (figur 8.13), kapittel 10 om strandavsetninger (figurene 10.4 og 10.9) og i kapittel 14 om jordartenes dannelseshistorie i et dalføre (figurene 14.2 og 14.6).

Referanser

Jenny, H. (1980): Factors of Soil Formation. McGraw-Hill Publications in the Agricultural Sciences s. 1–281.

Sveistrup, T.E. (1984): Retningslinjer for beskrivelse av jordprofil. Jord og Myr 2/84, 30–77.

Kapittel 4

Forvitringsjord og forvitring

Figur 4.1: I store deler av Norge finner vi bart fjell med et meget sparsomt jorddekke.

Figur 4.2: Forvitringsjord dannet på skifer og kalkstein, nær Søsterkirkene på Hadeland.

”Fjell er jords moder” er et gammelt uttrykk. Samfunnsmessig, og sett over lang tid, er berggrunnen viktig fordi den er opphav til all mineraljord. Det meste av mineraljorda vi finner, er transportert av ulike krefter bort fra stedet materialet oppstod. Men noen steder finner vi jord som er dannet ved oppsmuldring – forvitring – av berggrunnen på stedet. Da kaller vi jordarten forvitringsjord.

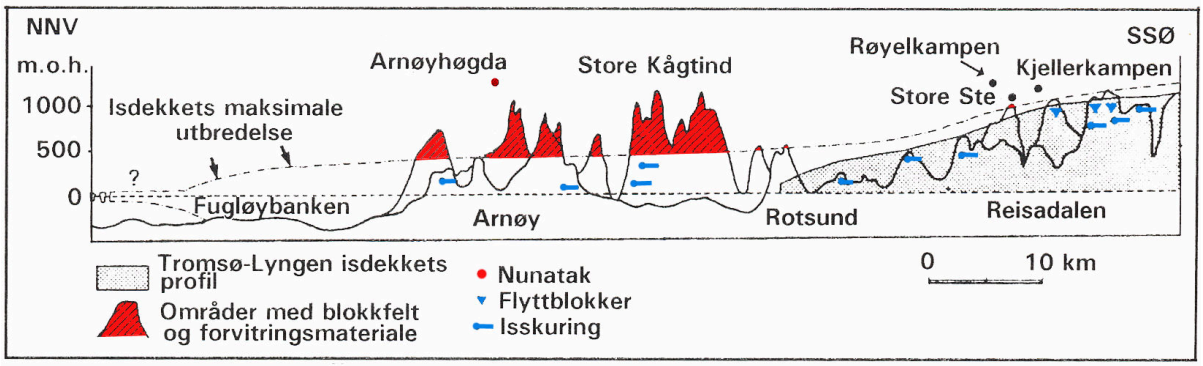
I Norge er det store områder med tynt, usammenhengende jorddekke over berggrunnen. Mellom flekker med bart fjell finner vi litt forvitringsmateriale, og over dette et sjikt med organisk materiale. Disse områdene med et meget tynt jorddekke danner store skog og fjellområder.

Det er stor forskjell på hvor lett ulike mineraler og bergarter forvitrer. I mange områder med skifre og kalksteiner fra kambro-silur-periodene har forvitring etter siste istid dannet et lag med forvitringsjord som er rik på plantenæringsstoffer. Selv om jordtykkelsen ofte er under 20 cm (figur 4.2), utgjør slik forvitringsjord viktige beite- og skogsområder. Forvitringen er en blanding av fysisk frostforvitring og kjemisk forvitring. Kjemisk forvitring gir en jamn tilførsel av kalium, kalsium og magnesium.

Forvitringsjord i skiferområdene, dannet i mellomistider, ble innarbeidet i morener som ble dannet under istidene. Mye av leir- og siltfraksjonene i våre morener stammer fra disse gamle skifrene.

I permtiden, for 300–250 millioner år siden, var det stor vulkansk aktivitet i Oslofeltet. Store mengder med varmt vann trengte gjennom bergartene over magma-kamrene, og løste opp de minst motstandsdyktige mineralene. Denne

Figur 4.3: Rest av dypforvitret larvikitt ved Kjose.



Figur 4.4: Profil langs Reisadalen i Nord-Troms. Den stiplede linjen viser grensen mellom områder dekt med blokkfelt og forvitringsmateriale (over), og områder med flyttblokker og tydelige spor etter isskuring (under) (etter Kverndal og Sollid, 1993).

Figur 4.5: Skuringsstriper i permisk dypbergart i Nittedal, Akershus.

oppløsningen, sammen med senere overflateforvitring, resulterte i dannelsen av dypforvitrede bergarter i noen områder. Hovedmengden av det dypforvitrede materialet ble gravd ut av breene i løpet av 30–40 istider, men på noen få, beskyttede lokaliteter kan vi finne bevarte rester (figur 4.3). Fotografiet viset et "minigrustak" i en sterkt forvitret larvikitt ved Kjose, Larvik kommune.

Blokkhav en spesiell forvitringsjordart

I arktiske platålandskap og i mange fjellområder over en viss høyde har vi områder der overflaten består av skarpkantede blokker. Disse *blokkhavene* er resultat av dypforvitring i fjellgrunnen og frostsprengning. Typen forvitringsmineraler som er dannet (bl.a. kaolin) viser at det har vært en meget langvarig kjemisk forvitring som har delt opp fjellgrunnen i blokker.

I noen blokkhav ser man tydelig at blokkene er dannet på stedet; de er ikke flyttet på i løpet av istidene. Det er to mulige forklaringer på dette:

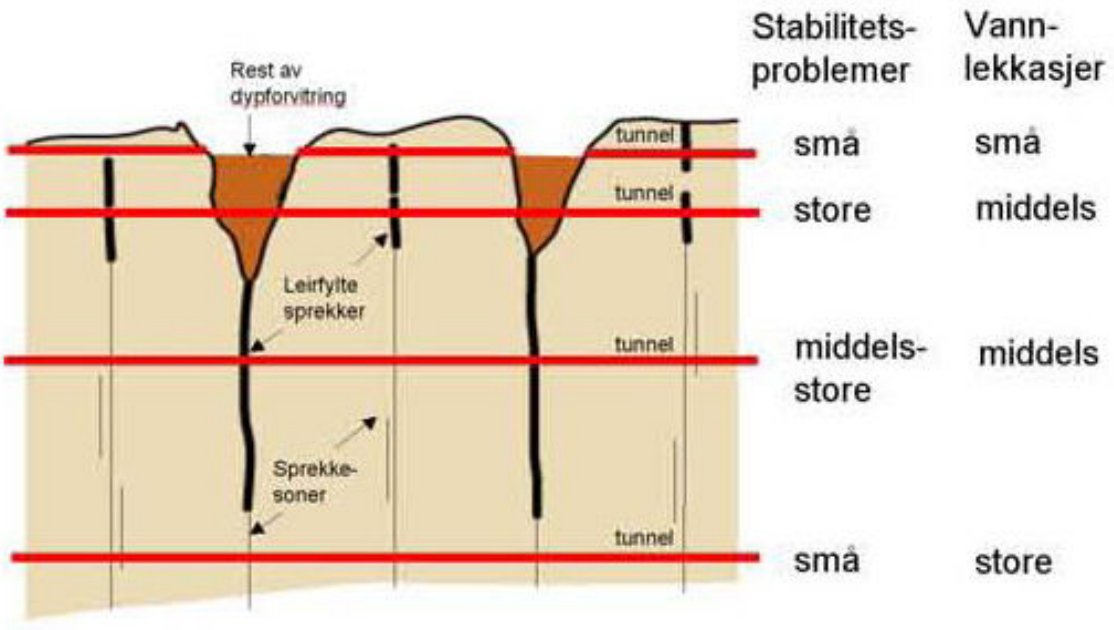
1. For de store blokkhavene, bl.a. på Varangerhalvøya, tror vi at isdekket var frosset fast i underlaget. Vi hadde en «kald bre», der det ikke var noen bevegelse i issålen.
2. For blokkhav i høyfjellsområder lå de forvitrede områdene over isdekket, selv ved maksimal nedising (figur 4.4).

Blankskurt fjell forteller om liten forvitring etter siste istid

Mange steder er det tydelige skuringsstriper dannet i blankskurt fjell (se figur 4.5). Stripene er laget av fastfrosset stein i bunnen av breen, som skrapte i fjellet. At stripene er bevart viser at det i områder med motstandsdyktige bergarter, for eksempel grunnfjellsområdene, har vært ubetydelig forvitring etter siste istid.

Dypforvitring

En del steder i Norge fins rester av dyp forvitring fra en tid med subtropisk – tropisk klima (fra mer enn 20 millioner år tilbake – i tertiær tid). Forvitringen har hovedsakelig skjedd på



Figur 4.6: Prinsippskisse om dypforvitring på sprekker og forkastninger i berggrunnen (fra Rønning et al., 2007).

forkastnings- og sprekkesoner i fjellgrunnen. Dette har skapt problemer under mange tunnelarbeider, både med hensyn til stabilitet og vannlekkasjer av grunnvann. Eksempler:

- Jernbane-tunnelen Asker – Lier
- Jernbane-tunnelen Oslo – Lillestrøm («Romeriksporten»)
- E18-tunneller i Vestfold

Hvis man derimot ønsker å hente grunnvann fra berggrunnen, vil boring i slike soner kunne gi store vannmengder.

Det er få steder i Norge at dypforvitringen har stor arealutbredelse på overflaten. Det meste er fjernet med erosjon gjennom millioner av år. Smale soner med forvitring kan derimot gå flere ti-talls meter nedover i berggrunnen. Liknende fenomener kan skyldes gass og vanndamp som strømmet fram da bergarten ble dannet, eller under senere vulkanisme eller fjellkjedefolding (dette kalles hydro-termal omvandling). I mange tilfeller har sannsynligvis begge prosessene vært aktive.

Referanser

Kverndal, A.-I. & Sollid, J.L. (1993): Late Weichselian glaciation and deglaciation in northeastern Troms, Northern Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 47, 163–177.

Rønning, J.S., Olesen, O., Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Gellein, J. (2007): Dypforvitring i Oslo-regionen. Påvisning og oppfølgende undersøkelser. Rapport 2007.034. Norges Geol. Unders., Trondheim. 50 sider.

Kapittel 5

Morenejord

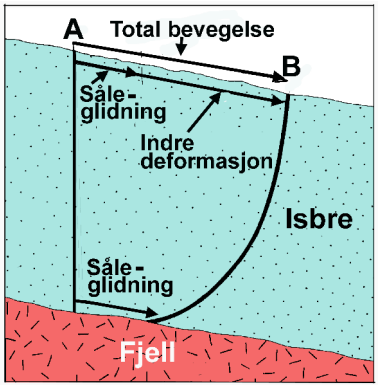
Breer lager morenejord

En temperert bre, hvor temperaturen i isen er nær smeltepunktet, er *ikke* frosset fast i underlaget og kan derfor gli bortover. Hastigheten er bl.a. bestemt av breens overflatehelning. Den totale bevegelse på overflaten er såleglidning pluss indre deformasjon (figur 5.1).

Såleglidningen gjør at stein og blokker blir *plukket* fra le-siden av oppstikkende fjellknauser, mens stein og grus i bresålen *sliper* på berggrunnen og danner finstoff (silt og leir) der fjellet stikker opp. Materialet blir samlet i breens såle, hvor det blir blandet og knust.

I andre områder blir bunnmaterialet avsatt. Materialet er en blanding av partikler med forskjellige størrelser, fra leir til stein (figur 5.2). Vekten av isen pakker dette materialet sammen, og jordarten får høy fasthet.

I Norge bruker vi ofte samme navn på jordarten ”morenemateriale” og landskapsformen ”morenerygg”; begge kalles morene. For å skille mellom jordart og landskapsform kan vi kalle jordarten for *morenejord* eller *morenemateriale*.



Figur 5.1: Snitt gjennom en temperert bre hvor såleglidningen utgjør en vesentlig del av brebevegelsen målt på overflaten (etter Sharp, 1960).

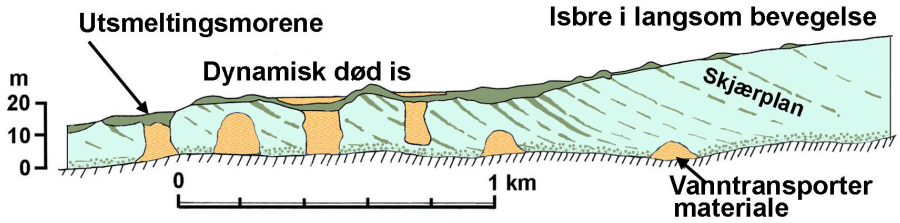
Moreneformer

Drumliner

I områder med tykk morenejord, som på Finnmarksvidda, dannes ofte store langstrakte rygger med morenemateriale. Disse kalles *drumliner*, og de vil ofte være bygget opp på le-siden av fjellknauser. Drumlinene kan variere fra noen titalls meter til et par kilometers lengde og noen meters høyde (figur 5.3).

Figur 5.2: Morenemateriale er en blanding av mange kornstørrelser. Bildet er fra Finnmarksvidda.

Figur 5.3: Utsnitt fra NGUs kvartærgeologiske kart Raisjavri (Finnmarksvidda). Kartbildet viser en stripet moreneoverflate (piler) De markerte ryggene med morenemateriale er drumliner (mørk grønn farge). Begge formene er parallelle med brebevegelsesretningen. (Etter Tolgensbakk og Sollid, 1983).



Figur 5.4: Modell for isavsmeltingen Osdalen, Hedmark (etter Sørensen, 1976).

Figur 5.5: I sålen og på overflaten på Vatnajøkull, Island er det samlet mye materiale som påvirkes av smeltevann. Legg merke til breelvas store innhold av finmateriale som er vasket ut fra morenematerialet.

Figur 5.6: Morene fra øvre del av Numedalen. Over en fast bunnmorene ligger omtrent 1 meter med utsmeltingsmorene

Stripet moreneoverflate

Et annet formelement i morenelandskapet er såkalte *stripete moreneoverflater*. De sees best på flyfoto, og er som regel mindre enn 0,5 m høye, men kan bli mange hundre meter lange. De dannes vanligvis på lesiden av store blokker. På støtsiden av blokken smelter litt av bresålen (temperert bre), og morene-materiale blir avsatt i langstrakte rygger på lesiden.

Ulike typer morenejord

Bunnmorene

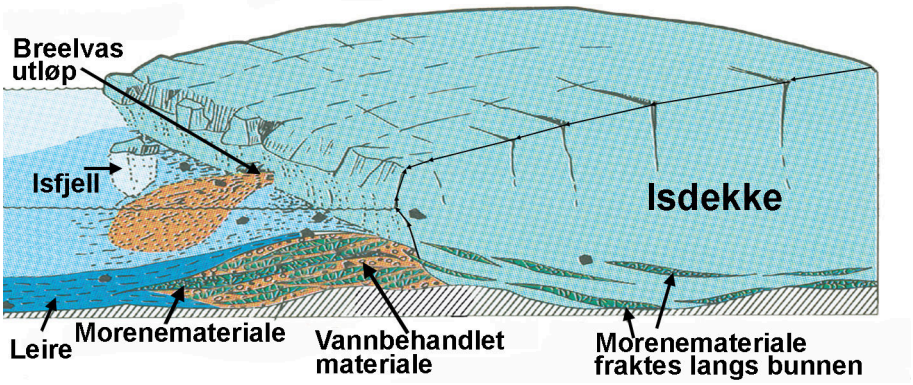
Hardpakket morenejord avsatt under isbreen kan vi kalle *bunnmorene*. Bunnmorene er den jordarten som har størst utbredelse i Norge. Mesteparten av vår skog vokser på bunnmorenejord.

Utsmeltingsmorene

Selv da isdekket smeltet, og brefronten trakk seg innover mot bremaksimum, var det fortsatt bevegelse fra høyere mot lavere områder. Der isdekket ble tynt, frøs det ofte fast i underlaget. Men det var fortsatt materialtransport langs skjærplanene i ismassen, og løspakket morenemateriale ble samlet på overflaten som (figur 5.4).

I den siste fasen av nedsmeltingen var breisen ved smeltepunktet fra topp til bunn, og det var mye smeltevann som rant på overflaten og under isen. Vanntransportert materiale ble avsatt i smeltevannsløp gravd ned i kanaler i isen og under isen (figur 5.4).

Figur 5.5 er fra ytterkanten på isbreen Vatnajøkull på Island. I breens såle og på overflaten er det samlet mye materiale. Når breen,



Figur 5.7: I områder som var dekt med hav etter siste istid (se figur 9.2), ble israndavsetninger ofte bygd opp under havets nivå (etter Sørensen, 1996).

på grunn av nedsmeltingen, blir gradvis flatere og materialmengden øker, mister breen gradvis sin evne til å bevege seg. Vi får dynamisk død is, som skissert i venstre del av figur 5.4. Materialet på overflaten sklir ned i forsenkninger og blandes med vannbehandlet materiale, samtidig som mye av finmaterialet vaskes ut.

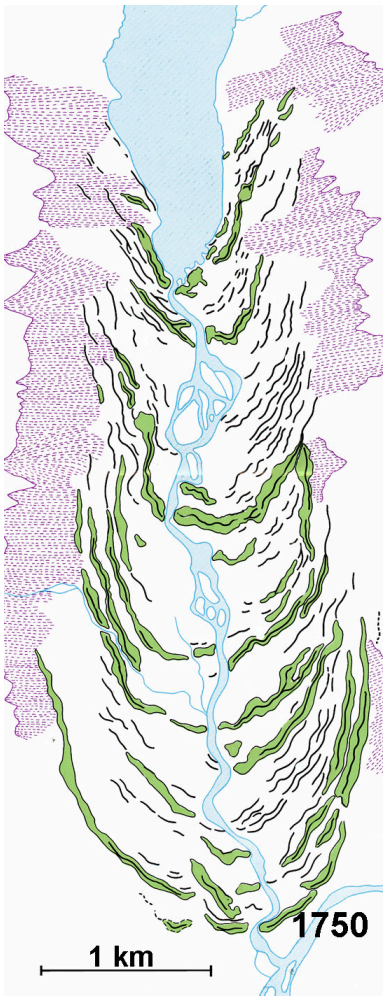
Under siste del av bresmeltingen dannes et småkupert terreng med forholdsvis løst pakket *utsmeltingsmorene* (dødismorene) og vanntransportert materiale (*breelvavsetninger*, se kapittel 6). Både utsmeltingsmorene og breelvavsetninger har et lavt innhold av finmateriale (silt og leir).

I våre moreneområder er det vanlig at bunnmorene avsatt og pakket under en aktiv is, er dekt med løst pakket utsmeltingsmorene (figur 5.6).

Israndavsetninger

Da isdekket over Norge smeltet, var det ofte stans i breens tilbaketrekning, og ved klimaforverringer rykket breen fram. Figur 5.7 er en modell som viser kontakt mellom havet og en brefront som ligger omtrent i ro.

Morenene fra Ra-tid er de mest kjente israndavsetningene i Norge, Sverige, Finland og Russland, som nevnt i kapittel 1. Under klimaforverringen i *yngre dryas* (12 900–11 700 år før nåtid) vokste isdekket, og rykket fram til Ra-linjen. Brefronten ble liggende i omtrent samme posisjon i 300 år eller mer, og store mengder materiale ble fraktet fram til iskan-



Figur 5.8: Morenerygger foran Nigardsbreen. 1750-morenen ble dannet da Nigardsbreen rykte fram under den lille istid. Under tilbaketrekkingen (1750–1940) ble de andre moreneryggene dannet (etter Erikstad & Sollid, 1986).

ten. I kontakten mellom is og hav ble det bygget opp *israndavsetninger* (figur 5.7). I disse avsetningene er det ofte veksling mellom morenemateriale og vanntransportert materiale (breelvmateriale).

Morener foran dalbreer

I Alpene har mange dalbreer dannet markerte morenerygger. Disse ryggene er ofte beskrevet som endemorener og sidemorener, avsatt henholdsvis foran eller langs kantene til dalbreen.

Vi har en rekke gode eksempler på slike dalbreer i Norge. Figur 5.8 viser israndavsetninger dannet av Nigardsbreen. Under *den lille istid* som varte fra ca. 1400 til 1750, rykket Nigardsbreen fram til "1750-morenen". Fra 1750 til 1940 var det en rekke stans i breens tilbaketrekning, og en serie med morenerygger ble dannet.

Referanser

Erikstad, L. & Sollid, J.L. (1986): Neoglaciation in South Norway using lichenometric methods. Norsk geogr. Tidsskr. 40, 85–105.

Sharp, R.P. (1960): Glaciers. Condon Lectures. Oregon State System of Higher Education, 1–75.

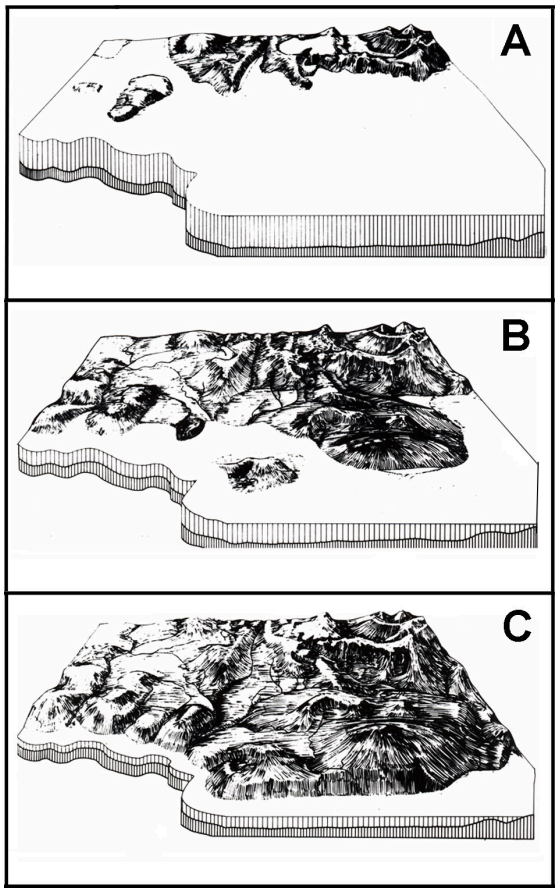
Sørensen, R. (1976): Elvdal, kvartærgeologisk kart 2018 III, M 1:50 000. Norges Geol. Unders.

Sørensen, R. (1996): Frogn blir til – Grunnfjell, istider og grunnlaget for plante- og dyrelivet. I Sørensen, R., Johansen, Ø.K. & Dørum, K. Frogn Bygdebokverk. Bd. 1, 10–39.

Tolgensbakk, J. & Sollid, J.L. (1983): Raisjavri. Kvartærgeologisk kart 1833 III, M 1:50 000. Norges Geol. Unders.

Kapittel 6

Breelvavsetninger



Figur 6.1: Gradvis nedsmelting av isdekket i fjellområder (etter Strøm, 1954).

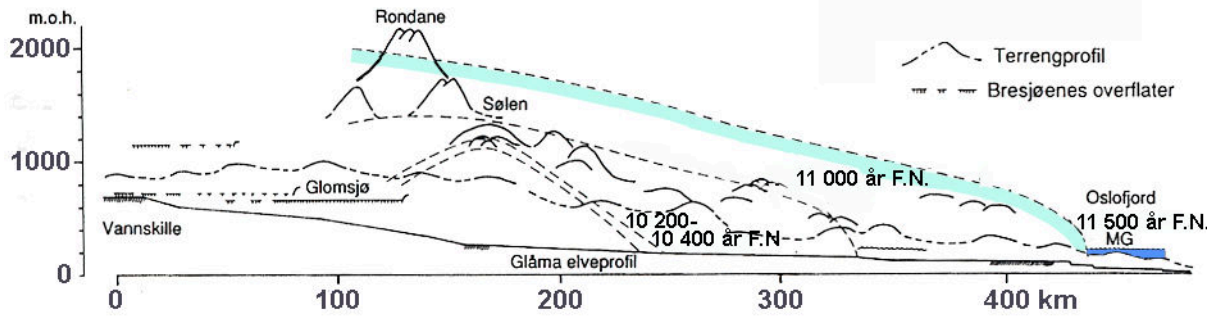
Smelting av isdekket i fjellområder

Nedsmeltingen av isdekket, og smeltevannets drenering til havet, er av stor betydning for dannelsen av en rekke jordarter og landskapsformer i Norge.

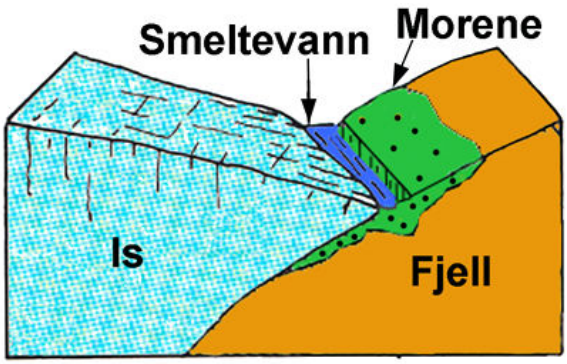
Klimaendringen i preboreal tid (11 600–10 200 år før nåtid) førte til en heving av likevektslinjen slik at den ble liggende høyere enn innlandsisens overflate. I løpet av et år smeltet mer enn tilført snø over nesten hele breens overflate. Det ble en nedsmelting av isdekket, og brefronten trakk seg innover mot bremaksimum. Figur 6.1 illustrerer hvordan fjelltoppene gradvis kom over isdekket (som *nunatakker*, figur 6.1 A).

Figur 6.2 viser hvordan isoverflaten senket seg, og brefronten trakk seg tilbake fra Oslofjorden til fjellområdene etter "Ra-tid".

Så lenge isens overflate var høyere enn landets overflate, rant smeltevann og nedbør på isens overflate mot brekanten. Da fjellområdene trengte gjennom isdekkets overflate, ble vannets strømningsveier i økende grad diri-



Figur 6.2: Breoverflatens senkning og brefrontens tilbaketrekning i tidlig postglasial tid (11 500–10 200 år før nåtid (etter Sørensen, 1982).



Figur 6.3: Smeltevannsstrømmer mellom iskant og dalside førte til dannelsen av smeltevannsrenner.

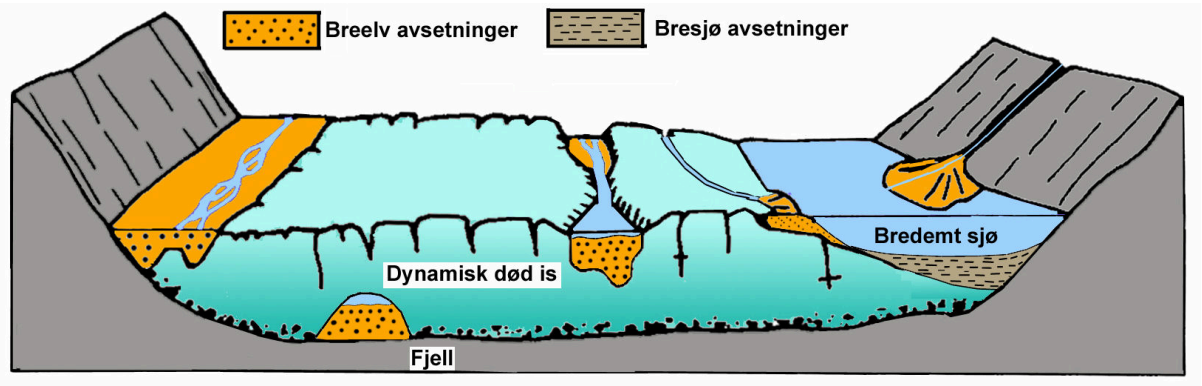
gert av terrengformene. Mye av vannet rant langs iskanten, inn mot dalsidene (figur 6.3). Smeltevannsløp ble gravet ut i morener og fjell. Disse erosjonssporene, som vi finner i mange slake dalsider, kaller vi *smeltevannsrenner*.

På slake strekninger ble erosjonsmateriale avsatt, og det ble bygd opp langstrakte terrasser med grus og sand (*kame-terrasser*) mellom iskanten og dalsiden. Kame-terrassene (også kalt "seter") kan være fra noen meter til mange kilometer lange, og inneholder ofte store mengder med velsortert grus og sand.

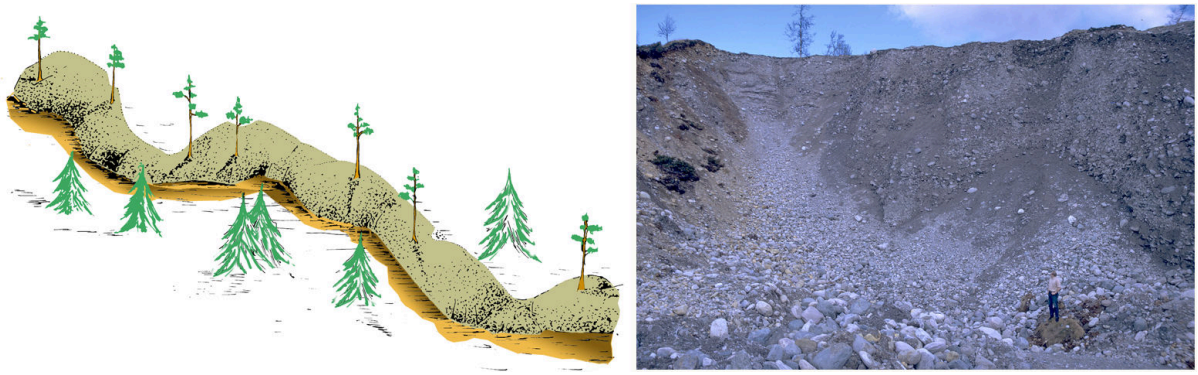
På slutten av isavsmeltingen vil isbevegelsen i flate områder stoppe helt. Vi får en dynamisk død is. I siste del av nedsmeltingen var situasjonen trolig nokså lik det vi ser mange steder på Svalbard i dag (figur 6.4). Under nedsmeltingen ble mye materiale samlet på breens overflate.

Figur 6.4: Breport i Drønnbreen på Svalbard. Hovedmengden av nedbør og smeltevann samles i breelva under isen.

Dette vannmettede materialet flytter litt på seg hele tiden, og finmateriale vaskes ut. Smeltevannet, som strømmer i en tunnel under den dynamisk døde isen, frakter med seg mye materiale. Fargen på vannet når det strømmer ut breporten, viser at mye materiale fraktes i suspensjon. Noe av dette materialet sedimen-



Figur 6.5: Smeltevannets veier i en dynamisk død is (fra Skjeseth, 1996).



Figur 6.6: Skisse av esker (fra Skjeseth, 1996), og fotografi av et snitt i en stor esker i Tylldalen.

teres på elvesletter og i innsjøer, men det fineste materialet avsettes først når elva renner ut i havet. Grovt materiale fraktes av breelva under isen og videre nedover, ved at det ruller på elvebunnen. Under transporten blir hjørner og skarpe kanter slitt vekk, slik at det produseres mer finmateriale, og grus og stein blir godt rundet.

Det materialet som ikke fjernes av smeltevannet, blir liggende som et ujamnt morenedekke (utsmeltingsmorene) med lite finmateriale.

Figur 6.5 viser ulike måter vannet kan renne på i en dynamisk død is. Vannet som renner i den åpne smeltevannstunnelen, kan bygge opp rygger med grovt materiale inne i tunnelen. Fordi isen ikke er i bevegelse, bevares disse langstrakte ryggene. De kalles *eskere*.

Kornfordelingen i materialet i eskere er bestemt av vannhastigheten. Finmaterialet er vasket ut, så de inneholder mye sand og grus eller stein. Figur 6.6 viser skisse av en esker, og et snitt gjennom en esker i Tylldal sør for Tynset. Størrelsen på de godt rundete steinene viser at vannhastigheten i den over 10 meter høye istunnelen, har vært meget høy.

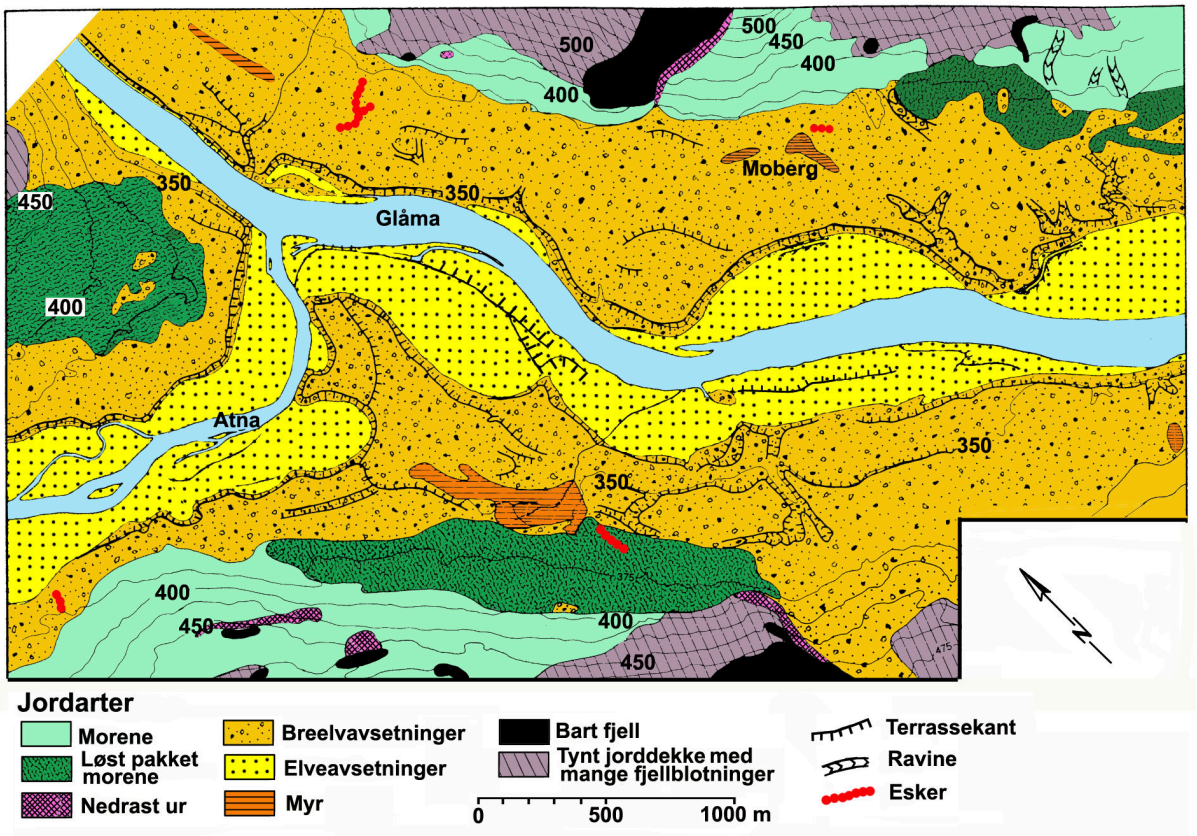
Når smeltevannstunnelen langs bunnen ikke klarte å drenere ut alt smeltevannet, ble det dannet smeltevannsløp mellom breen og dalsida (figur 6.3). Vannet grov seg ned i morenen, men på slake strekninger ble materiale avsatt som terrasser inn mot dalsida (kameterrasser).

Smeltevannsløp på isens overflate (figur 6.5) kunne bli fylt med breelvmateriale. Da isen smeltet, ble det dannet hauger og rygger med breelvmateriale.

Det ble ofte dannet små bredemte sjøer langs isen, hvor en del av finmaterialet ble avsatt. Slike små bresjøavsetninger, som vanligvis består av lagdelt sand og silt, er dyrket opp mange steder i Norge.

En vanlig avsetningstype var elvevifter. Figur 6.7 viser avsetningene foran Longyearbreen på Svalbard. Nedbør og smeltevann renner

Figur 6.7: Longyearbreens elvevifte (sandur) med forgrenet elveløp.



Figur 6.8: Kvartærgeologisk kart for Atnaområdet. (Etter Østeraas og Köhler, 1976.)

ut av breporten og sprer seg ut i et forgrenet elvesystem. Når en slik breelvavsetning dannes over havnivå, kalles den en *sandur*.

Utviklingen i dalfører

Utviklingen i Atnaområdet (figur 6.8) er et godt eksempel på det som skjedde i mange dalfører.

Da isen gled over området, ble deler av berggrunnen renskrapt, mens andre steder ble avsatt morene. På slutten av isdekkets nedsmelting var fjellområdene isfrie, mens det lå en dynamisk død "ispølse" i dalbunnen. Store mengder smeltevann kom ned Glåmas og Atnas dalfører. En del av dette vannet rant trolig under isen (i subglasiale tunneler), og eskere ble dannet. Eskerne er i dag dekt av yngre elveavsetninger. En betydelig del av smeltevannet rant i kanaler mellom isen og dalsidene, og her ble kame-terrassene dannet. Kameterrassen på nordsiden av dalen (350 m o.h.), var mer enn 3 km lang. Den markerte terrassekanten på yttersiden viser hvor isen dannet en side i elveløpet. Nedsmeltingen av isen fortsatte, og kame-terrasser i lavere nivåer ble dannet.

Løst pakket morene (utsmeltingsmorene) ble dannet da materialet på isens overflate samlet seg langs iskanten. Så vel Atna som Glåma grov seg gjennom breelvavsetningene da den siste isresten forsvant, og nå ble dalbunnen fylt med elvetransportert materiale, som dekker bl.a. eskere.

De store breelvdeltaene

Der havet stod innover etter hvert som brefronten smeltet tilbake, ble det noen steder dannet israndavsetninger som omtalt under morenejord i forrige kapittel. Da brefronten trakk seg opp på land, begynte oppbyggingen av breelvdeltaene. Figur 6.9 viser et grustak i Hensmoen ved Hønefoss. Breelvdeltaet ble bygget opp til havnivået, og den horisontale overflaten viser at havnivået var omtrent 200 meter høyere enn dagens havnivå. Godt rundet stein-

Figur 6.9: Den flate toppen på Hensmoen ved Hønefoss gjenspeiler havnivået (marin grense, ca. 200 m o.h.) da dette isranddeltet ble dannet.

materiale viser at materialet har hatt en lang transport i breelva før det nådde fram til havet.

Vi har en rekke slike breelvdeltaer i Norge, bl.a. ved Gardermoen, og i Eidfjord (figur 6.10).

Figur 6.11 er et kvartærgeologisk kart for nordre Romerike. Gardermoen flyplass ligger på det store brelvdeltaet ved Li (Hauersetertrinnet).

Stor materialtransport i de kraftige elveløpene under isen førte til oppbygning av breelvdeltaet over havets nivå, og smeltevannet dannet store dreneringskanaler. Det ble dannet en sandur.

I havet foran brefronten ble det avsatt finkornete avsetninger (leir/silt). Gradvis ble de brenære delene av de marine avsetningene dekket med breelvavsetninger. På dette kartet er det lagt stor vekt på avsetningenes kornfordeling. Fra breelvenes utløp og utover deltaflaten avtar dominerende kornstørrelse fra blokk/stein til sand.

Figur 6.10: De lagdelte og velsorterte avsetningene i breelvdeltaet ved Eidfjord er viktige grusressurser.

Avsetningene ble bygd opp så raskt at store isblokker fra breen ble begravd i breelvmaterialet. Da blokkene smeltet, ble det dannet markerte forsenkninger – *dødisgroper*. I bunnen av gropene er det ofte små innsjøer, som viser hvor høyt grunnvannet står i breelavsetningene.

Under brefrontens tilbaketrekning fra Hauersetertrinnet ble det dannet markerte breelvavsetninger ved Dal og sør for Mjøsa (Minnesundtrinnet).

Da breelvavsetningene på nordre Romerike ble hevet over havets nivå, førte sterke fallvinder fra innlandsisen til uttørking av den vegetasjonsfrie overflaten, og vinden stod for sandtransport. Et av Norges fineste områder med flygesanddyner ble dannet.

Grunnvann

Velsorterte breelv- og elveavsetninger (grovkornete) har høy porøsitet, og vann strømmer lett gjennom de åpne porene. Vanlig porøsitet er $n = 0{,}4$. Det betyr at i 1 m^3 med vannmettet sand lagres det 400 liter med vann. Tykke breelv- og elveavsetninger (grovkornete) kan derfor være godt egnet til uttak av drikkevann og vann til landbruket.

Referanser

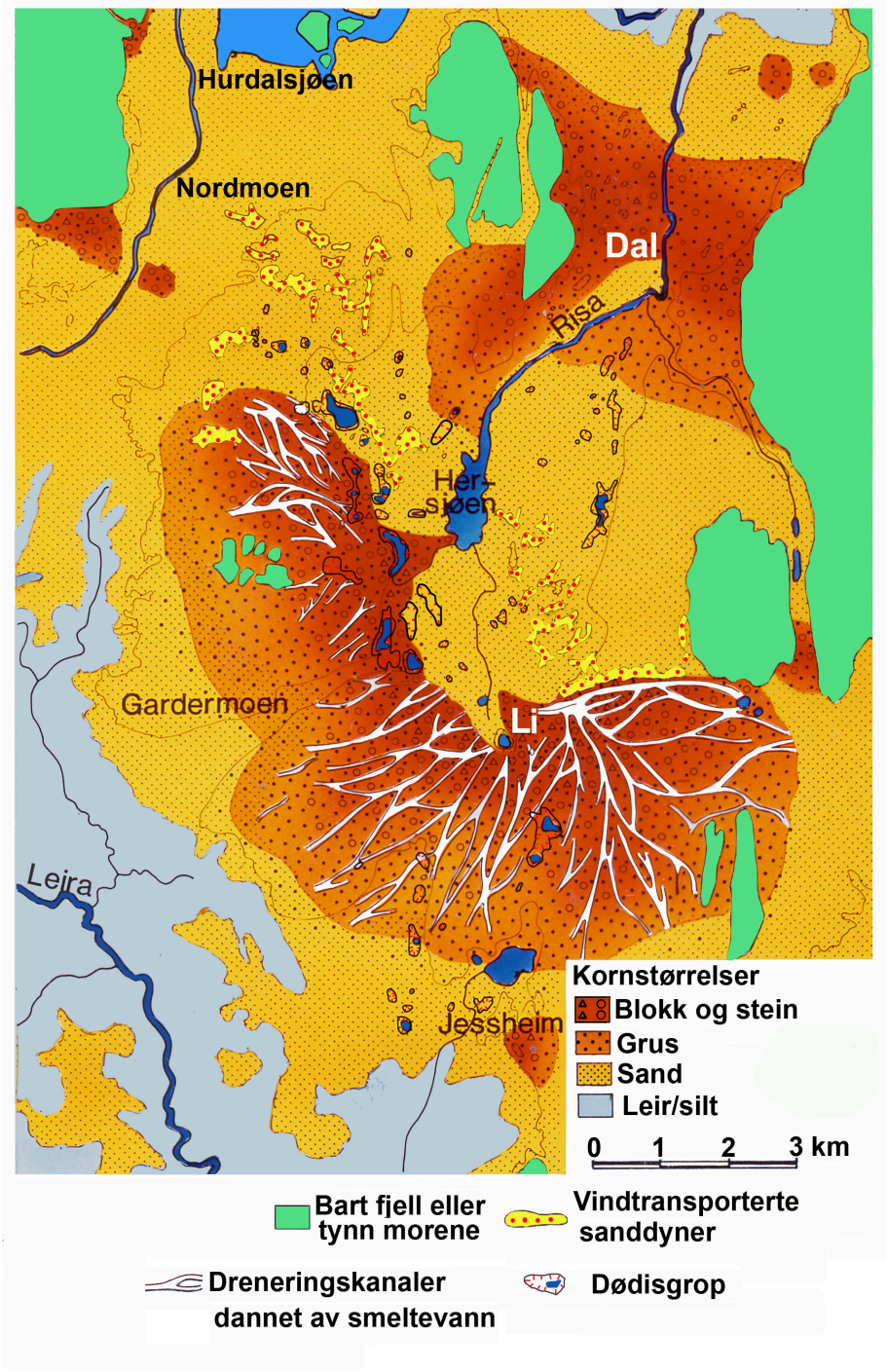
Jørgensen, P. & Østmo, S.R. (1990): Hydrogeology in the Romerike area, southern Norway. Norges Geol. Undrs. Bull. 418, 19–26.

Skjeseth, S. (1996): Norge blir til – Norges geologiske historie. Ny, revidert utgave. Schibsted, Oslo. 88 sider.

Strøm, K.M. (1954): Foreløpig beretning over arbeider av professor Kåre Strøm. Akademisk Trykningssentral, Blindern, 1–12.

Sørensen, R. (1982): Preboreal-Boreal isavsmeltning i Sørøst-Norge. Inst. for geologi, Norges Landbrukshøgskole, Inst. Rapport 17.

Østeraas, T. og Köhler, J.Chr. (1976): Atna, Stor-Elvdal kommune. Kvartærgeologisk kart M 1:20 000. Svart-hvitt. Institutt for geologi, NLH, Ås.

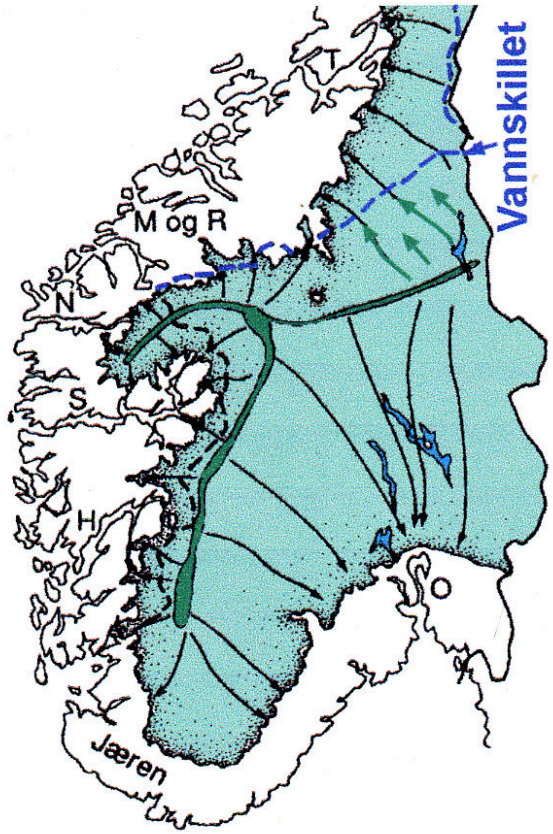


Figur 6.11: Kvartærgeologisk kart for Nordre Romerike (etter Jørgensen & Østmo, 1990).

Kapittel 7

Bresjøavsetninger

Bremaksimum og vannskille



Figur 7.1: Innlandsisens utbredelse i tidlig preboreal (etter Sørbel et al., 1988).

Allerede i 1886 hadde J. C. Hørbye konstatert at bergarter i nordre Østerdalen var fraktet mot nord-vest mot vannskillet. Han trakk den konklusjon at isdekkets høyeste del (isdelet) lå sør for vannskillet i Gudbrandsdalen og Østerdalen (figur 7.1). Figuren viser at isen stengte for at nedbør og smeltevann, som ble dannet mellom vannskillet og bremaksimum, kunne dreneres mot sør. I dalførene ble store vannmengder samlet i *bredemte sjøer*, som hadde drenering over vannskillet.

Isen synker sammen

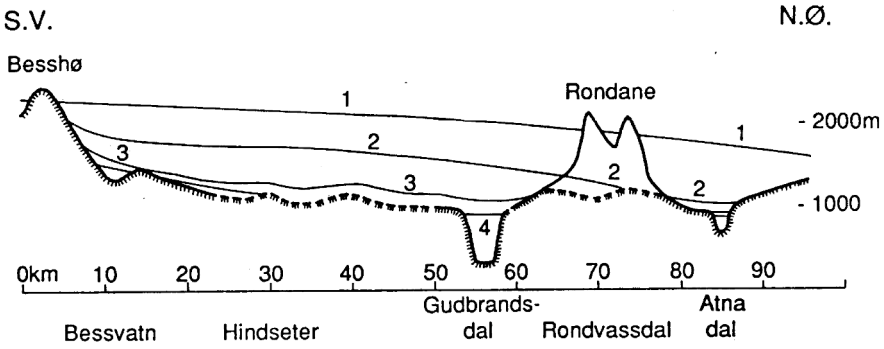
Figur 7.2 viser avsmeltingen i området mellom Jotunheimen og Rondane. Det området hvor fjelltoppene først trengte gjennom isdekket var Rondane.

I breens overflate var det sprekker, men de gikk sjelden dypere enn 25 meter. Hovedmengden av nedbør og smeltevann ble derfor drenert på isens overflate. Dreneringsretningen var bestemt av bredekkets helningsretning. Rask nedsmelting inn mot dalsidene gjorde at vannet ble samlet i smeltevannsløp mellom isen og dalsiden (laterale vannløp), hvor vannet grov i fjell og morene. Resultatet var dannelsen av smeltevannsrenner, se forrige kapittel, figur 6.3. Vannet fulgte iskanten fram til et passpunkt (figur 7.3).

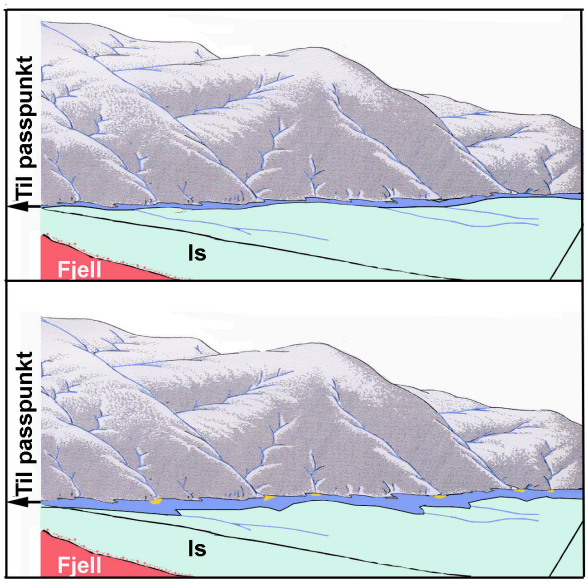
Ved videre nedsmelting ble det dannet *randsjøer* mellom isen og dalsiden (figur 7.3). Vannet ble fortsatt drenert over et passpunkt som bestemte høyden på sjøens overflate.

Erosjon i vegetasjonsfrie morener gav en betydelig materialtransport og sedimentasjon i slake spylerenner og randsjøer. Jordartene som ble avsatt her, hovedsakelig velsorterte sand og silt-avsetninger, er viktige for landbruket. Den lokale betegnelsen er *kvabb*.

Randsjøenes strandlinjer er markerte terrengformer, hvor høyden er bestemt av sjøens passpunkt. Det lokale navn for disse flatene, dannet både ved erosjon og avsetning, er *sete*. På strandlinjene er det mye bosetting, som i



Figur 7.2: Den gradvise senkning av isoverflaten mellom Jotunheimen og Rondane (etter Strøm, 1954).



Figur 7.3: Øverste figur viser drenering av nedbør og smeltevann mellom is og dalside. Videre smelting førte til dannelsen av randsjøer. Sjøenes høyde var bestemt av passpunktet.

Dovre, hvor gårdene ligger som perler på en snor (Vigerust, 1991).

De store innsjøene

Det neste trinn i isavsmeltingen er dannelsen av store innsjøer, med helt eller delvis åpne vannflater. Utløpet fra innsjøen er stengt av is (figur 7.4). I siste del av nedsmeltingen (fase 4 på figur 7.2) var det fortsatt over 500 meter istykkelse i Gudbrandsdalen.

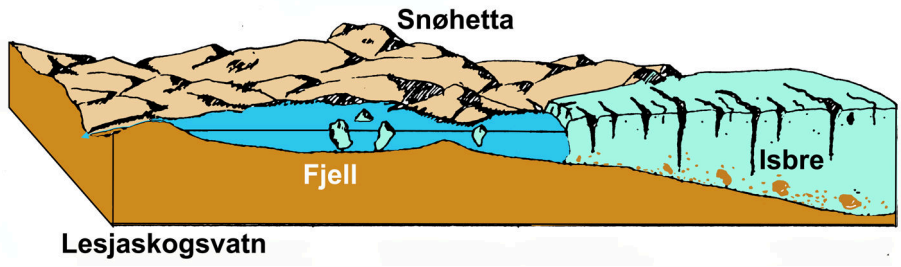
Avsetningene i disse store, bredemte sjøene er svært viktige for landbruket i mange dalfører.

Den nordligste delen av Gudbrandsdalen med sidedaler ble isfritt før dalområdene lenger mot sør. Isbreen i sør demmet opp en innsjø som var drenert over Lesjaskogsvatn og ned Romsdalen (skisse figur 7.4 og kart figur 7.5). Innsjøen i Gudbrandsdalen og Ottadalen var omtrent dobbelt så stor som Mjøsa. Denne innsjøen kaller vi Store Dølasjø.

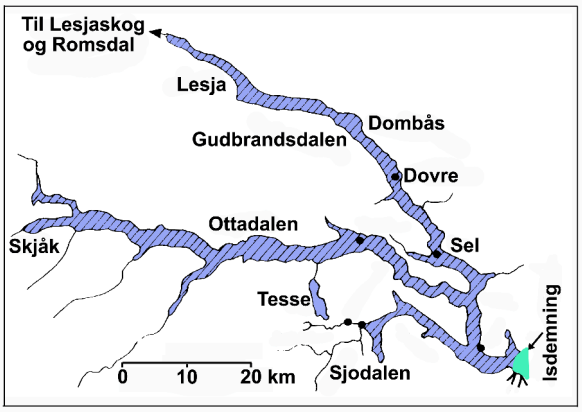
Det var nesten ikke vegetasjon i fjellområdene, slik at smeltevann fra isrester, sammen med nedbør, eroderte raskt i jordartene (vesentlig morene). Store mengder grus, sand og finkornet materiale ble fraktet fram til og avsatt i innsjøen. Grus og sand ble avsatt nær elvenes utløp i sjøen, mens finere materiale (finsand, silt og leir) ble avsatt i ”rolige” partier.

Det groveste materialet er viktige sand- og grusressurser, mens de finkornete avsetningene er grunnlaget for en vesentlig del av jordbruket i Lesja og på Dovre (figur 7.6).

Figur 7.7 viser bresjøavsetninger i Dovre. På figuren er markert øverste flate for de finkornete bresjøavsetningene. Dalen var fylt med innsjøavsetninger opp til dette nivået. Da isdemningen i sør brast, eroderte Gudbrandsdalslågen og sideelvene seg raskt ned til sin nye erosjonsbasis.



Figur 7.4: Isen i Gudbrandsdalen demmet opp en innsjø som var drenert over Lesjaskogsvatn (etter Vigerust, 1991).



Figur 7.5: Maksimal utbredelse av Store Dølasjø i Gudbrandsdalen, Ottadalen og Sjodalen (etter Garnes og Bergersen, 1980).

Figur 7.6: Bresjøavsetninger i Store Dølasjø nær Dovre. Lagfølgen viser velsorterte bresjøavsetninger (sand) over morene. Øverst er det et lite delta med grovt materiale.

Varvige avsetninger

Når man graver i disse bresjøavsetningene, finner man at det veksler mellom lyse lag med hovedsakelig sand og silt, og mørke lag med silt og leir (figur 7.8). Tykkelsen på de lyse lagene er 12–15 cm, mens de mørke lagene er omtrent 2 cm. Et lyst lag med et mørkt lag inntil kaller vi et varv. Vi tror at hver varv ble avsatt i løpet av ett år, og kaller dem årsvarv.

Om sommeren var det mye smeltevann, og store mengder materiale ble tilført og avsatt i sjøen. Når sjøen frøs til om høsten, stoppet materialtilførselen, men det var fortsatt mye finmateriale i vannmassene. Finmaterialet ble i løpet av vinteren avsatt som det tynne, mørke "vinterlaget".

Strandlinjer

Bølger eroderte i fjell og morenemateriale i dalsidene og dannet noen steder tydelige strandlinjer.

Da området var dekket av is, var istykkelsen størst ved isdelet sør for bresjøområdet. Det har derfor vært en skjev landhevning i området, og de skrå strandlinjene synker med omtrent 50 m fra Dovre til utløpet i Lesjaskogsvatn.

Østerdalen

I likhet med i Gudbrandsdalen har det vært store bredemte sjøer i Østerdalen. Med stor nøyaktighet (nivellering) kartla statsgeolog Gunnar Holmsen for 100 år siden bresjøenes

Figur 7.7: Finkornete bresjøavsetninger avsatt i Store Dølasjø er viktige for jordbruket i nordre Gudbrandsdal.

Figur 7.8: Varvige bresjøavsetninger ved Leirflaten innerst i Sjodalen.

strandlinjer. Bresjøenes utbredelse er vist i figur 7.9.

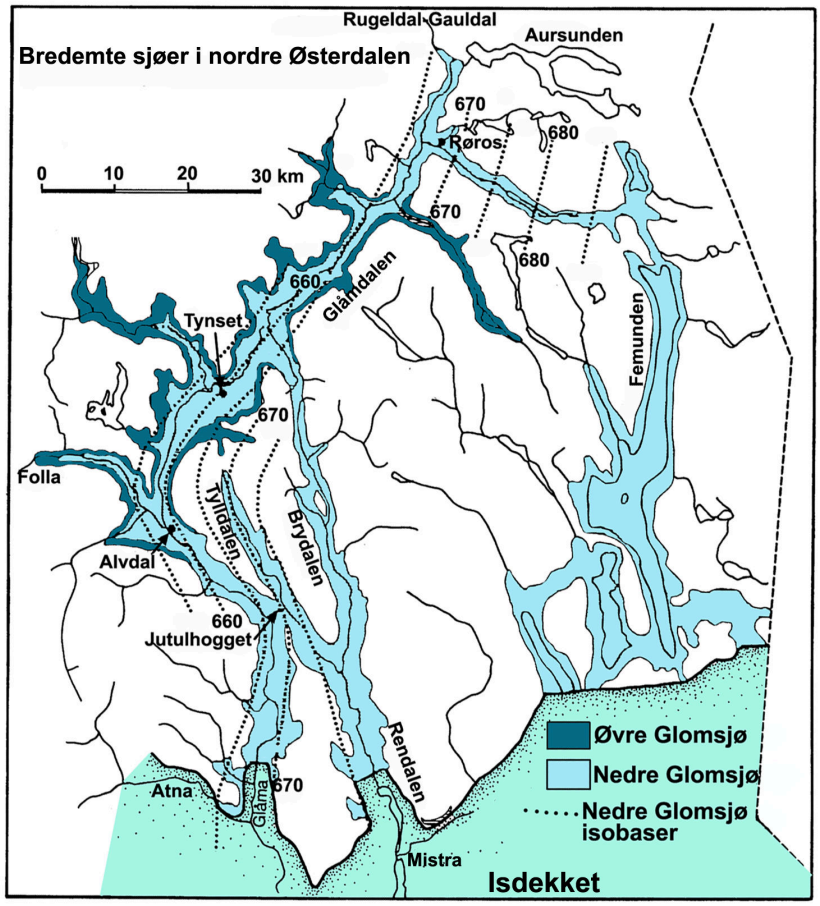
I begynnelsen, da de høyeste fjellområdene smeltet fram, ble det dannet lange, smale randsjøer mellom isen og dalsiden. De fikk betegnelsen Øvre Glomsjø (markert med mørk blå farge på kartet).

Grimsmoen (figur 7.10), som ble bygd opp i Øvre Glomsjø, viser at store mengder bresjøsedimenter ble avsatt i løpet av kort tid.

Da isen i Glåmdalen, Tylldalen, Brydalen og Femunden smeltet, ble det dannet en meget stor sjø som var demmet opp av is i sør. Holmsen kalte denne innsjøen for *Nedre Glomsjø*. Avrenningen fra denne sjøen var over passpunktet i nord, ved Rugeldal-Gauldal (figur 7.9).

Detaljerte målinger av Nedre Glomsjøs strandlinjer viser at landhevningen i øst, i løpet av omtrent 9000 år, har vært 30 meter mer enn i vest (figur 7.9).

Det er avsetningene i denne bredemte sjøen som er grunnlaget for mesteparten av jordbruket i dette området, særlig omkring Tynset.



Figur 7.9: Bredemte sjøer i Østerdalen (etter Holmsen, 1915).

Figur 7.10: Grimsmoen i Folldal (ca. 740 m o.h.) ble avsatt i Øvre Glomsjø.

Figur 7.11: Strandvoll (Ripan) dannet i Nedre Glomsjø.

Landskapsutviklingen i området rundt Tynset

Tynsetområdet er et godt eksempel på hvordan ulike jordarter ble dannet i den sentrale delen av bresjøen under og etter isavsmeltingen. Landskapsformer og jordarter (figur 7.12) gjenspeiler den geologiske utvikling i bresjøområdet:

1. Da isen var dynamisk aktiv og dekket fjellområdene, ble det avsatt morenemateriale under isen. Mye av morenematerialet er dekt av yngre avsetninger.

2. Da isens overflate var blitt lavere enn fjelltoppene i området, ble strandlinjene i Øvre Glomsjø dannet av smeltevannet som rant langs iskanten.

3. I en periode rant store mengder smeltevann i Tylldalen mot nordvest i tuneller under isen. Vannet fraktet mye materiale, og store eskersystemer ble bygd opp (figur 6.6).

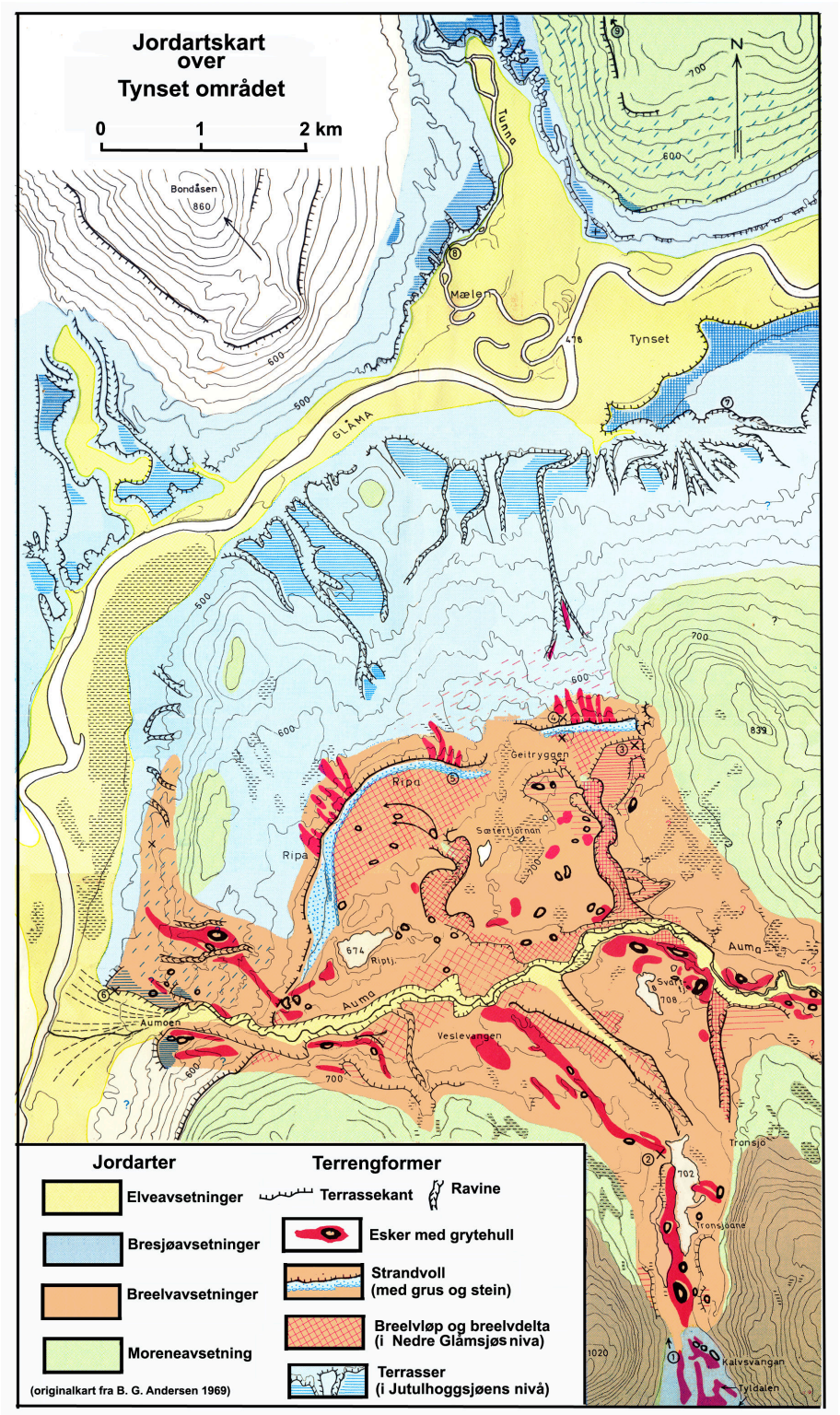
4. Isen i Tynsetområdet smeltet mens det lå en stor isrest lenger sør i Glåmas dalføre, og Nedre Glomsjø ble dannet.

5. Stor tilførsel av materiale fra Tylldalen førte til oppbyggingen av et stort delta med breelvmateriale, samtidig med avsetning av varvige bresjøsedimenter i hele innsjøen.

   I bølgesonen til innsjøen ble det dannet strandvoller. Figur 7.11 viser en strandvoll i Ripan ytterst på breelvdeltaet.

6. Plutselig brast isdemningen i Rendalen (figur 7.9), og sjøens overflate sank raskt fra 665 til 510 m o.h. Det ble dannet et nytt passpunkt ved Jutulhogget. Katastrofetapningen, 10 300 år før nåtid, førte til dannelsen av Jutulhogget (figur 7.13).

7. Da isen i Glåmas dalføre forsvant, fikk Glåma det løpet den har i dag. Erosjonsbasis ble senket til dette nivået. Så vel Glåma som andre elver og bekker grov seg ned i breelvavsetninger og bresjøavsetninger, og elveavsetningene ble dannet.



Figur 7.12: Jordarter og terrengformer i Tynsetområdet (etter Andersen, 1969).

Figur 7.13: Jutulhogget ble dannet ved en katastrofetapping av Nedre Glomsjø ut Rendalen.

Nyere kartlegging har vist at det som Holmsen kalte Øvre Glomsjø, ikke var en sammenhengende innsjø, men lokale sjøer. Det er ikke sannsynlig at Nedre Glomsjø ved Tynset hadde forbindelse med Femundområdet. Det fins også alternative teorier om bresjøenes dannelse (jf. Andersen, 1969).

Romeriksmjelen

Vannet fra katastrofetappingen ble drenert under isen. Det slamholdige smeltevannet kom fram omtrent ved Elverum (figur 7.14). Utløpet sør i Øyerenbassenget var trangt, og vannstanden i "Romeriksfjorden" steg omtrent 35 m. I det oversvømte området (markert på figur 7.14) ble det avsatt et opptil 1,5 m tykt lag med siltrikt slam, den såkalte Romeriksmjelen, som er viktig for jordbruket på Romerike.

Store isblokker som fulgte med flommen, har laget markerte pløyespor i de finkornete avsetningene, bl.a. i Nes på Romerike.

Referanser

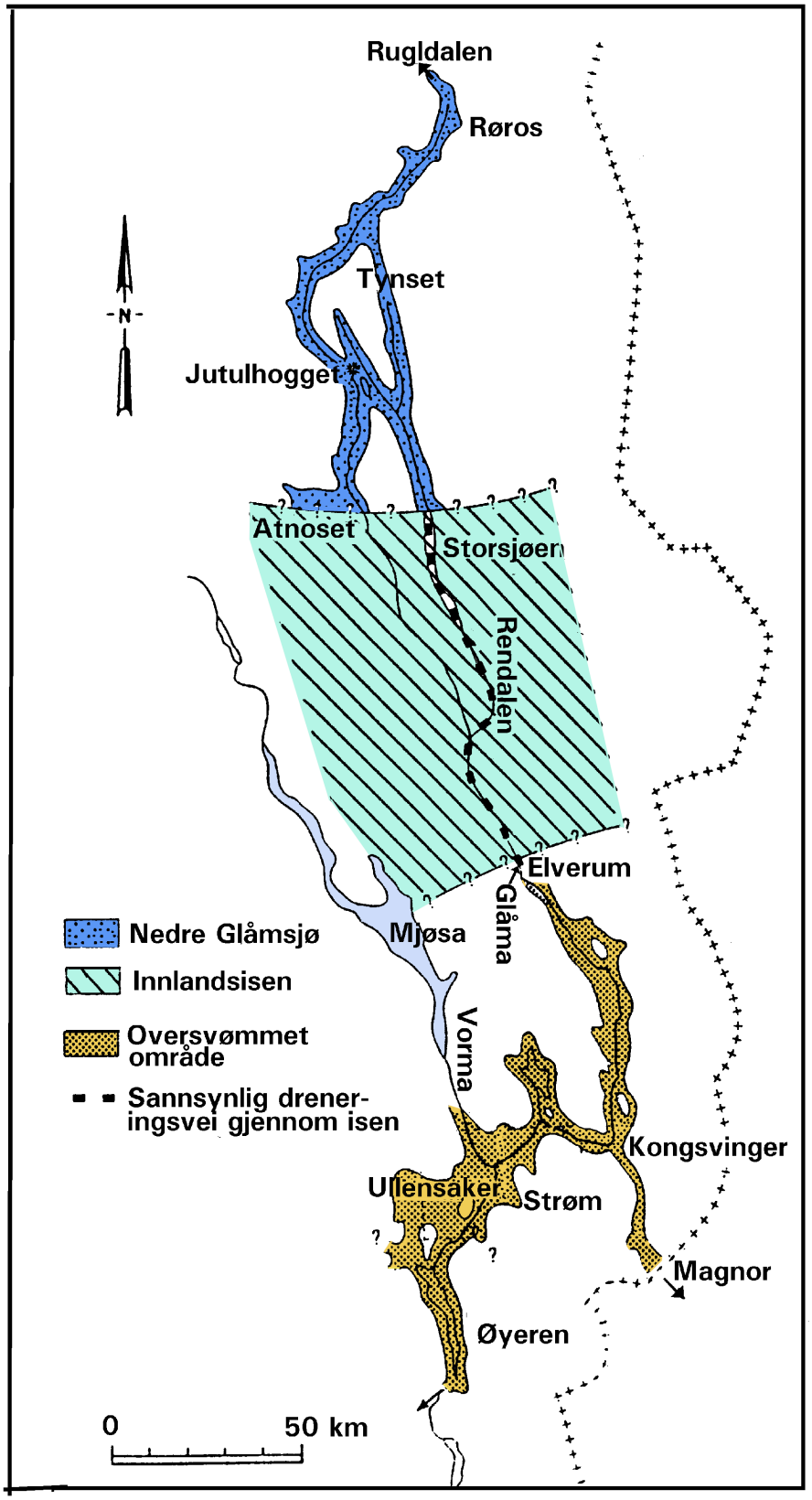
Andersen, B.G. (1969): Bresjøavsetninger ved Tynset i Østerdalen. Norsk Geol. Tidsskr. 49, 289–311.

Garnes, K. & Bergersen, O.F. (1980): Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. Boreas 9, 251–269.

Holmsen, G. (1915): Brædæmte sjøer i nordre Østerdalen. Norges Geol. Unders. 73, 1–211.

Hørbye, J.C. (1886): Om seter eller strandlinjer i store høyder over havet. Arch. f. Matem. og Naturv. B.10.

Longva, O., Hafsten, U., Haugane, E. & Solli, A. (1994): The Romerike Silt Bed; Flood deposits from the catastrophic drainage of Preboreal glacial lake Nedre Glomsjø, SE Norway. I Longva, O. *Flood deposits and erosional features from the catastrophic drainage of Preboreal Lake Nedre Glåmsjø, SE Norway.* Unpublished Dr. Scient thesis, Department of Geology, University of Bergen.



Figur 7.14: Vannet fra katastrofetappingen av Nedre Glomsjø fraktet med seg store mengder materiale. Det fineste materialet bygde opp Romeriksmjelen (etter Longva, 1987).

Strøm, K.M. (1954): Foreløpig beretning over arbeider av professor Kåre Strøm. Akademisk Trykningssentral, Blindern, Oslo, 1–12.

Sørbel, L., Carlson, A.B., Kristiansen, K. & Sollid, J.L.: Kvartærgelogisk verneverdige områder i Oppland fylke. Direktoratet for naturforvaltning, Rapport 4.

Vigerust, E. (1991): Istidas spor i Dovres jord. Dovrebygda, 35–44.

Kapittel 8

Elveavsetninger

Figur 8.1: Selsmyrin, Lågens elveslette nord for Otta, Oppland.

Figur 8.2: I forgrunnen renspylt elveløp hvor alt løsmateriale er fjernet. Bunntransportert stein og grov grus er avsatt nedstrøms.

Verdens mest produktive jord er avsetninger lagt igjen langs elver og i havet. Omtrent 75 % av jordas befolkning holder til og dyrker mat på elvesletter og deltaer. Også i Norge er elveavsetningene viktige for landbruket (figur 8.1).

Erosjon – transport – avsetning

Elveavsetninger er et resultat av bekker eller elvers erosjon i løsavsetninger, transport og avsetning (sedimentasjon). Dette fører til sortering av store mengder materiale. Vi finner grusavsetninger i ett område, velsortert sand i et annet, mens leirer avsettes i store innsjøer og i havet. Denne enorme sorteringen har gitt oss avsetninger med forskjellige egenskaper og forskjellige muligheter for utnyttelse.

Materialtransport i ei elv er enten *bunntransport*, hvor partiklene ruller og hopper langs bunnen, eller *suspensjonstransport* hvor partiklene transporteres i vannmassene. Suspensjonstransport er selvfølgelig en mye raskere transportform enn bunntransport. Målinger utført av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) i Glomma viser at omtrent 10 % av transporten i denne elva er bunntransport.

På steder og i perioder med stor strømhastighet vil elva rive løs (erodere) fra bunnen og frakte materiale med seg. På steder og i perioder med mindre vannhastighet avsettes materialet på bunnen. Figur 8.2 viser et elveløp hvor alt materiale ble revet løs i et smalt og bratt parti. Nedenfor det renspylte partiet er elveløpet bredere og slakere. Her avtok vannhastigheten slik at stein ble avsatt, mens finere fraksjoner ble transportert videre.

Figur 8.3 viser resultatet av bunntransport og sedimentasjon i ei stor elv – Karasjokka. Stein og grus er avsatt oppstrøms det stedet bildet viser. I flomperioder ble sand fraktet langs bunnen, og det ble bygd opp banker. Finmaterialet, silt og leir, ble fraktet videre i sus-

Figur 8.3: Sandbanker i Karasjokka ble avsatt under flom. Da vannføringen avtok, kom bankene over vannivået.

pensjon. Da vannføringen avtok, kom bankene over vannivået.

Når blir materiale erodert, transportert eller avsatt?

Diameteren (d) til de største partikler som rives løs fra bunnen, er bestemt av vannhastigheten (v_c):

$$d = k_d \times v_c^2 \qquad (8.1)$$

Dette er en "arbeidsformel" der diameteren er gitt i mm og den kritiske vannhastigheten v_c i m s^{-1} (m/sek). For velsortert og rundet materiale vil k_d være omtrent 4. Formelen blir da:

$$d = 4 \times v_c^2 \qquad (8.2)$$

Når vannhastigheten er 1 m s^{-1}, er diameteren til det groveste materialet som rives løs, 4 mm (fin grus).

Professor Hjulstrøm (svensk) har laget et diagram (figur 8.4) som viser sammenhengen mellom vannhastigheten og elvas evne til å erodere, transportere eller avsette materiale med forskjellig kornstørrelse. Det prikkede feltet skiller mellom erosjon og sedimentasjon. For å frakte det steinmaterialet som vi ser på bildet i figur 8.2 langs elvas bunn, må vannhastigheten ha vært over 2 m s^{-1}. Da vannhastigheten avtok, ble stein og grov grus avsatt, mens sand og finere materiale ble fraktet videre.

I ei stor elv som Glåma er vannhastigheten på slake strekninger ofte 0,2–0,4 m s^{-1}. I en flomperiode kan den øke til over 1 og i storflom (100-års-flom) til 1,5 m s^{-1}. Veksling mellom flom og normal vannføring fører til at store mengder sand og fin grus flyttes langs elvebunnen, og banker bygges opp (figur 7.5).

Venstre del av diagrammet på figur 8.4 viser, naturlig nok, at økende partikkelstørrelse krever økende vannhastighet for å bli erodert (revet løs). Det som er påfallende, er at erosjon i silt og leir krever høyere vannhastighet enn erosjon i sand og fin grus. Grunnen til dette er kohesjonskreftene i sammenpakkede leir- og silt-avsetninger. Men er fin silt og leir først revet løs, så har materialet meget lav sedimentasjonshastighet. Slikt finmateriale vil bare avsettes i store innsjøer med meget lav gjennomstrømmingshastighet, eller i havet (figur 8.6).

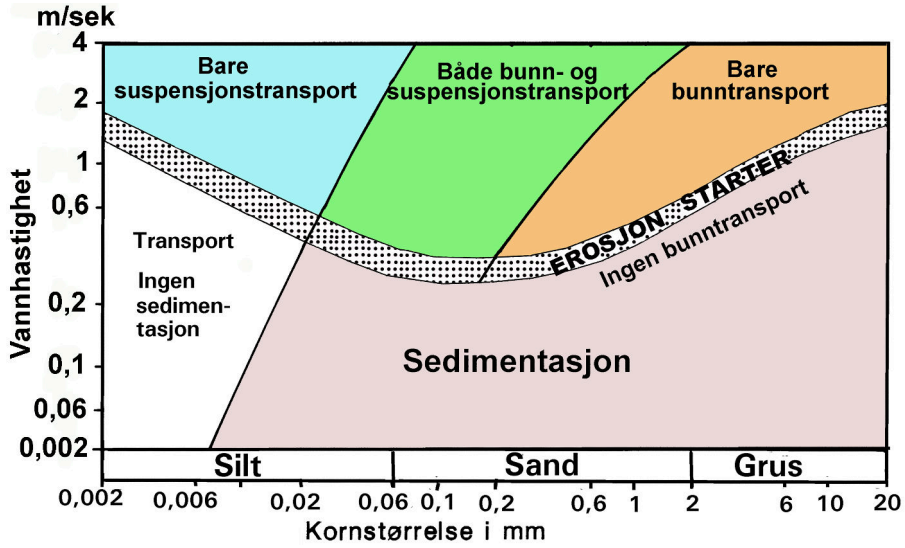
Ved lave vannføringer kan slam med silt og leir avsettes i bekkeløp, men det dannes ikke kohesjonsbindinger i dette løse materialet, og det skylles lett ut ved økende vannføring.

Det materialet som har minst motstandsevne mot erosjon, er grov silt og fin sand. På jordarter dominert av disse kornstørrelsene, er vegetasjonsdekket viktig for å beskytte mot erosjon.

Elvetyper

Det er to hovedtyper av elver: Elver med et forgreinet elvesystem (for eksempel elva ved Longyearbyen, figur 6.7) og elver med ett elveløp. Forgreinete elver har mange kanaler som stadig skifter leie i flomperioder

Store elver som Karasjokka (figur 8.3) renner i sine egne avsetninger, og elvas bredde er betydelig større enn vanndybden. På slake strekninger kan elveløpet endres ved at vannet graver i yttersving, og avsetter materiale i innersving (figur 8.8). Vi får et meandrerende (svingete) elveløp med punktbanker og elvesletter.



Figur 8.4: Hjulstrøms diagram.

Figur 8.5: Sandbanker i Glåma litt nord for Kongsvinger.

Figur 8.6: Silt- og leirmaterialet i Nitelva fraktes til Øyeren eller videre til Oslofjorden før det avsettes.

Typer elveavsetninger

Elveavsetninger som er vanlige i Norge, er elvevifter, elvesletter og deltaer (figur 8.7).

Elvevifter dannes når vann med høy hastighet og stor transportevne sprer seg i et forgreinet elvesystem med lavere gradient. Vannhastigheten avtar, og materiale avsettes. Gjennomsnittlig kornstørrelse avtar nedover vifta.

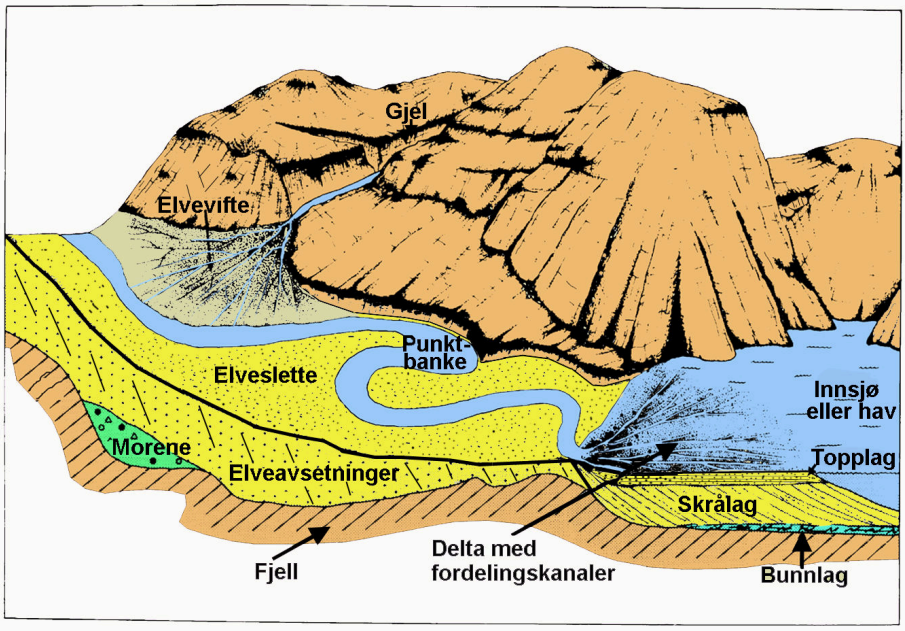
Dannelsen av elvesletter er illustrert i figur 8.8. Ved lav (normal) vannføring (A) er elvas overflate lavere enn elveslettene. I en flomperiode (B) er elvas overflate høyere enn elvevollene. Høy vannhastighet i det dype midtløpet fører til erosjon, mens utenfor hovedløpet er vanndybden og hastigheten lavere. Her kan grovt materiale bygge opp elvevoller, og finmateriale avsettes lenger utover på elveslettene.

Figur 8.9 viser en elveslette langs Glåmas løp.

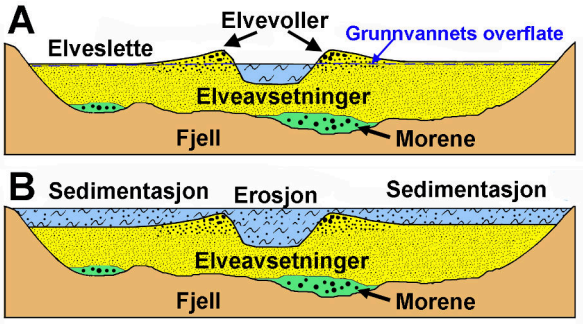
Oppfylling av innsjøbasseng

Da isen forsvant etter siste nedising, var det en rekke smale innsjøer i dalførene. Etter isavsmeltingen ble mange av disse innsjøene fylt helt eller delvis med elvetransportert materiale.

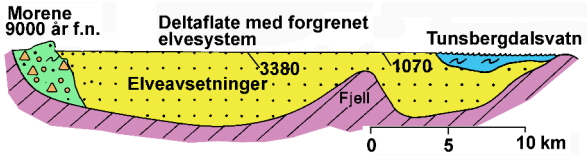
Et godt eksempel er Tunsbergdalsvatn, som renner ut i Jostedøla. Ved slutten av siste istid



Figur 8.7: Tre hovedtyper elveavsetninger: elvevifte, elveslette og delta.



Figur 8.8: Elv med naturlige elvevoller langs elveløpet. Lav vannføring (A) og flom (B).

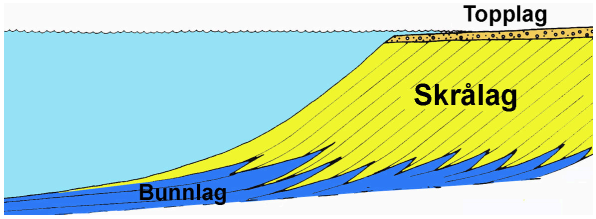


Figur 8.10: Tunsbergdalsvatn er gradvis blitt fylt med elveavsetninger i perioden etter siste isavsmelting.

Figur 8.9: Elveslette ved Evenstad i Østerdalen.

(9000 år før nåtid) ble det dannet en israndavsetning (morene) i Tunsbergdalen (figur 8.10). Tunsbergdalsvatn var da en 30 km lang innsjø som strakte seg fra israndavsetningen til utløpet.

Gradvis ble bassenget fylt med elveavsetninger og deltafronten flyttet seg stadig lenger til høyre på figuren. Deltafrontens beliggenhet, og dermed elveavsetningenes utstrekning for ca. 3380 og 1070 år siden, er avmerket på figuren. I dag er hovedmengden av fjellbassenget fylt med elveavsetninger, og Tunsbergdalsvatn er en 8 km lang innsjø. Tilsvarende oppfyllinger og dannelse av elvesletter finnes en mengde steder i Norge.



Figur 8.11: Skjematisk framstilling av hvordan et Gilbert-delta er bygget opp.

Delta

Mange elver renner gjennom et delta før de når havet. Hovedelva deles opp i mange elveløp, med banker mellom. Elveløpet sprer seg ut i en vifteform, med samme form som den greske bokstaven delta (δ). De største deltaene består hovedsakelig av lag med finkornet materiale, som har en liten helning ut mot havet. Dette er noen av jordas viktigste landbruksområder.

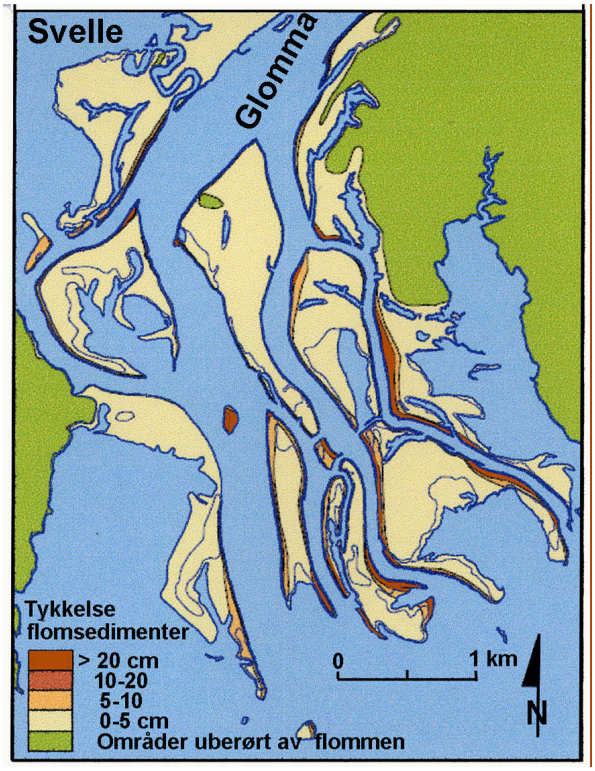
En vanlig deltatype i innsjøer og fjorder er Gilbert-deltaer, som har tre komponenter: bunnlag, frontlag og topplag (figur 8.11). Over de finkornete bunnlagene bygget frontlagene (skrålagene) seg utover. De består vanligvis av sand. På toppen finner vi det mer grovkornete topplaget.

Mange deltaer av denne typen ble dannet i våre dalfører under isavsmeltingen. Figur 6.9 viser et breelvdelta på Hensmoen ved Hønefoss med tydelige frontlag, og et topplag som viser øverste havnivå (marin grense) i dette området.

Glommas delta i Øyeren

Et velkjent delta i Norge er Glommas delta i innsjøen Øyeren (figur 8.12). Ved innløpet deler Glomma seg opp i et forgrenet elvesystem. De deler som ligger over vannflaten, betegnes deltasletten, som i Øyeren har et areal på 7 km^2 (Gjerde, 2003). Øyerendeltaet tilhører en hovedtype som betegnes fuglefotdelta.

Utenfor deltasletten ligger den grunne deltaplattformen med et areal på 27 km^2 og en vanndybde under 5 m. Utenfor deltaplattformen er deltaskråningen, hvor frontlagene bygges ut over finkornede bunnlag.



Figur 8.12: Glommas delta i Øyeren. Tykkelsen på avsetningene fra flommen i 1995 er vist med forskjellige farger. (Etter Gjerde, 2003.)

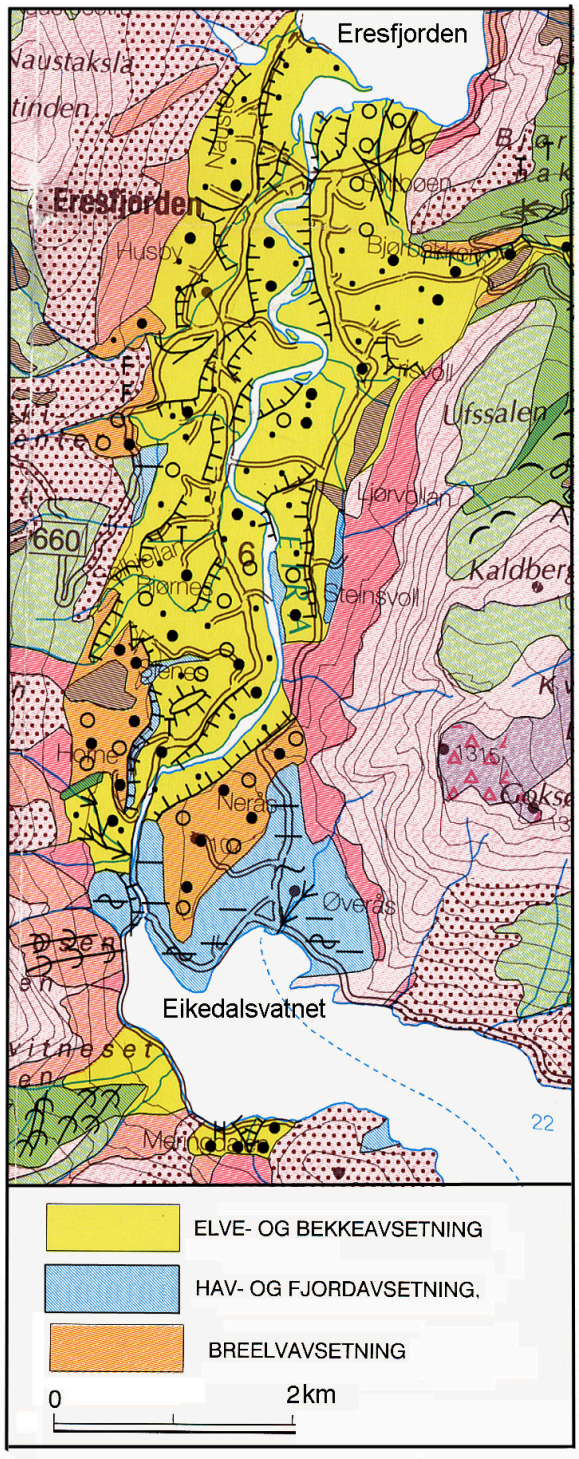
I 1995 var det storflom og voldsom erosjon i Østerdalen og Gudbrandsdalen. Mye materiale ble avsatt da Glomma rant gjennom deltaområdet (figur 8.12), og noen elvevoller vokste med over 20 cm.

Gjennomsnittlig frakter Glomma 276 000 tonn med sedimenter inn i Øyeren per år. Omtrent 60 % av materialet, hovedsakelig silt og leir, passerer Øyeren og fortsetter sin ferd mot havet. 111 000 tonn legges igjen i deltaområdet og innsjøen for øvrig.

Øyrdannelse

Store mengder elvetransportert materiale blir avsatt der store elver renner ut i fjordområder, og det dannes såkalte ør eller øyr. Et eksempel er Sunndalsøra.

Figur 8.13 er et utsnitt fra kvartærgeologisk kart for Nesset kommune (Møre og Romsdal). Fjordavsetninger ble avsatt under marin grense (120 m o.h.) Avsetningene ble gradvis hevet, og elva fra Eikedalsvatnet til Eresfjor-



Figur 8.13: Utsnitt av kvartærgeologisk kart Nesset kommune (Follestad, 1994).

den har lagt elveavsetninger over fjordavsetningene. Videre landhevning førte til erosjon og dannelse av lavere elvesletter.

De som bosetter seg i slike øyr-områder, må være klar over at leire under sandavsetninger kan gi dårlige fundamenteringsforhold.

Grunnvann

Godt sorterte elveavsetninger har høy porøsitet, og vann strømmer lett gjennom de åpne porene hvis avsetningene er grovkornet. Vanlig porøsitet er $n = 0{,}4$. Det betyr at i en kubikkmeter sand lagres det 400 liter vann. Tykke elveavsetninger kan derfor være godt egnet til uttak av drikkevann og vann til landbruket.

Referanser

Follestad, B.A. (1994): NESSET KOMMUNE. Kvartærgeologisk kart. Norges Geol. Unders.

Gjerde, H. (2003): Øyerens natur. Deltaets utforming. Interesseorganisasjonen Nordre Øyeren. `http://oyeren.org/informasjon/natur/landskap/hydrologi-b.htm`.

Kapittel 9

Havavsetninger og kvikkleire

Der elver renner ut i havet, skjer det en omfattende sortering av det elvetransporterte materialet. Oppdelingen av materialet i avsetninger med forskjellig kornstørrelse er samtidig en sortering av materiale med forskjellig sammensetning, mineralogisk og kjemisk.

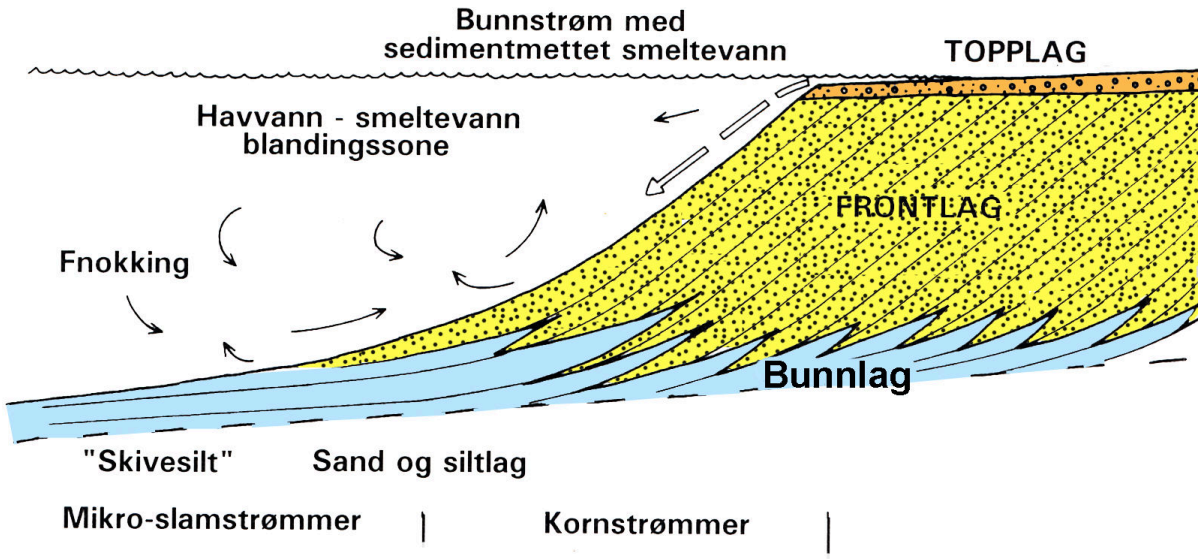
Transport og avsetning av grovt materiale (stein, grus og sand) er beskrevet i kapitlene om breelvavsetninger, elveavsetninger og strandavsetninger. Dette kapitlet handler om dannelsen av de finkornete avsetningene og deres egenskaper.

Figur 9.1 viser en vanlig situasjon i norske fjorder. Velsortert grus og sand bygger opp et delta ved munningen av en elv. Finere materiale fraktes lenger ut i fjorden og legger seg som et teppe over eldre avsetninger.

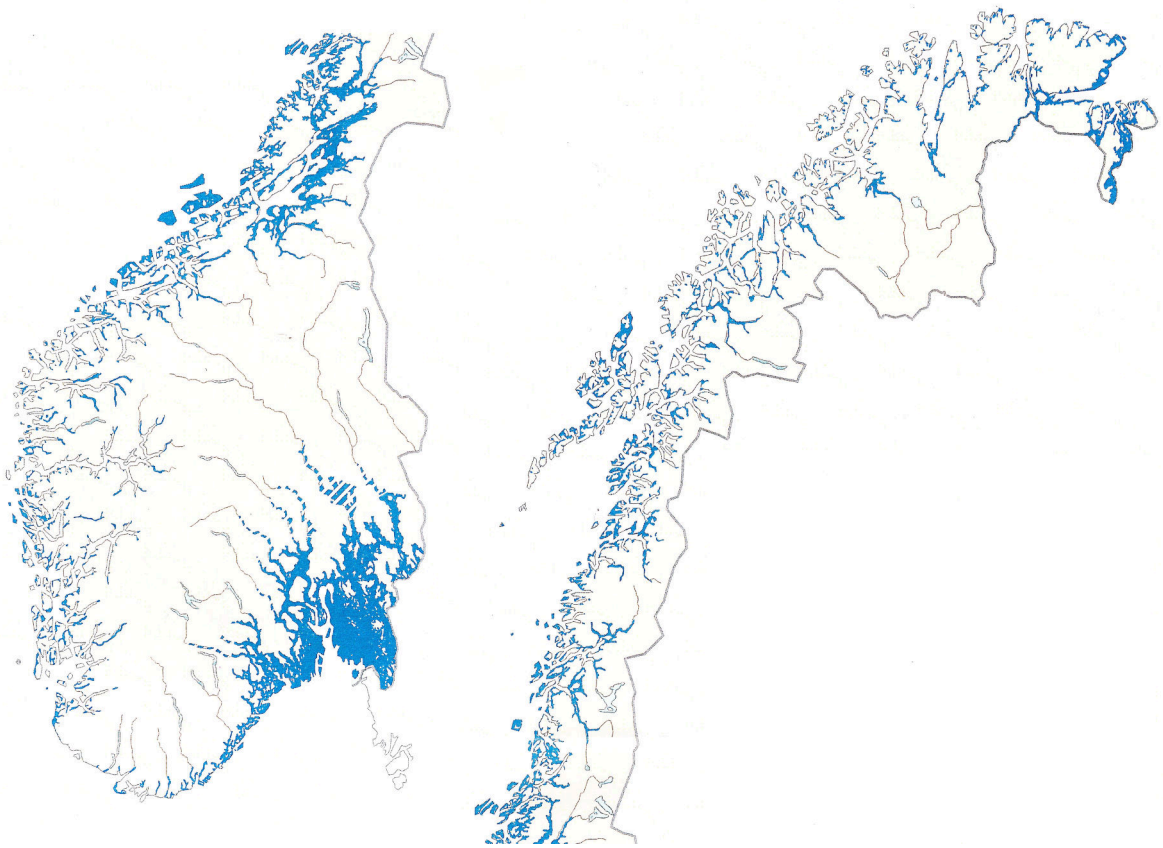
Hovedmengden av de finkornete havavsetningene har et så høyt leirinnhold at de har *plastiske* egenskaper. At et materiale er plastisk, betyr at det kan formes. De finkornete, plastiske avsetningene kalles *leire* selv om innholdet av silt er betydelig høyere enn innholdet av leirpartikler. Se om partikkelstørrelser i kapittel 3.

Vi har i prinsippet to hovedtyper havavsatt leirjord:

1. Leire som ble avsatt utenfor brefronten – "*ishavsleire*" (glasial leire). Slik leire er vanligvis lagdelt og inneholder noe grovt materiale, deriblant droppstein og -blokker fra smeltende isfjell.
2. Leire som er dannet ved utvasking av finstoff fra strandsonen under landhevningen, og ved elvenes erosjon og omlagring av eldre leire – "*postglasial leire*". Slik leire er normalt steinfri, og den har mindre utpreget lagdeling enn ishavsleira.



Figur 9.1: Snitt som viser vanlig fordeling av avsetninger der en elv renner ut i havet.



Figur 9.2: Heldekkende blått: Områder som var dekt av hav ved slutten av siste istid og som senere har blitt hevet over havnivå. Skravert blått: Innsjøer hvor havvannet kan ha trengt inn en kort periode (i Sør-Norge). Fra Nasjonalatlas for Norge, kartblad 2.3.3: Landhevning (Sørensen, Bakkelid & Torp, 1987).

Vi kan også finne leirjord avsatt i ferskvann, nemlig som en følge av erosjon i nedbørfeltet. Slik ferskvannsleire kan ha meget høyt leirinnhold, opptil 70 % leirpartikler (partikler under 2 μm diameter).

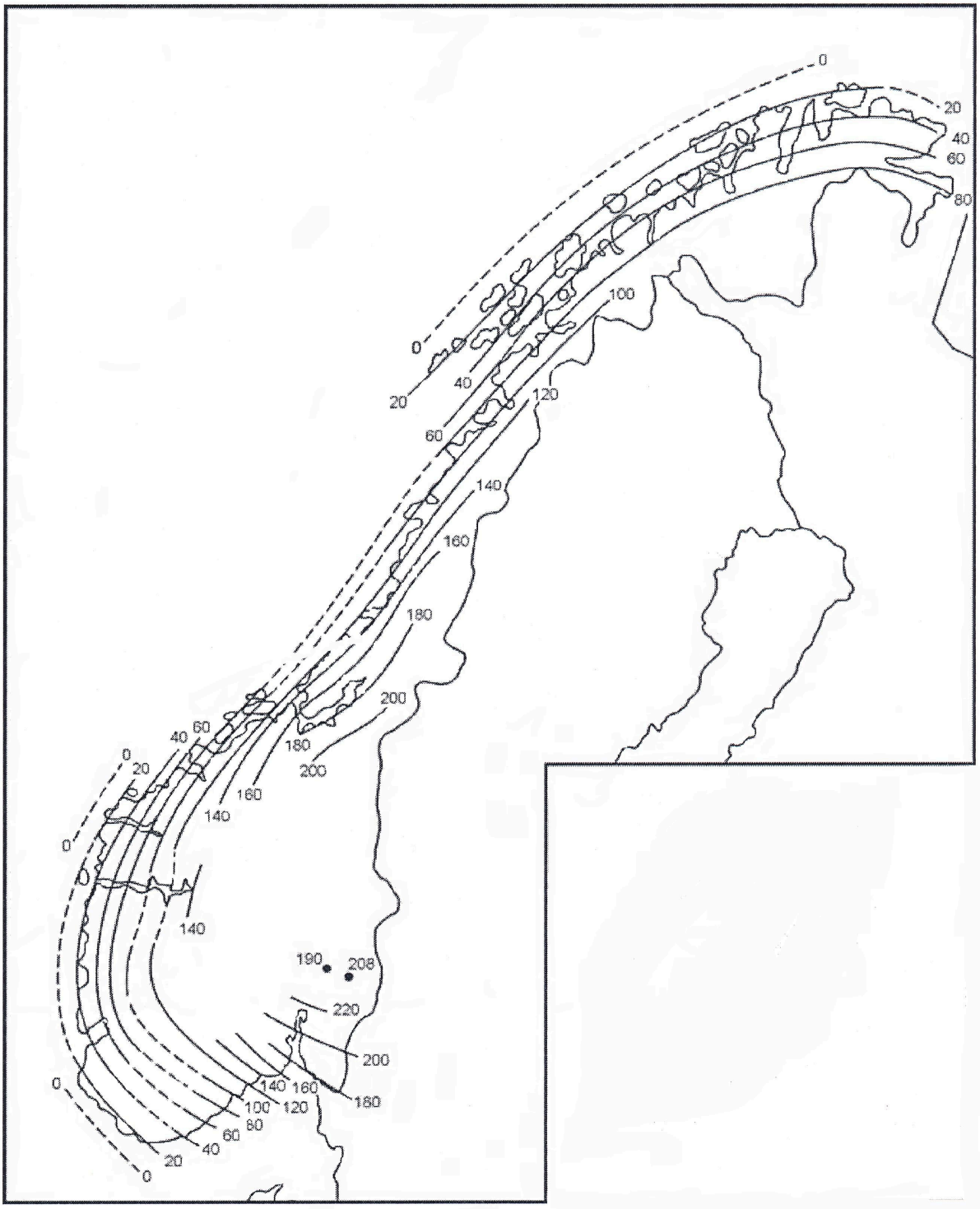
På grunn av landhevningen ble mye av leirene hevet over havets nivå etter hvert. Disse hevede havavsetningene er i dag den viktigste kulturjorda på Sør-Østlandet, i Trøndelag og mange steder langs kysten ellers. Samtidig er det i områdene med havleire at det kan være fare for kvikkleireskred, se senere i kapitlet.

Leirers struktur

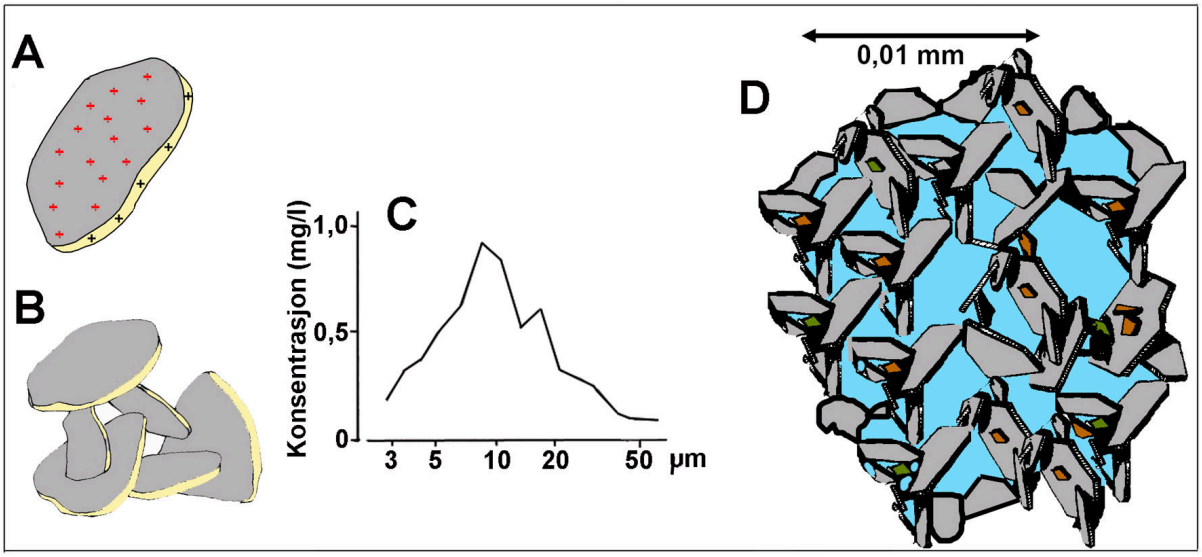
Det som karakteriserer leirer, er et høyt innhold av finkornete partikler, det som kalles leirpartikler, med diameter under 0,002 mm (2μm). I leirfraksjonen er de flakformete leirmineralene *illitt* og *kloritt* viktige. Illitt ligner på glimmer i bergartene. Disse leirmineralene har negative punktladninger på flatene, og positive ladninger på kantene (figur 9.4 A). Mineralflakenes overskudd av negative ladninger er balansert av kationer i vannet rundt flakene.

På grunn av den negative ladningen er det *frastøtning* mellom flakene. De små partiklene sedimenteres meget langsomt i ferskvann (elver eller innsjøer). I store sjøer, som Mjøsa og Øyeren er bunnen dekket med leire, men mye av finmaterialet passerer innsjøene, og blir fraktet til Oslofjorden.

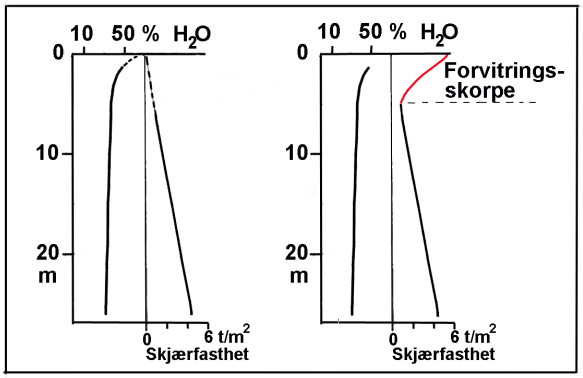
Når leirpartiklene kommer ut i havet, vil det høye ioneinnholdet reduseres frastøtningen mellom partiklene. Det dannes aggregater, med relativt svake bindinger mellom mineralenes negative overflater og positive kanter (figur 9.4 A), samt *van der Waalske* bindinger. Vi sier at finmaterialet, silt og leir, *fnokker* ut



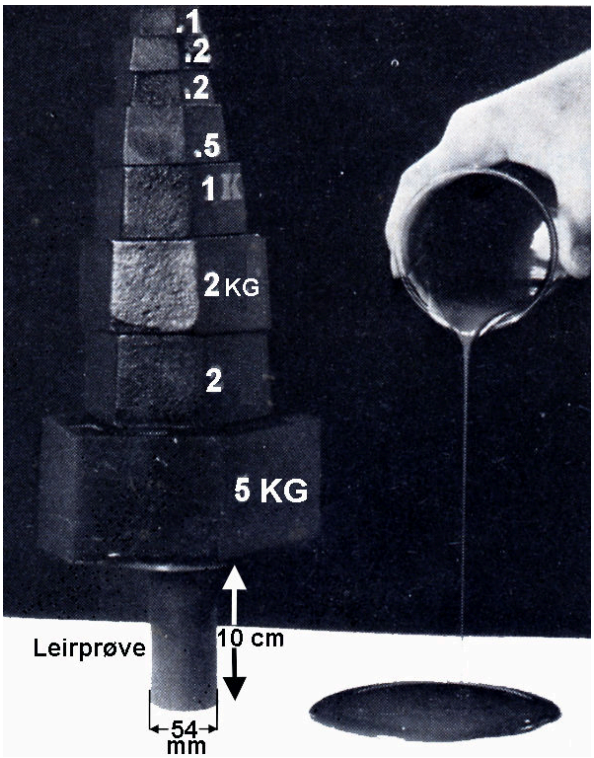
Figur 9.3: Kart som viser marin grense langs Norges kyst (modifisert fra Selmer-Olsen, 1966).



Figur 9.4: A: Illitt-flak med negative ladninger på flaten, og positive ladninger på kantene. B: I saltvann dannes aggregater (fnokker) med en korthuslignende struktur. C: Størrelse på leirfnokker i havvann (etter Eisma & Gieskes, 1977). D: Nylig avsatt leire med korthusstruktur og sjøvann i porene.



Figur 9.5: I en normalkonsolidert leire avtar vanninnholdet, og fastheten øker, med dypet. Forvitring fører til økt fasthet i toppen av leirer som er hevet over havets nivå.

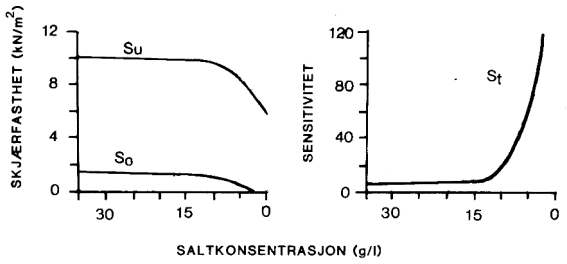


Figur 9.6: Til venstre i bildet blir en uforstyrret leirprøve i kort tid belastet med 11 kg (4,8 tonn/m^2). Ved omrøring mister kvikkleiren all fasthet. (Etter Rosenqvist, 1953.)

i havvann. Hovedmengden av fnokkene i havvann har en størrelse på 3–50 μm (figur 9.4 C) (1μm = 0,001 mm). De små aggregatene, med sitt høye vanninnhold, er lette og kan fraktes langt ut i det marine miljøet før de sedimenteres.

Ved sedimentasjon dannes leirer med en korthuslignende struktur, hvor porene er fylt med saltvann (figur 9.4 D).

Figur 9.5 viser hvordan skjærfastheten øker og vanninnholdet avtar med dypet i en *normal-*



Figur 9.7: Leirers fasthet endres med porevannets saltinnhold. S_U: uomrørt skjærfasthet.S_O: omrørt skjærfasthet. S_T: sensitivitet = S_U / S_O (etter Rosenqvist, 1956).

konsolidert, homogen leire, ved at porevann presses ut. Venstre figur viser normal fasthet av leire under havnivå.

Selv på mange meters dyp har leira en korthuslignende struktur, med et høyt innhold av saltvann i porene. Høyre del av figur 9.5 viser at fastheten i leire som er hevet over havets nivå, har økt på grunn av forvitring. Forvitringseffekten avtar med dypet. Tykkelsen på forvitringsskorpa er bestemt av leiras sammensetning og hvor lenge den har vært over havets nivå. Leirer på Gjennestad (Stokke i Vestfold) har forvitret i omtrent 8500 år. Her er det markert forvitring til 4 meter dyp, og svak forvitring mellom 4 og 6 m dyp (Pederstad & Jørgensen, 1985).

Dannelsen av forvitringsskorpe er ofte en forutsetning for å kunne kjøre med maskiner og drive landbruk på leirjord. Det er i forvitringsskorpa, med åpen struktur og luftinnhold, at plantene vokser.

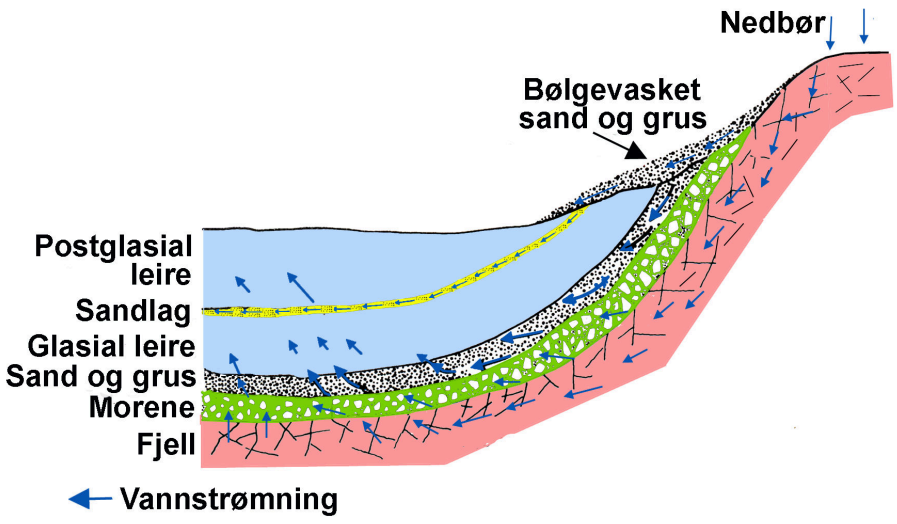
Kvikkleire

Hva er kvikkleire?

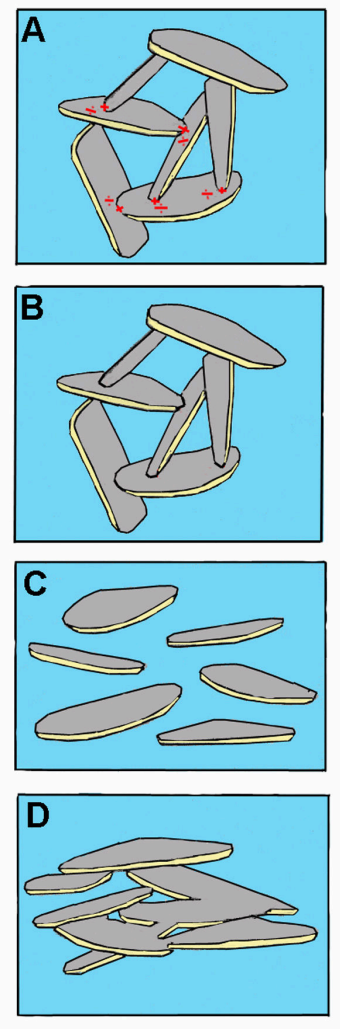
Ved forsiktig boring i bløt marin leire som har korthusstrukturen i behold, men ikke salt porevann, kan man ta opp nesten uforstyrrete prøver. Uforstyrret leire kan påføres en betydelig belastning uten at den bryter sammen (figur 9.6). Denne fastheten betegnes *uomrørt* skjærfasthet. Hvis man rører om, blir slik leire flytende, og kan helles ut av glasset. Vi sier at leira er *kvikk*. Den *omrørte* skjærfastheten er nesten null. I den omrørte prøven er partikkelbindingene brutt. Leirpartiklene, som frastøter hverandre, flyter i sitt eget porevann.

Professor Ivan Rosenqvist var den første som viste at norske leirers skjærfasthet er bestemt av porevannets saltinnhold (figur 9.7).

I normalt havvann er saltinnholdet 35 g/l. Selv om utvasking reduserer saltinnholdet i porevannet til 10 g/l, skjer den ingen merkbar reduksjon av skjærfasthetene. Ved videre reduksjon av saltinnholdet reduseres den uom-



Figur 9.8: At ferskvann strømmer gjennom leirer reduserer porevannets saltinnhold (etter Løken, 1968).



Figur 9.9: Dannelse av kvikkleire og resedimentert leire

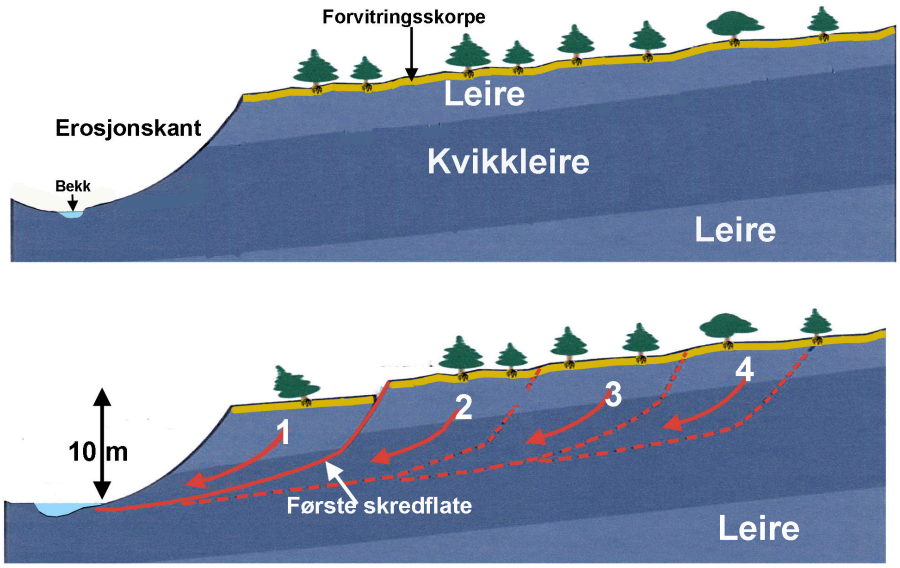
rørte skjærfastheten markert, og den omrørte skjærfastheten går mot null. Leirenes *sensitivitet*, som er forholdet mellom uomrørt og omrørt skjærfasthet, øker markert når saltinnholdet blir lavere enn 10 g/l.

En forutsetning for å få dannet *kvikkleire* er derfor at saltinnholdet i porevannet blir redusert til under 10 g/l. Figur 9.8 viser hvordan dette kan skje. Nedbør infiltrerer bergarter og løsavsetninger som er over havets nivå, og grunnvann strømmer mot bunnen og presses opp gjennom leirene. Selv om leire virker nesten tett, vil ferskvann sakte trenge gjennom, og i løpet av noen tusen år blir porevannets saltinnhold redusert. Vi får en overgang fra fast leire til bløt leire og kvikkleire. Denne prosessen kan redusere saltinnholdet selv om leirene ligger under havets nivå.

Figur 9.9 viser et sammendrag av utvikling av kvikkleire.

A: Ved utfnokking og sedimentasjon i sjøvann dannes bindinger mellom leirmineralenes kanter og flater. Porevannets (havvannets) høye ioneinnhold reduserer frastøtningen mellom leirpartiklene. Korthusstrukturen er stabil.

B: En langsom utvasking av porevannet fører til økt frastøtning mellom flakene. Skjærfastheten reduseres gradvis (se figur 9.7).



Figur 9.10: Utvikling av skred (Rissamodell).

Figur 9.11: Skredet i innsjøen Botnen i Rissa (Sør-Trøndelag).

C: Mekanisk påvirkning, som jordskjelv eller rystelser fra trafikk, fører til at bindingene brytes og kvikkleira sklir ut. I skredmaterialet flyter leirpartiklene i sitt eget porevann.

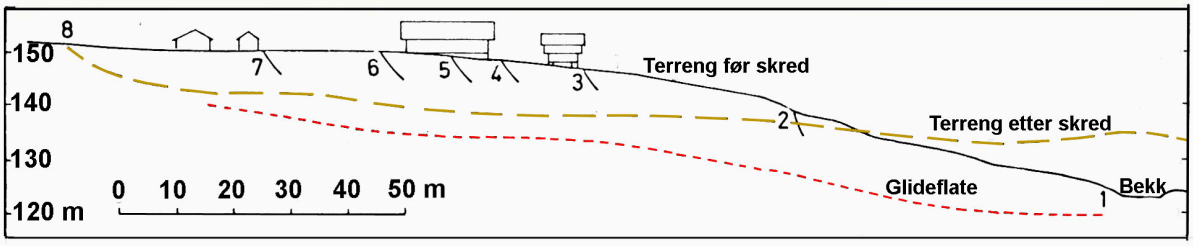
D: Når leirmaterialet avsettes på nytt, dannes en tettere og fastere "flate-mot-flate"-struktur. Denne re-sedimenterte (omlagrete) leira kan ikke bli til ny kvikkleire.

Skredmekanismer

Figur 9.10 illustrerer hvordan et kvikkleireskred kan utvikle seg. På grunn av bekkens erosjon dannes en erosjonskant. Det går et første skred når skjærfastheten langs "første skredflate" er for lav til å holde skredblokk 1 på plass. Kvikkleira omdannes til en lettflytende masse, som renner ut i bekkeløpet. Den fastere leira over kvikkleira vil delvis flyte på "suppen" av kvikkleire. Når motstøtten til blokk 2 forsvinner, sklir denne også ut. På denne måten vokser skredgropa raskt.

Et dramatisk eksempel på en slik skredmekanisme er Rissaskredet (figur 9.11), som raste ut 29. april 1978. Skredmassene var totalt 5–6 millioner m^3. Fem boliger ble ødelagt, og en kvinne omkom. Skredet laget bølger i sjøen, som skadet hus på den andre siden av vannet – 4 km unna. Figur 9.12 viser et snitt langs Rissaskredet.

Et annet eksempel er kvikkleireskredet i Båstad, Trøgstad kommune i 1974. Et areal på omtrent 80 dekar landbruksjord raste ut, og ca.



Figur 9.12: Lengdesnitt gjennom Rissaskredet.

Figur 9.13: Kvikkleireskredet i Båstad, Trøgstad i Østfold 5. desember 1974. Vi ser flak av forvitringsskorpe på bunnen an skredgropa. (Foto: Fjellanger-Widerøe.)

1,5 mill m^3 jord ble flyttet på (figur 9.13). Bildet viser tydelig en forvitringsskorpe (lys farge) i toppen av leirene. En låve og et par mindre bygninger gikk med i skredet (i høyre side av skredgropa), men ingen menneskeliv eller dyr gikk tapt. Store flak med forvitringsskorpe sklei ut i skredgropa, da den underliggen de kvikkleira forsvant. Da skredet gikk, rant den lettflytende kvikkleira ut av området og dekte ca. 45 daa inntil 700 m nedstrøms (Gregersen & Løken, 1979). Syv år tidligere hadde det gått et større skred nær kommunesenteret i Trøgstad. Her gikk det med flere hus, og fire mennesker mistet livet.

Stabilisering av leire

Når grunnundersøkelser viser at leira har for liten fasthet til at man kan bygge det man har planlagt, er det vanlig å sette peler til fjell. En annen mulighet er at man forbedrer bæreevnen ved å øke porevannets saltinnhold (se figur 9.7).

Da "trafikkmaskinen" ved Valle Hovin i Oslo ble bygd, ble de bløte leirene stabilisert med salt. Et nett med vertikale hull med diameter 15 cm og avstand 1,5 m, ble boret ned til 15 m dyp. Hullene ble fylt med kaliumklorid (KCl) og plugget igjen. Diffusjon av salt ut i leiras porevann førte til en så stor økning i skjærfastheten i løpet av to år at trafikkmaskinen kunne bygges på de stabiliserte leirene. Disse leirenes fasthet vil øke i noen tusen år framover.

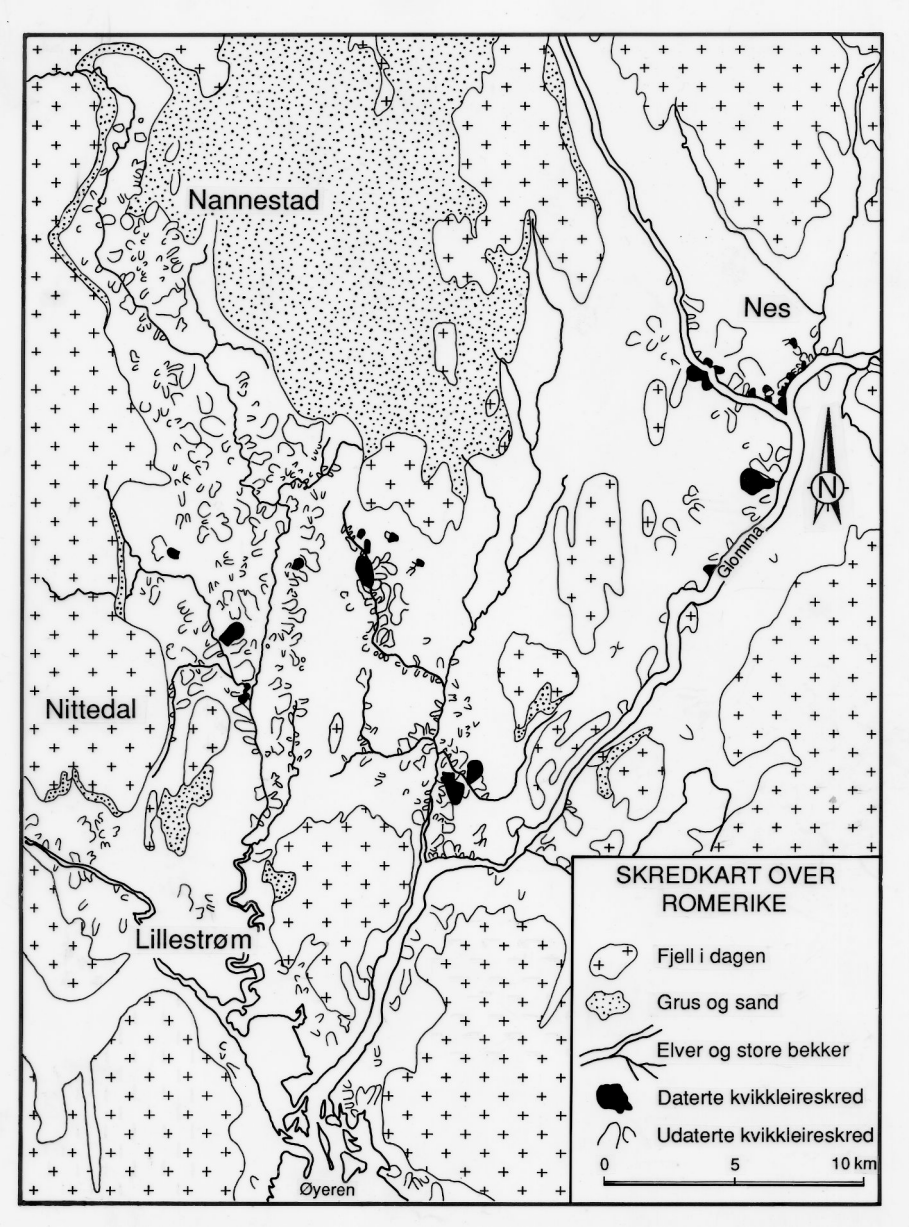
Områder med hyppige kvikkleireskred

De mest kjente skredområdene ligger rundt Oslofjorden og Trondheimsfjorden og i Namdalen. Her er det beskrevet en rekke skred i historisk tid og mange skredgroper som ble dannet i prehistorisk tid. Figur 9.14 viser kartlagte skredgroper på Romerike, ikke minst langs elva Leira.

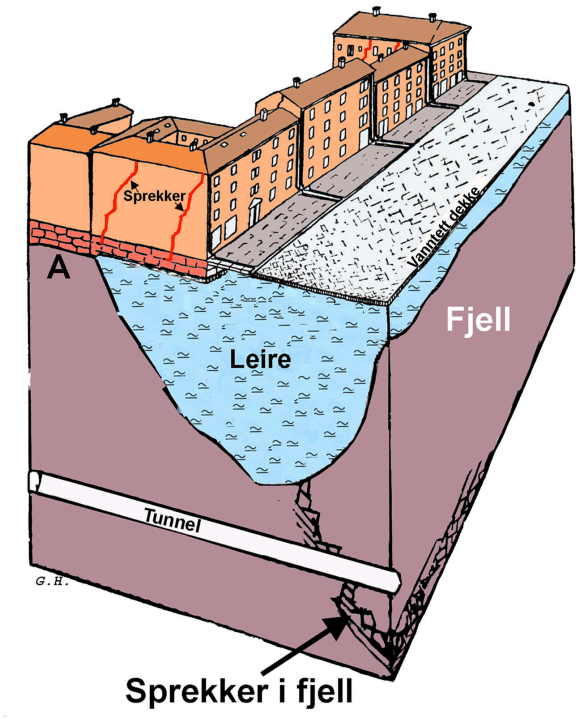
Setninger

Selv om leirer er tilnærmet tette, vil porevannet presses langsomt ut ved belastninger, og vi får setninger. Utpressing av porevann og medfølgende setninger ble klart demonstrert ved bygging av tunnelen på Holmenkollbanen i Oslo mellom Majorstua og Nationalteateret (figur 9.15).

Det som var ekstra uheldig her, var at bygningene ligger delvis på fjell og delvis på leire.



Figur 9.14: Leirslettene på Romerike er av de mest skredfarlige områdene i Norge (etter Bjerrum et al., 1969).



Figur 9.15: Setninger i leira over tunnelbanen mellom Majorstua og Nationalteateret førte til store skader på bygninger (etter Gunnar Holmsen).

Porevannet som ble presset ut, fulgte sprekkesystemer i fjellet fram til tunnelen. Gradvise setninger førte til store skader ved at bygninger ble deformert og sprakk.

Figur 9.16: Raviner i havleire. Nittedal, Akershus.

vere enn dalbunnen i Nittedal. Vannet eroderte lett i de vegetasjonsfrie, løse avsetningene under denne landhevingen

Figur 9.16 viser raviner erodert i havleire sør i Nittedal. Rester av den gamle havbunnen er bevart som flate leirområder noen steder, mens andre områder er dominert av erosjonsraviner som skjærer seg ned og innover i leirjorda.

Marine terrengformer

I mange fjordområder var det meget stor materialtilførsel med smeltevannet umiddelbart etter at fjorden ble isfri. Fjorden ble mange steder fylt med havavsetninger, oftest siltrik leire, nesten opp til marin grense. Rask landhevning løftet avsetningene over havets nivå. Setninger i leirene førte til en liten senkning av den opprinnelige havbunnen. I dalfører med leire synker overflaten mest der leira er tykkest.

Figur 2.7 viser landhevingskurve og skisse over havets utbredelse i Nittedal etter isavsmeltingen for 11 000 år siden. Den marine grensen i området er omtrent 200 m o.h. I løpet av de første ca. 2000 år med netto landheving sank erosjonsbasis til ca. 100 m o.h., som er la-

Figur 9.17: A: Nordstrand kirke (bygd i 1886) er, i likhet med mange kirker i Norge, bygd med rød teglstein. B: Inngangsporten til Ullevål sykehus er bygd med gul og rød teglstein. Denne bygningen står på solid grunnmur med granittblokker.

Figur 9.18: Lecablokker er et viktig bygningsmateriale produsert av marin leire.

Leirprodukter

Leire har blitt brukt til bygningsmaterialer (tørket eller brent), som mørtel og som keramikkråstoff i mer enn 10 000 år.

Teglstein

Teglstein er laget av leire, hvor materialet tørkes og deretter eventuelt brennes ved høy temperatur.

Bruken av teglstein bredte seg fra Kina til Europa, og produksjonen i Norge startet omkring år 1200. Fargen på norsk teglstein er vanligvis rød på grunn av leiras høye jerninnhold. Ved tilsetning av kalk blir fargen gul (figur 9.17).

I begynnelsen var det mest monumentale bygg, klostre, kirker og festninger, som ble bygd med teglstein, men senere er mesteparten av vår teglsteinsproduksjon brukt i bruksbygninger som sykehus, skoler og boligblokker. Det ble en rask økning av bruken etter bybrannen i Christiania i 1624. Da ble det innført murtvang, en reguleringsbestemmelse som krevde at det innenfor noen områder bare skulle bygges murhus, for å redusere brannfaren. Etter bybrannen i Ålesund i 1904, ble det murtvang i alle norske byer.

I tillegg til teglstein lagde norske teglverk dreneringsrør og takstein av formet og brent leire.

Tørr leire har i Norge vært brukt i stor utstrekning som stubbloftfylling i hus.

Leca

Et annet viktig byggemateriale som produseres fra leire, er lettbetong. Leca (**L**ight **E**xpanded **C**lay **A**ggregates) blir produsert ved at leirmaterialet blir granulert og varmet opp til 1200 °C i roterende ovner. De porøse kulene som dannes, har en hard overflate. Blokkenr produseres ved at kulene blir støpt sammen med sement. Produksjonen av Lecablokker startet i Norge i 1954 ved Norsk Leca i Rælingen, Akershus.

Referanser

Bjerrum, L., Løken, T., Heiberg, S. & Foster, R. (1969): A field study of factors responsible for quick clay slides. Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico 1969, Proceedings, 2, 531–540.

Eggestad (1978): A prehistoric landslide in the Grorud valley near Oslo. Norsk Geogr. Tidsskrift.

Eisma, D. & Gieskes, W.W.C. (1977): Particle size spectra of non-living suspended matter in the southern North Sea. Interne Verslagen Nederlands Instituut voor Onderzoek der Zee Texel, 1977-7, 1–22.

Gregersen, O. & Løken, T. (1979): The Quick-clay Slide at Baastad, Norway, 1974. Engineering Geology 14, 188–196.

Holtedahl, O. (1953): Norges geologi. NGU nr 164. Bind II, plansje 18.

Jørgensen, P. & Sørensen, R. (1979): Late Glacial and Holocene deglaciation and sedimentation in Lågendalen, southeastern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 59, 337–343.

Løken, T. (1968): Kvikkleiredannelse og kjemisk forvitring i norske leirer. Norges Geotekn. Inst. Publ. 75, 19–26.

Pederstad, K. & Jørgensen, P. (1985): Weathering in a marine clay during postglacial time. Clay Minerals 20, 477–491.

Rosenqvist, I.Th. (1953): Quickton. Bild der Wissenschaft, 1953, 1293–1300.

Rosenqvist, I.Th. (1956): Die subpolaren Quicktone. Ein Problem der Tonkolloid-Chemie. Geologie, Band 6, 495–503.

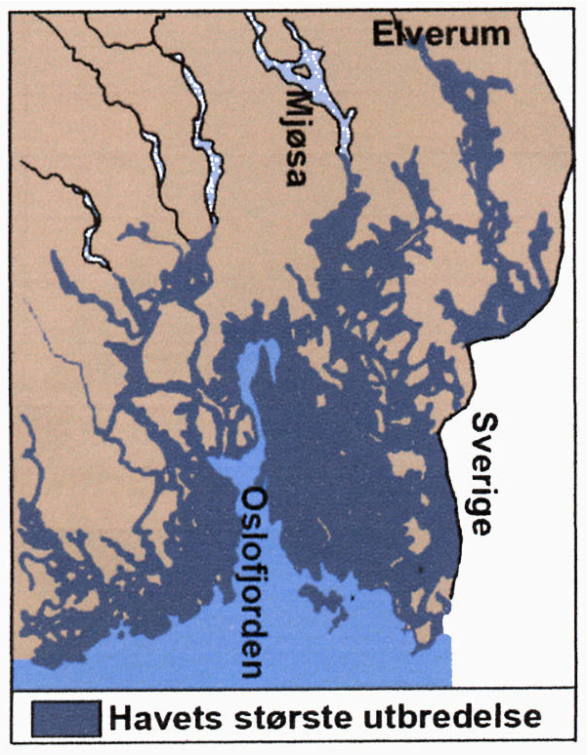
Rosenqvist, I.Th. (1960): Marine clays and quick clay slides. Geology of Norway. Norges Geol. Unders. 208, 463–471.

Selmer-Olsen, R. (1966): Alminnelig Geologi og Ingeniørgeologi. Forelesningskompendium, 2. reviderte utgave. Tapir forlag, Trondheim.

Kapittel 10

Strandavsetninger

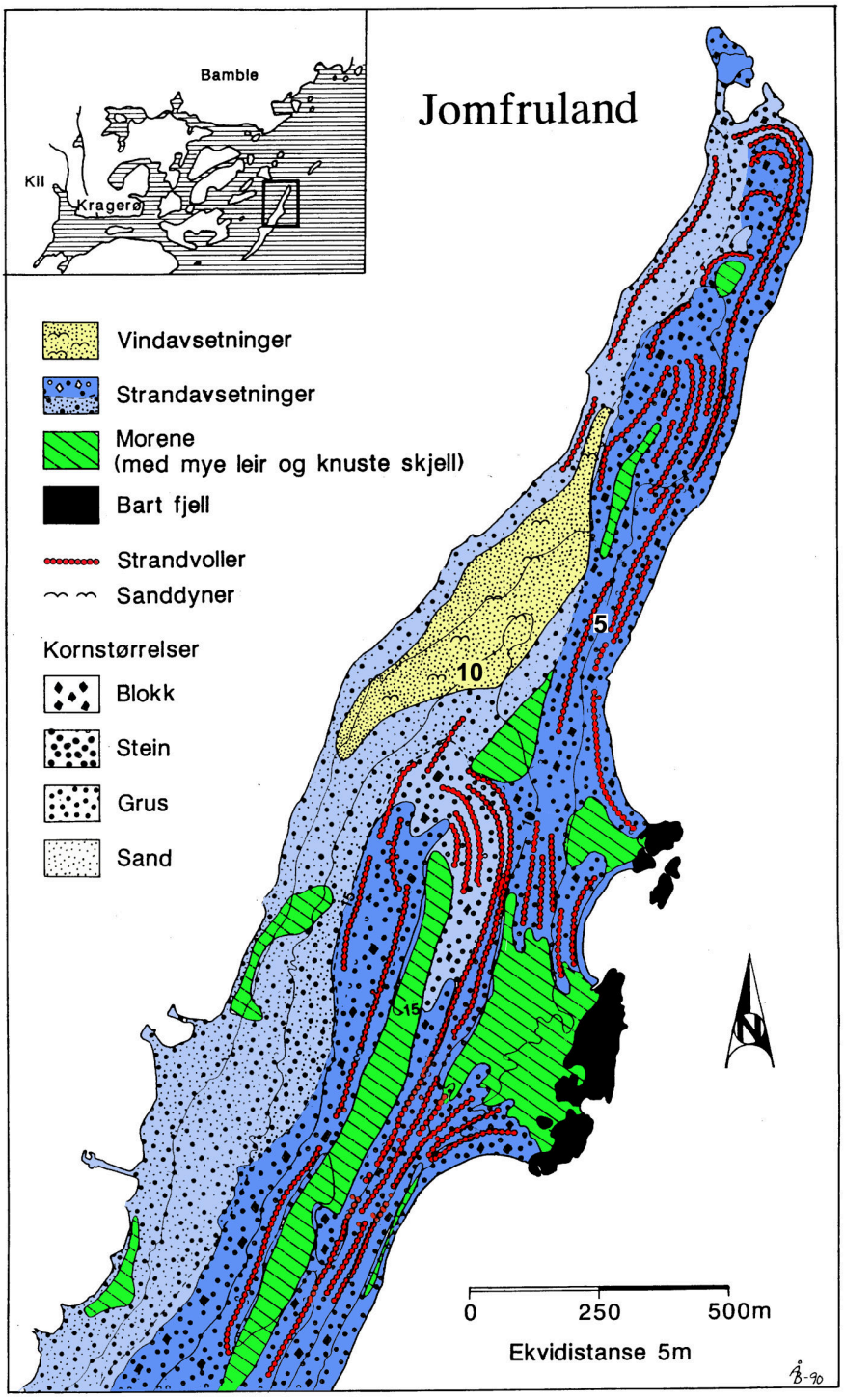
Figur 10.1: Steinstrand på yttersiden av Jeløya, Moss, Østfold.



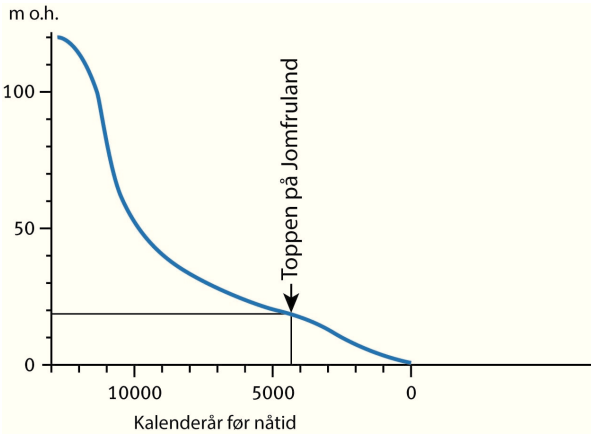
Figur 10.2: Havets maksimale utbredelse i Oslofjordområdet.

Langs hele vår kyst arbeider bølgene kontinuerlig. Fotografiet (figur 10.1) viser et område på vestsiden av Jeløya i Oslofjorden. Her har bølgene bearbeidet materialet i en moreneavsetning. Finmaterialet er vasket ut, og steinmaterialet er samlet i strandsonen. Når kraftige bølger slår inn og trekker seg tilbake, blir steinmaterialet slipt ved å rulle fram og tilbake. Materialet på denne steinstranda er derfor godt rundet.

Figur 10.3: Tykke strandavsetninger nær Sandefjord og på Ra-ryggen ved Larvik.



Figur 10.4: Kart som viser ulike jordarter på Jomfruland, Kragerø, Telemark.



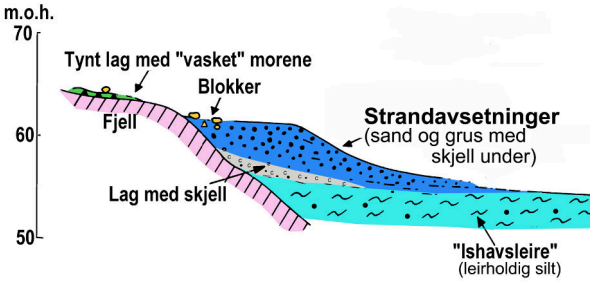
Figur 10.5: Landhevingskurve for Jomfruland.

I deler av strandsonen hvor bølgene er svakere, blir det avsatt velsortert sand. Der bølgene er sterkest, blir alt materiale fjernet, og fjelloverflaten kommer fram.

Bølgenes arbeid startet idet isen forvant og havet fulgte etter. Figur 10.2 viser havets største utbredelse i Oslofjordområdet ved slutten av siste istid. Det området som er markert med grått, har vært under havnivå og har blitt utsatt for bølgeaktivitet i løpet av landhevingen.

Kysttype og landhevingshastighet har stor betydning for dannelsen av strandavsetninger. De tykkeste strandavsetningene finner vi ofte på den mest bølgeeksponerte siden av markerte israndavsetninger dannet under havets nivå. Da avsetningene kom opp i havnivå, sørget kraftig bølgeaktivitet (vinterstormer) for dannelse av tykke strandavsetninger (figur 10.3).

Figur 10.6: Strandvoll med rundet stein på yttersiden av Jomfruland. Vegetasjonen finner vann og næring i den leirrike morenen under steinkappen.



Figur 10.7: Modell for jordartsfordeling i fjordområder som er løftet over havets nivå.

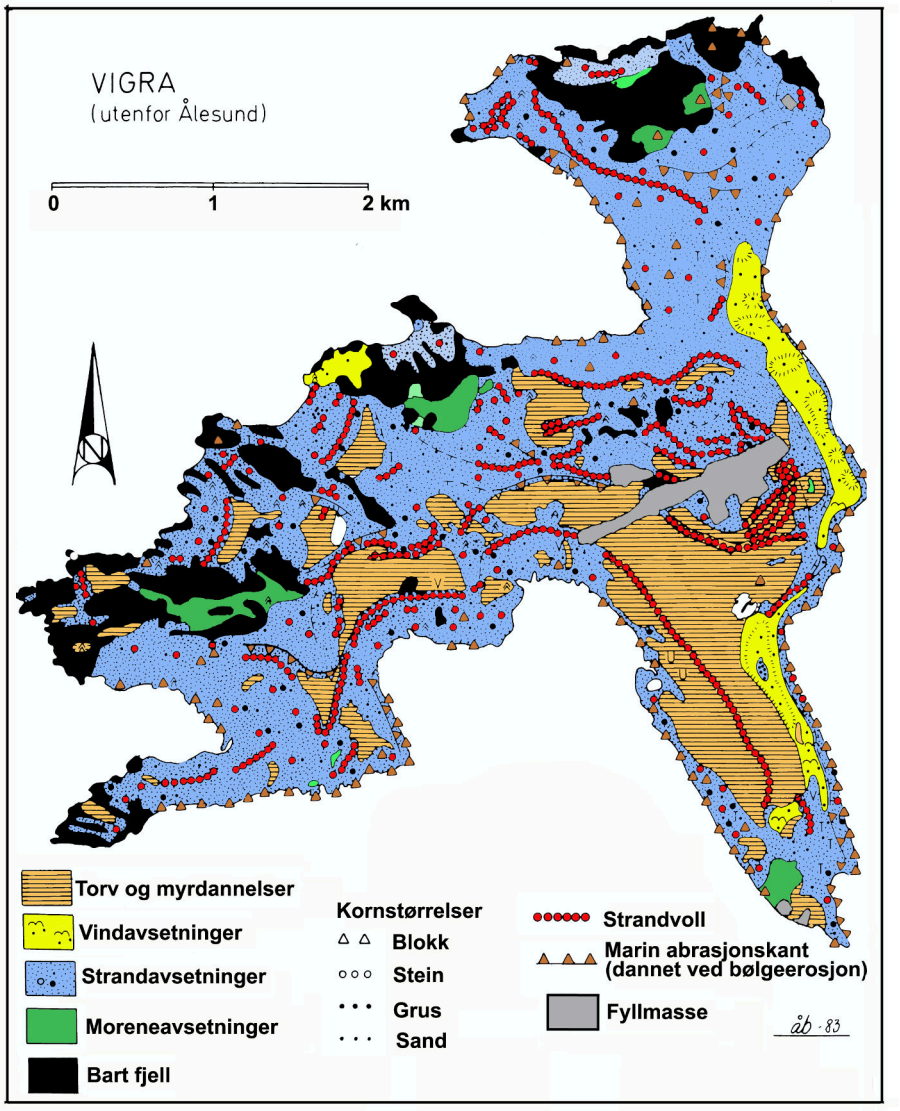
Jomfruland

Jomfruland (figur 10.4) er en del av Raavsetningen utenfor Kragerø. Dette israndtrinnet ble dannet for 12 500 år siden. Landhevningskurven (figur 10.5) viser at denne moreneryggen ble dannet omtrent 100 meter under havets overflate. For litt over 4000 år siden kom ryggen opp i havets overflate. Langsom landhevning, 35 cm per 100 år, førte til dannelsen av dominerende strandavsetninger (figur 10.6).

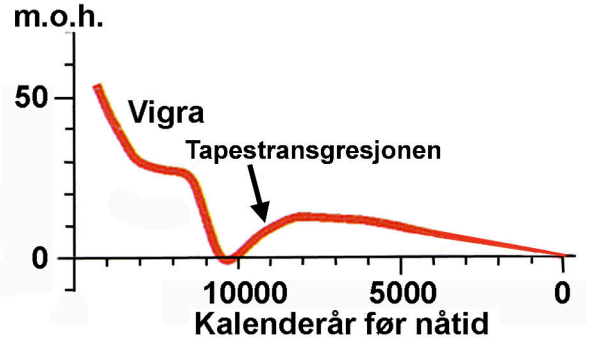
I de gamle fjordområdene, som ble hevet over havets nivå (figur 10.2), var bølgeaktiviteten mindre dominerende enn langs kysten mot Skagerrak. Figur 10.7 er en skisse av strandavsetninger og jordartene under slik vi ofte finner det i det som var fjordområder etter at isfronten trakk seg tilbake.

Avsetningene gjenspeiler følgende utvikling: Mens isen trakk seg tilbake fra områ-

Figur 10.8: Dyrka mark på skjellsand i Vikna, Nord-Trøndelag. Matjordsjiktet trer spesielt tydelig fram i slikt jordsmonn.



Figur 10.9: Kvartærgeologisk kart for Vigra (etter Hamborg, 1982).

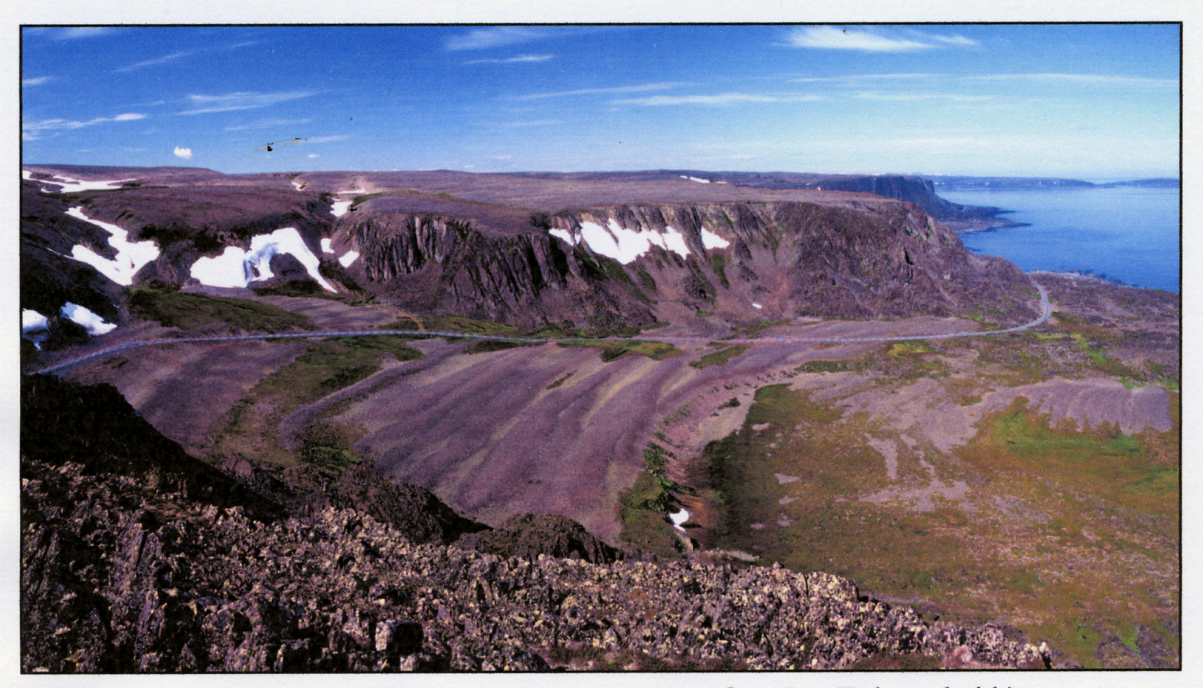


Figur 10.10: Landhevingskurve for Vigra, Møre og Romsdal. Den markerte hevingen av havnivået, da isdekket over Nord-Amerika smeltet, førte til tapestransgresjonen, som har fått sitt navn etter en musling (Tapes) som levde på denne tiden.

det, ble store mengder finmateriale fraktet med smeltevann ut i havet, og ishavsleire ble avsatt i fjorden.

På grunn av landhevingen avtok vanndypet gradvis. På et tidspunkt var forholdene gunstige for ulike skallførende organismer, og en skjellbanke ble dannet. Litt senere ble strandavsetninger avsatt over skjellbanken før avsetningene ble løftet over havets nivå.

Denne jordartsfordelingen, med leire i de dypeste partiene og leire dekt med strandavsetninger i skråningene, er typisk for mange områder langs våre fjorder. Langs kysten av Vestlandet, Trøndelag og Nord-Norge er det enkelte steder flere meter tykke strandavsetninger i form av skjellsand (figur 10.8).



Figur 10.11: Strandvoller ved Segelkollen, Varangerhalvøya (foto Jon Tolgensbakk).

Strandflaten

Et karakteristisk norsk kystlandskap er *strandflaten*. Denne kystflaten langs deler av Vestlandet, Trøndelag og Nord-Norge består av et mylder av skjær, øyer og grunne havpartier. Flaten varierer fra noen få til 50–60 km i bredde. I disse områdene er ofte strandavsetninger dominerende jordart.

Et godt eksempel er øya Vigra, utenfor Ålesund (figur 10.9). Landskapsutviklingen i dette området har vært: Da innlandsisen gled fra fjellområdene ut mot kontinentalsokkelen, ble moreneavsetninger dannet på havbunnen. Da brefronten trakk seg bort fra Vigra for omtrent 14 000 år siden, stod havet opp til en marin grense på ca. 55 m over dagens havnivå. Landhevingskurven (figur 10.10) viser at det først var en rask landheving, men da isdekket vokste i yngre dryas, ble landhevingen langsom. Etter yngre dryas smeltet isen raskt, og landet hevet seg hurtig. Mye smeltevann fra isskjoldet over Canada og Nord-Amerika førte til at havet i en periode steg mer enn landet. Havet trengte på nytt innover fast land (transgresjon).

I løpet av *tapestransgresjonen* (figur 10.10) steg havet omtrent 15 m. Etter dette var det en langsom netto landhevning (15 cm per 100 år). Fordi området har gått gjennom en landheving, en transgresjon og en ny langsom landhevning, er det totalt dominert av strandavsetninger, i likhet med mange andre områder på strandflaten.

Mange boplasser fra tidlig steinalder ble begravd under strandavsetninger i løpet av Tapes-transgresjonen.

På Varangerhalvøya finner vi imponerende strandavsetninger i form av *strandvoller*. Dette er et klassisk område for strandlinjestudier. Fotografiet i figur 10.11 viser strandvollene ved Segelkollen nær Båtsfjord.

Referanser

Hamborg, M. (1982): Kvartærgeologisk kart Vigra (1120 II). Norges geologiske undersøkelse.

Kapittel 11

Vindavsetninger

Vindavsetninger utgjør en meget liten del av norske jordarter. Men vindtransportert materiale, hovedsakelig i ørkenområder, dekker omtrent 10 % av jordens overflate.

I dag er det bare i små områder i Norge at alle betingelser for vindtransport er oppfylt i korte deler av året. Men vi har flygesandområder som ble dannet kort tid etter at siste innlandsisen var borte, og som nå er vegetasjonskledte. Starmoen ved Elverum er et slikt område.

Forutsetninger for å få dannet vindavsetninger er:

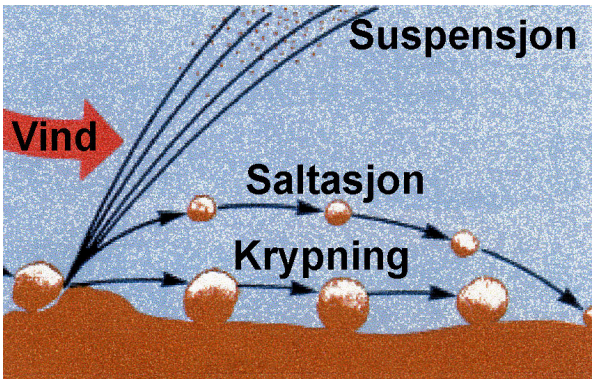
1. Vind med tilstrekkelig styrke og nesten konstant vindretning, som kan bevege seg uhindret over relativt store, jamne og vegetasjonsfrie områder, som breoverflater, havområder og store sletter.
2. Erosjonsområdene må ha tørr, løst pakket jord med riktig kornfordeling. Bare et lite vanninnhold øker kohesjonskreftene i jorda og reduserer mulighetene for vinderosjon.

Erosjon og transport

Partikler løftes og transporteres i vindretningen når vindens skjærkraft lang markoverflaten overskrider summen av tyngdekraft, friksjon og kohesjon. Løsrevet materiale kan transporteres på tre måter (figur 11.1).

Det fineste materialet virvles opp i lufta, og transporteres i *suspensjon*.

Litt grovere materiale transporteres ved *saltasjon*, hvor partiklene hopper bortover ved at de løftes noen millimeter opp og framover på



Figur 11.1: Vindtransportert materiale kan fraktes i suspensjon, ved saltasjon (hopping) eller ved krypning.

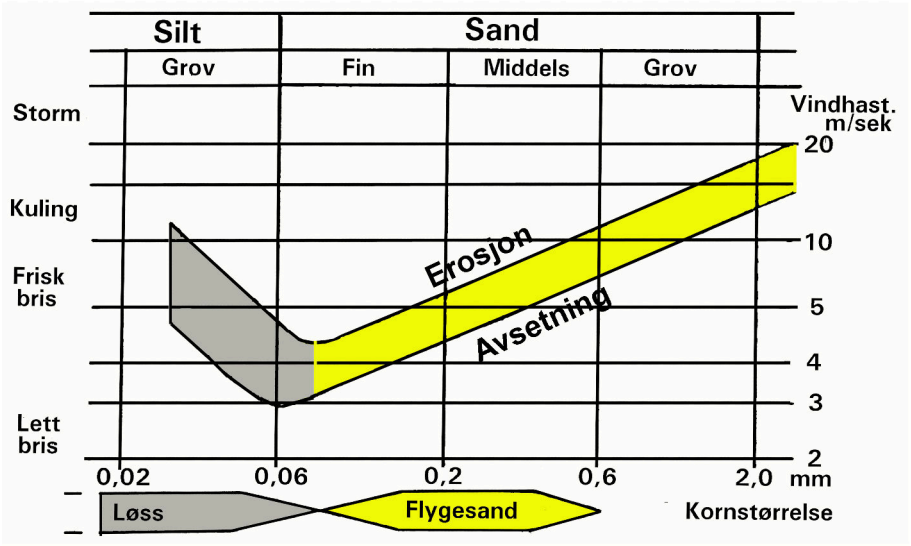
overflaten. Når et korn faller ned, kan flere korn løsrives, slik at erosjonen øker i vindretningen.

Litt større korn, som er for tunge til å hoppe, ruller framover (*krypning*). Vanligvis er det en liten del av materialet som transporteres ved rulling/krypning.

Det fineste av materialet som fraktes i suspensjon, betegnes *løss*. Grovere materiale betegnes *flygesand*. Mengde løss og flygesand som blir dannet, er selvfølgelig bestemt av kornfordelingen til det materialet vinden graver i.

Figur 11.2 viser sammenhengen mellom vindhastighet og vindens evne til å rive løs og transportere materiale med forskjellige kornstørrelser. Hvis en partikkel med en bestemt størrelse skal rives løs, må vindhastigheten overskride en kritisk verdi (v_c).

Det gule feltet på figuren markerer skillet mellom erosjon og avsetning. For sandkorn er det en klar sammenheng mellom kornstørrelse

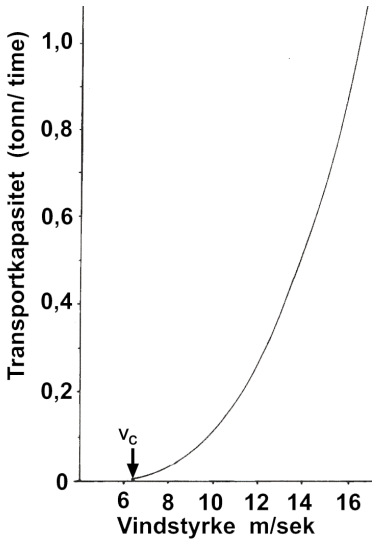


Figur 11.2: Sammenheng mellom vindhastighet og erosjonsevne (etter Hjulstrøm, 1955).

og vindhastighet som er påkrevet for erosjon. Med en vindstyrke på 4–5 m/sek vil fin sand rives løs fra en tørr overflate, mens løsrivelse og transport av grov sand krever en vindstyrke på 10–20 m/sek. Økningen i kritisk hastighet ved avtakende kornstørrelse skyldes kohesjonskrefter i siltavsetninger.

Vindens transportkapasitet

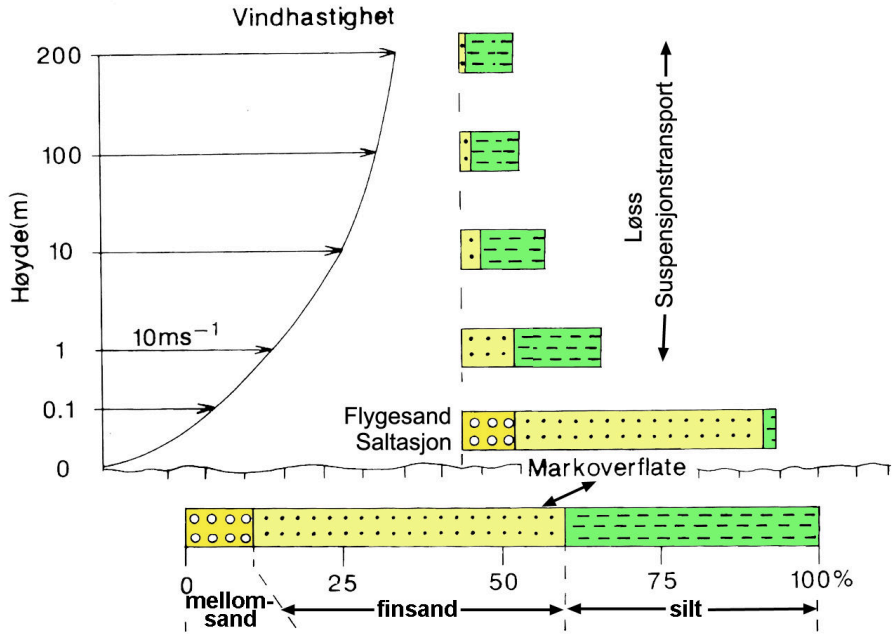
Vindens transportkapasitet (fluks), den mengde materiale som flyttes fra et område til et annet i et tidsintervall (tonn/time), er sterkt avhengig av vindhastigheten (figur 11.3). Korte perioder med sterk vind har mye større betydning for vindtransporten enn lange perioder med middels vindstyrke. Selv om den mest framherskende vindretningen på Jæren, som er vårt største område med vindavsetninger i dag, er fra sør-sørøst, skjer sandtransport på strendene hovedsakelig når de kraftigste vindene blåser fra nord-nordvest.



Figur 11.3: Når vindhastigheten er større enn kritisk hastighet, øker transportkapasiteten meget raskt med vindhastigheten. For jordarten i figuren (middels sand) er kritisk hastighet 6 meter per sekund.

Vindens sortering

Selv om avsetningene som eroderes er velsorterte, fører vindtransporten til ytterligere sortering. Figur 11.4 viser at når vinden graver i siltig sandjord, er saltasjonstransporten hovedsakelig sand, mens finere materiale virvles opp i lufta, hvor vindhastigheten øker med høyden. Finmaterialet vil derfor kunne fraktes langt og fordeles som løss over store områder.



Figur 11.4: Nederste horisontale søyle viser kornfordelingen til en jordart som blir vinderodert. Søylen over viser sammensetningen til det materialet som transporteres langs markoverflaten (flygesand). Vindhastigheten øker med økende høyde over markoverflaten. Mengde materiale i suspensjon, og kornstørrelsen for dette materialet, avtar med høyden.

Løssavsetninger

Globalt sett er løss de viktigste vindavsetningene. Løss kan deles i to hovedtyper:

1. Løssavsetninger dannet fra ørkenstøv.
2. Periglasiale løssavsetninger som ble dannet under og etter avsmeltingen av kontinentale isdekker.

Gruppe 1 er den viktigste. Hvert år er det omtrent to milliarder tonn med støv som virvles opp i atmosfæren, hovedsakelig fra Sahara. De mest imponerende løssavsetningene i verden er Huantu-platået i Kina, hvor materialet fra ørkenområdene i nord dekker et område som er to ganger Norges areal. Tykkelsen på løssavsetningene her kan være opptil 300 meter.

Når det gjelder den andre løsstypen, oppstod den særlig med utgangspunkt i store avsetninger av elvetransportert materiale som ble dannet utenfor kanten av de store isdekkene på slutten av siste istid. Her hadde smeltevann i forgrenede elvesystemer bygd opp store elvesletter. Fallvinder fra isdekket tørket ut materialet, og erosjon og påfølgende avsetning førte til at betydelige løssavsetninger ble dannet, så vel i Europa som i Nord-Amerika og Kina.

I noen dype snitt i europeiske løssavsetninger er det avsetninger fra flere istider. Mellom løsslagene er det jordsmonn (bl.a. organisk materiale) utviklet i mellomistider.

Erosjon i landbruksområder

Når følsomme arealer blir pløyd, eller vegetasjonsdekket blir ødelagt på annen måte, kan vinderosjon og transport forårsake skade på så vel jorda som vegetasjonen. Dette er et alvorlig problem bl.a. i Skåne, hvor den fineste åkerjorda blåser bort, og sandflukt dekker vegetasjonen. I Island har vinderosjon i jord der sauebeiting har ødelagt vegetasjonsdekket, et betydelig problem (figur 11.5). Sterk reduksjon av sauetallet i Island de siste årtiene har redusert erosjonsproblemet mye.

Figur 11.5: Høyden på terrassen viser hvor mye av vindavsetningene vest for Hekla som er fjernet på grunn av vinderosjon etter at sauer ødela vegetasjonsdekket. Dagens erosjonsflate er en steinørken dekket med det materialet vinden ikke klarte å flytte på.

Figur 11.6: Sanddynene på Solasanden, Rogaland.

Vindtransporterte avsetninger i Norge

I Norge er flygesand de viktigste vindavsetningene. Flygesandavsetningene er små og av liten betydning som jordbruksjord.

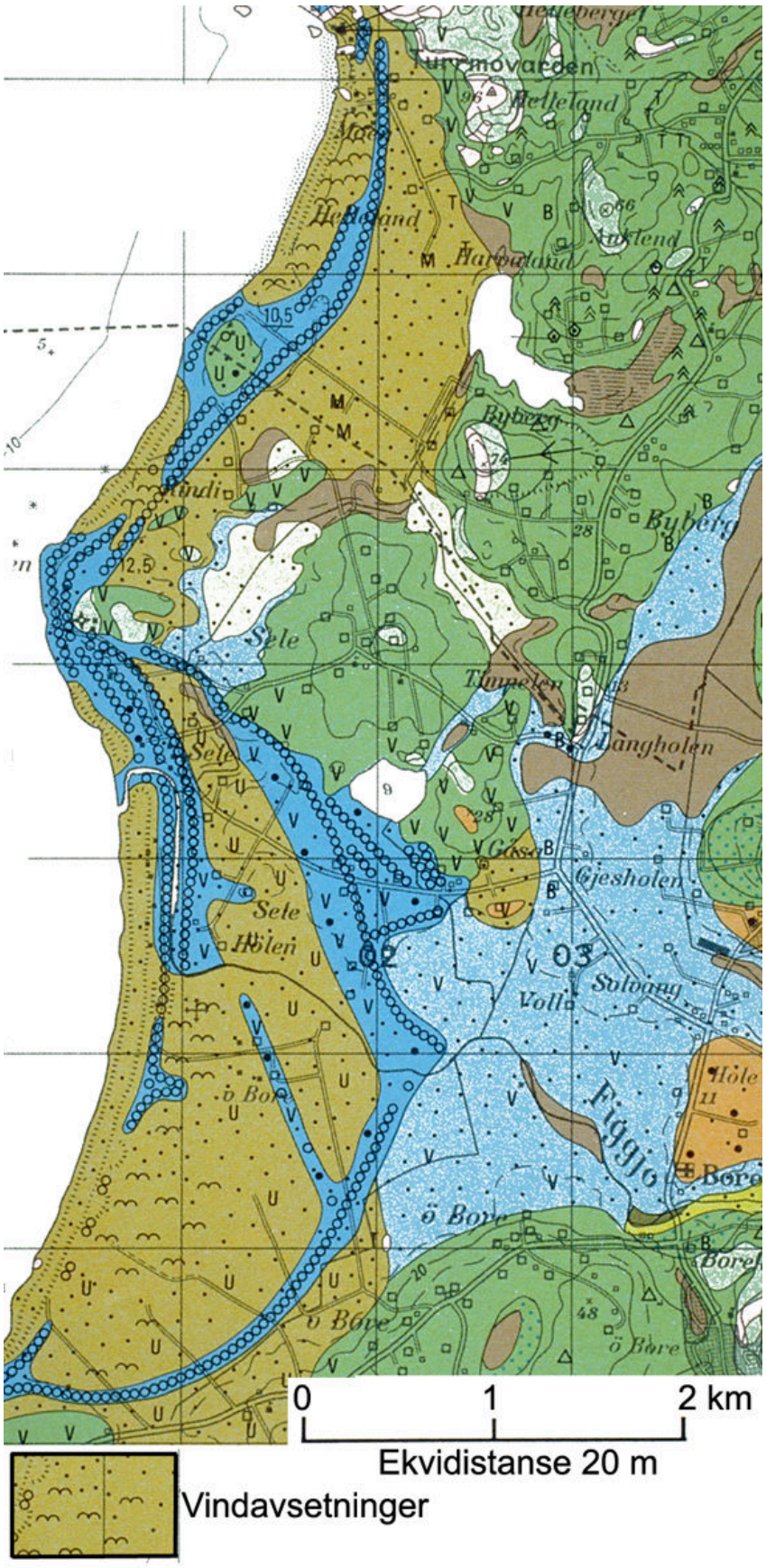
Det er to typer flygesandforekomster i Norge. Den ene er dannet i områder med finkornede og velsorterte strandavsetninger, som på Jæren (figur 11.6 og 11.7). På grunn av tapestransgresjonen steg havnivået i dette området til omtrent 20 meter høyere enn dagens nivå, og kystlinjen gikk inntil 1 km lenger inn i landet. Grunne fjordområder ble fylt med sand. Det er denne sanden som er opphavet til sandstrendene langs Jæren. Landhevingen løfter strendene over havnivå. Vinden som blåser mot stranda, tørker ut de vegetasjonsfrie avsetningene og eroderer i sanden, slik at det blir sandflukt og dynedannelse.

Den andre typen flygesand er innlandsdyner. Da innlandsisen smeltet, ble det dannet breelvdeltaer med velsortete topplag, som på Gardermoen, se kartet på side 38 (figur 6.11). Områdene ble hevet over havets nivå, og sterke fallvinder fra innlandsisen tørket ut de vegetasjonsfrie avsetningene og skapte sandflukt.

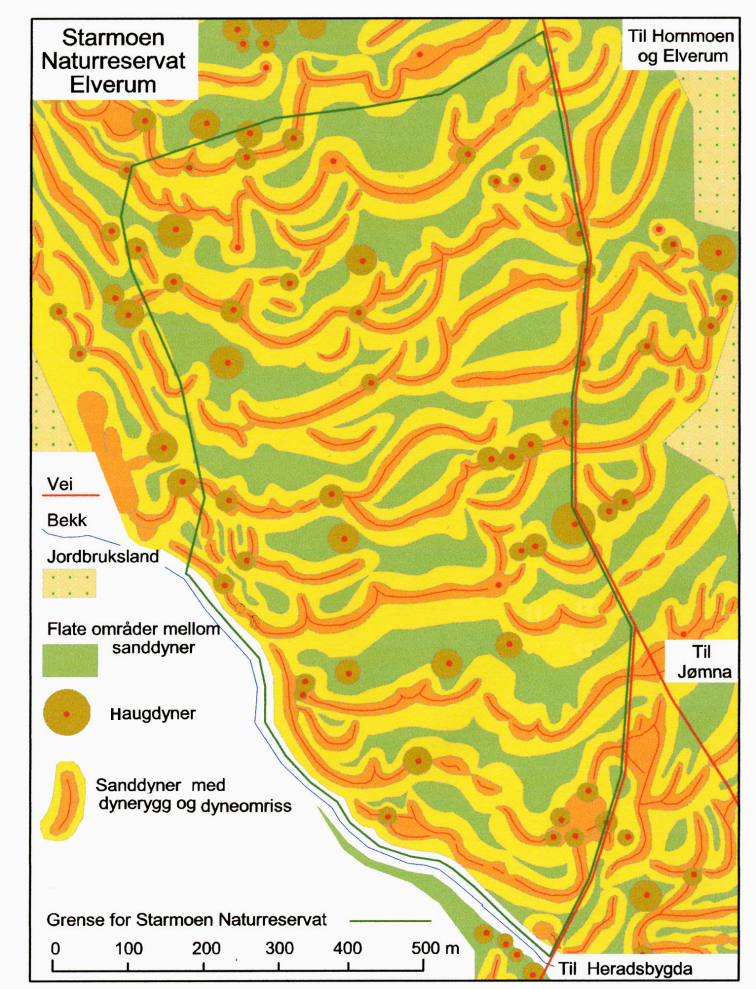
Våre breelvavsetninger og strandavsetninger har et ubetydelig innhold av silt og leir. Det vindtransporterte materialet er forholdsvis grovkornet, og avsettes ofte sammen med saltasjonsmaterialet. Løssavsetninger er derfor uten betydning i Norge.

Det største feltet med innlandsdyner har vi øst for Elverum, langs Jømnas dalføre. Det er et 10 km langt og vel 1 km bredt felt. For 9600–9400 år eroderte fallvinder i vegetasjonsfritt breelvmateriale, og dyner ble dannet. Figur 11.8 viser et kartutsnitt fra dette feltet, som er dekt med langstrakte og haugformede dyner. De langstrakte dynene har litt varierende form, men ligger stort sett vinkelrett på dominerende vindretning. De største dynene er opptil 300 m lange, 50 m brede og 5 m høye.

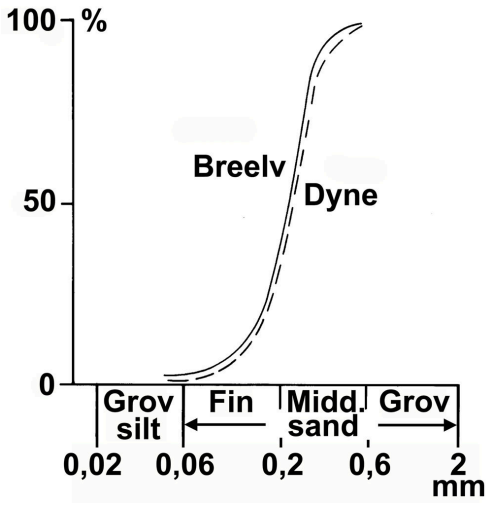
Den store avsetningen av flygesand ved Røros, *Kvitsanden*, ble ifølge statsgeolog G. Holmsen dannet fordi man hogg skogen til



Figur 11.7: Utsnitt fra NGUs kvartærgeologiske kart Stavanger (Østmo og Olsen, 1986).



Figur 11.8: Vindavsetninger i Starmoen naturreservat, Elverum (Klemsdal, 1969).



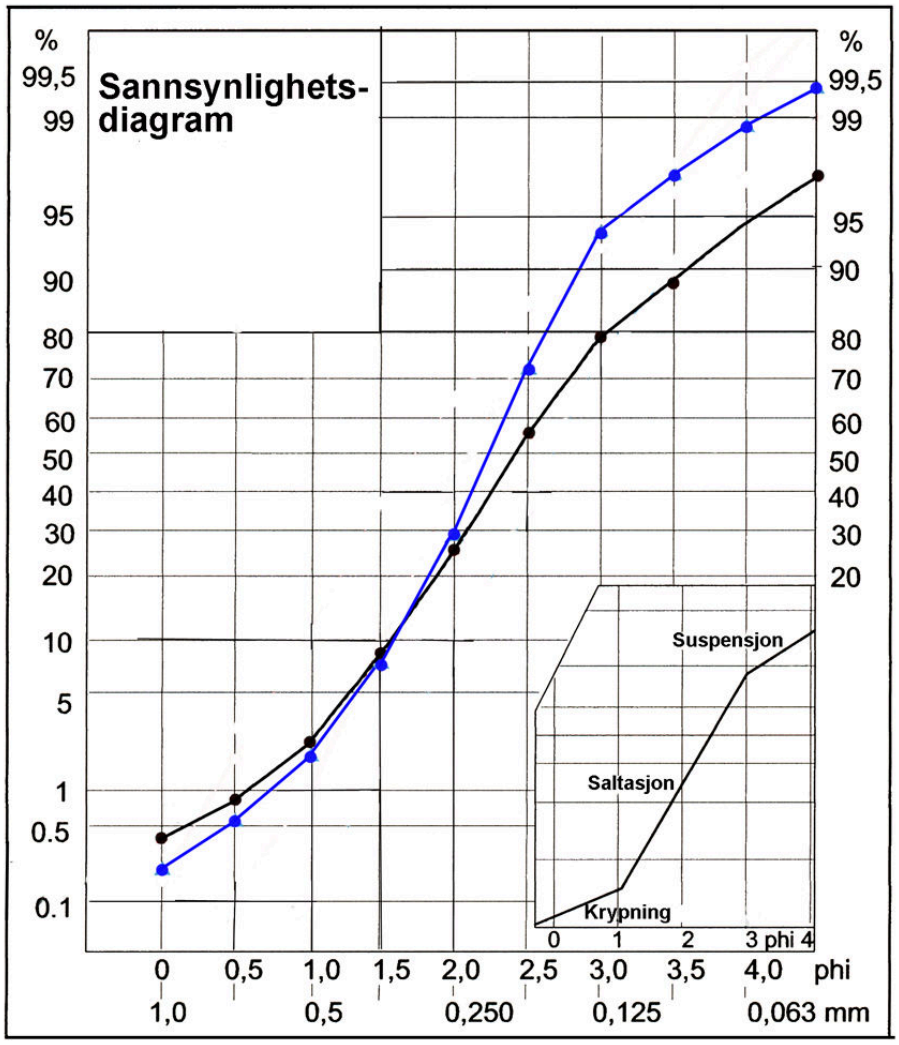
Figur 11.9: Kornfordelingen for vinddyner og nærliggende breelvmateriale viser at kornfordelingen til de to jordartene er nesten identiske (etter Sørensen, 1982).

drift av Røros kobbergruver. Denne avsetningen er derfor dannet i løpet av de siste 300 år.

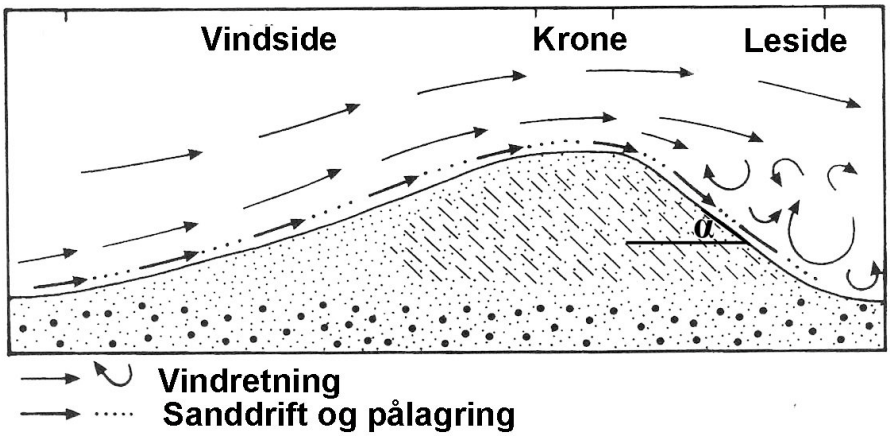
Sammensetning, indre oppbygning og mobilitet for flygesanddyner

Dyner dannet fra korttransportert flygesand, som er vanlig i Norge, har omtrent samme kornfordeling som utgangsmaterialet (figur 11.9).

Når kornfordeling tegnes i et sannsynlighetsdiagram (figur 11.10), vil endring i kurvens helling vise overgang mellom materiale transportert på ulike måter. Figuren nederst til høyre i sannsynlighetsdiagrammet viser nederst overgang fra materiale transportert ved krypning til saltasjonstransportert materiale,



Figur 11.10: Kornfordeling for materialet fra to dyner på Starmoen, tegnet i et sannsynlighets-diagram (Klemsdal, 1969).



Figur 11.11: Oppbygging av sanddyne med karakteristisk form og lagdeling (etter Bergqvist, 1981).

Figur 11.12: Skagens gamle kirke (Danmark) tildekkes med flygesand.

og i toppen overgang fra saltasjonstransportert til vindtransportert materiale. For dynene på Starmoen fant Klemsdal at materiale transportert ved krypning var under 1 %. Det relativt grovkornete, vindtransporterte materialet ble ikke fraktet ut av området, men avsatt sammen med saltasjonsmaterialet. Noen av dynene kan derfor inneholde opptil 15–20 % "løssfraksjon".

Det er vinddynenes form og indre struktur som gjør det mulig å skille dem fra erosjonsformer i breelvmateriale. Oppbygging av sanddyner starter ofte på lesiden av en hindring i terrenget. Det dannes en asymetrisk sandrygg (figur 11.11), hvor saltasjon og krypning frakter materiale opp den slake vindsiden, mens materiale avsatt på toppen raser ned den bratte lesiden.

Dette gir avsetningen en karakteristisk form og skråsjiktning. Dynene på Starmoen har en slik form, med slak vindside og brattere leside.

Dyners vandringshastighet

På Jylland (Danmark) er det mange sandstrender med velutviklede dyneområder innenfor. Dynene kunne tidligere bevege seg 3–8 meter per år. Man prøver å stoppe sandflukten med beplanting, men det er meget vanskelig. Figur 11.12 viser sanddyner som bygger seg opp rundt Skagens gamle kirke.

Referanser

Bagnold, R.A. (1973): The physics of windblown sand and desert dunes. 1–265. London.

Bergqvist, E. (1981): Svenska inlandsdyner. Översikt och forslag till dynreservat. Statens naturvårdsverk, PM 1412, Rapport.

Hjulstrøm, F. (1955): The problem of the location of windblown silt. An attempt of explanation. Geogr. Annaler nr. 1–2, 86–93.

Jørgensen, P. & Østmo, S.R. (1990): Hydrogeology in the Romerike area, southern Norway. Norges Geol. Unders. Bull. 418, 19–26.

Klemsdal, T. (1969): Det fossile sanddynefeltet øst for Elverum. Rapport, s 1–20.

Sørensen, R. (1982): Preboreal-Boreal isavsmelting i Sørøst-Norge. Inst. for geologi, Norges landbrukshøgskole, Inst. Rapp. 17.

Østmo, S.R. & Olsen, K.S. (1986): Stavanger 1212 IV. Kvartærgeologisk kart, 1 : 50 000. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.

Kapittel 12

Skredjord og skredfare

Skred fører ofte til store skader ved at veier og jernbanespor ødelegges, og åkerjord dekkes med skredmasser. Det er derfor viktig å forstå hva som fører til skred, og hvordan vi kan redusere skredfarene.

De to hovedtypene av løsmasseskred er jordskred og snøskred (Blikra, 1996). Skredjordarter dannet ved disse to skredtypene er meget vanlige løsavsetninger i mange dalfører.

Skredtyper

Løsmasseskred kan klassifiseres etter skredmaterialets sammensetning og hvordan rasmaterialet beveger seg. De geologiske undersøkelsene i U.S.A. og England deler jordskred i tre hovedgrupper: *Rotasjonsskred*, *planskred* og *strømningsskred*. Figur 12.1 viser snitt gjennom rotasjonsskred og planskred.

I et rotasjonsskred, som er en meget vanlig skredtype, har skredmaterialet "rotert", og bruddflaten går relativt dypt ned i den ustabile jordarten. I et planskred beveger skredmaterialet seg langs en plan bruddflate. *Blokkskred* er et spesielt tilfelle av planskred, hvor en fast jordart sklir ut som en samlet blokk.

Skredmaterialet

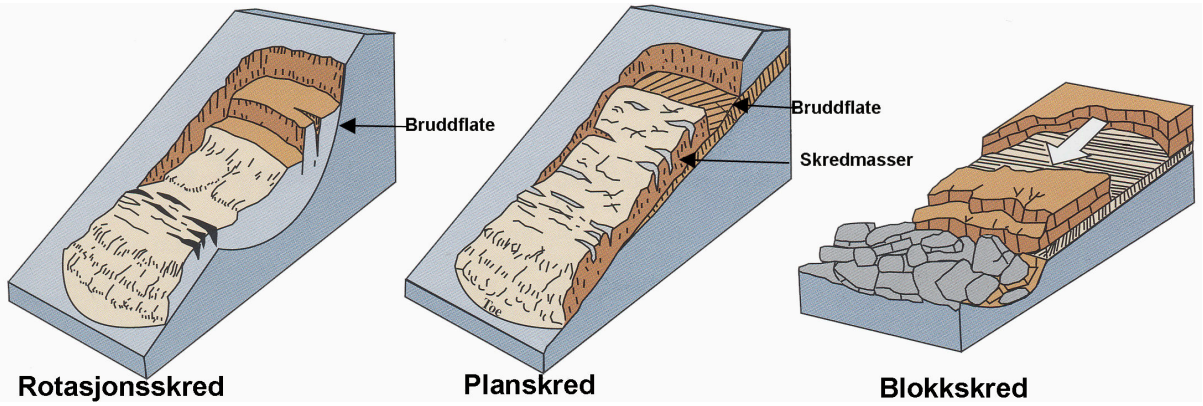
De tre viktigste komponentene ved transport og avsetning av skredmateriale er jord, snø og vann.

Figur 12.2 viser en inndeling av skredtyper, basert på relative mengder av jord, snø og vann i skredmassene.

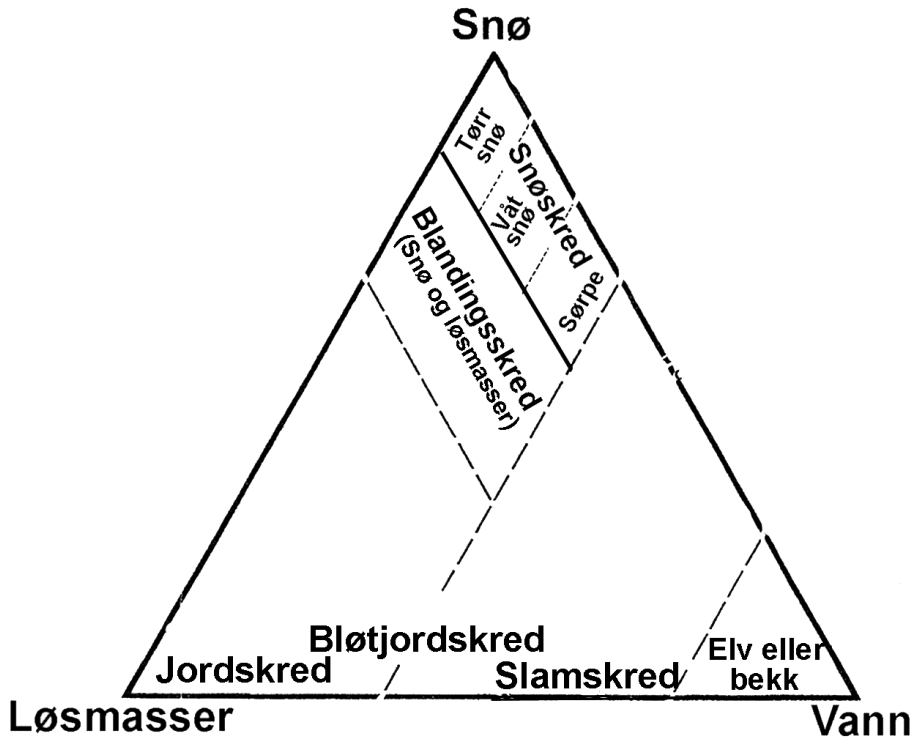
Stabilitet i jordskråninger

Der terrenget heller, vil tyngdekraften (vekten), strømmende vann og andre belastninger påføre jordartene skjærspenninger. Disse spenningene overføres dels gjennom kontaktpunktene mellom mineralkornene og dels ved et trykk i porevannet (vannmettete jordarter).

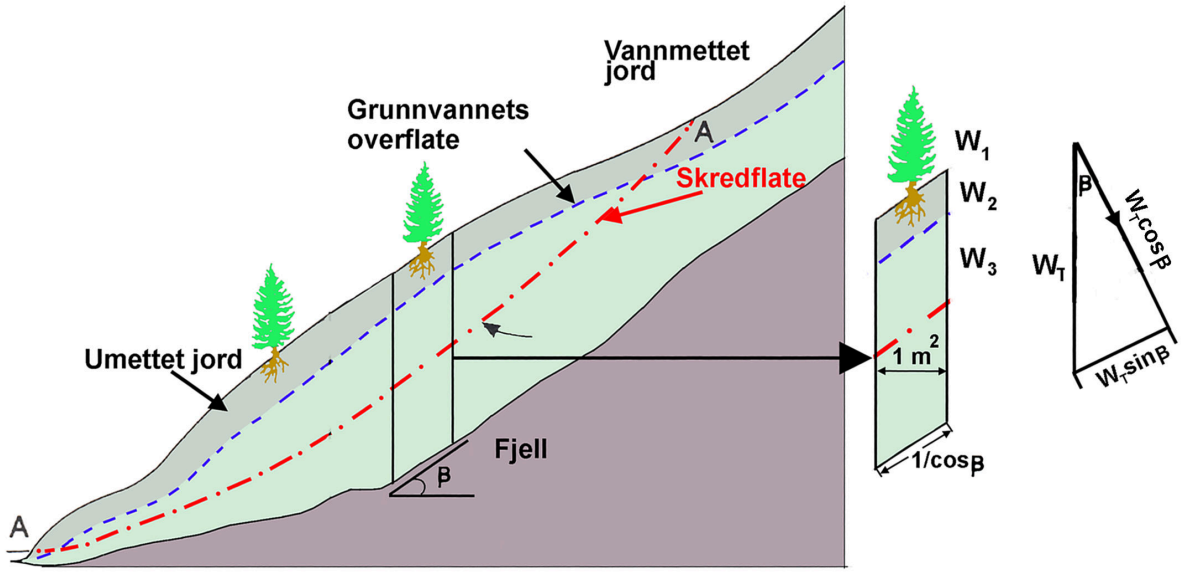
De fleste skredflater i naturlige skråninger ligger ganske grunt, og har tilnærmet samme helling som markoverflaten (figur 12.3). Hvis ikke friksjonsmotstanden, langs enhver mulig



Figur 12.1: Snitt gjennom rotasjonsskred og planskred (etter USGS, 2004).



Figur 12.2: Tre viktige komponenter i løsmasseskred er jord, snø og vann (etter Anda & Blikra, 1996).



Figur 12.3: Skredblokk hvor skredflate og grunnvannets overflate er tegnet inn.

bruddflate i jordmassen, er større enn skjærspenningene langs denne flaten, får vi brudd, og skredblokken (materialet mellom skredflaten og overflaten) vil bevege seg nedover langs skredflaten (figur 12.3).

Ved stabilitetsberegninger deles skredblokkens opp i søyler. For hver søyle (figur 12.3) er totalvekten over skredplanet W_T. I denne vekten inngår "nyttelast", som vekten av hus og trær (W_1), vekten av umettet jordsjikt (W_2) og vekten til vannmettet jordsjikt (W_3). Vinkelen β viser glideflatens helling under denne søylen.

Tyngdekraftens komponent langs skredflaten er $W_T \times \sin\beta$, og normalspenningen på flaten er $W_T \times \cos\beta$. Motstanden mot utglidning er gitt ved $s_i \times A_i$, hvor s_i er skjærfastheten langs glideflaten og A_i er arealet for søylens glideflate.

Ved et skred vil summen av skjærkreftene være større enn den totale friksjonsmotstand. Vi summerer for alle søylene, som har forskjellig vekt, helningsvinkel og skjærfasthet.

$$\sum W_T \times \sin\beta > \sum s_i \times A_i \qquad (12.1)$$

Denne "ligningen" og figur 12.1 viser noen enkle, nærmest selvfølgelige, sammenhenger. Hvis belastningen (W_T) øker eller skjærfastheten (s_i) reduseres, øker faren for utglidning. For hver søyle øker skjærkraften med økende hellingsvinkel. Når man går fra skredblokkens nedre del og oppover i skråningen, øker $\sin\beta$, og skjærspenningen for hver søyle øker.

Hvis vi graver ut de nederste delene av skredblokken, øker rasfaren for den delen som ligger tilbake. Ved gravearbeider er det en god regel at man ikke lager brattere skråninger enn de naturlige skråningene i området, som gjennom lange tidsrom har fått en stabil helling.

Jordas skjærfasthet

Skjærfastheten, s_i, er gitt ved $s_i = (W_T \times \cos\beta) \times \mu$, hvor $W_T \times \cos\beta$ er normalspenningen på bruddplanet og μ er friksjonskoeffisienten langs planet. Friksjonskoeffisienten er en dimensjonsløs konstant, som er karakteristisk for jordarten. Den er bl.a. bestemt av pakkingsgrad, kornform, vanninnhold og mineralsammensetning. Friksjonskoeffisienten må bestemmes eksperimentelt. I tillegg til friksjon er kohesjonskrefter viktige for skjærfastheten.

Skjærfastheten i et bestemt skredplan kan beskrives med en empirisk ligning som ble utviklet i 1773 av Coulomb, en ingeniør i Napoleons styrker.

$$s = c + \delta_1 \times tg\varphi \qquad (12.2)$$

Her er s = skjærfasthet, c = kohesjon i jorda, δ_1 = normalspenning på bruddplanet og φ = jordartens friksjonsvinkel, som er bestemt av friksjonskoeffisienten.

Terzaghi har gjort en viktig endring i denne skjærfasthetsligningen ved at normalspenningen δ_1 erstattes med den *effektive* normalspenningen, δ, som er gitt ved: $\delta = \delta_1 - u$ hvor u = poretrykket (vannets hydrostatiske trykk langs skredplanet). Coulomb-Terzaghis ligning blir derfor:

$$s = c + (\delta_1 - u) \times tg\varphi \qquad (12.3)$$

Denne ligningen viser at skjærfastheten reduseres når poretrykket i jorda øker. Ligningen gir svar på følgende spørsmål: *Hvorfor får vi ofte skred etter intense nedbørsperioder?*

Når nedtrengningen av nedbør (perkolasjonen) gjennom umettet sone er raskere enn grunnvannets avrenning, vil grunnvannet stige, og vekten av jorda over skredflaten (W_T) øker. Det fører til en økning av både skjærspenningen langs et mulig skredplan og den totale normalspenning (friksjonen øker), men skjærfastheten kan reduseres så mye på grunn av økt poretrykk at vi kan få skred.

Skjærfasthet og grunnvannsnivå

I en jordart hvor porøsiteten er lav (n = 0,1) og avrenningen langsom, som f.eks. i morener, vil infiltrasjon av 100 mm nedbør føre til at grunnvannets overflate stiger med 1000 millimeter, og dette gir en markert senking av skjærfastheten langs mulige skredflater. Et meget viktig tiltak for å stabilisere skråninger med morene og lignende jordarter er

derfor å sørge for god drenering, slik at grunnvannsnivået ikke stiger så mye under snøsmelting eller intense nedbørsperioder.

Kohesjonsjordarter og friksjonsjordarter

Typiske kohesjonsjordarter er våre havavsetninger. For leirjorda utgjør kohesjonsleddet i Coulomb-Terzaghis ligning en vesentlig del av jordas skjærfasthet.

Dannelse av kvikkleirer er beskrev i kapitlet om havavsetninger (kapittel 9).

Sand- og grusavsetninger er typiske friksjonsjordarter. I disse jordartene er kohesjonen omtrent null, og ligningen blir

$$s = (\delta_1 - u) \times tg\theta \qquad (12.4)$$

For tørr sand eller grus er poretrykket lik null og:

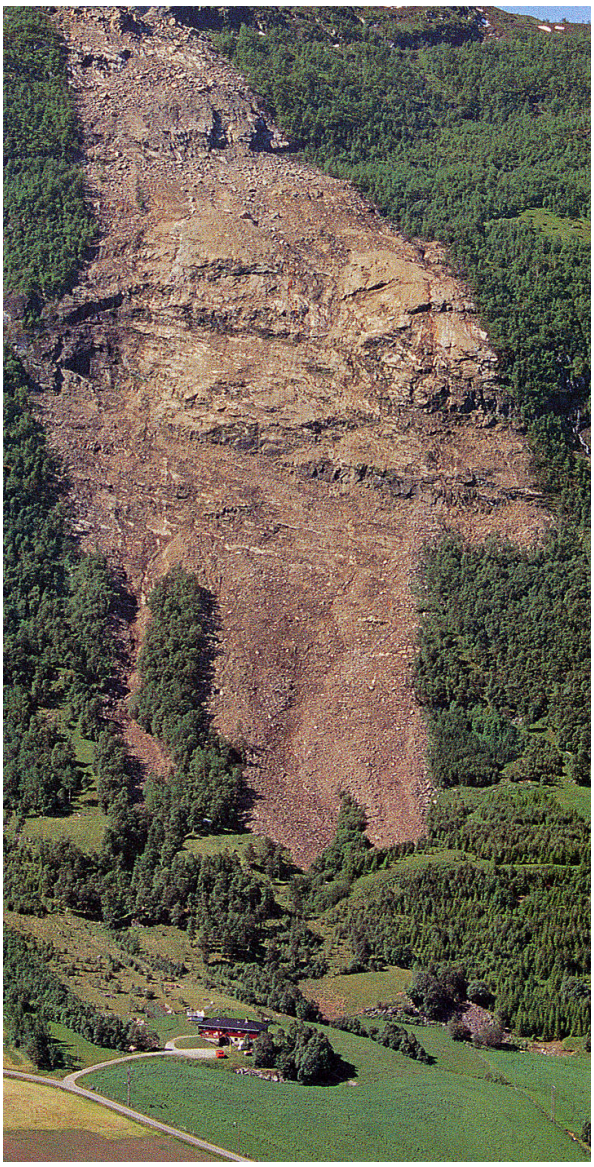
$$s = \delta_1 \times tg\theta \qquad (12.5)$$

Jordartens friksjonsvinkel (stabile skråningers hellingsvinkel) er bl.a. avhengig av kornfordeling, kantethet på materialet og pakkingsgrad. Økende pakkingsgrad og kantethet fører til økt fasthet. Velsortert sand har lavere friksjonsvinkel enn dårlig sortert sand med samme porøsitet og pakningsgrad.

I jordarter med kapillært opptrukket vann vil det være et sug (negativt poretrykk) i vannet i den kapillære sonen, noe som øker fastheten. Den naturlige skråningsvinkel i homogen sand kan variere med vanninnholdet:

- Tørr sand: 30–35°
- Fuktig sand: 35–40°
- Vannmettet sand: 25–30°

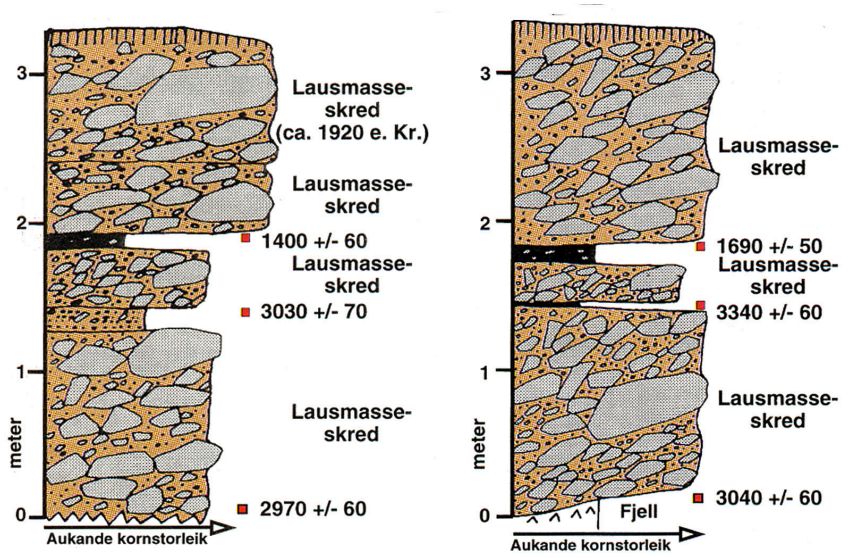
Når man graver en grøft eller brønn i fuktig sand, må man være klar over at veggene kan rase sammen når sanden tørker.



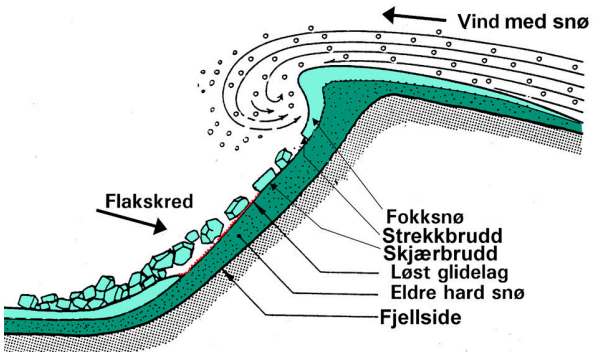
Figur 12.4: Løsmasseskred (1993) i Lærdal (Sogn og Fjordane) (Blikra, 1996).

Skredvifter

Jordskredmateriale avsettes ofte som skredvifter langs dalbunnen. Dette er en vanlig jordartstype i Norge. Et godt eksempel er løsmasseskredet i 1993 i Lærdal (Sogn og Fjordane). Det startet med utglidning av en steinblokk som tok med seg løsmasser, og utviklet seg til et stort skred. Skredmaterialet ligger som tunger nederst i dalsida (figur 12.4). De nedre deler av hele dalsiden er dekt med eldre skred-masser. To groper i skredmassene (figur 12.5) viser at det ligger flere løsmasseskred over hverandre. Jordsmonn utvik-



Figur 12.5: Snitt gjennom skredvifter i Lærdal, som viser at det har vært en rekke løsmasseskred de siste 3000 år (Blikra, 1996).



Figur 12.6: Skisse som viser dannelsen av et flakskred i snø (etter K. Lied, N.G.I.).

let i periodene mellom skredene er datert med karbondateringer.

Snøskred

På grunn av snøskred blir det hver vinter skader på veier, kraftlinjer og boliger. I snøen kan det være lag med forskjellig struktur og fasthet. Når det veksler mellom smelting og frysning, kan det dannes "glatte" glidelag (figur 12.6). Et snøskred utløses når skjærkraften er større enn friksjonsmotstanden i glidelaget.

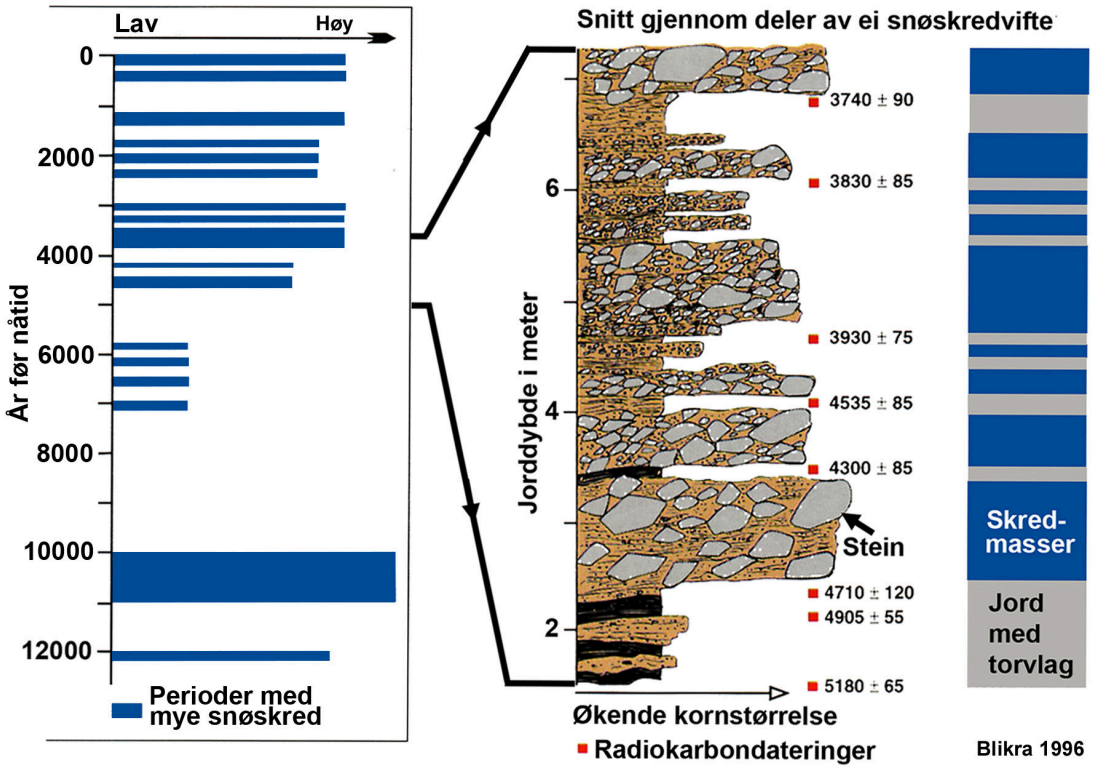
Snøskred inndeles i *flakskred*, *løssnøskred* og *sørpeskred* (NVE, 2012).

De farligste skredene, *flakskred*, oppstår når et snøflak, som kan dekke en hel dalside, glir på et løst glidelag (figur 12.6).

Spesielt ved flakskred blir vegetasjon og løsmasser revet løs, blandet med snømassene og fraktet nedover. Det bygges opp skredvifter langs dalbunnen. Figur 12.7 viser snitt gjennom en skredvifte som er dominert av snøskred. Også her er det jordlag eller torvlag mellom skredlagene, som kan dateres med karbondateringer.

Løssnøskred starter i et punkt, og skredet brer seg som en vifte ned fjellsiden. Løssnøskred forårsaker vanligvis ikke så mye skade som flakskred, men hvert år omkommer skiløpere som blir tatt av løssnøskred. Hastigheten på et løssnøskred kan bli godt over 100 km/t. Det stopper ikke alltid i dalbunnen, men kan gå oppover den andre dalsiden.

Sørpeskred dannes når snøen er mettet på vann. I likhet med flakskred kan snødekket i et helt område løses ut samtidig. De følger ofte elveløp. Blandingen med snø, is og vann kan få meget høy hastighet, og forårsake stor skade.



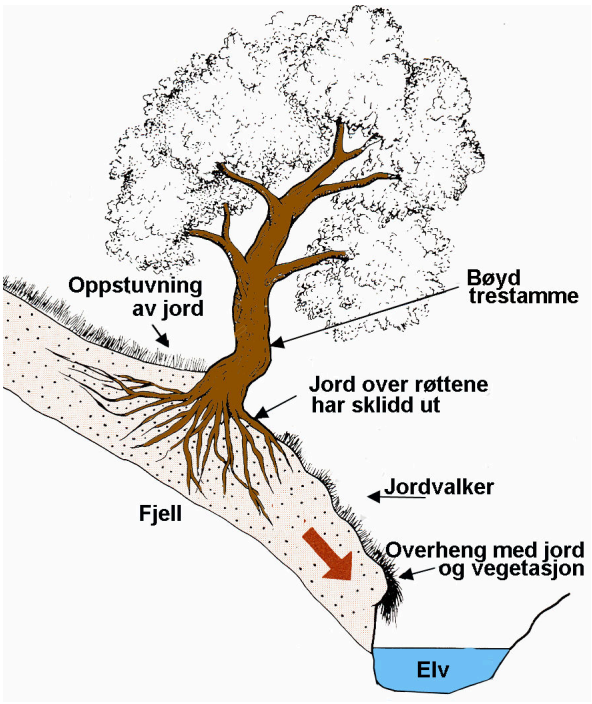
Figur 12.7: Oppbygging av snøskredvifte i Sunnylven (Møre og Romsdal). Karbondateringer av jord med torvlag viser at det har vært mange store snøskred de siste 4000 år (etter Blikra, 1996).

Jordsig, bløtjordskred og slamstrømmer

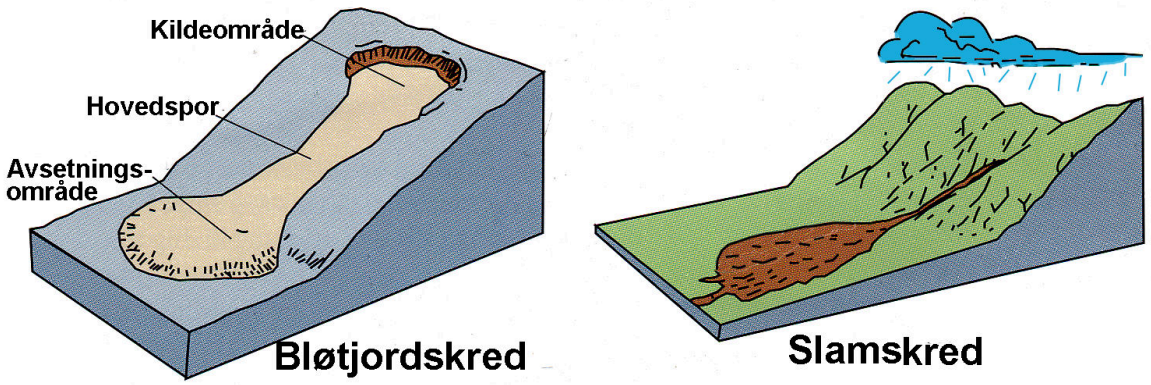
Sigejord

Ved jordsig, en langsom glidning av jord på hellende mark, gir spenninger i jorda en plastisk deformasjon med indre bevegelser i jordmassen, men jorda henger fortsatt sammen. Jorda blir liggende i karakteristiske valker eller tunger.

I Norge får vi ofte teledannelse i jorda, og det dannes islinser nær markoverflaten. Når vann suges til frysningssonen, vil fryseprosessen føre til at porevolumet øker og partikkelkontaktene svekkes. Tykkelsen på telelaget er avhengig av "frostmengden", snødekkets tykkelse og jordartenes egenskaper. Om våren får vi et "aktivt" lag nær markoverflaten som inneholder mer vann enn jordas porer kan lagre. Denne overmettede jordmassen vil i hellende terreng sige langsomt nedover, som en viskøs, halvplastisk masse. Slikt jordsig kalles



Figur 12.8: Jordvalker er et karakteristisk trekk ved sigejord. Trestammer bøyes på grunn av jordtrykket.



Figur 12.9: Skisse av bløtjordskred og slamstrøm (etter USGS, 2004).

soliﬂuksjon. Hastigheten nedover skråningen er bestemt av jordas kornfordeling, vanninnhold og pakkingsgrad, samt skråningens helling. Jordlagene foldes sammen i jordvoller, hvor mye grovt materiale er samlet i toppen. Figur 12.8 viser hvordan soliﬂuksjon presser opp jorda på oversiden av et tre som er forankret i jorda, og jordvalker dannes på nedsiden.

Sigejord er vanlig i høyfjellet og på Svalbard, hvor vannmettet jord siger på tette lag med permafrost.

Bløtjordskred – massestrømmer

Hurtige massebevegelser i skråninger med morene er vanlig i Norge i forbindelse med snøsmelting eller intense og langvarige nedbørsperioder. Det fører til ødelagte veier og jernbane, samt tildekking av dyrket mark. Skredene er vanligvis svært grunne. Den direkte årsak er vanligvis en sterk oppbløting av massene nærmest overflaten, slik at det vannmettete topplaget sklir ut (Dahl et al., 1981, Selmer-Olsen, 1976).

Slike grunne skred betegnes *bløtjordskred*. En egen type av disse er *teleskred*, hvor overmettet jord sklir på frossen jord. Fluvial erosjon og gjentatte utglidninger fører til dannelse av skredbaner, og ved utløpet av disse dannes massestrømsvifter eller massestrømstunger (figur 12.9 til venstre).

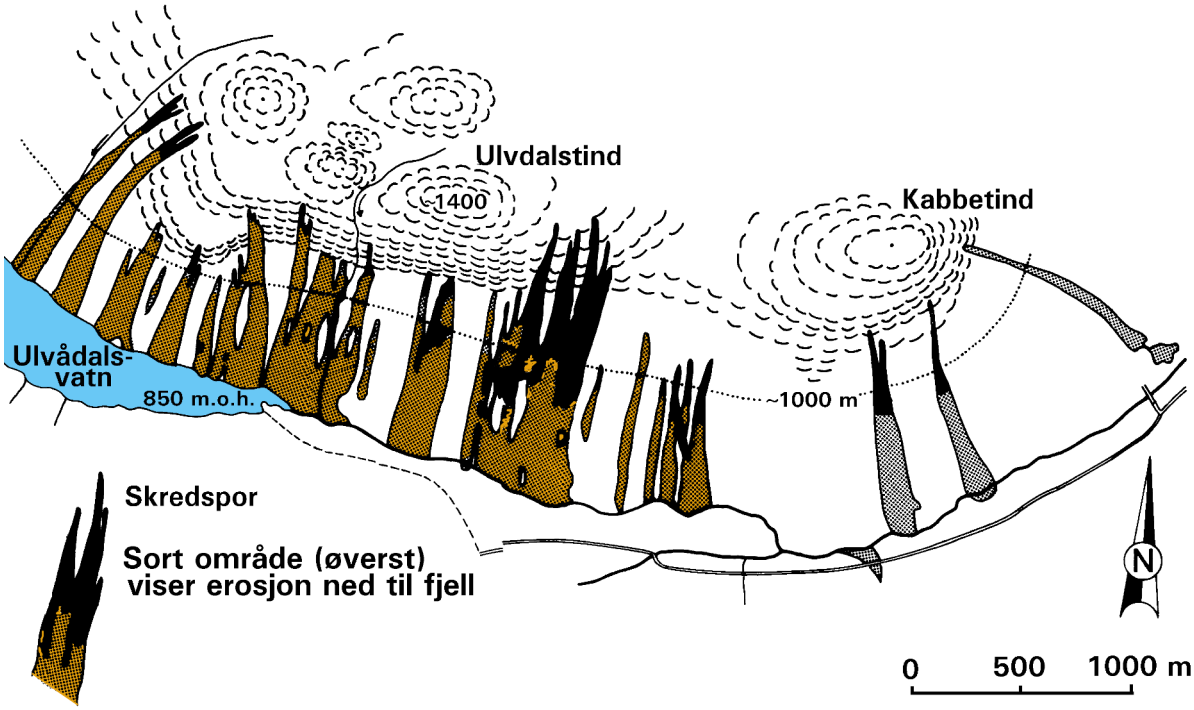
Slamstrømmer

Når oppbløtte jordmasser blandes med mer vann fra nedbør eller overflateavrenning, eller de sklir ned i en bekk, dannes slamstrømmer. De relativt lettflytende jord- og vannmassene flyter raskt avsted som slamstrømmer (figur 12.9 til høyre). Materialet i en slik slamstrøm kan avsettes som vifte i dalbunnen eller fraktes ut i en innsjø.

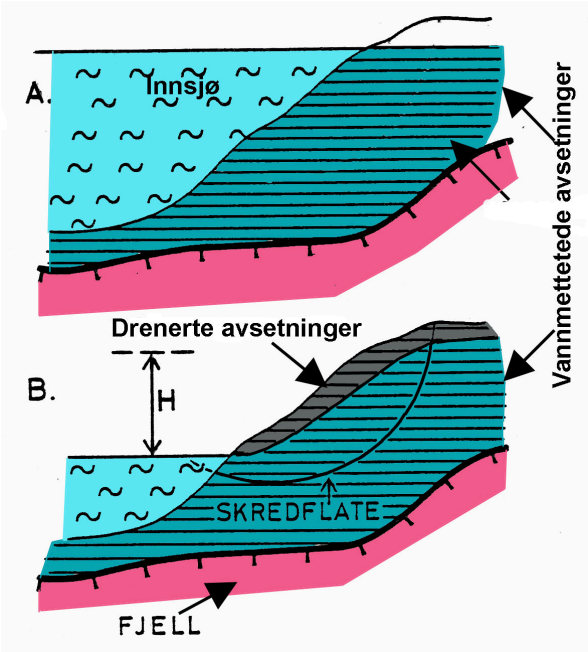
Storofsen

To avskrekkende eksempler på skred etter intense nedbørsperioder er "Storofsen", og moreneskredene i Ulvådalen. *Storofsen* er navnet på en flom som rammet store deler av Sør-Norge 20.–24. juli 1789. Flommen skyldtes rask snøsmelting og ekstremt mye nedbør. Det var flom og skred i en rekke dalfører, men verst rammet var Gudbrandsdalen. På de verste dagene var flommen i Gudbrandsdalslågen 7 meter over det normale.

Samtidig med flommen var det en rekke skred i den vannmettete morenejorda, hvor over 1500 gårdsbruk ble rammet, enten ved at jorda, til dels med bygninger, skled ut, eller at den dyrkete jorda ble dekket med utsklidde morenemasser. I Fron i Gudbrandsdalen ble nesten $1/4$ av all jord ødelagt av flom og utsklidd morene.



Figur 12.10: Kart som viser skredene i Ulvådalen. I 1960 gikk det ca. 30 skred i dalsidens morener (etter Rapp, 1963).



Figur 12.11: Skredutvikling i reguleringsbasseng.

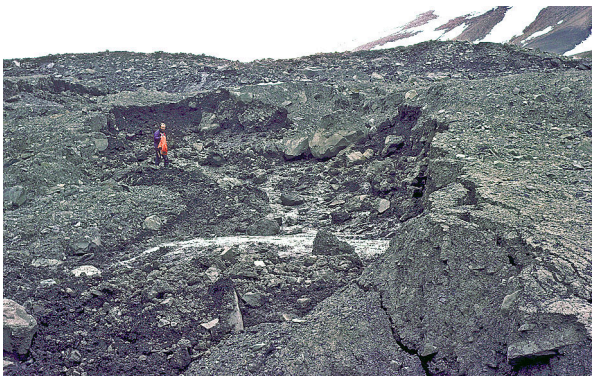
Moreneskredet i Ulvådalen

Ulvådalen, en agnordal til Romsdalen, er et av de områder hvor skred i morener er best undersøkt i Norge (figur 12.10). I 1960 gikk det ca. 30 store skred over en avstand på 5 km langs dalsiden. Skredområdet, på nordsiden av dalen, har et sammenhengende morenedekke med til dels stor mektighet, 5–12 m (Dahl et al., 1981). De fleste skredene har en dybde på ca. 50 cm slik at skredflatene ligger like under vegetasjonens rotsystem. Skredgropene er 500–1000 m lange og bredden varierer mellom 20 og 200 m. I alt var det ca. 300 000 m^3 morene som raste ut. En regnstorm den 25. juni økte jordas vanninnhold, men det var et kraftig regnfall av 3 timers varighet dagen etter som utløste skredene.

Jordmasser med trær og steinblokker gikk ned i sjøen med så stor hastighet at det ble dannet kraftige bølger. Nedrast materiale demmet opp Ulvådalsvatnets utløp og vannivået hevet seg 2–3 m. I skred som gikk gjennom gamle raviner ble noe av skredmaterialet avsatt og demmet opp for overflateavrennin-

gen. Da "demningene" brast, ble det dannet slamstrømmer.

Etter skredaktiviteten eroderte bekkene i de vegetasjonsfrie skredgropene. Grovkornet materiale fraktet med strømmende vann ble avsatt som elvevifter. Disse viftene nederst i skredskarene er en dominerende avsetningstype som delvis dekker skredmaterialet



Figur 12.12: Utsmeltingsmateriale på Longyearbreens overflate.

Skred ved innsjøreguleringer

Langs breddene av regulerte innsjøer er det ofte utglidninger i finkornete avsetninger. Når bassenget fylles ved høstnedbør eller snøsmelting, stiger så vel vannivået i sjøen som grunnvannsnivået i de omliggende jordartene. For finkornete jordarter vil hevingen av grunnvannsnivået være noe "forsinket" i forhold til nivået i innsjøen, men i løpet av sommeren og høsten innstiller det seg en likevekt; situasjon A i figur 12.11. Når behovet for elektriske strøm er stort, foretas en *rask* uttapping av vann fra innsjøen.

I finkornete jordarter med lav permeabilitet blir vannet i porene "hengende etter" senkningen av innsjøen; situasjon B på figuren. Det vil derfor være et poretrykk i jorda som senker skjærfastheten langs en mulig skredflate. Når også innsjøens "motvekt" fjernes, kan vi få skred (rotasjonsskred). Man kan unngå slike utglidninger ved at senkingen av innsjøen skjer så langsomt at grunnvannets nivå senkes med omtrent samme hastighet. Dette er grunnen til at det er fastlagt maksimale senkingshastigheter for mange av våre regulerte innsjøer. Det er spesielt i siltige jordarter at en rask senking av vannivået fører til utrasninger.

Skredlignende avsetninger

Ved slutten av siste istid ble det ofte akkumulert store mengder utsmeltingsmateriale på isens overflate. Store vannmengder og et glatt underlag som stadig endret form, førte til dannelsen av avsetninger som er svært lik skredjord (figur 12.12).

Referanser

Anda, E. & Blikra, L.H. (1969): Skredfare og skredgeologi i Møre og Romsdal. Geonytt 1–96, 9–12.

Blikra, L.H. (1996): Forsidebilde på Geonytt, April 1996.

Blikra, L.H. (1996): Skred og klima. Norges geologiske undersøkelse, Årsrapport 1995, s. 8–9.

Dahl, R., Berg, K. & Nålsund, R. (1981): Stabilitetsforholdene i skråninger med morene og lignende jordarter. Rep. 17, Geol. Inst., NTH, Trondheim, 1–127.

NVE (2012): Snøskred. Wikipedia, 1–3.

Rapp, A. (1963): The debris slides at Ulvådal, Western Norway. An example of catastrophic slope processes in Scandinavia. Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. Math.-Phys. Klasse, 13, 195–212.

Selmer-Olsen, R. (1976): Ingeniørgeologi – del 2: de løse jordlag. Tapir.

USGS (2004): Landslide Types and Processes. Fact sheet 2004–3072.

Kapittel 13

Torv – en organisk jordart

I et miljø med mye luft (oksygen) til stede, brytes mesteparten av blader, nåler og andre planterester – og dyrerester – raskt ned av bakterier, sopp, meitemark og andre organismer når det havner på jordoverflaten som *strøfall*. Aerob nedbryting av organisk stoff i jord er dominerende på fastmark med god drenering. Et felles begrep for dødt organisk materiale i jord, er *humus*. Plante- og dyrerester blir liggende som et humuslag.

Dannelse av torv og myr

I et område som er sumpig på grunn av høyt grunnvannsnivå, blir nedbrytingshastigheten for humus lav på grunn av mangel på oksygen (anaerob nedbryting). Det dannes da *torv* av det organiske materialet. Hvis torvlaget blir tykkere enn 30 cm, kalles området en *myr*.

Litt mer enn 5 % av norske landområder er myr.

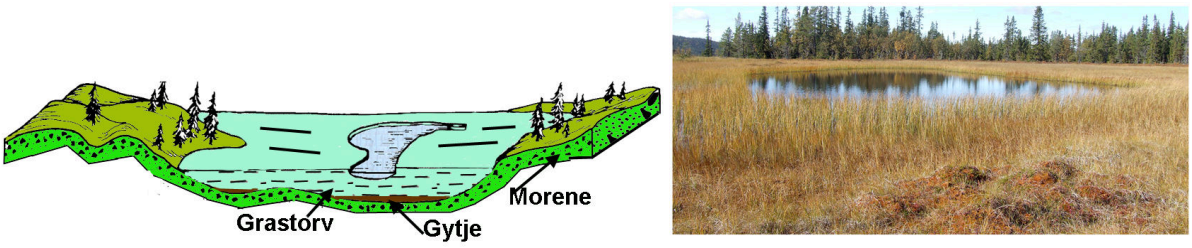
Myrer kan deles i to hovedtyper etter vegetasjonens tilgang på næring (Moen, 1998):

- *Jordvannsmyr* (minerotrof myr) får, i tillegg til nedbør, tilført mer næringsrikt vann som har vært i kontakt med mineralmateriale, for eksempel sigevann fra løsavsetninger.
- *Nedbørsmyr* (ombrotrof myr), der alt vann og all næring kommer med nedbør.

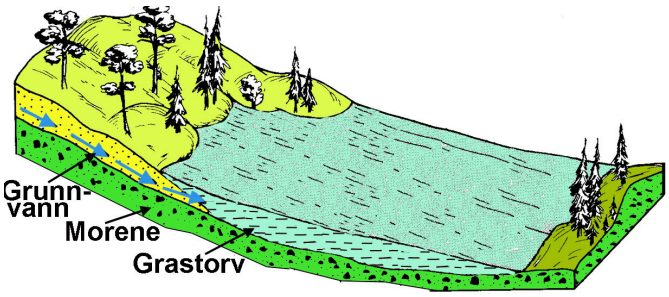
Mange myrer har en blanding av elementer av jordvannsmyr og nedbørsmyr, se figur 13.8.

Jordvannsmyrer

Jordvannsmyrer kan deles inn etter hvordan de ligger i terrenget. En vanlig myrtype er *flatmyr* (figur 13.1). Mange myrer startet som en innsjø eller et tjern. Humus som falt til bunns, dannet et mørkfarget slam. Dette bunnfallet kalles gytje eller dy. Gytjen inneholder også en del finkornet mineralmateriale som er erodert fra nedbørfeltet til tjernet. Fra kanten av tjernet, vokser siv og gras (f.eks. *takrør*) utover, slik at innsjøen gror gradvis igjen. Restene etter disse plantene omdannes til "grastorv". Se mer om gjengroing av tjern og videre utvikling under "Myrsuksesjon" med figur 13.6.



Figur 13.1: Skisse av en flatmyr (fra Østeraas, 1973), og fotografi av en slik myr i Valdres.



Figur 13.2: Skisse av bakkemyr (fra Østeraas, 1973), og fotografi av en slik myr i Valdres.

En annen type jordvannsmyr er *bakkemyr* (soligen myr), som vist i figur 13.2. Grunnvann fra løsavsetninger og et høyt grunnvannsnivå gir gode vekstmuligheter gras, siv og blomsterplanter som danner grastorv. Denne myrtypen var ofte slåttemyrer hvor graset ble høstet. Et godt eksempel er Slåttemyra, en grasmyr i Nittedal (figur 13.3). Deler av denne myra, som er et vernet område, slåes i dag for å bevare planter som trives i dette miljøet.

Nedbørsmyrer

Som navnet sier, får denne myrtypen bare vann fra nedbør. Nedbørvannet har lavt innhold av viktige grunnstoffer som kalsium og magnesium På nedbørsmyrer vokser derfor lite næringskrevende arter, som torvmoser, torvull, røsslyng og reinlav. Torvmosene har ikke røtter, og hele planten tar opp nedbørvann. De kan vokse raskt, mens underste del gradvis dør og omdannes til mosetorv. Hvis vi forenkler og sier at jordvannsmyrer er ”grasmyrer”, gjelder at nedbørsmyrer er ”mosemyrer”.

Høymyr

Høymyrer har overflate som hever seg tydelig over terrenget omkring myra. I Norge er det i høymyrer funnet torvtykkelse på over 10 meter.

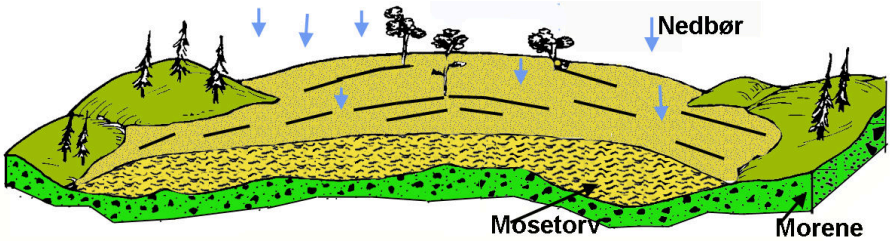
Teppemyr

Langs kysten, kanskje særlig på strandflaten, for eksempel på Smøla og Hitra, finner vi ”teppemyrer” eller ”terrengdekkende myrer” som dekker landskapet.

Myrer demper flom

Figur 13.5 viser et snitt i en nedbørsmyr. Øverst er det et tykt lag med mosetorv. Slik torv har med sin store porøsitet en stor vannlagringsevne. Om sommeren vil fordamping

Figur 13.3: Slåttemyra i Nittedal er en jordvannsmyr (bakkemyr) med verneverdig flora.



Figur 13.4: Skisse av nedbørsmyr, hvor overflaten er høyere enn grunnvannet (fra Østeraas, 1973).

Figur 13.5: Snitt i torva på Gaustadmåsan i Nittedal, Akershus. Dette er en nedbørsmyr hvor det har blitt produsert strøtorv og vekstorv. Myra ligger på havavsetning; vi kan se den blå leira nederst ved spaden. Den nederste torva er mørk jordvannstorv. Mesteparten av det to meter dype snittet i torva, er rødbrun, lite omdannet nedbørstorv.

redusere vanninnholdet øverst i myra. Flomvirkningen av kraftig regn om høsten reduseres ved at myrene mettes med vann og mye av nedbørvannet blir bundet i myra. En langsom drenering av myrområder bidrar til en mer stabil vannføring i bekker og elver enn om det ikke hadde vært myrer i nedbørfeltet.

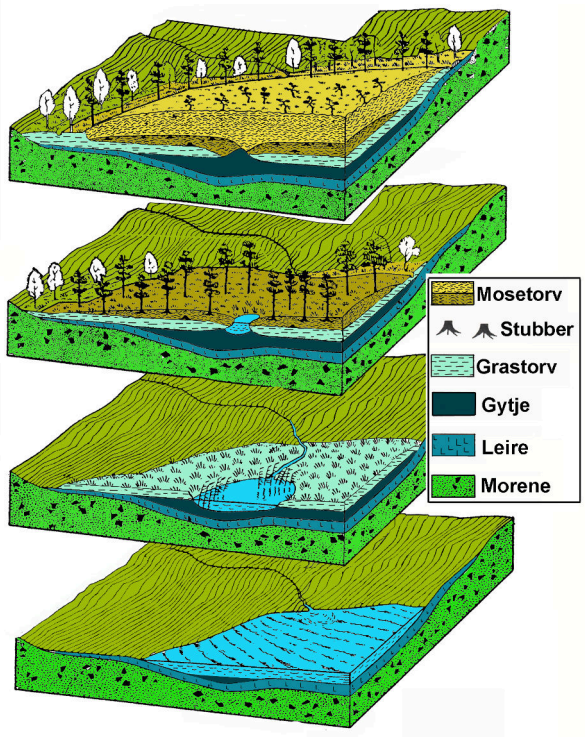
Tørket mosetorv har meget stor evne til å suge opp vann. Dette gjør den velegnet til strøtorv i husdyrrom og som voksmedium for planter når den er fuktet og gjødslet.

Myrsuksesjon

Myrer er dynamiske økosystem, som endrer karakter hele tiden, ofte på grunn av klimaendringer. Vanlige endringer er vist i figur 13.6. Det starter med en gjengroingsmyr i et morene- eller leirbasseng Det dannes først et lag med gytje, etterfulgt av grastorv. Vekst av torvmoser fører til heving av myroverflaten, og dermed reduseres tilførselen av jordvann til vegetasjonen på myra. Dette gjør at torvmose og andre planter som kan vokse med liten næringstilgang, overtar. I en periode med tørt og varmt klima har mosetorva gitt vekstmuligheter for skog.

I neste periode, med økende nedbør og synkende temperatur, stiger grunnvannsnivået i myra. Resultatet er at skogen dør, og det dannes et stubbelag, som dekkes av nye lag med mosetorv.

Etter siste istids slutt ble det dannet mange jordvannsmyrer. På grunn av den skisserte utviklingen (figur 13.6) har mange jordvannsmyrer gått over til å bli nedbørsmyrer.



Figur 13.6: Utvikling fra jordvannsmyr (gjengroingsmyr) til nedbørsmyr (etter Granlund et al., 1957).

Myrdannelse i avsnørte elvesvinger

Når en elvesving (meander) avsnøres, får vi en kroksjø hvor vannet står stille. Dette er et gunstig miljø for dannelse av gjengroingsmyrer. Slike myrer er vanlige på elvesletter hvor elva har hatt et meandrerende løp.

Figur 13.7: Kringlemyr i Lågendalen er en 6000 år gammel elvesving, som er gjenvokst og blitt en myr. Dagens elveløp sees i bakgrunnen. I den nærmeste delen av myra er det tatt ut store mengder torv.

Figur 13.8: Myr med åpent vann og en blanding av jordvannsmyr (med grastorv) og nedbørsmyr (med mosetorv). Nittedal, Akershus.

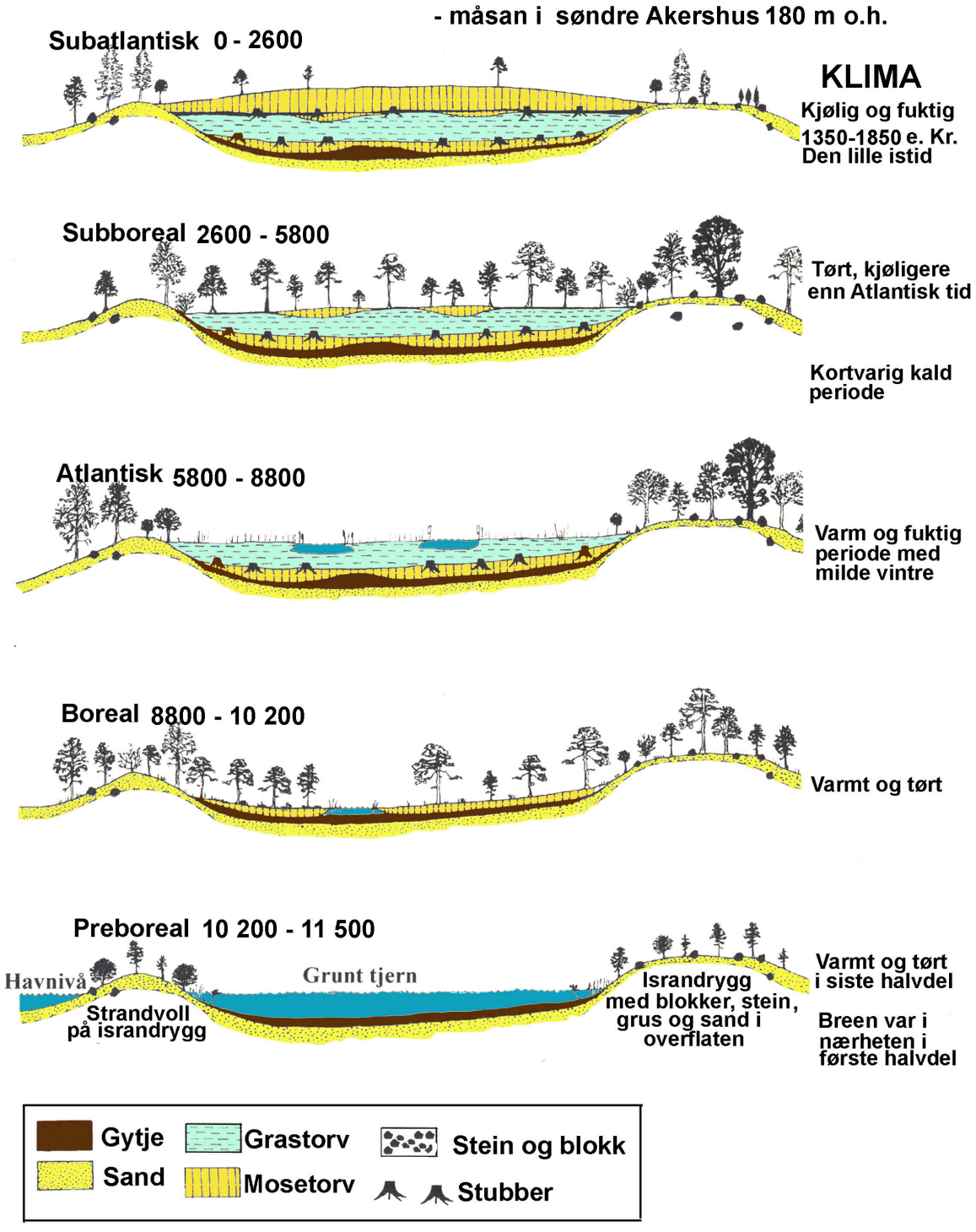
Figur 13.7 viser et litt spesielt eksempel på myrdannelse. Numedalslågen hadde for ca. 6000 år siden dannet ei sandslette som i dag ligger ca. 30 m o.h. Lågen dannet et meandrerende elveløp på sletten. På grunn av landhevingen grov elva seg ned i sand og etter hvert i leire som ligger under. Elveløpet rettet seg ut, og den store elvesvingen utviklet seg til et myrområde, Kringlemyr. I den første fasen var det en gjengroingsmyr, som i de siste 2000–3000 år har utviklet seg til en nedbørsmyr.

Blanding av nedbørsmyr og jordvannsmyr

Fordi myrene er under utvikling, vil myroverflaten ofte være preget av en blanding av nedbørsmyr og jordvannsmyr. I litt hellende terreng kan rygger av nedbørsmyr danne ”strenger” på tvers av fallretningen, mens det er jordvannsmyr mellom disse ryggene. Figur 13.8 viser et bilde fra en slik myr.

Myrene forteller om klimaendringer

Pollenkorn (blomsterstøv), med en ytre, beskyttende vegg, er meget stabile og bevares i myrer. De gjenspeiler vegetasjonen rundt myra. For å få et bilde av vegetasjonsendringer gjennom myras utviklingstid, tar man prøver fra bunnen til toppen av torva. Sammen med C-14 datering av torvprøvene kan man klarlegge områdets vegetasjonsutvikling, slik det er



Figur 13.9: Myr- og vegetasjonsutvikling etter isens nedsmelting (postglasial tid) på Sør-Østlandet. Tid er oppgitt som kalenderår før nåtid.

gjort i figur 13.9. Figuren viser at det har vekslet mellom perioder med tørt og varmt vær, og perioder med fuktig og kjølig klima de siste 11 000 år.

Under brefrontens tilbaketrekking i Oslofjorden lå brefronten i ro for omtrent 11 500 år siden, og to morenerygger (Ski-trinnet) ble bygd opp under havets nivå (MG = 210 m o.h.). Omtrent 300 år etter at isen forsvant kom moreneryggene opp i bølgesonen, og strandavsetninger ble dannet. "Myrbassenget", som i begynnelsen lå under havets nivå, ble en innsjø mellom de to moreneryggene, og oppbyggingen av Hebekkmåsan startet. Fordi myra ligger så høyt over havet, har det vært en kontinuerlig oppbygging av denne myra i mer enn 10 000 år – fra preboreal tid og fram til i dag (figur 13.9). I den tørre og varme borealperioden sank grunnvannsnivået og skog vokste utover myra. I den atlantiske perioden steg grunnvannet så mye at skogen døde. Det ble dannet et "borealt" stubbelag i denne myra.

I romersk jernalder (siste del av subboreal tid) var det varmt og tørt på Østlandet. På ny vokste det skog (mest furu) ut på myrene. På overgangen til subatlantisk tid ble det kjøligere og mer nedbør. Dette førte til markert økning i torvtilveksten, og skogen døde ut igjen. Dette stubbelaget fins i de fleste nedbørsmyrer på Sør- og Østlandet.

Omdanning av torv. Brenntorv og strøtorv

Som nevnt i innledningen til kapitlet: Torva i myrene råtner ikke og blir til mold slik det skjer med planterestene i jord der lufta kommer til. Men over tid skjer en omdanningsprosess – en fortorving – der vannet holder oksygentilgangen på et minimum. I noen dype nedbørsmyrer finner vi derfor en mørk, fettaktig torv et stykke nede i torvlagene. Vi snakker da om *brenntorv*.

Særlig i skogfattige områder langs kysten, men også andre steder i landet, har torv vært brukt til brensel i stort omfang i tidligere tider (figur 13.10). Under andre verdenskrig ble det et par år tatt ut over to millioner kubikkmeter

Figur 13.10: Brenntorv til tørk i Vikna, Nord-Trøndelag ca. 1970.

torv per år til brensel (Løddesøl, 1948). Noen steder ble torva fjernet nesten eller helt ned til berggrunn under. Fordi dette ødela mulighetene for senere å bruke myrarealet til dyrking av jordbruksvekster eller til å reise skog på, nedsatte staten i 1936 en jordvernkomité. Og i 1949 vedtok Stortinget en lov som forbød slik ødeleggende torvdrift.

Fra slutten av 1800-tallet er lite omdannet torv fra nedbørsmyrer brukt til strø i husdyrrom for å samle opp dyreurin og dermed få brukt plantenæringsstoffene i urinen som gjødsel. Selskapet for Norges Vel og Det norske myrselskap arbeidet sterkt for bruk av torv for å utnytte husdyrgjødsla bedre. Her utnyttes torvmosens store evne til å suge opp væske; godt torvstrø kan holde på mer enn ti ganger så mye vann som sin egen tørrvekt. I senere år har slik lite omdannet mosetorv vært mye brukt som voksemedium for planter, særlig i gartnerier.

Referanser

Granlund, E., Magnusson, N.H. & Lundqvist, G. (1957): Sveriges geologi. Stockholm.

Løddesøl, Aa. (1948): Myrene i næringslivets tjeneste. Grøndahl & Søns forlag, Oslo.

Moen, A. (1998): Nasjonalatlas for Norge. Vegetasjon. Statens kartverk. Hønefoss.

Østeraas, T. (1973): Innføring i kvartærgeologi. 1–58. Universitetsforlaget, Oslo.

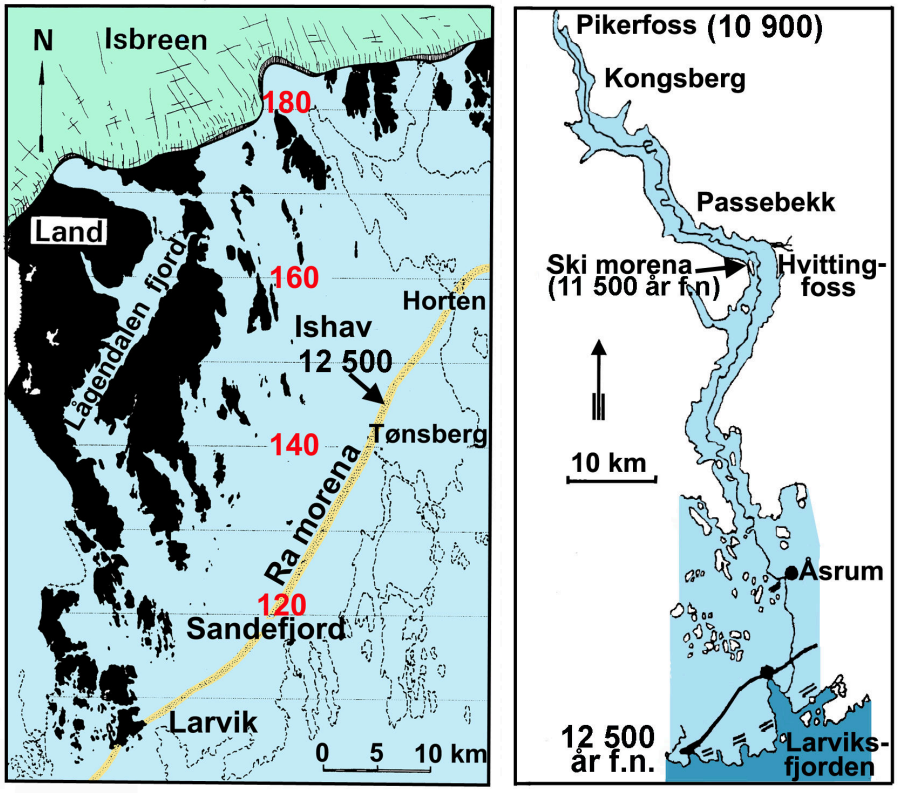
Kapittel 14

Jordartenes dannelseshistorie i et dalføre

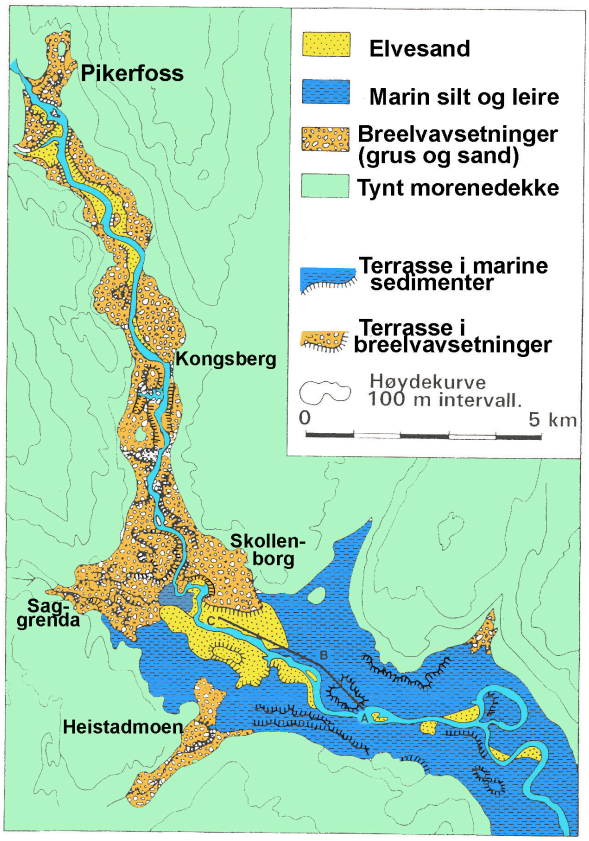
På et stadium mens innlandsisen var i ferd med å smelte ned, var det mange tilfeller av lange daler fylt med is (dalbreer) langs vår kyst. Når disse dalbreene smeltet bort, ble det dannet lange og smale fjorder ved at havet stod innover. Et eksempel er Lågendalsfjorden, som strakte seg fra kystlinjen ved Larvik og inn til Pikerfoss, litt nord for Kongsberg (figur 14.1).

Isavsmeltingen i Lågendalen

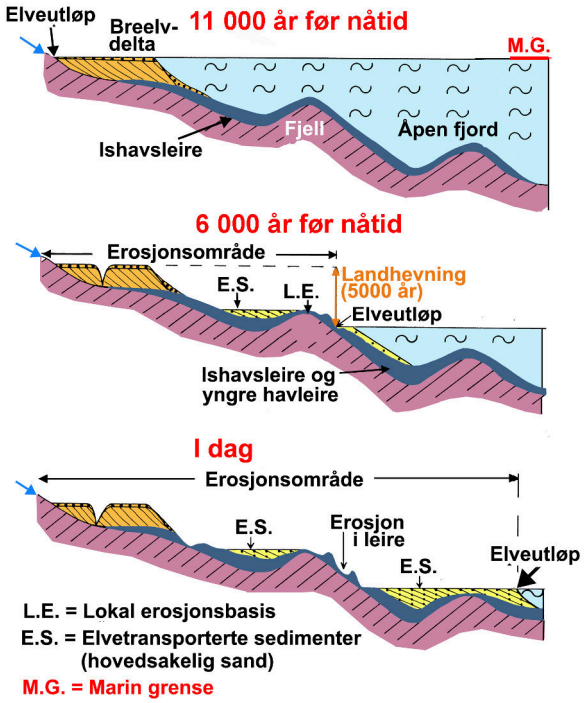
For ca. 12 500 år siden lå brefronten i Ra-posisjon (gul linje på figur 14.1). Noen hundre år senere lå brefronten som vist på venstre del av figur 14.1. Fjorden i Lågendalen var nå omtrent 35 km lang. En rask nedsmelting av hele isdekket førte til en høy tilbaketreknings-



Figur 14.1: Venstre del viser fordeling av land og hav for ca. 11 500 år siden, da "Lågendalen" var en smal fjord nord for Larvik. Røde tall viser at marin grense stiger mot nord. Dagens kystlinje er stiplet (etter Sørensen, 1983).
Høyre del viser den maksimale utbredelse av Lågendalsfjorden (etter Jørgensen & Sørensen, 1979).



Figur 14.2: Kvartærgeologisk kart for Kongsberg-området. Kongsberg by ligger på breelvavsetninger tilført av "Numedalslågen". Heistadmoen og avsetningene ved Saggrenda ble bygd opp til samme havnivå (marin grense).



Figur 14.3: Tre stadier i Lågendalens utvikling etter siste istid, med landheving, erosjon og sedimentasjon av elvetransportert sand, silt og leir.

hastighet av brefronten. I de første 1000 år var gjennomsnittshastigheten omtrent 46 meter i året. Omtrent 1000 år senere, da Skitrinnet ble dannet, lå brefronten ved Hvittingfoss. Etter ytterligere 600 år lå brefronten på land nord for Pikerfoss. Nå hadde tilbaketrekkingshastigheten økt til ca. 70 m pr. år. Lågendalsfjorden hadde sin maksimale utbredelse og var omtrent 80 km lang.

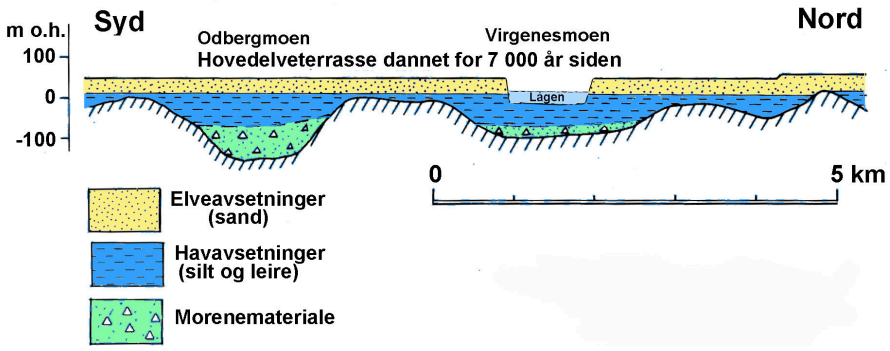
Breelvene med mye smeltevann fraktet store mengder materiale. Det groveste materialet ble avsatt ved fronten av breen, langs sidene, og i smeltevannstunneler under isen. Finmaterialet ble avsatt som ishavsedimenter (leirholdig silt) i fjorden utenfor breen. Disse havavsetningene dekket tidligere avsatt morene og breelvavsetninger.

Kongsbergområdet

Figur 14.2 er et kvartærgeologisk kart for området rundt Kongsberg by. Under nedsmeltingen av isen fra Skollenborg til Pikerfoss ble det avsatt store mengder med breelvmateriale, slik at den smale og grunne fjordarmen ble delvis fylt med grus og sand. Samtidig ble det dannet tykke ishavsavsetninger i det bredere fjordområdet utenfor.

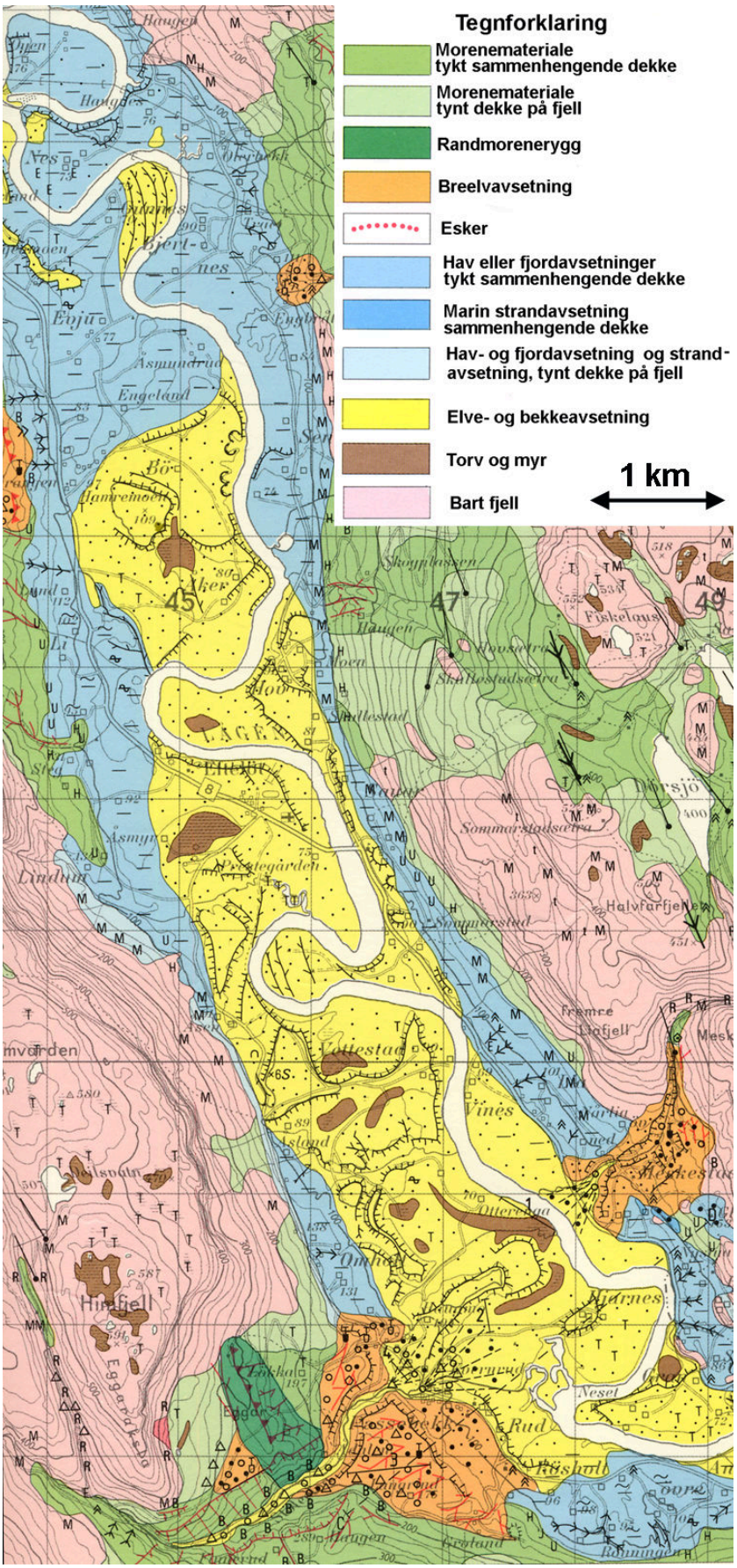
Da brefronten kom over havets nivå, fortsatte materialtilførselen med smeltevann og vann fra nedbøren, og et stort breelvdelta ble bygd opp til en marin grense på ca. 175 m. Hovedmengden av bebyggelsen i Kongsberg by ligger på disse godt drenerte, stabile sand og grusavsetningene.

Avsetninger av store mengder breelvmateriale ved marin grense er meget vanlig i våre lavereliggende dalfører, og her finner vi de største grusressursene.



Figur 14.4: Snitt gjennom Odbergmoen-Virgenesmoen, som har følgende lagdeling: Underst er det morene i de iseroderte trauene. Morene og fjell er dekt med tykke havavsetninger, som for ca. 7000 år siden ble dekt med elveavsetninger (sand). Sandavsetningene ble bygd opp til den tids havnivå. Lågen har senere, som et resultat av landhevingen, gravd seg gjennom terrassen og ned i leira. Erosjonsdybden er bestemt av lokal erosjonsbasis (fjellterskel).

Figur 14.5: Flyfoto fra Kvelde, hvor Lågen har avsatt og erodert i dalførets avsetninger. Den lokale erosjonsbasis, Holmsfoss, er like utenfor bildet i nedre høyre hjørne.



Figur 14.6: Utsnitt fra kvartærgeologisk kart Kongsberg. Breelvavsetningene i sør, som ligger delvis over marin grense, ble bygd opp av breelver og sideelvene mens det fortsatt lå en aktiv bre i dalbunnen (etter Bargel & Lien, 1990).

Havets tibaketrekking

Et hovedpoeng ved dalførets videre utvikling er senkingen av havets overflate fra marin grense til dagens havnivå i løpet av omtrent 11 000 år, og en gradvis flytting sørover av Lågens utløp i havet.

Utviklingen i dalføret er skissert i figur 14.3. I dalen hadde isbreer erodert en rekke trau (fordypninger i dalbunnen) med fjellterskler mellom. Figuren illustrerer tre stadier i utviklingen.

Først ble breelvavsetningene i Kongsbergområdet bygd opp til marin grense. Breelvas finmateriale ble avsatt som et teppe med leire over fjell og morene i den åpne fjorden.

Neste figur viser situasjonen 5000 år senere. På grunn av den skjeve landhevingen ble avsetninger løftet over lokal erosjonsbasis (L.E. på figur 14.3). Materiale erodert fra breelvdeltaet, sammen med materiale lenger nordfra, ble avsatt på nytt utenfor Lågens nye utløp, hvor "bassenget" ble fylt med elvetransportert sand. Videre landheving førte til erosjon og oppfylling av neste basseng med sand, mens leire og silt ble fraktet lenger ut i fjorden.

Resultatet av denne utviklingen er dannelsen av en serie sandsletter og leirområder, som i dag er viktige landbruksområder (se også figur 14.6).

Figur 14.6 er et utsnitt av kvartærgeologisk kart Kongsberg (Bargel & Lien, 1990). I nedre hjørne av utsnittet sto brefronten stille en tid, og en stor sidemorene ble dannet på vestsiden av dalen (mørk grønn farge), mens store breelvavsetninger ble avsatt ved sidene av brefronten.

Kartet viser at de to viktigste jordartene i dette dalføret er havavsetninger og elveavsetninger over havavsetninger.

I den nordlige delen er havavsetningene dominerende. Det meste av elveavsetningene som lå over havavsetningene i dette området, er fjernet av Lågen.

Hastigheten på landhevingen avtok gradvis, og sør i dalføret ble store sandterrasser bygd opp til havets nivå. Figur 14.4 viser et snitt gjennom en av de mest markerte terrassene i Lågendalen (Odbergmoen-Virgenesmoen). Elveterrassens overflate gjenspeiler havnivået for ca. 7000 år siden. Marine leirer ble dekt med elvesand, og det ble dannet en over 10 km lang elveterrasse. Ved videre landhevning har Lågen gravd seg gjennom sanden og toppen av leira.

Referanser

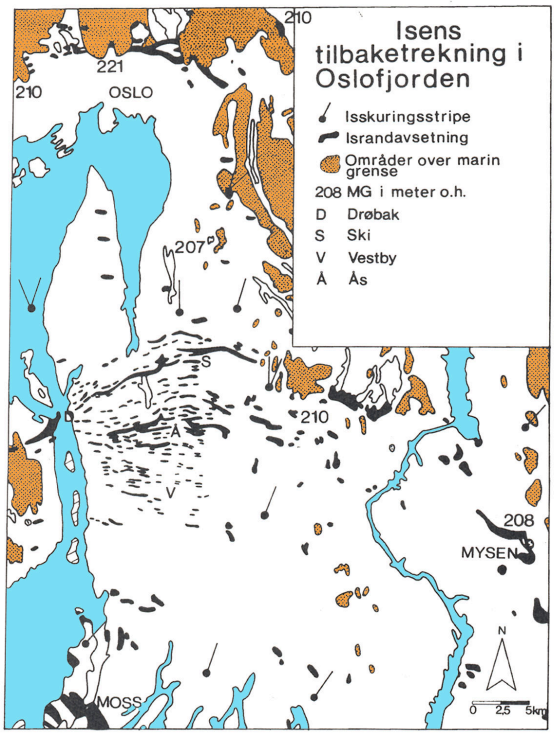
Bargel, T.H. & Lien, R. (1990): Kongsberg 1714 II. Kvartærgeologisk kart M 1:50 000, med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.

Jørgensen, P. & Sørensen, R. (1979): Late Glacial and Holocene deglaciation and sedimentation in Lågendalen, southeastern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 59, s. 337–343.

Sørensen, R. (1983): Glacial deposits in the Oslofjord area. *I*: Ehlers, J.: Glacial deposits in North-west Europe, Balkema, Rotterdam, s. 19–28.

Kapittel 15

Jordarter og landskap ved israndtrinn



Figur 15.1: Israndtrinn i indre Oslofjord (etter Rosenfeld, 1978).

Når geologen har kartlagt jordartene i et område, er neste steg å lage en modell som beskriver områdets utvikling. Fordelingen av ulike jordarter i et område og landskapets utforming, er et resultat av de geologiske prosessene som er beskrevet i de ulike kapitlene i denne boka.

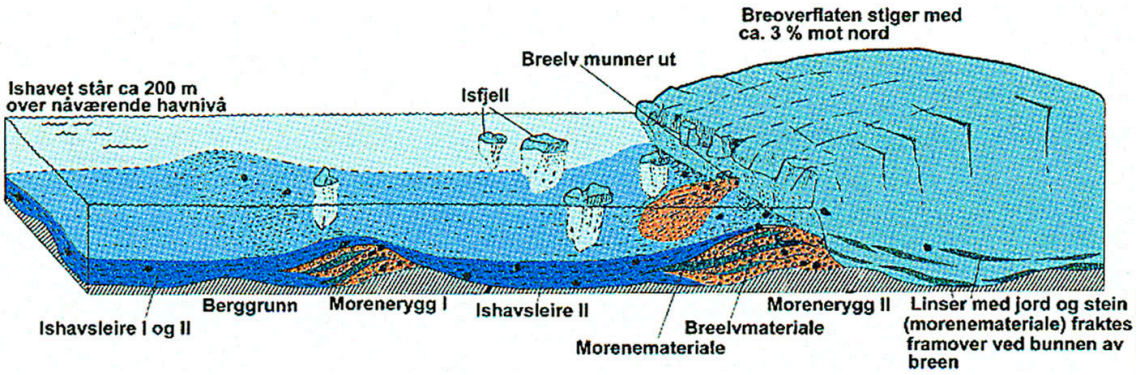
Under isavsmeltingen var det mange perioder hvor isfronten ble stående omtrent i ro. I disse periodene fikk vi dannet *israndavsetninger* (israndtrinn). Raet er en av de mektigste israndavsetningene i Norge; en stor rygg som kan følges rundt hele Skandinavia, og som er lett synlig på satellittbilder.

Figur 15.1 viser nede til venstre en bit av "Ra-avsetningene" ved Moss. Videre innover i Oslofjorden er det en rekke israndavsetninger som ble dannet under stans i isens tilbaketrekning. Enkelte av israndryggene er lett synlige i landskapet (for eksempel Ås- og Ski-trinnene og Akertrinnet). De fleste ryggene danner bare et bølget landskap, og mange rygger er dekt av leire, noe som svarer til morenerygg I på figur 15.2.

Oppbyggingen av israndavsetninger under havnivå

Figur 15.2 viser israndavsetninger som ble bygd opp under havets nivå i kontaktsonen mellom brefronten og havet. Hele tiden, selv om brefronten lå stille, beveget isen seg fra høyere breoverflate mot lavere, og linser med jord og stein (morenemateriale) ble fraktet framover i breens såle. I områder med stor utstrømning av smeltevann ble det avsatt breelvavsetninger foran breen. Vekslende lag med morenemateriale og breelvmateriale er normalt for slike israndavsetninger. Samtidig med oppbyggingen av israndavsetningen ved iskanten ble smeltevannets innhold av fint materiale (leir, silt og fin sand) fraktet lenger ut i fjorden. Ishavsleire, med sin karakteristiske kaldtvannsfauna, ble avsatt. Leira dekte eldre morenerygger (morenerygg I, figur 15.2).

Figur 15.3 viser en landskapsmodell for et område med en markert israndavsetning. Denne landskapstypen finnes mange steder langs



Figur 15.2: Modell for dannelse av israndtrinn (etter Sørensen, 1996).

Oslofjorden. Den geologiske utviklingen av dette landskapet har vært:

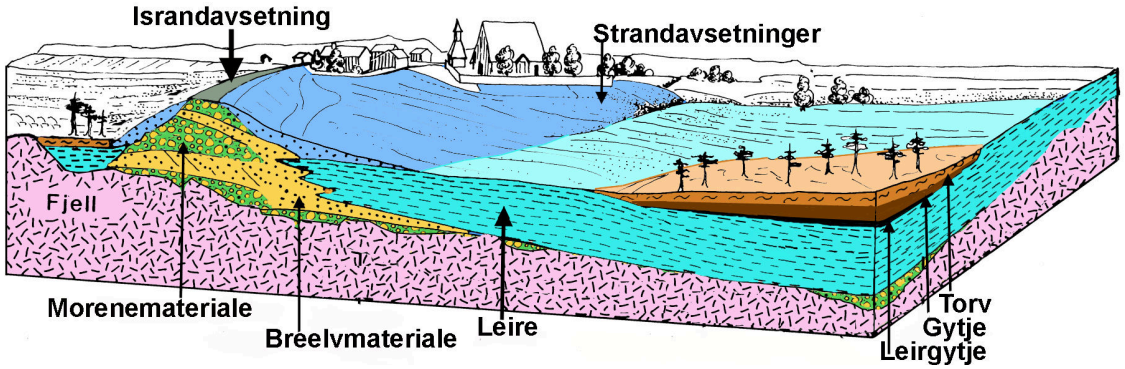
1. Den tykke innlandsisen gled sakte mot syd, og det ble avsatt morenemateriale under isdekket.
2. Da brefronten under nedsmeltingen av innlandsisen lå i dette området, ble det dannet et israndtrinn, slik det er vist i figur 15.2. Vekslende lag med morene og breelvmateriale ble avsatt under havets nivå.
3. Isfronten trakk seg nordover. Oslofjorden fikk tilført store mengder med fint materiale, og så vel israndtrinnet som morenene ble dekt med leire (ishavsleire).
4. På grunn av landhevingen ble området løftet opp i bølgesonen. Leire over israndtrinnet ble vasket bort, og ny leire ble avsatt på dypere vann. Bølgene vasket også finmateriale ut av morene- og breelvmateriale i israndavsetningen. Grus og sand ble lagt igjen som strandavsetninger, som ofte dekker leirene på begge sider av israndryggen.
5. Da hele området var hevet over havets nivå, ble det dannet en liten innsjø i en forsenkning. Først ble det avsatt leirholdig gytje. Under gjengroing til sump ble det avsatt gytje, og så etter hvert hopet torv seg opp og en myr ble dannet.

For de første jordbrukerne var de sandige strandavsetningene lettere å dyrke opp enn de tunge og tette leirene. Mange av de eldste gårdene ligger derfor på israndtrinnenes strandavsetninger.

Referanser

Rosenfeld, H.J. (1978): Israndavsetninger i området Vestby. Rapport nr. 6. Institutt for geologi, NLH. 1–21.

Sørensen, R. (1996): Frogn blir til – Grunnfjell, istider og grunnlaget for plante- og dyrelivet. I: Sørensen, R., Johansen, Ø.K. & Dørum, K. Frogn Bygdebokverk. Bd. 1, 10–39.



Figur 15.3: Jordarter i et område med en markert israndavsetning.