

KAPITEL 5

Geomorfologi

Geomorfologi er læren om landskabernes tilblivelse og stadige omformning. Landskaberne ændres, når vandet strømmer, bølgerne ruller, vinden blæser, eller gletsjerisen kryber af sted. De dynamiske kræfter transporterer materiale fra højtliggende områder mod lavereliggende egne som følge af tyngdekraften og kan med tiden omdanne bjerge til flade sletter. I dette kapitel behandles gletsjerlandskabet, det fluviale landskab og kystlandskabet med hovedvægt på danske forhold.

Den nordiske mytologi beretter, at gudinden Gefion tryllede sine sønner om til okser og pløjede et stort stykke land op af Sveriges muld. Jorden blev flyttet ud i Kattegat, hvorved Sjælland blev skabt.

Den historie er der ikke mange, der tror på i dag, for videnskaben har ændret meget på opfattelsen af landskabernes dannelse. *Geomorfologi* er den videnskabeligt baserede lærdom om landskabernes tilblivelse og stadige omformning. Selvom landskaberne umiddelbart ser ud til at være statiske, så påvirkes de hele tiden af naturens kræfter. Tiden er meget vigtig i forbindelse med geomorfologi. Nogle dele af landskabet ændrer sig relativt hurtigt, som fx kyster, der skifter udseende afhængigt af vindretning og -hastighed, mens erosionen på fladt terræn foregår langsomt. Processerne, der ændrer landskabet, og de deraf følgende landskabsformer, bliver belyst og diskuteret i dette kapitel.

Landskabsdannelsen

Det danske landskab er opbygget af materialer, der har meget forskellig alder og oprindelse. Undergrunden, dvs. aflejringer der er ældre end kvartærtid (op til 2 mio. år før nu), findes blandt andet på Bornholm i form af opragende dele af det prækambriske grundfjeld, der er dannet for mere end 1 mia. år siden. Langs

vores kyster kan vi observere stejle kridtklinter fra perioderne Kridt (144–65 mio. år før nu) og Tertiærtid (65–2 mio. år før nu). For en nærmere beskrivelse af de geologiske perioder, se kapitel 2: Geologi. De fleste steder er undergrunden dog dækket af løse aflejringer fra istiderne, hvor is dækkede Danmark i dele af kvartærtiden. De løse aflejringer består af *sedimenter*, der er en samlet betegnelse for sten, grus, sand, silt, ler og organisk materiale.

En stor del af disse aflejringer er nedbrydningsprodukter, som istidens gletsjere og smeltevandstrømme har transporteret til det danske område fra Skandinaviens fjelde. Det danske landskab er dannet som led i et større procesforløb, der kaldes det geologiske kredsløb. I dette kredsløb indgår processerne forvitring, erosion, transport, og aflejring, se fig. 2.11.

Forvitring

Landskabsdannelsen foregår i flere stadier eller trin, hvoraf forvitringen er det første. Ved forvitring sønderdeles bjergarterne i mindre stykker på stedet, uden at materialet bliver transporteret væk fra området. Forvitringen betyder, at bjergarten kan fragmenteres til mindre dele. Forvitring kan foregå mekanisk eller kemisk, og de to forvitringsprocesser finder oftest sted samtidig.



Mekanisk forvitring

Mekanisk forvitring finder sted, når store temperaturvariationer får bjergarterne til skiftevis at udvide sig og trække sig sammen. Herved kan der opstå sprækker, som giver mulighed for, at der kan trænge vand ind i bjergarterne. Hvis vandet fryser, udvider det sig med 9 %. Isdannelse i revner og sprækker kan således påvirke bjergarten med mange hundrede kg/cm², hvilket kan give anledning til en hurtigt mekanisk forvitring.

Udgangsmaterialet er væsentligt for, hvor hurtigt bjergarten forvitrer. Sprækker kan opstå i alle bjergartstyper, men især i skifer og kalk, der er gennemsat af mange sprækker og hulrum, foregår forvitringen hurtigt. Resultatet af forvitringen kan ses som nedstyrtning- eller *taluskegler* nedenfor de stejle bjergskråninger. Taluskeglerne består af irregulært formede og skarpkantede klippestykker.

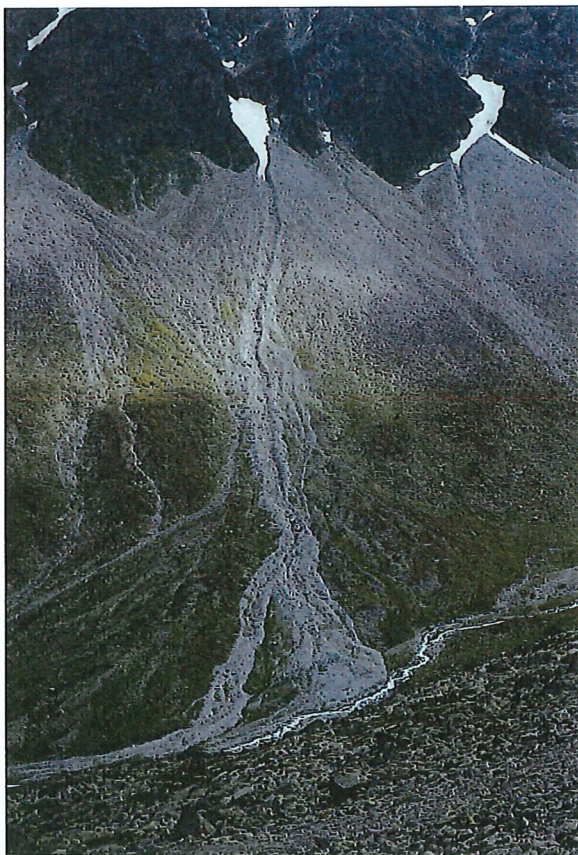


Fig. 5.1: Taluskegle i Alperne bestående af nedstyrtede klippestykker. Taluskegler er et resultat af forvitring og ses som en ophobning af materiale ved foden af stejle skrånninger. (Foto: Johannes Krüger).

Sprækker og hulrum i bjergarterne kan udvides ved biologisk aktivitet, når planter vokser op gennem sprækkerne og yderligere presser klippen fra hinanden.

Kemisk forvitring

Ved kemisk forvitring sker der en ændring af mineralsammensætningen i bjergarten som følge af tilstedeværelsen af vand. Derved opløses bjergarten, eller den ændrer struktur. Højt syreindhold i vandet vil få forvitringsprocessen til at gå hurtigere, og derfor er syrerregn medvirkende til, at specielt kalkbjergarter forvitrer hurtigere.

Når bjergarterne er forvitret til mindre stykker, vil klippeblokkene være ekstra udsat for kemisk forvitring, fordi klippestykkernes overfladeareal forøges. Hastigheden, hvormed opløsningen sker, afhænger meget af, hvilken bjergart der er tale om. Kalkbjergarter nedbrydes relativt hurtigt ved kemisk forvitring, mens granitter kun nedbrydes langsomt. Hastigheden af forvitringen varierer meget med temperaturen, og i troperne sker den kemiske forvitring ca. 10 gange hurtigere end på vores breddegrader.

Uden tilstedeværelsen af vand forløber den kemiske forvitring kun meget langsomt. Vandet, som trænger ind i revner og sprækker, medvirker til forvitring af klippestykkerne, og selv i ørkenområder falder der tilstrækkelige mængder dug om natten til, at forvitringen kan finde sted.

Erosion, transport og aflejring

Gennem millioner af år har de norske fjelde været udsat for forvitring. Vand, vind og is har siden hen transporteret de nedbrudte klippestykker til lavere-liggende egne, og nogle er endt som aflejringer i Danmark. Når klippestykkerne transporteres hen over et underlag, vil de virke som slibemiddel, hvorved der sker en yderligere erosion af både klippestykkerne og underlaget. Erosion er en fælles betegnelse for de processer, der nedbryder og fjerner bjergarter.

Strømmende vand er en god transportaktør, og jo højere strømhastighed, des større sedimentkorn kan der transporteres. For at der kan forekomme transport, skal vandet have en tilstrækkelig stor strømhastighed, der opnås ved enten stor hældning eller

store vandmængder i et område med lille hældning. Hvis strømhastigheden aftager, falder vandets transportevne, og de opbyggende processer tager over. Først aflejres de groveste partikler, og siden, i takt med at strømhastigheden aftager, aflejres det finere materiale. Sedimenter aflejret i strømmende vand er altså kendetegnet ved, at de er sorteret efter kornstørrelse. I modsætning hertil er gletsjer aflejrte materialer kun i ringe grad sorteret.

Istider i Danmark

Det danske landskab er i overvejende grad præget af de seneste to istider. I forrige istid, der kaldes Saale-istiden, dækkede gletsjere i flere omgange hele eller næsten hele Danmark. I den seneste istid, Weichsel-istiden, dækkede isfremstødene kun dele af Danmark. Vi vil i dette afsnit se nærmere på, hvordan gletsjere og smeltevand fra gletsjerne har formet det danske landskab. Kvartærtiden har været præget af skiftende istider og mellemistider. En *istid* dækker over en længerevarende kuldeperiode, hvor der opbygges store isskjolde. Mellem istiderne er der såkaldte *mellemistider*, som er varmeperioder, svarende til den periode, vi har haft siden sidste istid.

Der er påvist fire perioder med tilstedeværelse af indlandsis i Danmark, men det er de seneste to istider, der er bedst beskrevet. Det skyldes blandt andet, at man kan finde resultatet af isens tilstedeværelse i form af landskabsoverflader, der er formet af gletsjere eller smeltevandsløb. Derimod kan aflejringer og spor fra de første istider kun ses i blotlagte kystklinter, i udgravninger eller i borer i Danmarks undergrund.

Det aktualistiske princip

Kendskabet til *glacialmorfologi* (læren om istidslandskabet) er i høj grad opnået ud fra studier af nutidens gletsjere og de landskabsformer, gletsjerne danner. Når man skal undersøge forhold, der fandt sted for mere end 10.000 år siden, benytter man det aktualistiske princip. Her antages det, at de processer og naturlove, der er aktuelle i dag, også har virket til andre tider, samt at ingen processer og naturlove har ændret

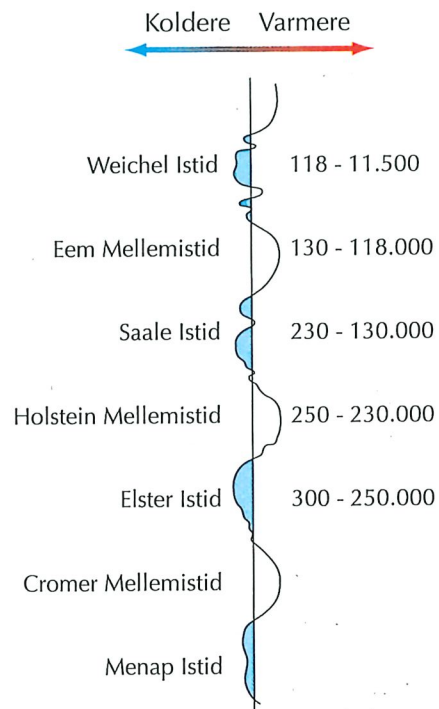


Fig. 5.2: Relativ temperaturkurve gennem de seneste fire istider. Dateringen før Elster er tvivlsom og derfor ikke anført.

(Delvist efter Krüger: Gletscheren og landskabet, Gyldendal, 1989).

sig. Geografi og geologi er med andre ord videnskaber, der er baseret på observationer i naturen, som tolkes ud fra de naturlove, der arbejdes med i fysikken, (se kapitel 1 og 2). Forklaringsmodeller affortidens voldsomme hændelser baseret på nutidige observationer kan dog vise sig at være misvisende. Jo bedre observationer man har indsamlet ved feltarbejde, des større er sandsynligheden for, at den efterfølgende model bliver korrekt.

Isens bevægelsesmønster

I istiden lå der et 3–3,5 km tykt lag is med centrum over den centrale del af Østersøen. Is kan betragtes som en meget sejtflydende masse, og det indre tryk i den enorme ismasse medførte, at isen flød ud fra ismassens centrum og i nogle perioder bredte sig helt til Danmark. Isen fulgte lavninger og flød, hvor der var mindst modstand.



Fig. 5.3: Taylor Dry Valley, gletsjer løber fra Asgaard-området ud i vandet, Ross Sea Region, Antarktis. (Foto: Scanpix/Minden).

Ud fra observationer af nutidens gletsjere har man opnået et indgående kendskab til isens bevægelses-måde. Hvis isens udbredelse ikke er begrænset af det omkringliggende landskab, vil gletsjerfronten være halvcirkelformet. Dette kan efterfølgende ses i det landskab, isen efterlader.

Når temperaturen er over 0° , smelter isen, og hvis smeltningen er større end isfremrykningen, vil gletsjerfronten vige. Bemærk, at en gletsjer ikke kan trække sig tilbage.

Saale-istiden og Eem-mellemistiden

Under den forrige istid, Saale, der startede for ca. 230.000 år siden og varede i ca. 100.000 år, var der flere isfremstød, der dækkede Danmark.

Efter Saale-istiden fulgte en varmeperiode, Eem-mellemistiden, der var ca. 2°C varmere end den mellemistid, vi befinder os i nu.

Weichsel-istiden

Sidste istid, Weichsel, startede for ca. 118.000 år siden og varede til for 11.500 år siden. I den første del af Weichsel var temperaturen så lav, at der dannedes et isskjold over Norge og Sverige. Da det blev koldere, ændrede vegetationen karakter fra skov og varmekrævende planter til kuldetålende buske og urter. Samtidig faldt vandstanden i verdenshavene, i takt med at vandmasserne ophobedes til store isskjolde. I istiden sænkedes vandstanden i verdenshavene, til ca. 130 m under nuværende havniveau.

Det første isfremstød i Weichsel nåede Danmark fra øst for ca. 50-45.000 år siden (fig. 5.5A). Herefter fulgte en lang isfri periode. Det var dog især i den sidste del af Weichsel, at isen påvirkede landskabsudviklingen i Danmark.

For omkring 28.000 år siden kom Norske-isen fra nord og dækkede store dele af Nordjylland og

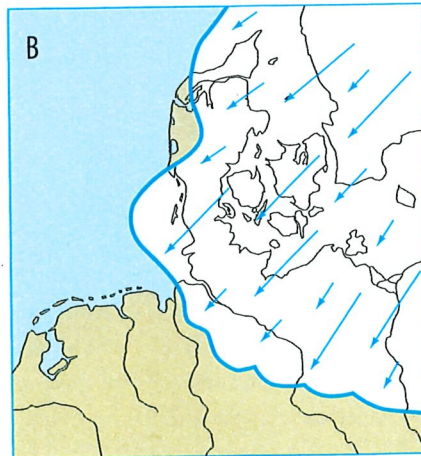
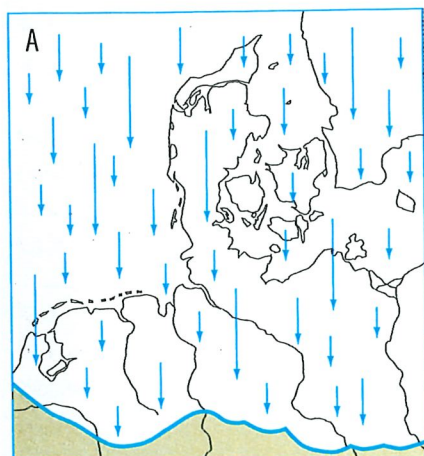
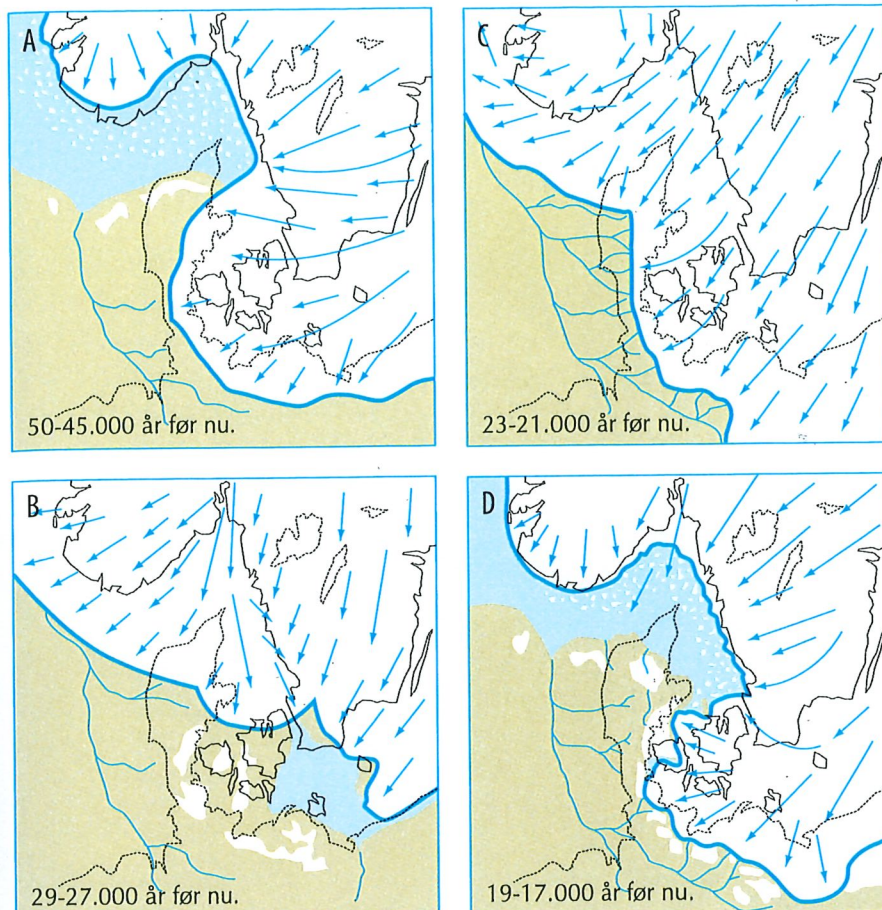


Fig. 5.4 A+B: Saale-istidens to dominerende isfremstød.

(Efter: J. Krüger: Glacialmorfologi, Københavns Universitet, 2000).

— Fremtrædende israndlinje
 → Gletsjerbevægelse



Figur 5.5 A+B+C+D: De fire mest markante isfremstød under Weichsel-istiden. Det første isfremstød fandt sted for ca. 50-45.000 år siden, efterfulgt af en længere isfri periode. Først for omkring 29-27.000 år siden fulgte et fremstød fra Norge, kaldet Norske-isen. Dette isfremstød blev afløst af en is fra nord-øst, der også kaldes for "hovedfremstødet". Dette fremstød havde sin maksimale udbredelse ved hovedopholdslinjen, der markerer grænsen mellem Weichsel-isen og istidslandskabet fra Saale. Efter hovedfremstødet fulgte flere mindre fremstød med oprindelse i Østersøen, hvorfra det Ungbaltiske isfremstød kom for ca. 19-17.000 år siden. Fremstødet har haft stor morfologisk betydning for det østdanske landskab. Mellem de her nævnte isfremstød har der været korte eller lange perioder med tilbagesmeltning eller isfremstød, og landskabet er præget af alle de fremstød, der har været. Efter: M. Houmark-Nielsen, J. Krüger og K. Kjær: De seneste 150.000 år i Danmark, Geovidens, Københavns Universitet, 2005.

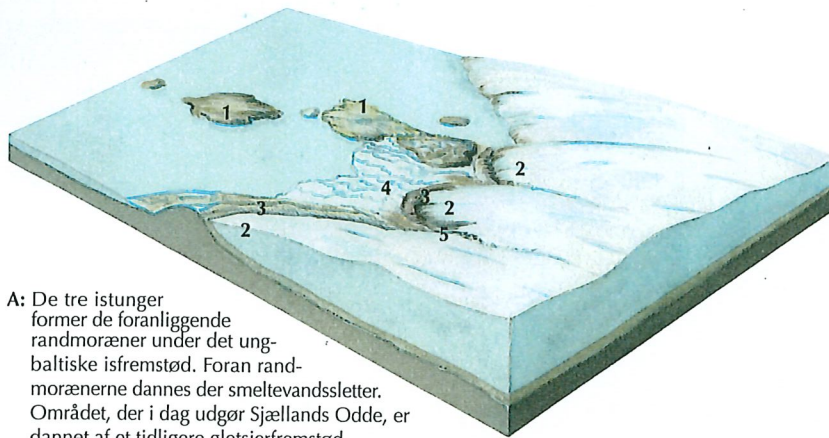
— Fremtrædende israndslinjer
Land
Gletsjerbevægelse
Hav

nåede frem til Nordsjælland (fig. 5.5B). Nordøst-isen (NØ-isen), der var det største fremstød i Weichsel-istiden, efterfulgte det norske isfremstød med størst udbredelse for ca. 22.000 år siden. Grænsen for NØ-isens største udbredelse i Danmark, den såkaldte hovedopholdslinje, løber fra Bovbjerg i vest til Hald ved Viborg og herfra mod syd til Padborg ved den dansk-tyske grænse (fig. 5.5C). Hovedopholdslinjen er en af de mest markante landskabsgrænser i Danmark, idet den adskiller Weichsel-istidens landskab i Østdanmark og Saale-istidens landskaber i Vestjylland. Det sidste større isfremstød, det såkaldt Ungbaltiske isfremstød, fandt sted for ca. 18.000 år siden (fig. 5.5D). Gletsjermasserne fra det Ungbaltiske isfremstød trængte frem gennem Østersølavningen og nåede frem til det østjyske område.

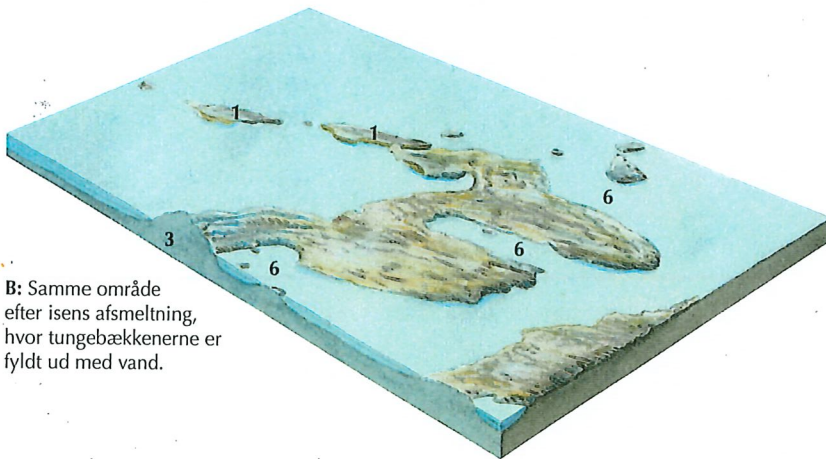
Det danske istidslandskab

I år 1901 fremsatte geologen V. Milthers en teori om, at bakkebuene i Odsherred i Nordvestsjælland var skubbet op langs randen af en fremrykkende indlandsis, en teori som senere undersøgelser har bekræftet. Han forestillede sig, at den fremrykkende is havde skubbet bakkerne foran sig som en bulldozer.

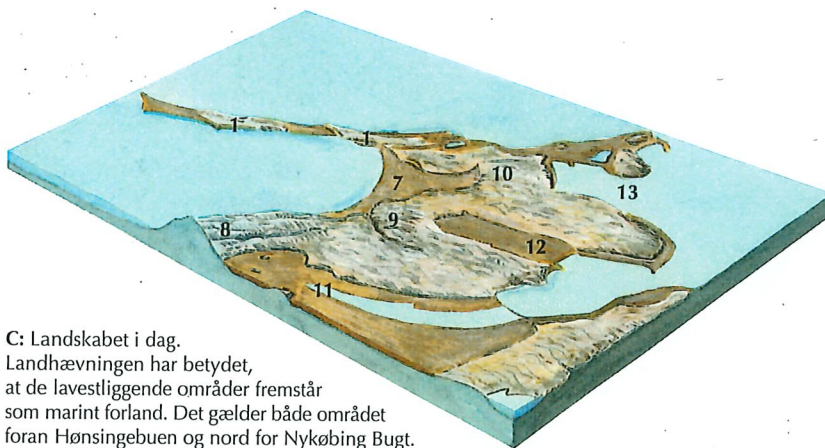
At det ikke altid er nemt at erkende isens direkte påvirkning i landskabet, skyldes, at forskellige isfremstød har formet og siden omformet landskaberne, så de nogle steder består af aflejringer og deformationer fra flere isfremstød. Landskabet blev påvirket af isen, uanset om fronten af isen rykkede frem, smeltede tilbage eller lå stille. De landskabsformer, der blev ladet tilbage efter isens tilbagesmeltning, er derfor et resultat af



A: De tre istunger former de foranliggende randmoræner under det ung-baltiske isfremstød. Foran randmorænerne dannes der smeltevandssletter. Området, der i dag udgør Sjællands Odde, er dannet af et tidligere gletsjerfremstød.



B: Samme område efter isens afsmeltning, hvor tungebækkenerne er fyldt ud med vand.



C: Landskabet i dag. Landhævningen har betydet, at de lavestliggende områder fremstår som marint forland. Det gælder både området foran Hønsingebuen og nord for Nykøbing Bugt. Lammefjorden og Sidinge Fjord er tørlagt til landbrugsdrift.

Fig. 5.6: Vejrhøjbuerne i Nordvestsjælland. Tre randmoræner, der er dannet i et af genfremstødene fra Den Ungbaltiske Is. (Efter: A. Schou: Landskabsformerne, Det Kongelige Danske Geografiske Selskab, 1949).

Fig. 5.7 (modstående side): Geomorfologisk danmarkskort med angivelser af de forskellige istidsaflejringer. Bemærk randmorænerne i Nordvestsjælland, og sammenlign med figur 5.6.

(Efter: Smed, Folkeskolens Atlas, 4 udgave, side 8, Alinea 2005).

1. Moræne aflejet før Odsherredfremstødet.
2. Gletsjertunger.
3. Randmoræner oppresset foran gletsjertungerne.
4. Smeltevandsslette.
5. Gletsjerport.
6. Inderlavning.

7. Marint forland (stenalderhavets tidligere havbund).
8. Vejrhøjbu.
9. Hønsingebuen.
10. Højbybuen.
11. Den tørlagte Lammefjord.
12. Den tørlagte Sidingefjord.
13. Nykøbing Bugt.



de processer, der er sket under isen, i isen, ved randen af isen og foran isen. Et godt redskab til erkendelse af de forskellige istidsprægede landskabsformer i Danmark er fig. 5.7.

Det materiale, isen har aflejret, kaldes *till* og består af usorterede mængder ler, sand, grus og sten fra de områder, isen har passeret. De landskabsformer, isen har dannet, kaldes samlet for *moræne*. Dertil kommer naturligvis også smeltevandets landskaber, både aflejringsformer som *smeltevandssletterne* og åse samt erosionsformer som smeltevanddale og tunneldale.

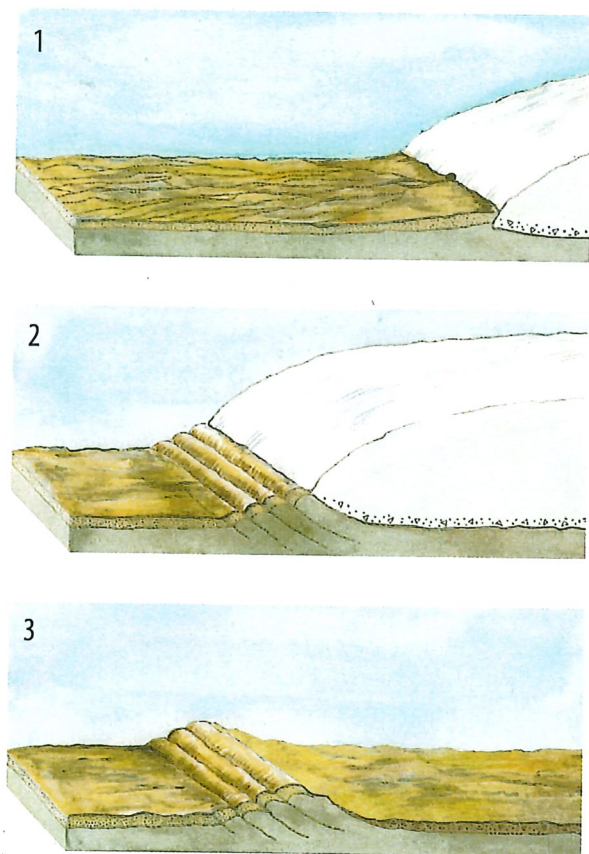


Fig. 5.8:

1. Gletsjer med foranliggende smeltevandsslette.
2. Gletsjeren skubber sig gentagne gange frem over smeltevandssletten i en kuldeperiode. Frosne flager af den foranliggende smeltevandsslette skubbes på højkant af gletsjertrykket.

3. Nutid: Gletsjeren er smeltet, men tungebækkenet, randmorænen og smeltevandssletten afslører, hvor isen lå. Det samme gør bundmorænen, som dækker tungebækkenets overflade. (Efter: Krüger: Gletscheren og landskabet, Gyldendal, 1989).

Bundmoræne

Moræne, der er afsat under isen, kaldes for bundmoræne og ses i landskabet som en flad eller svagt bølgede landskabsform. Store dele af det syd- og midtsjællandske landskab samt næsten hele Lolland er kendt for sin lerholdige bundmoræne.

Randmoræne

Randmoræner i Danmark kan rage mere end hundrede meter op over det foranliggende og bagvedliggende landskab. De dannes i forbindelse med isens fremrykning, hvor isen som en bulldozer skubber det foranliggende materiale sammen til en vold.

Der er mange randmoræner i Danmark. Vejrhøjbuerne i Nordvestsjælland, Munkebo Bakke på Fyn, samt bakkedragene på Nordsamsø er gode eksempler herpå. Hvis isen har stået længe med samme udbredelse og har transporteret materiale fra området bag randmorænen frem til randmorænen, kan der dannes en lavning, der hvor sedimenterne tages fra. Denne lavning kaldes en inderlavning eller et tungebækken. Bag randmorænen Munkebo Bakke danner Kertinge Nor og Kerteminde Fjord dette tungebækken. Lammefjorden, Sidinge Fjord og Nykøbing Bugt øst for Vejrhøjbuerne, er andre type-eksempler på tungebækkener. De nævnte randmoræner er alle buede og afspejler isskjoldets tungeformede rand.

Tunneldale

Glaciallandskabet består både af aflejrings- og erosionsformer. Nogle af de mest markante erosionsformer er tunneldalene, der blev skabt af strømmende smeltevand under isen. I takt med forårets temperaturstigning dannes der smeltevand på gletsjeroverfladen. Smeltevandet søger ned i isen gennem sprækker og revner og danner efterhånden et træagtigt forgrenet dræningssystem i isen (fig. 5.9).

Vandet løber først i fine sprækker, der forener sig til større kanaler, som følger gletsjerbunden mod isfronten, hvor vandet strømmer ud gennem gletsjerporten (fig. 5.14). Hvor smeltevandet har kontakt med underlaget, eroderes bunden under gletsjeren. Herved dannes langstrakte lavninger, der ses som dale, når gletsjeren er smeltet væk.

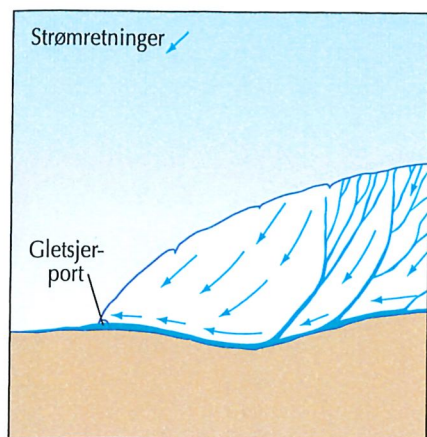


Fig. 5.9: Drænings-system inde i gletsjeren. Smeltevandets finder vej ned gennem gletsjeren via smalle sprækker og revner der ved bunden samles til store løb, der kan erodere i underlaget. (Efter: Geografihåndbogen, København, 2001).

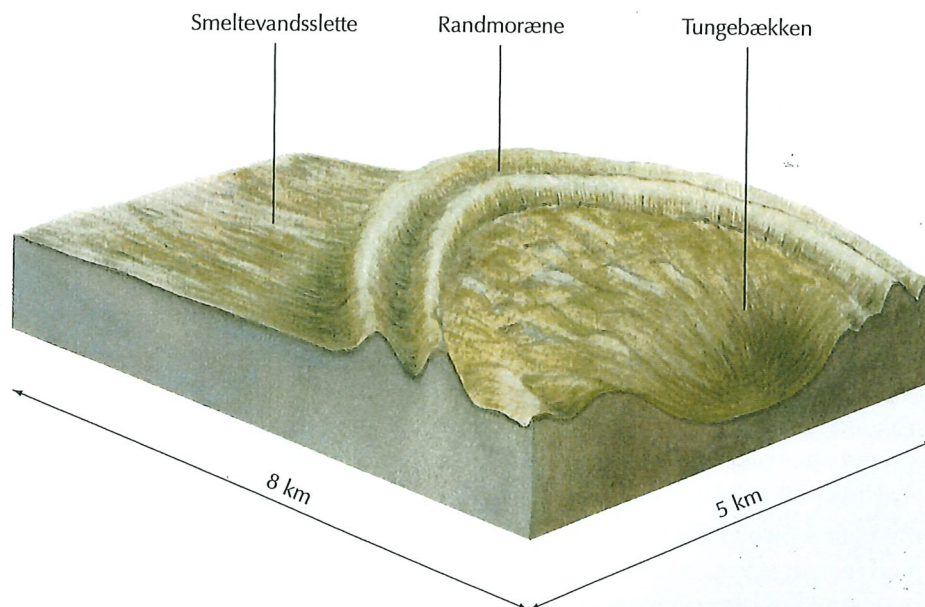
Dale, der er dannet af smeltevand under isen, kaldes *tunneldale*. På grund af det store vandtryk i isen kan smeltevandet følge gletsjerbunden mod gletsjerporten, selv hvor det går opad (se fig. 5.9). Derfor har tunneldale et anderledes udseende end *smeltevandsdale*, der er dannet af strømmende vand under åben himmel uden for isranden. I modsætning til smeltevandsdalene, hvor vandet altid løber nedad, kan der i tunneldalene opstå langsøer, dvs. langstrakte søer adskilt af tærskler.

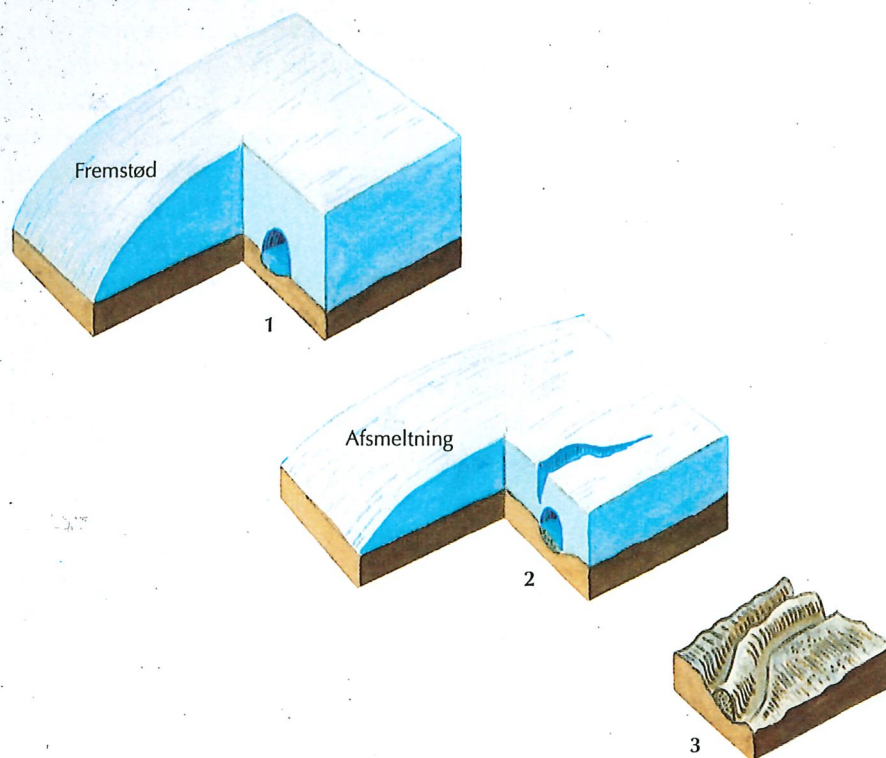
Tunneldale ses ofte i naturen som brede dale, der er dannet vinkelret på isranden. Det har været

problematisk at forklare disse kilometerbrede dale opståen. Det skyldes, at så brede tunneler rent fysisk ikke kan dannes under isen, uden at isen styrter sammen. Man mener derfor, at tunneldalene er opstået på denne måde: Sommerens store afsmeltning resulterer i, at der dannes en erosionsfure under isen, som beskrevet ovenfor. Efterhånden som smeltevandsmængden aftager i løbet af efteråret, lukkes dræningssystemet i isen, dvs. at smeltevandet i isen fryser, og rørsystemet trykkes sammen, fordi isen er plastisk. Når smeltevandet igen begynder at løbe om foråret, skal det altså danne et helt nyt dræningssystem i isen. Det kan medføre, at der dannes en helt ny erosionsfure ved siden af den fra sidste år, som nu er fyldt op af ny hård is. Da denne proces gentages år efter år, kan det forklare, at der dannes en bred dal, når isen endelig smelter. Tunneldale er altså et resultat af smeltevandets samlede erosion under isen igennem mange år.

Tunneldalene er et væsentligt landskabselement i Østjylland. Eksempelvis kan nævnes Vejle Fjord og Flensborg Fjord. På Sjælland er dalstrøget fra Præstø til Åmosen et eksempel på en tunneldal (se fig. 5.7). I sidstnævnte tunneldal er Tystrup-Bavelse Søerne eksempler på langsøer.

Fig. 5.10: Det samlede landskabskompleks, randmoræne med foranliggende smeltevandslette og bagvedliggende tungebækken, kaldes under ét: Den glacielle landskabsserie. (Efter A. Penck: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1909).



**Fig. 5.11:** Dannelse af en ås.

I tunneller under isen strømmer der smeltevand med store mængder sediment. Hvis strømhastigheden i tunnelen falder, kan der aflejres sediment. Når isen smelter væk, vil det aflejrede sediment have form efter tunnelens omrids og fremstår derfor som en langstrakt bakke med stejle sider og (ofte) flad top. Den langstrakte bakke kaldes en ås. (Delvis efter Krüger: Glacial morfologi, Københavns Universitet, 2000).

Ås

Hvis smeltevandets strømningshastighed aftager i tunnellerne i isen, vil vandet begynde at aflejre det groveste af det transporterede materiale. Herved dannes der en langstrakt bakkeform, hvis sider defineres af isen (figur 5.11). Denne langstrakte bakke kaldes en ås. Åsene består for det meste af lagdelt sand og grus, og de er derfor i vid udstrækning blevet udnyttet som led i råstofproduktionen.

Dødislandskab

Hvis gletsjerfronten indeholder store mængder sediment, kan hele den randnære del omdannes til såkaldt *dødis*. De store mængder sediment, der smelter frem på isen under afsmeltningen, danner et tykt isolerende lag på isen. På grund af den smeltning, der finder sted, er sedimenterne vandmættede og vil flyde mod lavninger på isens overflade. I disse lavninger vil jordlaget blive meget tykt og isolere mod yderligere smeltning. Afsmeltningen vil dermed fortsætte uændret, hvor isen ikke er dækket af sediment, og derved bliver isens overflade meget ujævn. Det smeltevand, der dannes, vil søge ned

i isen gennem sprækker og gletsjerbrønde, og smeltevandet kan med tiden underminere isen, så der sker sammenstyrtninger. Disse sammenstyrtninger kan fyldes med smeltevand og sediment, og når isen smelter væk, vil de sedimentfyldte issøer efterlades som fladtoppede bakker med stejle sider – såkaldte issøbakker.

Store isblokke, der er dækket af sediment, vil, når isen er smeltet, fremstå som lavninger – såkaldte *dødishuller*. I dag er mange dødishuller vandfyldte, fordi de mangler naturlige afløb. Dødislandskaberne præges også af mange små og stejle bakker, der ofte har samme højde og består af grus.

Dødislandskaber har ikke stor værdi som landbrugsområder, fordi jordkvaliteten er ringe, og vandbalancen skifter meget inden for korte afstande, og fordi områderne kan være så stejle, at de er vanskelige at opdyrke. Det er årsagen til, at dødislandskaber i dag ofte er domineret af skov. I de områder, der er opdyrket, er de våde lavninger attraktive i forbindelse med jagt, som lodsejeren kan sælge retten til. Desværre er mange af de våde lavninger dog drænet og fyldt op.

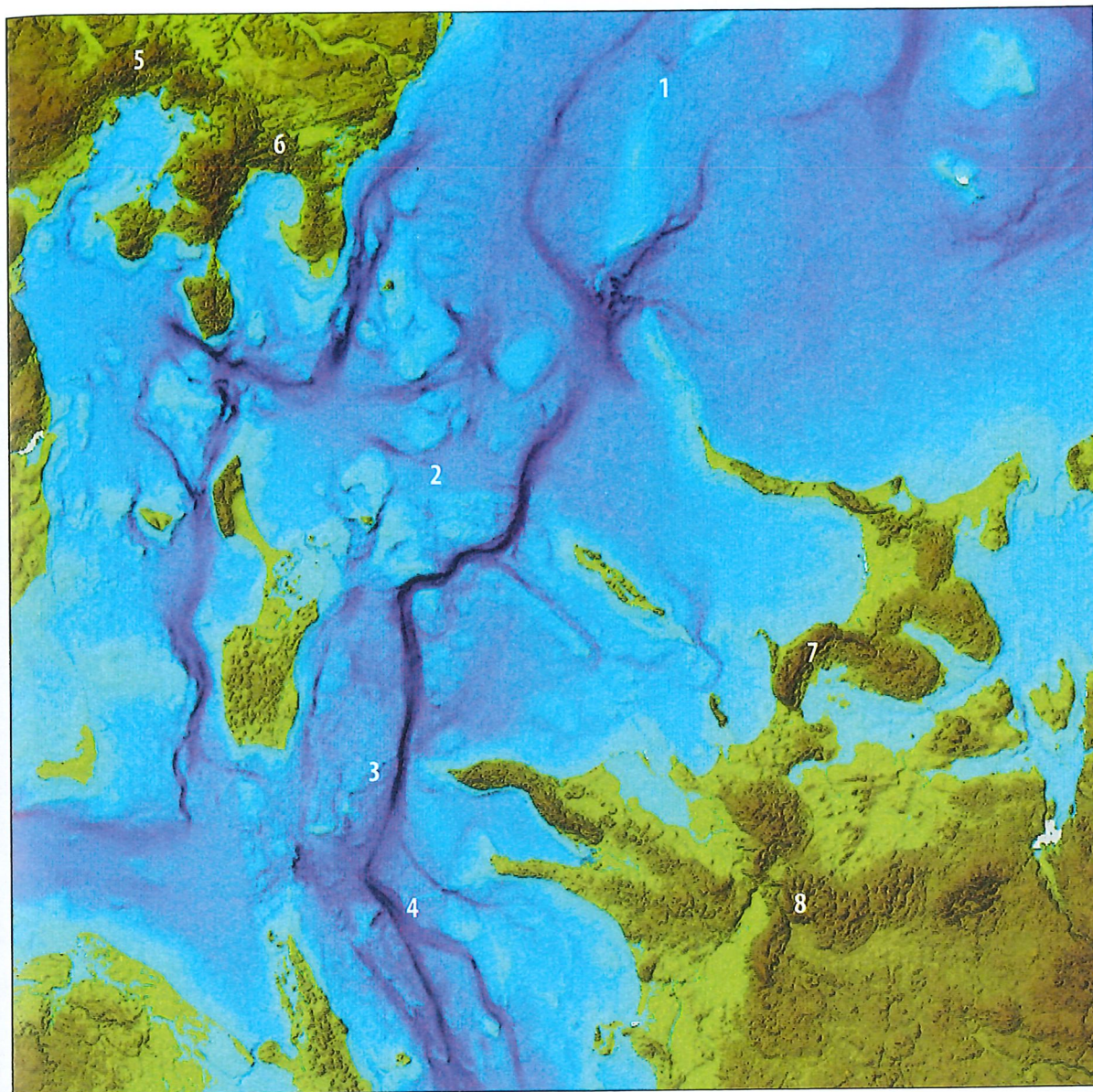


Fig. 5.12: Istidslandskabet fortsætter under havniveau. Figuren viser højde- og dybdekort i Storebæltregionen, hvor bueformede randmoræner kan ses både over og under det nuværende havniveau. Flere af randmorænerne gennemskæres af den dybe rende i Storebælt, men de kan følges i næsten ubrudte linjer langs hele fronten.

Randmoræne 1 er dannet af Nordøstisen. Randmorænerne 2-4 er dannet af forskellige genfremskud under Den Ungbaltiske Is, der er kommet gennem Storebælt sydfra, og den vestlige rand af isen er sammenfaldende for de tre angivne randmoræner. Bemærk også randmorænerne på det sydlige Djursland (5-6) og Vejrhøjbuene (7) som

beskrevet i fig. 5.6 samt randmorænen øst for Tissø på Sjælland (8). Randmorænerne har alle et tydeligt tungebækken, se fx syd for randmoræne 5 og 6, samt sydøst for nr. 7. Smeltevandssletterne er svære at erkende, men de findes. Den flade havbund i Sejerøbugten NV for Vejrhøjbuene er således dannet som smeltevandsslette.

Desuden kan en smeltevandsslette ses nordvest for randmoræne nr. 6, samt SV for randmoræne nr. 8. (Dybde data fra Farvandsvæsenets Oceanografiske Afdeling, landdata er fra Kort- og Matrikelstyrelsen. Billedet er udarbejdet af Farvandsvæsenet på baggrund af data, der er udtynnet til et 200 m net).

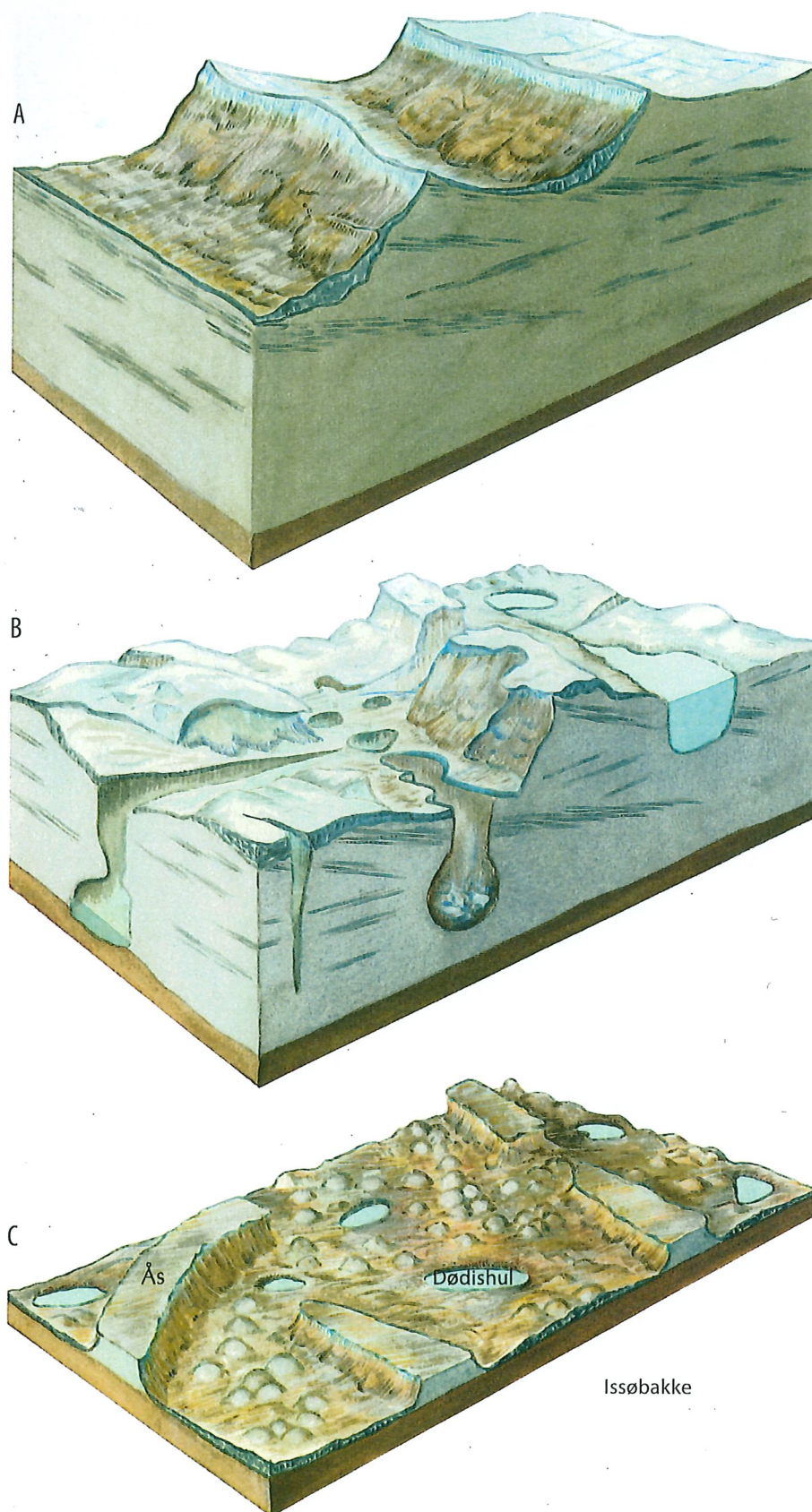


Fig. 5.13: Dødislandskab i tre stadier. I første stadie (A) er den sedimentholdige is stadig sammenhængende, men bevægelsen er standset. Isen smelter ujævnt og danner støje isklinter, som jorden flyder ned af ved øget smeltning. I det efterfølgende stadie (B) er isen død, og smeltevand fra den smeltende is søger gennem sprækker og spalter ned i isen, som bliver undermineret. Under isen løber smeltevand og danner et netværk af tunneler. I det sidste stadie (C), hvor isen er smeltet helt væk, er der dannet et småbakket landskab, som resultat af jordflydningen fra isklinterne. Bemærk, at smeltevandstunneler og issøer har resulteret i dannelsen af hhv. en ås og issøbakker (se fig. 5.11 og 5.15). (Delvist efter Krüger: Glacialmorfologi, Københavns Universitet, 2000).

Smeltevandssletter

Smeltevandssletterne bliver dannet, når de store mængder materiale, der er indlejret i eller på isen, bliver transporteret ud foran gletsjeren af smeltevand. Så snart smeltevandet forlader gletsjeren, sker der et brat fald i strømhastigheden. Sedimenterne er aflejret af vand, og derfor sker der en sortering, således at de groveste partikler aflejres tættest på gletsjerfronten.

Længere fra gletsjerfronten aflejres grus og endnu længere væk sand. De fineste partikler, ler, bliver ofte ført helt til havs. Antallet af grusgrave på smeltevandssletter er vidnesbyrd om tilstedeværelsen af de sorterede materialer.

Smeltevandssletterne er meget flade og hælder svagt bort fra gletsjerporten. De største smeltevandssletter findes i Vestjylland, men der er også mange mindre smeltevandssletter i Østdanmark. Tidligere var smeltevandssletter ofte bevokset med hedelyng, da lyngplanterne kan vokse på meget næringsfattig jord. Hede er egentlig en botanisk betegnelse for områder bevokset med lyngplanter, hvilket er grunden til, at smeltevandssletterne også kaldes hedesletter.

I dag er en stor del af smeltevandssletterne opdyrket, hvilket kun kan lade sig gøre ved at gøde intensivt. Derfor er hede som vegetationstype truet.



Fig. 5.14: Billede af gletsjerport, New Zealand, hvor smeltevand fra gletsjeren fosser ud. Den tunnel, hvori vandet løber, kan senere fyldes ud med sedimenter, hvorved der dannes en ås, se fig. 5.11. (Foto: Pernille Ladegaard-Pedersen).

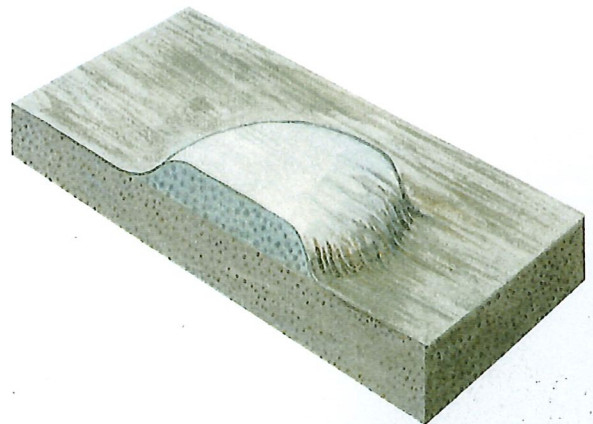
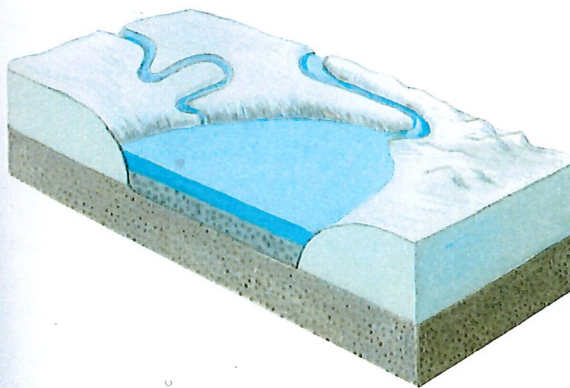


Fig. 5.15: Dannelsen af en isøbakke. En lavning på gletsjerens overflade fyldes med smeltevand, og gradvist fyldes lavningen med sedimenter, som smeltevandet fører med sig. Når isen smelter, fremstår det aflejrede sediment som en fladtoppet bakke med stejle sider. (Efter Johannes Krüger: Glacialmorfologi, Københavns Universitet, 2000).



Fig. 5.16: Aktiv smeltevandsslette fra nordsiden af Vatnajökul på Island. Smeltevandet medfører store mængder sediment, der aflejres som banker i flodlejet. Efterhånden som flodlejet bliver fyldt op af grusbanker, tvinges vandet til at finde nye veje. På denne måde fordeles sedimentet jævnt over hele smeltevandssletten. Smeltevandssletter har en meget lille hældning. (Foto: Johannes Krüger).

Glacial landskabsserie

Landskabsudviklingen i gletsjerens randzone, hvad enten der er dannet en randmoræne eller et dødislandskab, er ofte udformet som en glacial landskabsserie. Foruden randmorænen eller dødislandskabet består den glacial landskabsserie også af den foranliggende smeltevandsslette og det bagvedliggende tungebækken, der er dækket af bundmoræne. Gode eksempler på glacial landskabsserier findes i Vestsjælland, bl.a. omkring Vejrhøjbuerne (fig. 5.6)



Fig. 5.17: Vindslebet sten. Stenen slibes af sand, sne og sne, som vinden transporterer forbi. (Foto: Geologisk Museum, København).

og omkring randmorænerne ved Bjergsted øst for Tissø (fig. 5.12, nr. 8).

Bakkeøer

Smeltevandssletterne dækker store dele af Vestjylland, men mellem smeltevandsaflejringerne findes landskaber fra Saale-istiden. Disse landskaber kaldes bakkeøer, fordi de rager op igennem Weichsel-istidens smeltevandsaflejringer som øer. Bakkeøerne består oftest af bundmoræne fra Saale-isen, men kan også bestå af smeltevandssand. Som landbrugsområder er bakkeøer af begrænset kvalitet på grund af nedvaskning af ler og næringsstoffer gennem 100.000 år.

I naturen er grænsen mellem bakkeøer og de omkringliggende smeltevandssletter ofte udjævnet på grund af jordflydning i over 100.000 år. Dog er der bakkeøer, der er blevet eroderet af smeltevand fra sidste istid (Weichsel), hvilket har resulteret i, at grænsen fremstår som klinger. På Bakkeøerne kan man finde vindslebne sten, der er slebet af vindbåret sand og sne gennem 100.000 år (fig. 5.17).

Landskabet efter istiden

Tiden efter istiden er præget af meget store ændringer i havniveauet. Den pludselige varmestigning efter istiden fik store dele af isen til at smelte, og smeltevand blev ledt ud i havene, hvilket fik vandstanden til at stige. Samtidig skete der en hævnning af jordskorpen, fordi landmasserne blev lettet for isens tryk. Der skete med andre ord både en hævnning af havspejlet og en hævnning af landmasserne, og de to bevægelser foregik samtidig, men med forskellig hastighed. Da det er vanskeligt at måle reelle jord-

skorpebevægelser, angiver man ofte ændringer som relative ændringer i havspejlsniveauet i et givent område.

En varmeperiode for ca. 17.000-14.600 år siden fik store dele af isskjoldet til at smelte, og et hav bredte sig over det nordlige Danmark. Havet, der bredte sig, kaldes for *Yoldiahavet*, og aflejringer herfra indeholder mange arktiske muslinger af typen *Portlandia arctica* (tidligere kaldet *Yoldia arctica*). Aflejringer fra *Yoldiahavet* findes i dag i Vendsyssel i Nordjylland og i Nordsjælland. I Vendsyssel findes

Fig. 5.18: Relative vandstandsændringer ved Hven siden sidste istid. De store variationer skyldes samspillet mellem havniveauændringer og ændringer i jordskorpen.

(Efter: N. Richardt, L. Belhage og S. Funder: Øresund i 20.000 år, Varv nr. 3, 1990).

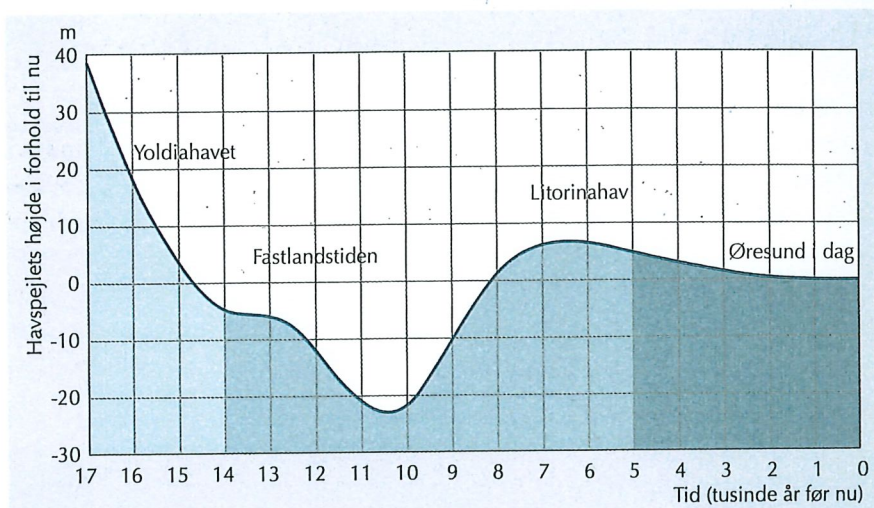
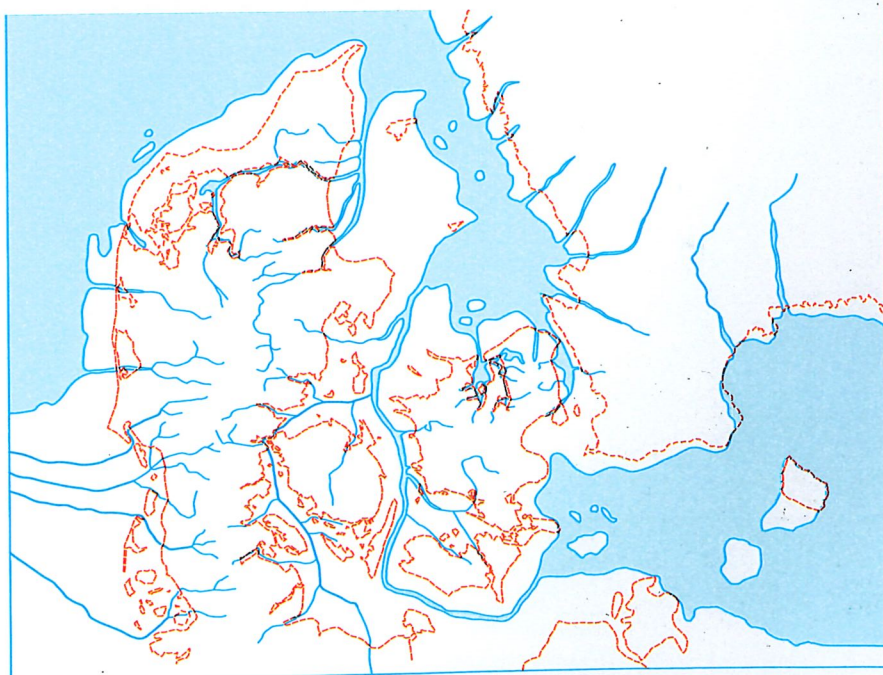


Fig. 5.19: Danmarks omrids i fastlandstiden for ca. 8000 år siden, efter at *Yoldiahavet* var fortrængt. Bemærk, at Storebælt, Lillebælt og de fleste store åer i Danmark også var vandfyldte i denne periode, men at Øresund og Limfjorden var (delvist) afskåret. Danmarks nuværende omrids er angivet med en stiplede linje.

(Efter: V. Nordmann: Beskrivelse af Geologisk Kort over Danmark, DGU, 1958).



Yoldiahavets kystlinje helt op til 60 m over det nuværende havniveau. Længere mod syd og øst ligger Yoldiahavets kystlinje lavere.

Yoldiahavet blev efterfulgt af vekslende perioder med varme og kulde og ændringer i vandstanden som følge af afsmeltning og landhævning. For omkring 10.500 år siden blev klimaet generelt koldere, og dermed blev tilstrømningen af smeltevand til havet mindre, hvorfor landhævningen dominerede, så vi fik *Fastlandstid*. I Fastlandstiden var store dele af Danmarks område sammenhængende land, kun adskilt af smalle smeltevandsløb, og Danmark var landfast med England.

Fastlandstiden blev efterfulgt af endnu en varmeperiode, der fik de sidste ismasser til at smelte. Vandmasserne bredte sig dermed igen over de danske kystområder i stenalderen for 9000–5800 år siden. Havet kaldes for Stenalderhavet eller *Litorinahavet*, efter strandsneglen *Littorina Littorea*. Litorinahavets maksimale udbredelse afsløres af litorinafladerne, dvs. gammel hævet havbund, der er kommet til syne. Det mest synlige bevis på Litorinahavets tilstedeværelse er de kystklinter, der ligger inde i land.

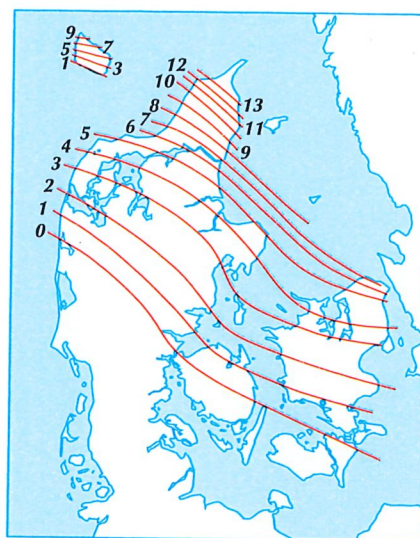


Fig. 5.20: Kort over Danmark med angivelse af den relative landhævning i meter siden Litorinahavets maksimale niveau i Danmark.

(Efter: E. Metz: Oversigt over de sen- og postglaciale niveauændringer i Danmark, DGU, 1924).

I Vendsyssel finder man disse kystklinter op til 13 m over det nuværende havniveau, mens de i Nordsjælland ligger op til 7 m over det nuværende havniveau.

I det sydligste Danmark er der sket en relativ landsenkning, idet landhævningen ikke har oversteget den globale havspejlsstigning, (fig. 5.20).

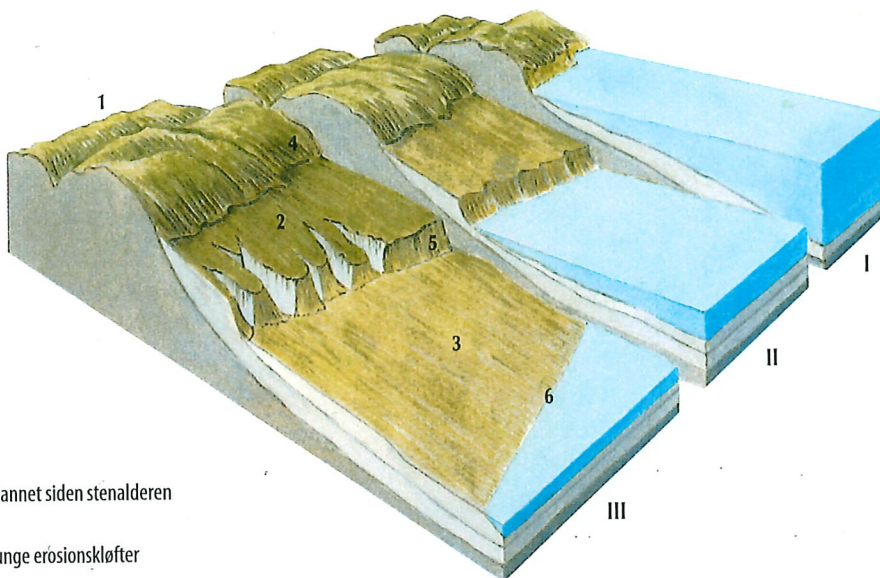


Fig. 5.21: Billede af fossil kystklint fra Litorinahavet. Kystklinten inde i landet indikerer, at dette område udgjorde kystlinjen under Litorinahavet. (Foto: Johannes Krüger).

Fig. 5.22: Litorinaklint.

Tre stadier i landskabsudviklingen
– eksempel fra Vendsyssel mellem
Frederikshavn og Sæby.
(Efter: A. Schou: Landskabsformerne,
Det Kongelige Danske Geografiske Selskab, 1949).

- I Ishavsstadium (Yoldiahavet).
Klintdannelse i morænen.
 - II Stenalderhavet (Litorinahavet).
Klinter udformes i Yoldiahavets
bundaflejringer.
 - III Nutidsstadium.
-
- 1 Morænebakker
 - 2 Hævet Yoldiahavbund
 - 3 Hævet litorinaflade med strandvolde dannet siden stenalderen
 - 4 Udjævnede kystklinter fra Yoldiahavet
 - 5 Litorinahavets kystklinter opskåret af unge erosionskløfter
 - 6 Nutidens kystlinje.



Ledeblokke

Når man skal bedømme, hvor isen er kommet fra, kan man blandt andet benytte *ledeblokke*. Det er sten, hvis oprindelsessted som faststående bjergart kendes i fx Norge, Sverige eller Finland. I Sverige findes fx en let genkendelig bjergart, Kinnediabas, der er faststående i området omkring Kinnekullen. Kinnediabas findes også som løse blokke i moræneaflejringer i Danmark. Det viser, at isen på sin vej mod Danmark har passeret Kinnekullen, hvor den har taget fragmenter af den underliggende bjergart med sig.

Ved at studere fordelingen af forskellige ledeblokke i danske moræneaflejringer har man bestemt hvilke isfremstød, der har afsat morænen forskellige steder i landet (fig. 5.23). I Nordjylland og Nordsjælland indeholder morænen mange rhombeporfyre og larvikitter, hvilket viser, at morænen er afsat af is fra Norge.

Andre steder domineres indholdet af ledeblokke af Kinnediabas, hvilket afslører isbevægelse fra Vestsverige, NØ-isen. I den sydøstlige del af Dan-

mark domineres ledeblokindholdet af østersøkvartsporfyre og ålandskvartsporfyre. Her er morænen afsat af den Ungbaltiske is (fig. 5.5D).

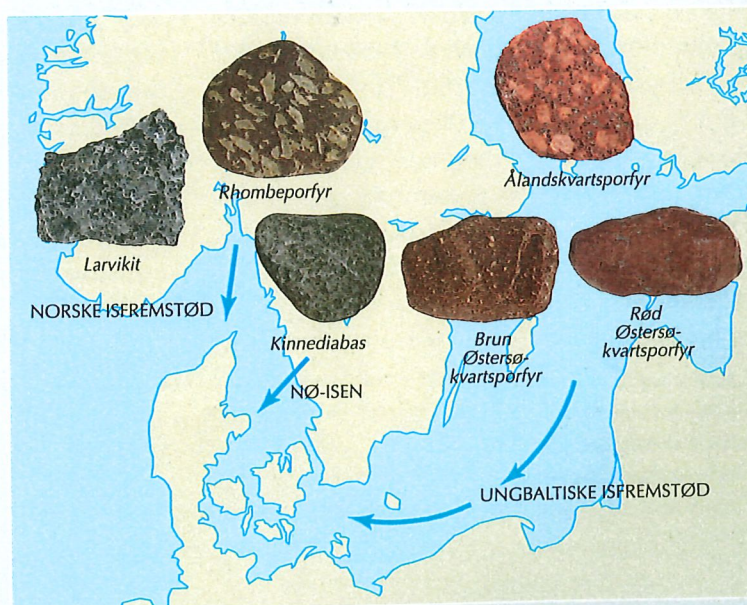


Fig. 5.23: Udvalgte ledeblokke og deres oprindelsessted med angivelser af de isfremstød, der har bragt ledeblokkene til Danmark. (Efter: Weinberg Rasmussen, Danmarks Geologi, Gjellerup, 1966).

Det fluviale landskab

Strømmende vand former og omformer til stadighed det danske landskab. For at forstå, hvordan strømmende vand former landskabet og påvirker omgivelserne, er det nødvendigt at forstå vandløbets dynamiske kræfter og de tilknyttede landskabsformer, som dette afsnit omhandler.

Flod, å, elv eller vandløb?

Der er ingen definitions-mæssig forskel på en å, en flod eller en elv. I Danmark kaldes store vandløb for åer, mens de i Norge og det nordlige Sverige kaldes elve og i det sydlige Europa benævnes floder, men i dette afsnit vil betegnelsen vandløb blive benyttet.

Vandløbets energi

Vand løber som følge af tyngdekraften nedad, indtil det når erosionsbasis, der næsten altid er havniveau.

Når det regner, vil vandet sive ned i jorden, løbe af på overfladen eller fordampe. Hovedparten af det vand, der falder i Danmark, vil trænge ned i jorden, hvorved jordens vandmagasiner fyldes op, og grundvandet tilføres nyt vand. Hvis det regner meget kraftigt, er jorden ikke i stand til at optage nedbøren, og så vil overskudsvandet strømme af på jordoverfladen (se kapitel 4). Overfladeafstrømningen kan blive så kraftig, at der eroderes en lille rille i jordoverfladen. Ved fortsat vandtilførsel kan rillen vokse i bredde og skære sig ned i det underliggende materiale. Hvis erosionsrillen skærer sig permanent ned under grundvandsspejlet, vil rillen blive permanent vandførende, og hermed er et vandløb dannet.

Vandløbets opland

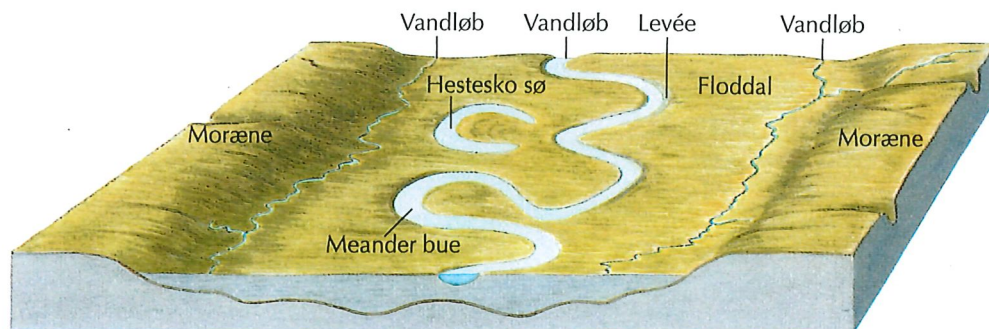
Vandløbet får tilført vand fra oplandet, der afgrænses mod næste vandløbsopland af vandskellet, der går gennem landskabets højeste punkter. Vandet vil løbe nedad mod vandløbet, enten som grundvandsafstrømning eller som overfladeafstrømning, hvor terrænhældningen er stor. Et vandløb kan karakteriseres ved vandføringen, dvs. den vandmængde der passerer vandløbets tværsnit pr. tidsenhed (m^3/s). Vandføringen er et resultat af grundvandstilstrømning og overfladetilstrømning minus den fordampning, der sker undervejs. Vandføringen benævnes Q og kan beregnes som $Q = A \times V$, hvor A er vandløbets tværsnitsareal (dybde $\times$ bredde) og V er strømhastigheden.

Grundvandstilstrømning er den største tilførselskilde til danske vandløb. Overfladetilstrømning sker kun i forbindelse med meget kraftig nedbør eller ved snesmeltning, hvor jorden stadig er frosset. Fordampningen i danske vandløb overstiger normalt ikke grundvandsudsivningen, og derfor vil vandføringen stige fra vandløbets udspring til dets udløb i havet. I meget tørre egne i fx Afrika kan fordampningen være så kraftig, at vandføringen i vandløbet falder på dets vej til havet.

Vandføringen i danske vandløb er ujævnt fordelt over året. Om sommeren, hvor fordampningen og planternes vandforbrug er stort, er der kun lidt vand i vandløbet, mens der i de regnfulde efterårs/vintermåneder kan være vand helt op til vandløbets kanter. Til tider vil vandløbet også løbe over sine bredder og oversvømme den omkringliggende flodslette/dal, der i Danmark primært udgøres af enge og marker.

Fig. 5.24: Ådal med meanderende vandløb. De mest karakteristiske landskabsformer i ådalen, såsom meanderbuen, hesteskosøer og levéer er markeret.

(Efter: W. K. Hamblin: Earth Dynamic Systems, Prentice Hall, 1992).



Vandløbets landskaber

Vandløbets øvre løb

Floddalen kan inddeles i et øvre, mellemste og nedre løb – også kaldet ungt, modent og gammelt stadie. I vandløbets øvre løb, hvor hældningen ofte er størst, er floddalens tværsnit V-formet som følge af erosion i det underliggende materiale. Vandløbet er forholdsvis lige, hvis landskabet tillader det, og strømmen er meget turbulent. Vandløbet eroderer kraftigt og transporterer store mængder forvitret materiale fra vandløbets bredder som følge af den kraftige turbulens. Turbulensen aftager dog hurtigt, så snart hældningen aftager. Ofte sker transporten på meget kort tid i forbindelse med kraftig snesmeltning. Resten af året kan vandløbet ligge hen som en lille bæk.

Vandløbets mellemste løb

Vandløbets mellemste løb findes langt fra bjergene, hvor hældningen er mindsket. Vandløbet er blevet bredere som følge af øget tilstrømning af vand fra oplandet samt ved tilløbende vandløb. På grund af den øgede vandføring er sedimenttransporten også stor, om end det transporterede materiale består af mindre korn end i det øvre vandløb. Turbulensen i det mellemste løb er mindre end i det øvre løb. Det meste af det materiale, der transporteres i det mellemste løb, tilføres fra det lokale opland samt fra vandløbets bredder. Vandløb i det mellemste løb har et lille fald og slynger sig gennem den brede floddal i karakteristiske slynger – såkaldte *meanderbuer*, (fig. 5.24). Når vandet løber i meanderbuerne, sker der erosion på buernes yderside, samtidig med at der sker aflejring på meanderbuernes inderside. Derved bliver meanderbuerne mere buede, mens selve vandløbets bredde opretholdes. Selve buerne er den mest karakteristiske landskabsform i vandløbets nærhed, men der findes også en række andre landskabsformer i tilknytning til vandløbet.

Når vandløbet går over sine bredder, sker der et brat fald i strømhastigheden. Derfor vil det grove sediment aflejres i vegetationen nær vandløbets bredder, mens det finere materiale aflejres længere væk fra vandløbet.

Aflejringen af det grove materiale kan forme en mindre langstrakt forhøjning, der kaldes en *levée*.



Fig. 5.25: Meanderbuer med tilhørende storformer. De fleste former dannes kun i forbindelse med maksimal vandstand, hvor strømhastigheden er høj, og vandet løber over sine bredder.
(Foto: Frans Lanting)

Med tiden vil sideerosionen flytte meanderbuen ned gennem floddalen.

Når en meanderbue langsomt eroderer fra side til side og langsomt fremad, vil selve meanderbuen til sidst erodere det smalleste led, så der efterlades en hel meanderbue – en hesteskosø.

Ådale er frugtbare, fordi dalbunden tilføres næringsrige sedimenter ved vandløbets naturlige oversvømmelser. Næringsstofferne findes både i det finkornede sediment, der er opslemmet i vandløbet, og i det organiske materiale, vandløbet fører med sig. Disse næringsstoffer er vigtige, for at enge og overdrev kan benyttes til kvægdrift eller høslæt. Tidligere var landmanden meget afhængig af de

Oversvømmelser

På verdensplan er oversvømmelse den mest omkostningstunge form for naturkatastrofe, der hvert år resulterer i tab af mange menneskeliv og forårsager materielle skader for milliarder af kroner.

I Kina er det Den Gule Flod, der forårsager de største skader, hvilket har givet floden tilnavnet, "Kinas Sorg". I 1887 gik Den Gule Flod således over sine bredder, og næsten 1 million mennesker blev dræbt. En væsentlig årsag til de store oversvømmelser omkring Den Gule Flod er følgevirkningerne af lang tids inddigning. Flodbunden mellem digerne er vokset i højden, som følge af sedimentaflejring på flodbunden, hvorfor det har været nødvendigt gradvist at øge digehøjden. Dermed er områderne omkring floden blevet relativt lavere og tilsvarende mere truet, hvis der går hul på digerne.

Når der sker digebrud ved Den Gule Flod, kan tætbefolkede områder, der er flere gange Danmarks areal, blive oversvømmet, hvilket

blandt andet skete i sommeren 2004. Oversvømmelsesfaren øges betragteligt, fordi der fældes store skovområder i vandløbenes opland. Derved kan skovene ikke tilbageholde de store mængder nedbør, som derfor løber hurtigere frem til de større vandløb. Desuden medbringer overfladevandet større mængder sediment, fordi træerne ikke længere er i stand til at holde på jorden.

Resultatet bliver en øget vandføring og større risiko for oversvømmelser.

I Bangladesh opstår der oversvømmelser som følge af nedbør fra sommermonsunen eller oppresset havvand fra tropiske cykloner. Resultatet er årligt tilbagevendende oversvømmelser i det lavtliggende land, idet ca. 40 % af Bangladesh ligger lavere end 1 meter over havniveau. Oversvømmelserne sker hvert år og er livsvigtige for at opretholde det intensive landbrug, fordi de bringer næring til landbrugsjorden. Men oversvømmelserne kan også være meget voldsomme, og fem større

oversvømmelser har ramt det fattige, tætbefolkede land de seneste årtier. I 1970 blev over 200.000 mennesker dræbt af oversvømmelser som følge af en voldsom cyklon, og i 1988 gik både Ganges og Brahmaputra over deres bredder, hvilket betød, at over 30 millioner mistede deres hjem, og mindst 3000 personer druknede. Desuden blev et stort antal personer syge som følge af forurennet drikkevand.

De seneste år er der brugt mange penge på varslingsystemer, blandt andet med dansk bistand, til forudsigelse af oversvømmelserne i Bangladesh. Det har resulteret i, at man nu kan evakuere folk hurtigere i forbindelse med oversvømmelserne og dermed reducere tabet af menneskeliv.

Det er ikke kun i ulandene, at floderne går over deres bredder, men tabet af menneskeliv bliver ofte større, da folk bor i større antal tæt på floden. Ulandene har desuden dårlige varslingsystemer og infrastruktur, så folk ikke kan blive

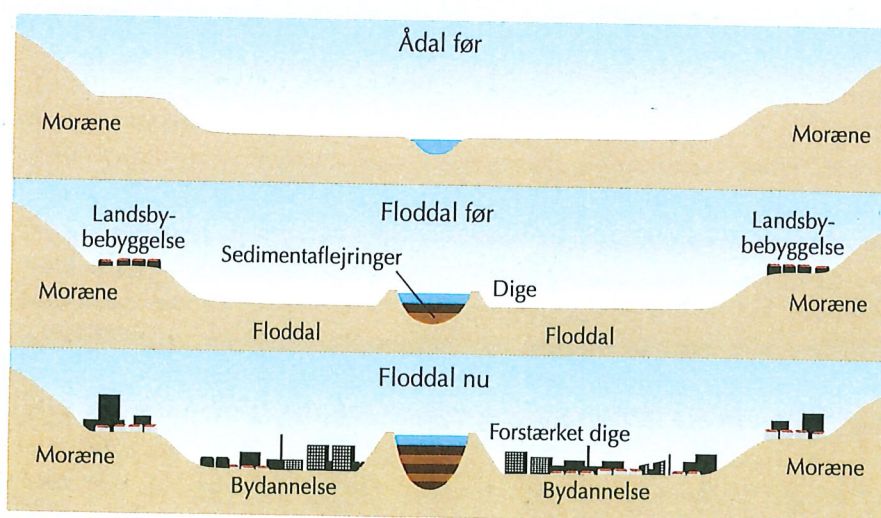


Fig. 5.26: Tænkt eksempel på en floddal før og nu. Floden er blevet sikret mod oversvømmelser ved at bygge diger, hvorefter man har bosat sig på de frugtbare enge. Hele byer er nogle steder bygget på de enge, der ofte blev oversvømmet, før digerne blev bygget. Hvis der alligevel sker gennembrud af digerne, vil der ske store oversvømmelser, der kan resultere i store ødelæggelser og tab af menneskeliv.

(Oversvømmelser fortsat)

evakueret hurtigt nok, når oversvømmelserne sker. På grund af de bedre varslingsystemer i ilandene er tabet af menneskeliv begrænset, men alene i Europa er der sket oversvømmelsesskader for over 200 mia. kr. mellem 1980 og 2002.

En af de største oversvømmelser i Europa de seneste årtier fandt sted i august 2002, hvor floden Moldau

gik over sine breder, fordi der på bare tre dage faldt, hvad der svarer til ét års nedbør. Det resulterede i, at store dele af Prag og dens forstæder stod under vand. Mere end 50.000 mennesker blev evakueret, så ingen mennesker kom noget til, men de økonomiske konsekvenser var enorme. Længere nedstrøms, hvor Moldau forenes med Elben, blev

Magdeburg i Tyskland også hårdt ramt, idet vandstanden steg mere end syv m på få timer. Oversvømmelserne fortsatte langs Elben til dens udløb. Tæt bebyggelse og indsnævring af floddalen var medvirkende til, at oversvømmelserne blev så voldsomme.

våde enge, men med kunstgødningens indførsel er man begyndt at dræne engene og opdyrke dem. Udover at engene er blevet drænet, har man også rettet vandløbene ud og bygget diger langs hermed, for at øge landbrugsarealet. Mange steder langs de europæiske floddale har man endog bosat sig på de tidligere våde enge, efter at disse er sikret mod oversvømmelser af diger.

Men dette har affødt store problemer. Digerne er bygget meget høje, så de kan klare meget store vandmængder, men der er eksempler på, at digerne ikke kunne holde, og så er skaden ved oversvømmelser ekstra stor (se boxen ovenfor).

Vandløbets nedre del

I vandløbets nedre løb, tæt ved havet, er hældningen ofte lille, og vandløbets transportevne er mindsket pga. mindre turbulens. Det medfører, at der aflejres sediment på vandløbets bund. Med tiden kan bunden derfor blive højere end omgivelserne. Konsekvensen er, at vandløbet skifter placering. Det har stor betydning i områder, hvor vandløbet har lille fald og stor sedimenttransport. Her kan vandløbet overgå til en form, hvor der ikke er ét, men mange mindre løb, der hele tiden skifter placering (fig. 5.16). Sådanne flettede vandløb ses ofte neden for gletsjere. Smeltevandssletterne i Vestjylland er således primært et resultat af flettede vandløb.

Ved vandløbets udløb i havet falder strømhastigheden brat. Det kan medføre, at der aflejres store mængder sediment. Hvis vandløbets fald er lille, og bølgeerosionen ikke overstiger sedimenttilførslen, kan der dannes et delta.

Et dansk eksempel på et vandløb, der afsluttes med et delta, er Skjern Å, der udmunder i Ringkøbing Fjord.

Kystlandskabet

Når man ser på de danske kyster, opdager man hurtigt de store variationer, der er langs den mere end 7000 km lange kystlinje. Udseendet er resultatet af et kompliceret samspil mellem bølgenes påvirkning, områdets materialer samt kystens oprindelige form. *Kystmorfologi* er læren om kystlandskabet og de kræfter, der danner det. I dette afsnit bliver generelle kystmorfologiske processer og kysttyper gennemgået og diskuteret.

Bølgedynamik

Udadtil afgrænses kystzonen af dybden, $d = \frac{1}{2}L$, hvor L er den gennemsnitlige bølgelængde. Kystzonens indre grænse regnes i Danmark for at falde sammen med den største udbredelse af havet siden sidste istid. Denne kystlinje afgrænser således de tidligere havskabte flader, det marine forland (fig. 5.7 og 5.20).

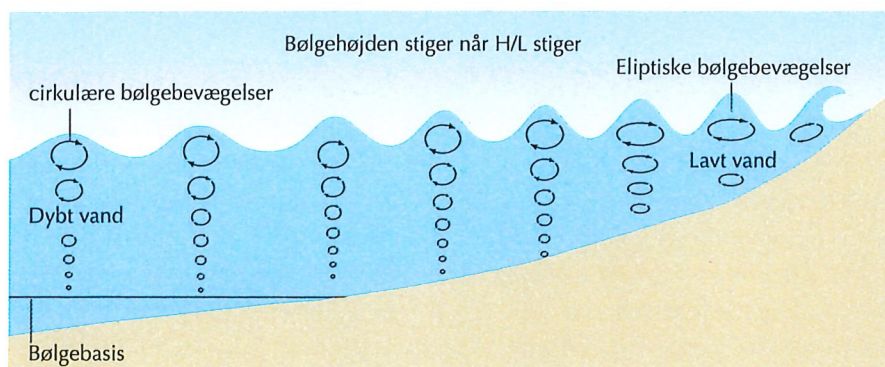


Fig. 5.27: På dybt vand er bevægelserne i bølgerne cirkulære, mens bevægelserne på løvt vand bliver påvirket af bunden, så de bliver mere og mere eliptiske og ender med at være frem-og-tilbage bevægelser. Bemærk også, at bølgehøjden øges, når dybden aftager. (Efter: W. K. Hamblin: Earth Dynamic Systems, Prentice Hall, 1992).

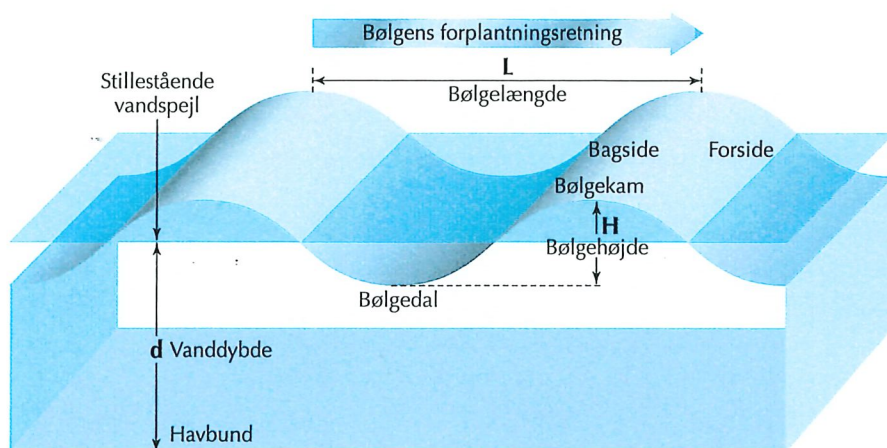


Fig. 5.28: Bølgens forskellige parametre.

(Efter: J. Nielsen og N. Nielsen: Kystmorfologi, Københavns Universitet, 1990).

Ud fra aktuelle dynamiske betragtninger opererer man imidlertid med begrebet strandbred, som strækker sig mellem kystlinjen og den øvre grænse for aktuell bølgepåvirkning, dvs. nogenlunde sammenfaldende med grænsen for permanent vegetation.

På dybt vand er bølgehøjden bestemt af vindens hastighed og varighed samt af størrelsen af *det frie stræk*, dvs. længden af den havoverflade, som vinden blæser hen over. Der er stort frit stræk mod vest ud for den jyske vestkyst og mod nord ud for Sjællands nordkyst. De fleste indre danske farvande har derimod et lille frit stræk og ligger derfor godt beskyttet mod store bølger.

Bølgenes dynamik er styret af vandpartiklernes bevægelser i forbindelse med selve bølgens bevægelse. Vandpartiklerne i en bølge på dybt vand bevæger sig rundt i næsten cirkulære partikelbevægelser (se fig. 5.27). På lavere vand, dvs. hvor vanddybden (d) er mindre end en halv bølgelængde (L), bevæger vandpartiklerne sig i ellipsebaner, der bliver mere og mere aflange, jo nærmere havbunden vandpartiklen

befinder sig. Bølgelængden er afstanden mellem to bølgetoppe, og på dybt vand kan den beregnes som $L = 1,56 \times T^2$, hvor T er bølgens periode i sekunder. En bølgeperiode er den tid, der forløber mellem passage af to bølgetoppe.

På dybder under en halv bølgelængde kaldes havbunden for strandplanet. Når bølger bevæger sig ind over *strandplanet*, begynder de at påvirke bunden, og bølgen vil i stigende grad mærke bunden, og bunden mærke bølgen, jo lavere vanddybden bliver. Ved påvirkning fra bunden bremses bølgen, hvorved bølgelængden formindskes, og bølgehøjden (H) øges, så bølgen også bliver stejlere.

På et tidspunkt vil vanddybden være så lav og bølgen så stejl, at bølgen ikke kan opretholde sin form – bølgen bryder. På løvt vand bryder bølgen, hvis bølgehøjden $H > 0,42 \times d$. Ved *bølgebrydning* dannes der en indadgående bølgestrøm i havoverfladen, der efterfølges af en udadgående bølgestrøm tæt ved bunden.

I de indre danske farvande er de fleste bølger såkaldte *vindebølger*, der dannes af vinden og bevæger sig ind mod land under stadig påvirkning af vinden. Disse bølger er forholdsvis stejle, idet bølgehøjden er relativ stor sammenlignet med bølgelængden. Hvis det frie stræk er meget stort, kan vinden nå at lægge sig, før bølgen når land. Denne type bølger kaldes *dønninger*. Når bølgen først er dannet, vil den nemlig bevæge sig, indtil den rammer en kyststrækning. Dønningen er kendetegnet ved at have en lille højde i forhold til længden.

Strandplanets hældning er afgørende for, hvordan energien fra bølgerne fordeles. Hvis strandplanet er stejlt, vil bølgerne først mærke bunden tæt på kysten, og hele bølgens energi vil afgives tæt på kysten. Har strandplanet derimod en lille hældning, kan bølgernes energi fordeles på en stor del af strandplanet.

Bølgestrømmen, der dannes i forbindelse med bølgebevægelserne (og brydning), har stor betydning for den mængde sediment, der kan flyttes rundt på. Når bølgerne bryder, bliver der hvirvlet sediment op i vandet. Bølgestrømmen kan herefter transportere sandet ind mod kysten, ud fra kysten eller langs med kysten. Sedimenttransportens størrelse og retning afhænger af bølgernes størrelse, form og indfaldsvinkel samt af sedimentets karakteristika.

Morfodynamik

Det er ikke kun bølgernes størrelse og form, der bestemmer en kyststræknings udvikling, men i høj grad også kystens materialer og former. *Morfodynamik* er et udtryk for det samspil, der er mellem morfologien (formerne), dynamikken (bølgerne) og sedimenterne (materialerne).

Former

Processer

Sedimenter

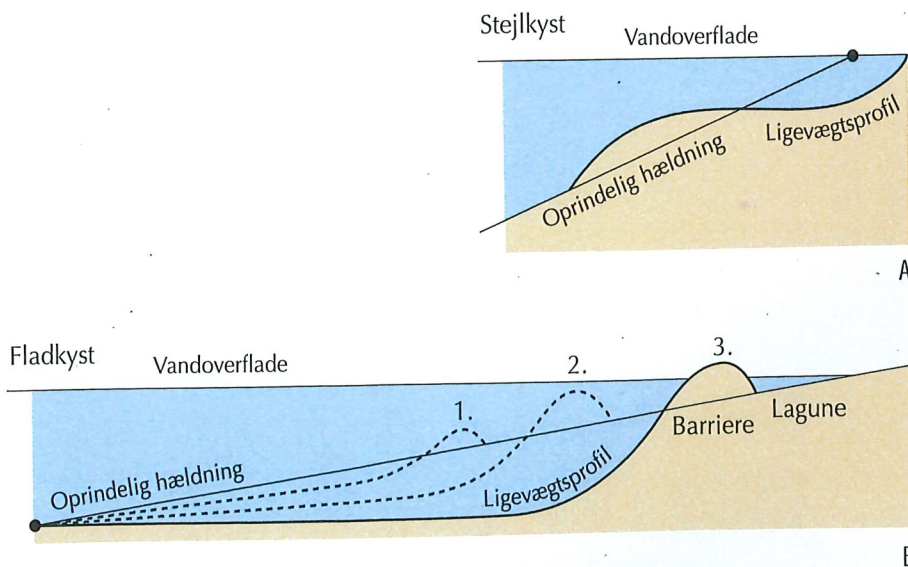
Ligevægtsprofil

Når bølgerne rammer kysten, sker der en omlejring af sedimenterne på tværs af kysten, så kysten er bedst muligt tilpasset den givne bølgeenergi. Man taler om, at bølgerne påvirker kysten mod et *ligevægtsprofil* (fig. 5.29).

Bølgeenergien skifter med ændringer i vejrforholdene, og derfor sker der næsten hele tiden en tilpasning til ligevægtsprofillet.

Fig. 5.29: Teoretisk fremstilling af ligevægtsprofillet, der viser, hvordan bølger med en given størrelse vil påvirke kyster med en given hældning. Det er bølgernes størrelse og indfaldsvinkel, samt strandens materiale og oprindelige hældning, der er bestemmende for, hvordan kysten vil se ud. Når det oprindelige strandplans hældning er meget lille (A), løber bølgerne deres energi af på vej ind over strandplanet. Konsekvensen er, at der opbygges en ny yderkyst, en barriere uden for den oprindelige kystlinje (B). Hermed er der sket en tilpasning til ligevægtsprofillet.

(Efter: J. Nielsen og N. Nielsen: Kystmorfologi, Københavns Universitet, 1990).



Godtvejrprofil

Bølgeenergien er meget afhængig af vindforholdene, og derfor er der også stor forskel på, hvordan kysten ser ud efter perioder med svag vind og efter perioder med storm. Efter længere perioder med "godt vejr", dvs. svag vind, vil strandplanet være præget af revler, der er en af de mest karakteristiske former ved en fladkyst (fig. 5.30 og 5.34).

Revler er et resultat af modsatrettede strømme; den indadgående bølgestrøm og den udadgående understrøm. Tilstedeværelsen af revler kan ses ved, at bølgerne bryder over revlerne og efterlader en skumstribe langs med kysten (fig. 5.30). Antallet af revler og revlernes afstand fra kystlinjen afhænger af strandplanets stejlhed, mængden af mobilt sediment og af bølgeforholdene. De yderste revler kaldes *brændingsrevler* og er relativt stabile. De kan dog med tiden bevæge sig ind mod kysten og overgå til at blive *strandrevler*, der er meget asymme-

triske revler på lavt vand. Næsten alle bølger bryder over strandrevlerne (se fig. 5.32 og 5.33).

Hvis bølgerne er små eller af dønningstypen, vil den indadrettede vandbevægelse under bølgetoppen være kortvarig og kraftig, mens den udadgående vandbevægelse under bølgetruget vil være langvarig, men svag. Det betyder, at der vil være en større sedimenttransport ind mod kysten end væk fra kysten. Derfor er strandrevlerne meget mobile og vandrer ofte med stor hastighed (flere cm i timen) ind mod stranden, som derved får tilført sediment. Dermed vil der ske en opbygning af stranden, som man kender det fra de brede sandstrande om sommeren – deraf navnet sommerprofil eller *godtvejrprofil* (se fig. 5.34).

Det vand, der ledes ind over strandrevlerne, kan ikke ledes ud samme vej. I stedet løber vandet langs med kysten i *truget* på revlens landside, indtil det kan strømme tilbage mod havet gennem en lavning mellem to

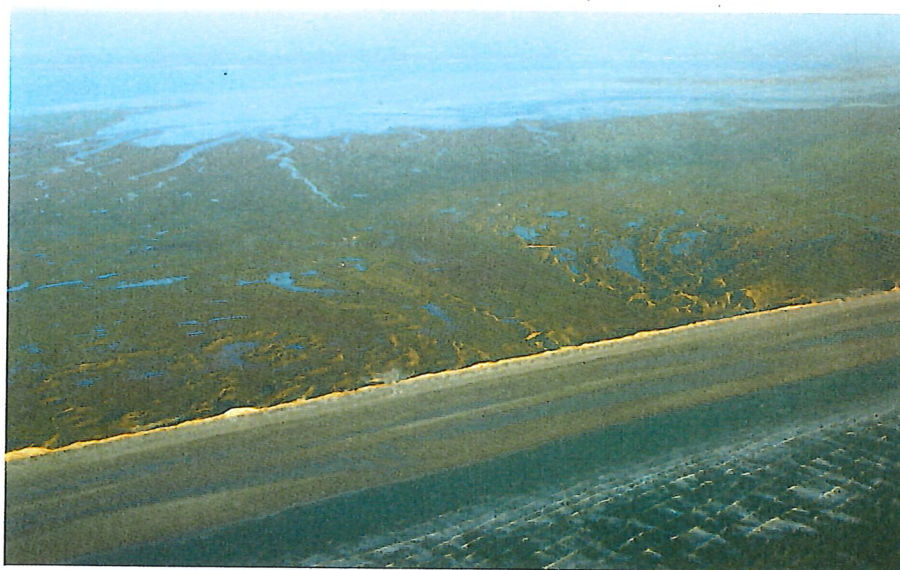


Fig. 5.30: Billede af revler ud for Skallingens vestkyst, optaget fra fly. Bølgerne bryder over en ikke synlig revle. I trug mellem bølgebrydningen og den højtliggende revle er bølgebrydningen ophørt, fordi dette område (trug) er relativt dybt. Landværts for trug ligger endnu en revle, der dog ligger over havniveau. Den højtliggende revle skyldes, at området er præget af tidevand, og at vandstanden var meget lav, da billedet blev taget. Bemærk de bagvedliggende klitter og marsk. (Foto: Niels Vinther).

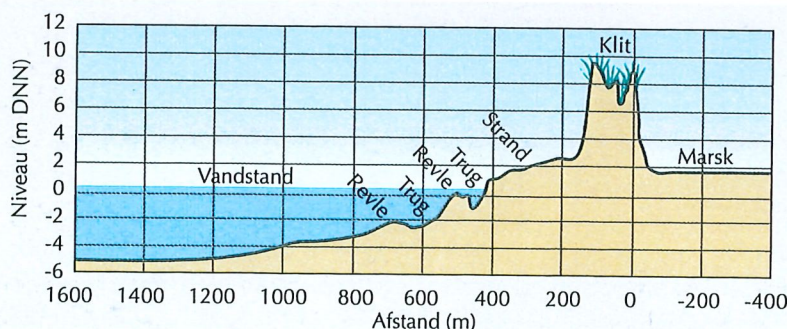


Fig. 5.31: Tværprofil gennem kystzonen, der viser strandplan med flere revler og klitrække med bagvedliggende marsk.

Fig. 5.32: Tværprofil af stranden omkring kystlinjen med angivelse af de væsentlige småformer.
(Efter: J. Nielsen og N. Nielsen: Kystmorfologi, Københavns Universitet, 1990).

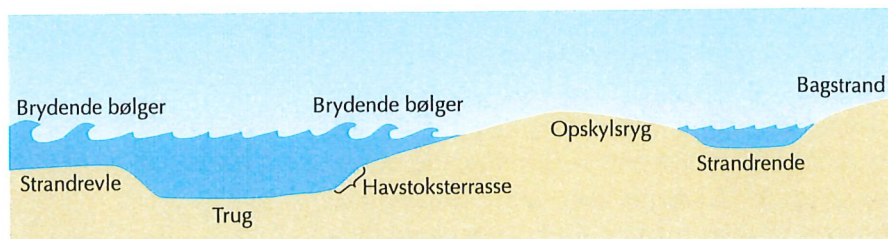
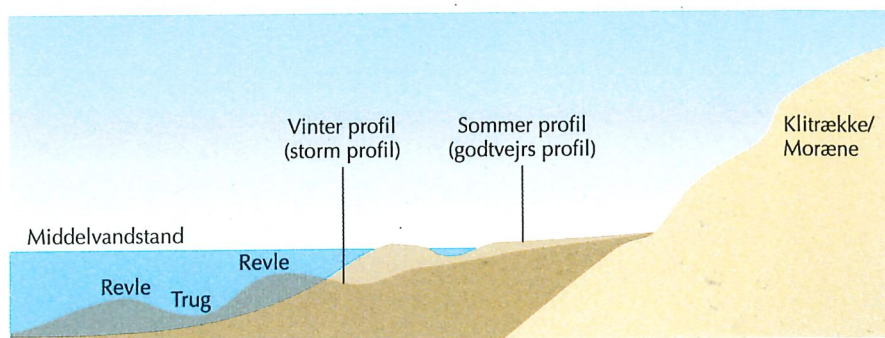


Fig. 5.33: Nærbillede af strandrevle ved lavvande, så den ligger delvist over havniveau. Overskyllet ses sammen med truget og bagkant af strandrevlen. Billedet er fra Skallingen, Vestjylland.
(Foto: Niels Vinther).



Fig. 5.34: Sommer-/vinterprofil (godtvejr-/stormprofil). Om sommeren får strandbredden tilført sand som følge af, at vandbevægelsen (der domineres af små bølger) er rettet mod land. Om vinteren eroderes stranden, fordi der generelt er en udadgående strøm under stormbølger. Den årstidsvariation, som disse forskelle fremkalder, kaldes for sommer-/vinterprofil eller godtvejr-/stormprofil.
(Delvist efter: P. D. Komar: Beach processes and sedimentation, Prentice Hall, 1998).



revler. Denne smalle lavning kaldes et *hestehul*, og her koncentrerer vandet fra truget, som ledes ud gennem hestehullet og væk fra kysten. Når vandet er løbet ud gennem hestehullet, kan det igen føres ind over revlen og indgå i en såkaldt celle-cirkulation (se fig. 5.35).

De bølger, der bryder over strandrevlen, bliver gendannet i truget, om end væsentlig mindre, og de bryder igen helt tæt på kysten. Sedimentet, som ved bølgebrydningen hvirvles op i vandet, føres med opskyllet

ind på strandbredden. Hvor op- og tilbageskyllet mødes, opstår der megen turbulens, og dermed kan grove partikler bringes op i vandsøjlen. Disse grove partikler aflejres i *havstoksterrassen*.

Noget af det sediment, der transporteres op på stranden med opskyllet, kan ikke transporteres med ud af tilbageskyllet, fordi strømhastigheden er for lav på den flade strand. Derved dannes der en lille vold langs med kystlinjen, en *opskylsryg*. Nogle af bølgeopskyltene

skyller ind over opskylsryggen, hvorved sedimentet i opskyllet aflejres og opbygger opskylsryggen yderligere. Vandet, der skyller ind over opskylsryggen, ledes væk i en lille rende bag opskylsryggen parallelt med kysten, eller det synker ned i sedimentet og løber tilbage mod havet under strandbreddens overflade. Bag renden begynder den egentlige strand, der kaldes for *bagstranden* (fig. 5.32).

Stormprofil

Sommerprofilets brede sandstrand kan hurtigt eroderes i forbindelse med efterårets og vinterens kraftige storme. Stormbølgerne er nemlig stejle, idet de er højere og kortere. Det betyder, at den udadgående

bundstrøm er kraftigere i forbindelse med storm end ved godtvejsbølger. Når det stormer, sker der desuden en stigning i vandstanden tæt på kysten, og vandet ledes væk som strøm langs bunden. Den kraftige understrøm, der opstår under stormbølger, resulterer i en kraftig erosion af godtvejsprofilets brede og høje sandstrand. Brændings-revlerne forbliver som regel uændrede i forbindelse med storm, mens strandrevler, opskylsrygge og andre småformer bliver eroderet.

Selve stranden er efter en storm flad, smal og stenet. Oppe på bagstranden kan der aflejres gruset eller stenet materiale i en såkaldt *strandvold*, der indikerer højeste opskyl under stormen. Mængden

Hestehuller

Hvert år omkommer mange badegæster, fordi de bliver overrasket, når de falder i et hestehul. Disse huller er smalle, dybe lavninger mellem de lange revler, hvor der kan opstå en kraftig udadgående strøm med en strømhastighed på op til 1 m/s. Hestehullerne ligger parallelt med kysten med ca. 50-250 m mellemrum.

Hvis man falder i et hestehul, skal man ikke forsøge at svømme mod strømmen, men i stedet svømme på tværs af strømmen, altså langs med kysten, for at komme ud af den relativt smalle strøm. På den måde kommer man hurtigt til den nærliggende revle, hvor strømmen er svag, og hvor man kan bunde (fig. 5.36).

Fra land kan man ofte genkende hestehullerne ved, at bølgerne ikke bryder over dem, fordi der er dybt. Det er en god ide at undersøge, hvor hestehullerne er, før man går i vandet.

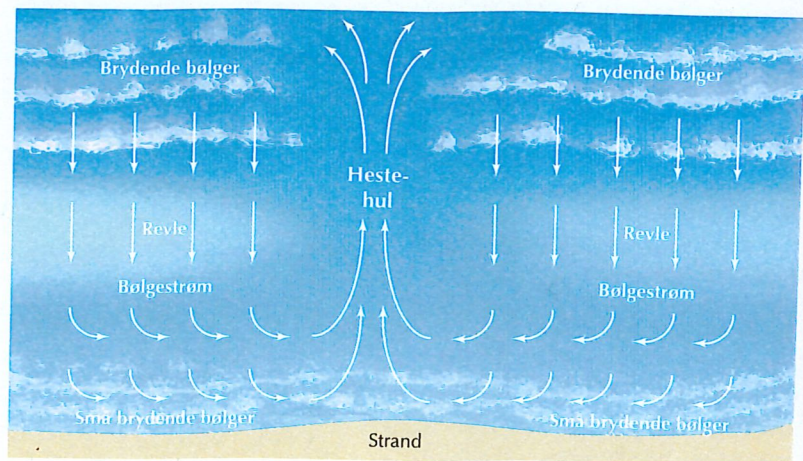


Fig. 5.35: Hestehul mellem to revler. Vandet føres ind over revlerne, og strømmer i truget langs med kysten til hestehullet, hvor det igen føres ud mod havet med høj hastighed.

Fig. 5.36: Hestehuller er farlige for badegæster, hvis man ikke ved, hvordan man skal reagere. Hvis man er fanget af den kraftige strøm, skal man svømme på tværs af og ikke imod strømmen. Hestehullet er smalt, og derfor skal man ikke svømme særligt langt, før man er i sikkerhed på den lavvandede revle.

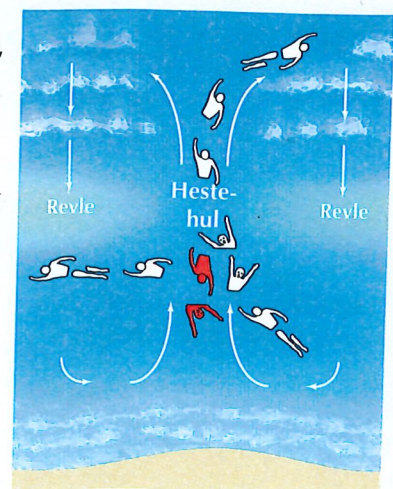




Fig. 5.37: Bølger der bryder i forbindelse med storm.
(Foto: © Walter Stepanski/BigStockPhoto.com).

og størrelsen af sten afhænger både af bølgestørrelse og af det materiale, der er til rådighed. Dette profil med mange sten og evt. strandvolde kaldes vinterprofilen eller *stormprofilen*.

Klitter

Det sand, der føres op på stranden af bølgerne, er medvirkende til at opbygge en bred sandstrand, der i sig selv virker beskyttende mod eroderende storme. Sandet kan derefter transporteres af vinden ind i land, når det blæser. Hvis tilførslen af sand er tilstrækkelig stor, kan planter som marehalm og hjælme slå rod og fange mere sand. Derved kan der dannes små klitter, som med tiden kan udvikles til rækker af klitter langs stranden. Klitrækker er meget vigtige i forbindelse med storme, fordi de både fungerer som et fysisk værn mod bølger og som sedimenttilskud for at tilpasse ligevægtsprofilen. Hvis klitterne gennembrydes af bølgerne i stormsituationer, kan der dannes såkaldte *overskylstunger*. Som hovedregel bliver klitgennembruddet repareret for at begrænse skaden på bagvedliggende beboelse og landbrugsområder, men enkelte steder får de lov at forblive åbne (fig. 5.38).

Kysttyper

Udligningskyst

Hvis bølgeindfaldet ikke er vinkelret på kysten, kan der i forbindelse med bølgeopskyl og tilbageskyl genereres en sedimenttransport langs med kysten (fig. 5.39).

Som tidligere beskrevet sker der en tilpasning til ligevægtsprofilen ved materialetransport på tværs af kysten. Desuden sker der en omlejring af materiale på langs af kysten ved udligningskyster, hvorved kystens orientering tilpasses den givne bølgeenergi. Den langs-



Fig. 5.38: Gennembrud af dige og klitrække ved Skallingen, den jyske vestkyst. I forbindelse med gennembruddet skyller bølgerne store mængder sand ind bag klitterne og danner såkaldte overskylstunger. På erosionskyster har det vist sig, at overskylstunger er i stand til at opbygge sediment, selvom resten af kystlinjen mister sediment.
(Foto: Niels Vinther).

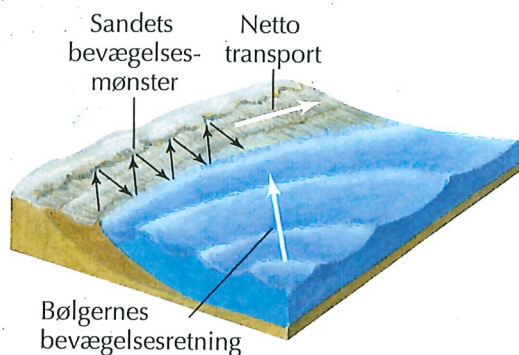


Fig. 5.39: Opskyl og tilbageskyl på en strand, hvor bølgeindfaldet ikke er vinkelret på stranden. Bølgeopskyllet følger det skrå bølgeindfald, mens tilbageskyllet drives af tyngdekraften, altså vinkelret på strandens hældning.

Op- og tilbageskyllet resulterer i en nettosedimenttransport langs med stranden, som angivet på figuren.

(Efter: W. K. Hamblin: Earth Dynamic Systems, Prentice Hall, 1992).

gående transport vil fortsætte, indtil der sker en ændring af bølgeindfaldet eller af kystens orientering, så der opstår læ, hvor sedimentet kan aflejres. Fremspring på kysten eroderes, og indhak, bugter og fjorde fyldes op med sediment, hvorved der dannes en *udligningskyst* (fig. 5.40). Dele af den jyske vestkyst og Sjællands nordkyst er gode eksempler på udligningskyster.

På udligningskyster resulterer transporten af sediment altså enten i en nedbrydning (erosion) eller en opbygning (akkumulation) af kysten. Man taler derfor om *erosionskyster*, der primært mister sediment og om *akkumulationskyster*, der primært får tilført sediment.

Eksempler på erosionskyster er typisk klintkyster, hvor materialet fra klinterne transporteres væk, og akkumulationskyster findes, hvor det eroderede sediment aflejres. De aflejringsformer, der dannes, hvor bølge- og strømforholdene ikke længere er i stand til at transportere sedimentet, kaldes for odder og tanger. Ændrede bølgeforhold forekommer primært, hvor der er en ændring i kystens orientering, som følge af "knæk" på kysten. Odder og tanger er aflange sandlegemer, der strækker sig fra et knæk på kysten (fig. 5.41 og 5.42).

Fladkyster og stejlkyster

Hvorvidt kysten er en erosionskyst eller en aflejringskyst, afhænger i høj grad af samspillet mellem bølgeenergien og de materialer, der er i kystzonen. Man skelner derfor

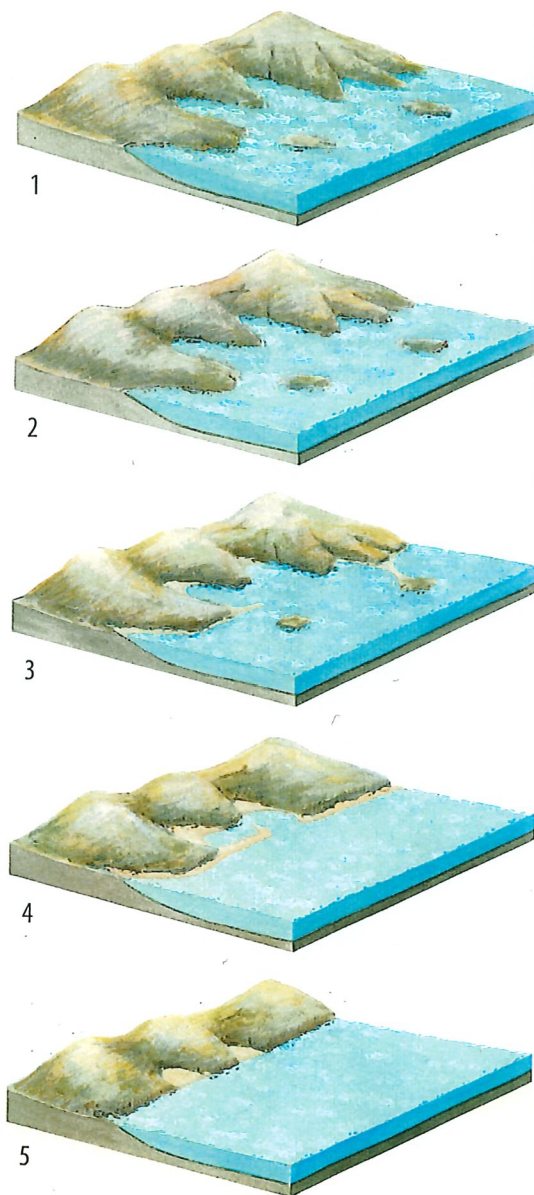


Fig. 5.40: Forskellige stadier i udviklingen af en udligningskyst.

- 1: Landskabet som istiden efterlod det.
- 2: Ungt stadie, hvor bølgerne er begyndt at erodere de mest fremspringende dele af kysten.
- 3: Erosionen fortsætter, men noget af det eroderede materiale aflejres i bugterne.
- 4: Området er kraftigt eroderet, men der er dannet strande og odder i bugten.
- 5: Alle fremskudte områder er nu helt borte, og området fremstår som en udligningskyst. Erosionen har resulteret i, at der foran klinten er dannet et større flak, der begrænser fortsat erosion. Sjællands nordkyst er dannet som skitseret i figuren.

(Efter: W. K. Hamblin: Earth Dynamic Systems, Prentice Hall, 1992).

mellem to forskellige typer kyster, fladkyster og stejlkyster, og som navnene antyder, består forskellen i strandplanets hældning. Det meste af den jyske vestkyst er et eksempel på en fladkyst, og hvis materialet tillader det vil fladkyster ofte have sandstrande (fig. 5.43).

På nogle fladkyster dannes *barriereøer*, der er øer af sand, som ligger ud for den oprindelige kystlinje.

Lidt forenklet kan en barriereø beskrives som en revle, der er vokset så meget, at der dannes klitter på toppen, og barriereøen ligger permanent over havoverfladen. For at der kan dannes barriereøer, skal der være et fladt profil, rigeligt sand og bølger (fig. 5.44).

Nogle steder er strandplanet så fladt, at bølgeenergien er aftaget til næsten nul tæt ved land, og derfor kan der vokse planter ud i havet fra kystlinjen. Sådanne kyststrækninger kaldes *tilgroningsforland* og findes primært i de indre danske fjorde. Men selv på den eksponerede kyst kan der findes tilgroningsforland. Fx på sydsiden af Amager, fordi strandplanet er så fladt, at planterne tæt på kysten ikke påvirkes af bølgerne.

Ligger moræneaflejringer derimod helt ud til kysten, kan bølgerne erodere heri, og der kan dannes en stejl skrænt eller klint. Denne kysttype kaldes en *stejlkyst*, fordi strandplanet er stejlt, og derfor påvirker bølgerne

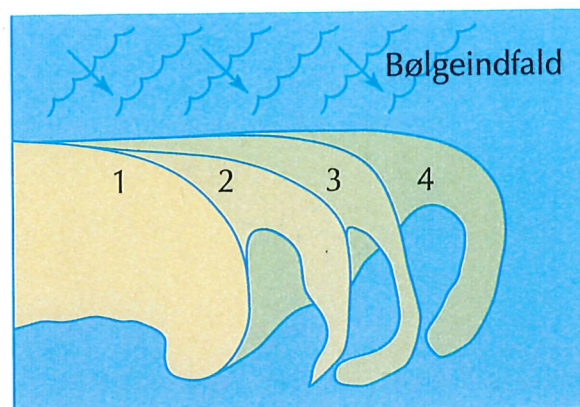


Fig. 5.41: Krumdeudvikling i område med langsgående transport. Skitsetegningen afspejler krummoddedannelse svarende til dannelsen af Heiligenhafen (fig. 5.42).

(Efter: A. Schou: *Landskabsformerne*, Det Kongelige Danske Geografiske Selskab, 1949).

først kysten tæt under land. I kraftig vind kan bølgerne derfor erodere klinten. Hvis der er store sten i moræneaflejringerne, kan der ophobes sten og blokke på stranden, hvilket herefter begrænser erosionen, mens det finkornede sediment vaskes væk (fig. 5.45).

Bemærk, at både fladkyst og stejlkyst også kan indgå i en udligningskyst, se fig. 5.40.

Fig. 5.42: Flybillede af Heiligenhafen i Nordtyskland. Komplex af krumodder og laguner mellem krumodderne, der flere steder udgøres af søer, mens de andre steder er fyldt op med sediment. Byen Heiligenhafen har problemer med kysterosion, fordi en del af det materiale, der aflejes som krumodder, kommer fra erosion af området omkring byen. (Foto: Klaus Dürkop).





Fig. 5.43: Sandstrand ved den jyske vestkyst, Skallingen, hvor man kan se den brede strand, der opbygges af dønningsbølger i løbet af længere tid med stille vejr.

(Foto: Niels Vinther).



Fig. 5.44: Ølsemagle revle i Køge Bugt. Ølsemagle revle er en ung barriereø, der er dannet gennem de seneste 100 år, hvor den er vokset gradvist i både højde og bredde. Lagunegabet mod syd er lukket naturligt, og med tiden vil hele lagunen formentlig fyldes op med sediment, så revlen ikke længere ligger fremskudt, men udgør selve kystlinjen.

(Foto: Ole Malling).

Kystsikring

Et stigende antal mennesker har bosat sig nær kysten over hele verden – også i Danmark. Tilflytningen til kystområderne har haft store konsekvenser, da mange kyststrækninger fortsat udsættes for erosion, og der er talrige eksempler på områder og bebyggelser nær kysten, der er blevet ødelagt af havet.

På mange kyster, hvor der sker erosion, er der lavet *kystsikring* for at begrænse erosionen. Kystsikring kan ske på mange måder, hvor det mest synlige er at bygge store *høfder*, der går ud i havet for at begrænse den langsgående transport (fig. 5.47).

Problemet med høfder er, at man blot flytter erosionsproblemet fra en kyststrækning til en anden. Erosion sker jo for at tilpasse kyststrækningen til de givne bølgeforhold, og hvis man forhindrer erosion i et områ-

de, vil erosionen blot blive forstærket i områder, hvor der ikke er høfder. På grund af følgevirkningerne er man gået bort fra at opføre høfder i så stor stil som tidligere. I forbindelse med havne kan det dog stadig være nødvendigt at bygge høfder eller moler, for at indløb og sejlrender ikke skal sande til.

Gennem de seneste årtier er det blevet mere almindeligt at benytte sig af *strandfodring* (eller *kystfodring*), der udføres ved at suge sand op fra havbunden på dybt vand langt fra kysten og pumpe det ind på kysten. Store dele af den jyske vestkyst bliver sikret ved strandfodring. Problemet er, at det er dyrt, og at strandfodring skal gentages igen og igen med års mellemrum. Til gengæld giver det kysten et naturligt udseende, og man flytter ikke bare problemet til andre kyststrækninger.

Fig. 5.45: Billede af kystklint ved Fyns Hoved på Nordøstfyn. Morænebakken eroderes af bølgerne, og de mange sten fra morænen ses på den smalle strand, hvor det finkornede materiale er skyllet væk. (Foto: Niels Vinther).



Fig. 5.46: Bølgenes erosive kræfter kan have ødelæggende betydning for beboere langs stranden. (Foto: Scanpix/Henning Bagger).



Fig. 5.47: For at begrænse erosionen af den jyske vestkyst er der opført hølde med mellemliggende bølgebrydere. Hølde virker ved at holde på det sand, der transporteres langs med stranden. Problemet med hølde er, at det sand, hølde holder på, mangler nedstrøms for hølde. Den gavnlige effekt af hølde ét sted resulterer i en negativ effekt nedstrøms for hølde, hvor man også må opføre hølde osv. (Foto: Scanpix/Henning Bagger).

