

Dannelsen af en disloceret randmoræne ved en avancerende isrand, Höfdabrekkujökull, Island

OLE HUMLUM



Humlum, O.: Dannelsen af en disloceret randmoræne ved en avancerende isrand, Höfdabrekkujökull, Island, *Dansk geol. Foren., Arsskrift for 1982*, side 11–26, København, 6. juni 1983.

The margin of the outletglacier Höfdabrekkujökull from Mýrdalsjökull, Iceland, is currently advancing 10–12 m/year. Along the about 12 km long glacier terminus, a dislocated push-moraine is being formed. The moraine, which may be as high as 10 m, consists partly of unfrozen floes of glaciofluvial sand, partly of supraglacial debris from the glacier surface above (fig. 5). The moraine is formed in the following way: During the glacier advance, thrust planes intersects the glacier forland below and in front of the glacier toe (Fig. 11). By recurrent overthrusting an imbricate structure is formed, which gradually grows in height during further glacier advance, as the first-formed floes slowly are pressed backwards up the glacier front. Parallel to this, the whole moraine deforms by creep due to its own weight. From above, the ridge receives a cover of supraglacial debris. During the summer 1982, the moraine moves forward by a mean velocity of about 4 cm/day.

Ole Humlum, *Laboratorium for Geomorfologi, Geografisk Centralinstitut v. Københavns Universitet, Haraldsgade 68, DK 2100 København Ø, Denmark. 15. november 1982.*

Få terrænformer har af glacialmorfologer og kvartærgeologer været omfattet med større interesse end randmoræner, i det følgende nogle steder omtalt som blot moræner. Randmorænernes forløb i de pleistocæne glaciationsområder er kortlagt med størst mulig akkuratess, for herved at opnå information om de tidligere isskjoldes skiftende omrids, frontpositionernes stabilitet, mængden af in- og supraglacialt smuds nær isranden, israndens overordnede karakter, den eventuelle tilstedeværelse af permafrost i det foranliggende terræn, samt om den geografiske afgrænsning af bestemte stratigrafiske enheder.

De kortlagte kvartære randmoræner deles i et betydeligt antal enkelttyper på grundlag af forskelle i størrelse, form, sedimenttype, indre strukturer, placering i landskabet, samt formodede dannelsesmåde. Fra nyere lærebøger kan i flæng nævnes morænetyper som *squeeze-moraine*, *push-moraine*/*Stauchmoräne*, *shear-moraine*/*Thule-Baffin-moraine*/*ice-perched moraine*, *ice-cored moraine*, *cross-valley moraine*, *minor moraine*, *washboard moraine*, *De Geer moraine* og *dump moraine* (se f.eks. Embleton og King 1975, samt Sugden og John 1976). Denne terminologiske mangfoldighed kan – snarere end at være et udtryk for et tilsvarende antal genetisk forskellige morænetyper – mistænkes for delvis at være et

resultat af manglende kendskab til morænernes dannelse. Dette kan undre, idet der foreligger et betydeligt antal publicerede undersøgelser vedrørende moræner ved recente gletschere. Som det imidlertid vil fremgå af det følgende, må flere af de beskrevne »morænetyper« nok klassificeres som andet end egentlige moræner. Endvidere er det kun i yderst få tilfælde, at det har været muligt direkte at følge de undersøgte moræners dannelse. Denne situation er naturligvis beklagelig, idet en sikker redegørelse for forskellige typer pleistocæne isandsaflejringers signifikans forudsætter et indgående kendskab til betingelserne, hvorunder de opstod. For glacialgeologer og glacialmorfologer med arbejdsområde i pleistocæne glaciationsområder bestående af løse sedimentter, knytter der sig en helt særlig interesse til kendskabet vedrørende dannelsesbetingelserne for de store, dislocerede isandsbakker. Sideløbende hermed, eksisterer også i kinetostratigrafisk sammenhæng en tilsvarende interesse for deformerede lagseriers dannelsesbetingelser (Berthelsen 1973 og 1978).

Vedrørende dannelsesbetingelserne for de ovennævnte iøjnefaldende landskabelige og stratigrafiske elementer har undersøgelser ved recente gletschere desværre kun i begrænset omfang været i stand til at bidrage med fundamental viden,

som det vil fremgå af følgende korte litteratur-oversigt. Heller ikke nærværende artikel kan gøre krav på løsning af disse problemer. Den kan derimod ses som et led i en gradvis forbedret indsigt i nogle fundamentale problemstillinger vedrørende geomorfologiske processer og procesassociationer knyttet til randzonen af en avancerende, tempereret gletscher, ved hvis rand der dannes en disloceret pushmoræne.

Tidligere undersøgelser af moræner ved recente gletschere

Indledningsvis kan det være formålstjenligt kort at redegøre for nogle af de tidligere arbejder vedrørende randmoræner ved recente gletschere. I denne forbindelse afgrænses omtalen til morænetyper, der kan tænkes at have potentiel interesse i forbindelse med kontinentale glaciationer. De markante holocæne randmoræner, som omgiver mange recente gletschere i bjergområder, omtales derfor ikke. Nedenstående omtale er ikke kronologisk, men følger en typologisk inddeling.

Goldthwait (1951) beskrev randnær supraglacial akkumulation af frismeltende smuds på Barnes Ice Cap, Baffin Island, og forudsagde, at der herved ville opstå en meget lav morænevold i gletscherforlandet, når gletscheren smeltede yderligere tilbage. Inden da, forårsagede det ablationshæmmede smudsdække dannelsen af en langt mere iøjefaldende ryg med iskerne langs isranden. Denne rygform, som egentlig blot er den yderste, smudsdækkede del af gletscheren, nævnes (desværre) i mange lærebøger og artikler som en selvstændig morænetype »shear moræne« eller »Thule-Baffin moræne« (se f.eks. Bishop 1957, Weertman 1961, Souchez 1966, Hooke 1970, Embleton og King 1975, Sugden og John 1976).

Shear morænen har meget til fælles med iskerne morænen (engl.: ice-cored moraine). Denne »morænetype« kendes fra gletschere i bl.a. Skandinavien og Nordamerika (Østrem 1964, 1965; Østrem og Arnold 1970), og formodes at indeholde en kerne af sne-is, aflejret langs gletscherens rand og begravet af supraglacialt transporteret smuds. Nyere undersøgelser viser imidlertid, at iskernen ikke sjældent består af gletscheris, og mange iskerne-moræner må ganske som shear-morænerne nok opfattes som den ved gletscherens tilbagesmeltning efterladte, smudsdækkede

ydre del af gletscherens terminus. Skråner terrænet, kan den efterladte is med smudsdække ved intern deformation bevæge sig noget, under udvikling af et betydeligt antal lave rygge på oversiden. Småryggene svarer formodentligt til folde-strukturer i den underliggende gletscheris, og »iskerne-morænen« må i denne situation nærmest karakteriseres som en blokgletscher (jævnfør diskussion mellem Østrem 1971 og Barsch 1971, 1977).

Som det fremgår af ovenstående, kan der rejses tvivl om hvorvidt det overhovedet er berettiget at knytte betegnelsen *moræne* til shear-moræner og iskerne-moræner. Deres tolkningsværdi for morænerygge i pleistocæne glaciationsområder er dermed ligeledes tvivlsom. Derimod er der ingen tvivl om de ovennævnte studiers betydelige værdi for forståelsen af gletscheres dynamik, temperaturforhold samt transport af bjergartsfragmenter.

Price (1970, 1973) beskriver egentlige morænerygge (0,5–2 m høje) under dannelse ved Fjällsjökull, Island. De opfattes som dannet ved udpresning af gennemvædet till under isranden, når smeltevand fra gletscheroverfladen i forsommeren når gletscherbasis, deraf navnet squeeze-moræner. Denne opfattelse imødegås af Boulton (pers.comm.), der selv har opholdt sig i Price's undersøgelsesområde. Boulton har dér iagttaget morænevoldenes gradvise dannelse i løbet af vinteren, i takt med den i øvrigt generelt tilbagesmeltede isrands vinterfremstød. Nogen detaljeret forklaring på fænomenet foreligger dog ikke. Humlum (1979) samt Krüger og Humlum (1981) beskriver lignende morænevold fra nordranden af Mýrdalsjökull, Island, og den hypotese fremsættes, at de 0,3–1,5 m høje moræner er dannet ved foldning af bundmorænen langs den generelt tilbagesmeltende isrand, når denne om vinteren avancerer nogle få meter. Som årsag til foldningen anføres den markante belastningsændring, sedimenterne udsættes for, når isranden passerer hen over.

Små morænerygge som beskrevet ovenfor fra recente gletschere svarer på ingen måde til de langt større, og ofte dislocerede, israndsbakker som kendes fra de pleistocæne glaciationsområder, ligesom dannelsen af dislocerede lagserier som sådan heller ikke er belyst ved hjælp af studier ved recente gletschere. Det kan næppe skyldes, at dannelsen af dislocerede israndsbakker samt dislocerede lagserier har været et ekstraor-

dinært sjældent fænomen i forbindelse med de pleistocæne isskjolde, da observationer herom er almindelige, både fra Danmark (se f.eks. Madsen et al. 1908, Madsen 1915, 1916, Slater 1927a, 1927b, Jessen 1930, 1931, Gry 1940, Rosenkrantz 1944, Nielsen 1967, Rasmussen 1973, 1975, Petersen 1973, Frederiksen 1976, Houmark-Nielsen 1976, 1981, Berthelsen 1973, 1978, Berthelsen et al. 1977, Sjørring 1977, 1978, Nielsen 1980, Aber 1980, Sjørring et al. 1982), samt fra andre tidligere glaciationsområder (se f.eks. Slater 1926, Richter et al. 1950, Brinkman 1953, Mackay 1959, Rutten 1960, Kupsch 1962, Dellwig og Baldwin 1965, De Jong 1967, Moran 1971, Clayton og Moran 1974, Banham 1975, Lindner 1976, Moran et al. 1980, Van der Wateren 1981, Aber 1982). Til belysning til disse terrænelementers og deformationstypers dannelse synes nutidens gletschere ikke umiddelbart at være velegnede. En undtagelse herfra markeres af Kalin's (1972) beskrivelse af en pushmoræne under dannelse ved den avancerende Thompson gletscher, Axel Heiberg Island. Denne pushmoræne er mere end 2 km lang, omkr. 700 m bred, består af glaciofluviale sedimenter (sand og grus), og har tilsyneladende et disloceret indre. Kalin anfører desuden, at lignende morænesystemer i øjeblikket er under dannelse ved ialt 35 gletschere på Axel Heiberg Island. Disloceringen af sedimenterne menes at foregå ved bruddannelse i sedimenterne foran og under gletscherens rand. Thompson gletscheren har kold gletscherbasis, og sedimenterne formodes derfor at være fastfrosne til denne, hvorved stor forskydningsspænding fra gletscheren kan overføres til underlaget. Netop eksistensen af et lag med permafrost foran en avancerende gletscher, anføres i mange afhandlinger som forudsætning for dannelsen af dislocerede bakker og lagserier (se f.eks. Richter et al. 1950, Kupsch 1962, De Jong 1967, Nielsen 1967, Berthelsen 1973, 1979, Clayton og Moran 1974, Moran et al. 1980).

Gripp's (1929) klassiske studier fra Spitsbergen er ikke nævnt i det ovenstående. Dette skyldes, at nyere undersøgelser rejser tvivl om hvorvidt det af Gripp beskrevne pushmoræne-system foran Usher gletscheren rent faktisk er et randmorænesystem. På tidspunktet for Gripp's undersøgelser var Usher gletscheren under tilbagesmeltning, og ikke længere i kontakt med det

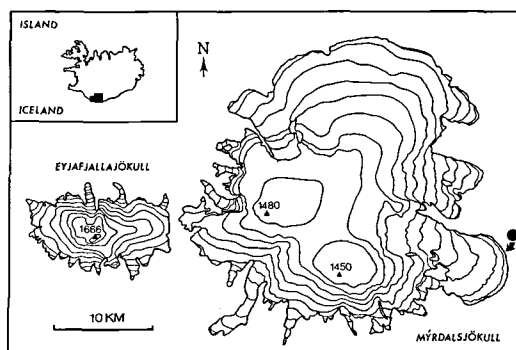


Fig. 1. Oversigtskort af Mýrdalsjökull, Island. Beliggenheden af den beskrevne lokalitet ved Höfðabrekkujökulls rand er vist med pil.

Map showing the investigated locality at Höfðabrekkujökull, Iceland.

angivelige morænesystem, hvis dannelse således ikke er iagttaget ved direkte observationer. Senere undersøgelser (se Boulton 1972a) af lignende terrænformer foran andre gletschere på Spitsbergen viser, at »morænesystemerne« i væsentligt omfang består af gletscheris, dækket af till og glaciofluviale sedimenter. De pågældende terrænelementer bør derfor ikke betragtes som randmoræner, men derimod som gletscherens smuds-dækkede terminus, efterladt under tilbagesmeltningen langs grænsen for gletscherens forudgående maximaludbredelse. Mange gletschere på Spitsbergen er af en kompleks thermal type, med kold randzone nedstrøms for en zone med tempereret gletschersål. Basal tilfrysning mellem disse zoner kan dermed forklare de store in- og supraglaciale smudsmængder, som karakteriserer fronten af mange gletschere på Spitsbergen (se også Boulton 1972b).

Som konklusion af det foranstående er det således min opfattelse, at der i de pleistocæne glaciationsområder findes et betydeligt antal lokaliteter med store dislocerede randmoræner og/eller dislocerede lagserier, hvis dannelse de hidtidige undersøgelser ved recente gletschere ikke (Kalin's 1972 arbejde undtaget) på god måde har kunnet redegøre for ved undersøgelser af tilsvarende former under dannelse. Dette kan naturligvis undre, da der ikke foreligger grund til at formode en anden fundamental opførsel af de pleistocæne gletschere end den, som kendetegner de nuværende. En mulig forklaring herpå er na-



Fig. 2. Parti af Höfdabrekkujökull's avancerende rand. Bemærk personen ved pilen til højre. Ved gletscherfrontens fod ses en ca. 2 m høj pushmoræne. Fra den stejle isrand styrter blokke af gletscheris ned på det isfrie terræn foran. Nogle af disse blokke begravnes inden bortsmeltning af den fremadskridende pushmoræne. Det samme gælder for rester af vintersne (pilen til venstre). Foran randmorænen findes en blokakkumulation skabt ved styrtssortering. Bemærk den bevoksede bundmoræne i forgrunden. 1982.07.10.

The advancing margin of Höfdabrekkujökull. Note the person to the right for scale. Large blocks of glacier-ice as well as stones and boulders falls from the glacier surface, accumulating at the toe of the advancing push-moraine. This deposit and remnants of winter snow (arrow to the left) are continuous being overrun by the moraine ridge. Note vegetation on old ground moraine in the foreground. 1982.07.10.

turligvis dén, at de dislocerede lagserier ikke dannes ved gletscherranden, men derimod subglacialt, hvorfor processen ikke direkte lader sig studere. En anden mulighed er den enkle, at den ansvarlige proces kun foregår ved en avancerende isrand, hvilket op gennem vort århundrede har været en unormal glaciologisk situation. Svaret herpå kan forventes inden længe, idet mange gletschere nu atter avancerer som følge af en generel afkøling indledt omkring århundredets midte (se f.eks. Waltraud og Brinkman 1976). Især efter 1970 er det atter blevet almindeligt at møde gletschere under fremstød. Eksempelvis

kan det nævnes, at i Østalperne avancerede knap 75% af de større gletschere i 1980, mod kun 2–3% i 1960 (Humlum 1982). I løbet af få år er dermed tilvejebragt en helt ændret situation for glacialmorfologiske/-sedimentologiske undersøgelser ved recente gletschere, og mange beskrivelser af moræner under dannelse kan forventes i de kommende år. Beskrivelsen i den nærværende artikel er således resultatet af en klimatisk styret forskningssituation.

Den følgende beskrivelse af en disloceret randmoræne under dannelsen ved Höfdabrekkujökull, Island, løser ikke umiddelbart nogle ge-

nerelle problemstillinger. Hertil behøves langt flere undersøgelser. Randmorænedannelsen er dog i sig selv interessant, idet der ved et intimt samspil mellem belastningsændringer samt skub forårsaget af den avancerende isrand, dennes supraglaciale materialelast, skræntprocesser og den lithologiske karakter af det isfrie gletscherforland, stedvis dannes en 5–10 m høj disloceret randmoræne, bestående af ufrosne sedimenter, der som ét hele forflyttes foran gletscherfronten med en omtrentlig hastighed på 4 cm/døgn.

Höfdabrekkujökull

Höfdabrekkujökull er en ca. 60 km² stor og ca. 15 km lang piedmont-gletscher, der dræner is fra vulkanen Katla's kaldera i iskappen Mýrdalsjökull (fig. 1). Randen af gletscherens lobeformede terminus har en samlet længde på omkr. 12 km, og står over størsteparten af denne strækning i et relieffattigt terræn, bestående af bundmoræneflader, dødislandskaber og smeltevandssletter (Krüger og Humlum 1981; Krüger 1982).

Höfdabrekkujökull avancerer i øjeblikket langs hele sin front, med en gennemsnitlig hastighed på ca. 10 m/år i perioden 1979–82. Fremstødet er så kraftigt, at israndens fremadskriden ikke afbrydes selv midt på ablationssæsonen. Også udløbsgletscheren Solheimajökull fra iskappens sydvestlige del avancerer for tiden, mens isranden langs iskappens nordlige del fortsat er under tilbagesmeltning. Denne dynamiske forskel skyldes formodentligt de sydlige udløbsgletscheres forholdsvis store gennemsnitlige overfladehældning, således at disse gletschere reagerer hurtigere på ændrede massebalanceforhold end iskappens fladere nordlige del.

Höfdabrekkujökul transporterer meget smuds in- og supraglacielt. En betydelig del af dette er vulkansk aske samt æoliske sedimenter hidrørende dels fra Katla, dels fra den 600 km² store, aktive smeltevandsslette Mýrdalssandur foran gletscheren. Asken og de æoliske sedimenter er oprindeligt aflejret i gletscherens akkumulationsområde, og smelter atter fri i dennes ablations-



Fig. 3. Höfdabrekkujökull's rand ved det udlagte forsøgsfelt (mellem pilene, 8 m langt, se fig. 8 og 9). Den smudsdækkede gletscherfront avancerer hen over en lille smeltevandsslette, bestående af sand. Ved gletscherfrontens fod dannes en disloceret pushmoræne af de ufrosne glaciofluviale sedimenter. 1982.08.05.

The advancing terminus of Höfdabrekkujökull. The debris-covered glacier advances over glaciofluvial deposits, mainly sand, which are deformed into a push-moraine. Between the arrows a 8 m experimental field is seen (see also fig. 8 and 9). 1982.08.05.

område. I bestemte niveauer af gletscheren optræder desuden 0,1–0,5 m mægtige lag af et usorteret sediment, indeholdende indtil 2 m store blokke, indlejret i en matrix af silt, sand og grus. Dette sediment kan hidrøre fra Katla's periodiske subglaciale udbrud. De meget store smudsmængder er formodentlig den sedimentologiske baggrund for aflejringen af den store holocæne smeltevandsslette Mýrdalssandur. Også langs gletscherens nuværende rand optræder tætliggende bassiner og dale med smeltevandssedimenter, adskilt af områder med fluted bundmoræne samt småbakkede morænelandskaber.

Den recente randmoræne

Höfdabrekkujökull's øjeblikkelige fremstød fore-

går med så stor hastighed, at gletscheroverflade og -front mange steder fremtræder tæt gennemsat af brud, hvorved helhedsindtrykket kan blive helt kaotisk (fig. 2). Meterstore blokke af gletscheris styrter mange steder ned på det foranliggende isfrie terræn fra den stejle gletscherfront.

Overalt langs gletscherranden dannes i øjeblikket en pushmoræne, hvis udseende, dimensioner og sedimentologi varierer fra sted til sted. På steder hvor isranden avancerer hen over et morænelandskab, fremtræder pushmorænen typisk som en 1–2,5 m høj vold af till. Ved voldens fod findes sædvanligvis en akkumulation af blokke, fremkommet ved styrtssortering af materiale hidrørende fra morænen's yderside samt fra den stejle, eventuelt overhængende, gletscherfront

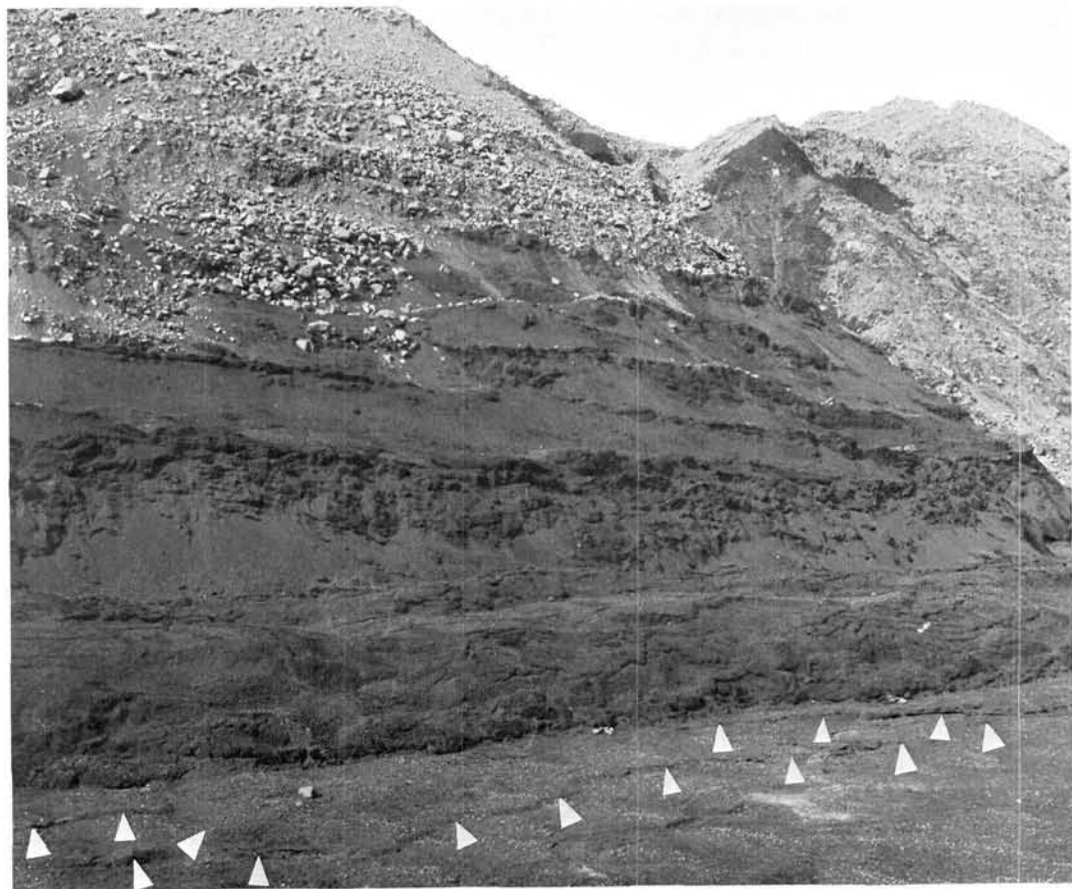


Fig. 4. Den dislocerede randmoræne ved Höfdabrekkujökull. Randmorænen er på dette sted ca. 10 m høj, og foran oppresningsvulsten ved dens fod ses langs pilene begyndende bruddannelse i gletscherforlandet. Supraglacialt materiale skrider ned over morænen's øvre del. 1982.08.05.

The dislocated push-moraine at Höfdabrekkujökull. The moraine is about 10 m high. In the foreground thrust planes are intersecting the surface (arrows). 1982.08.05.

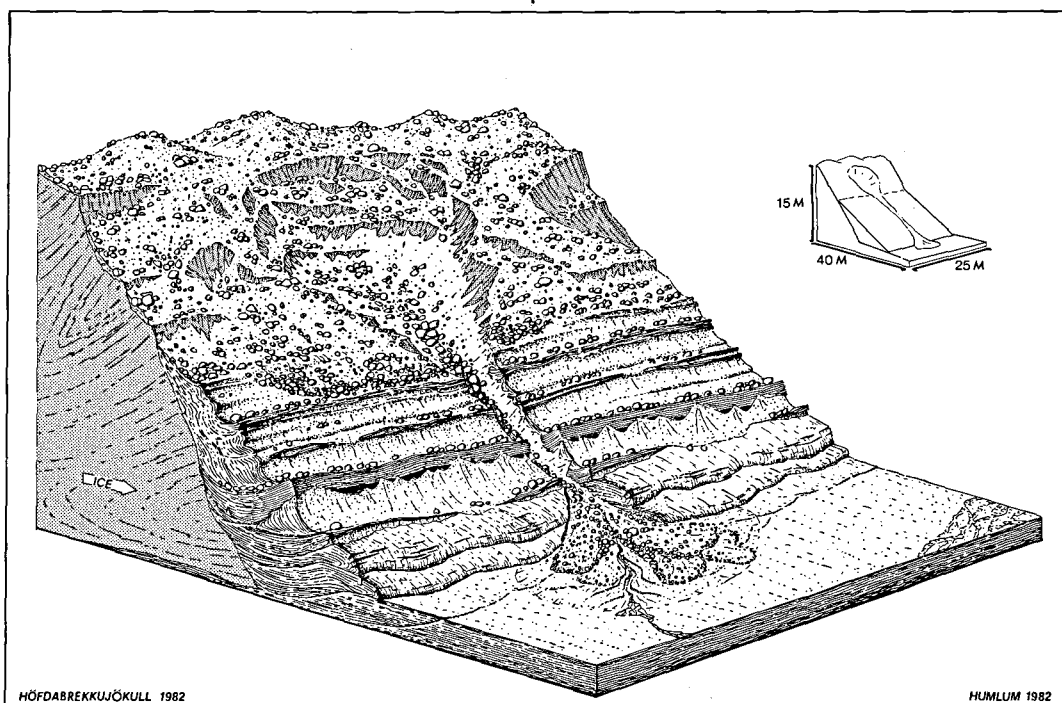


Fig. 5. Blokdiagram visende det sedimentære miljø, i hvilket randmorænedannelsen ved Hófdabrekkujökull foregår. Blottet gletscheris er vist med grå raster.

Diagram showing the sedimentary environment at the advancing margin of Hófdabrekkujökull. Outcropping glacier ice are shown by grey screen.

(fig. 2). Denne blokakkumulation begravnes under pushmorænen sideløbende med dennes vedvarende forflytning foran gletscheren, og fremtræder i vertikalsnit gennem morænevolden som en brolægning ved dennes basis. Kun sjældent iagttages deformationer og brud i terrænoverfladen foran pushmorænen.

Hvor gletscherranden avancerer over smeltevandsaflejringer antager pushmorænen et andet udseende (fig. 3). Morænen er typisk 5–10 m høj og har en terrasedelt yderside (fig. 4). Ved morænenes fod findes sædvanligvis en 0,3–1 m høj oppresningsvulst (fig. 4 og 5). Foran oppresningsvulsten ses i 0,1–5 m afstand typisk 1–3 brudlinier i de foranliggende smeltevandssedimenters overflade (fig. 4, 5, 8 og 9). Brudlinierne fungerer som overskydningsplaner.

Pushmorænen består i sin helhed af smeltevandsedimenter, svarende til de, der findes foran isranden, og adskiller sig derfor visuelt tydeligt fra de supraglaciale sedimenter på gletscheroverfladen ovenover (fig. 4). Gravninger i pushmorænen yderside viser, at de enkelte terrasser i

det ovennævnte terrassesystem svarer til de steder, hvor folder og skråtstillede flager gennembryster overfladen (fig. 5). Flager dominerer i skråningens nedre del, folder i den øvre. Flagerne, der består af parallellamineret smeltevandssand, hælder 25–30° ind mod gletscheren, og danner tilsammen en disloceret struktur. De enkelte flagefronter er 0,5–1,5 m mægtige, og kan lateralt følges 20–150 m langs morænen yderside. Foldstrukturernes akser er parallelle med pushmorænen længdeudstrækning, foldestilen er varierende, fra åben til overklippet ned ad skråningen. Aksialplanerne hælder som hovedregel ind mod gletscheren. Deformationsmekanismernes karakter diskuteres i et følgende afsnit.

Den smudsdekke gletscheroverflade er mange steder så stejl (25–65°), at den supraglaciale till ved krybning/flydning/skred gradvis overlejrer dele af pushmorænen top (fig. 4 og 5). Især de store blokke i den supraglaciale till kan rulle ned over pushmorænen, hvor de opfanges på terrassernes overside (fig. 6). Nogle blokke ruller helt til morænen fod, og danner der en blokak-



Fig. 6. Supraglacial blokke akkumuleret på oversiden af terrasseflader i pushmorænen yderside. I forgrunden ses en del af en slamstrøm-kanal. 1982.08.05.

Boulders originating from the glacier surface accumulated on terraces produced by glaciotectionic deformations of the push-moraine. In the foreground the lower part of a mudflow channel is seen. 1982.08.05.

kumulation i lighed med den fra figur 2 beskrevne. Ved pushmorænen's stadige fremadbevægelse begraves bloksamlingerne på de enkelte terrasseflader af skredmateriale fra terrassefronten ovenover, hvorved en skråtstillet brolægning langs overfladen af de enkelte flager opstår (fig. 5).

Kraftig smeltning har flere steder resulteret i dannelsen af ablationsnicher i den skrånende gletscheroverflade, fra hvilke skred og slamstrømme (flow tills/grain flows/debris flows) har eroderet tragtformede kanaler ned gennem randmorænen (fig. 5 og 7). I kanalernes bund er gletscherisen mange steder blottet. Foran erosionskanalernes udmunding er en blanding af supraglacial sediment og sediment hidrørende fra pushmorænen aflejret i tungeform (fig.

7). Ofte ses flere generationer af indbyrdes overlappende sedimenttunger, svarende til antallet af større flow-begivenheder (fig. 5). I tørt vejr er dette formelement stort set inaktivt, og debris flows optræder kun i forbindelse med kraftig regn. Debris flow-/flow till-tungerne er dårligt sorteret, idet dog særlig mange sten og blokke findes koncentreret langs randen af den enkelte tunge.

Den blottede gletscheris i bunden af de ovennævnte erosionskanaler viser, at gletscherfronten i snit vinkelret på isranden omtrent tager sig ud som angivet på diagrammet figur 5. Dette betyder, at den avancerende isrand ikke som vist på figur 2 delvis overskrider randmorænen under dennes dannelse, men derimod som et stemmejern hævler en »spån« af de foranliggende smelte-

vandssedimenter. Kompressionen af denne »spån« når den bøjes op langs isoverfladen, må dermed forventes i det mindste at være delvis ansvarlig for de observerede deformationer. Dette diskuteres nærmere i et følgende afsnit.

Deformationshastighed

Allerede efter få dages ophold ved Höfdabrekkujökull i 1982 stod det klart, at randmorænedannelsen måtte foregå med forholdsvis stor hastighed, idet små ændringer i randmorænenes udseende kunne iagttages fra dag til dag. Gletscherens aktivitet fremgik desuden af det forhold, at bruddannelse i isen – ledsaget af tydelige drøn – fra tid til anden fik såvel randmoræne som det nærmeste forland til at vibrere føleligt. Småskred

fra gletscheroverflade og morænenes yderside ledsagede sædvanligvis disse rystelser.

Fixpunkter blev derfor udlagt i gletscherforlandet langs en strækning på ca. 500 m, og afstanden fra disse til pushmorænen fod registreredes med mellemrum i perioden 18. juli til 10. august 1982. Vejret var i denne periode køligt og forholdsvis tørt. Som gennemsnit af målinger fra 10 fixpunkter avancerede randmorænenes front i løbet af observationsperioden (23 døgn) ca. 95 cm, med enkeltobservationerne varierende mellem 83 cm og 107 cm. Dette svarer til en gennemsnitshastighed på godt og vel 4 cm/døgn. Omsættes disse værdier forsøgsvis til årsbasis, beregnes en skønnet årlig forflytning af hele pushmorænen på omtrent 14–15 m (1982).



Fig. 7. Ablationsnicher og slamstrøm-kanaler i fronten af Höfdabrekkujökull. Kanalerne gennembryder den disloceerede pushmoræne. Flow till lobes er aflejret ved kanalernes fod på smeltevandssletten i forgrunden. Bemærk spaden til venstre (pil). 1982.08.05.

Ablation-niches and mudflow channels in the terminus of Höfdabrekkujökull. Flow till lobes are accumulating on the meltwater deposits in the foreground. Note the spade to the left for scale (arrow). 1982.08.05.



Fig. 8. Forsøgsfeltet ved Höfdabrekkujökull, kort efter dets etablering. Stennettet har maskevidden 25×50 cm (længste mål parallelt med synsretningen), og ligger på smeltevandssletten ved pushmorænenes fod (se fig. 3). Til venstre ses oppresningsvulsten. I forsøgsfeltet er terrænoverfladen gennemsat af friske overskydningsplaner. 1982.08.05.

The experimental field at Höfdabrekkujökull, shortly after being established (see also fig. 3). The dimensions of the individual meshes are 25×50 cm. The bead at the toe of the push-moraine is seen to the left. 1982.08.05.

For mere detaljeret at følge deformationen af gletscherforlandet ved pushmorænenes fod, udlages på et udvalgt sted et 8 m langt stennet med maskevidde 25 cm og 50 cm (fig. 3 og 8). Allerede efter få dages forløb kunne en tydelig deformation af det udlagte net iagttages (fig. 9), sideløbende med at nydannede flager langs overskydningsplaner hævede sig 5–10 cm over den oprindelige terrænoverflade. Nær jordoverfladen hældede overskydningsplanerne $25\text{--}27^\circ$ i retning mod gletscheren i forhold til terrænoverfladen, der næsten var horisontal. Dybere aftog hældningen gradvis, således af brudfladerne i snit vinkelret på randmorænen havde form som svagt opad konkave flader. I 1 m's dybde var hældnin-

gen reduceret til $22\text{--}24^\circ$. I løbet af perioden 5.–10. august 1982 registreredes i det udlagte net en horisontal bevægelse på ca. 20 cm, svarende til en forskydningsbevægelse på ca. 22 cm ($20 \text{ cm} / \cos 26^\circ$) langs overskydningsplanet. Det yderste overskydningsplan markerede en veldefineret grænse for deformationen af gletscherforlandet, og ingen deformation kunne registreres distalt for dette.

Diskussion af deformationsmekanismer

Iagttagelserne af pushmorænen langs Höfdabrekkujökull's rand afslører et lille geomorfologisk paradoks. Hvordan kan det være, at der ved israndens fremadgliden dannes store deformati-



Fig. 9. Forsøgsfeltet ved Höfdabrekkujökull, tre døgn efter dets etablering. 1982.08.08.

The experimental field at Höfdabrekkujökull, three days after being established. 1982.08.08.

oner i gletscherforlandet på steder, hvor dette består af smeltevandssedimenter (sand-grus), men ikke, hvor det består af till? I geoteknisk forstand viser smeltevandssedimenter som ovenstående jo som hovedregel større styrke mod deformation end till. Umiddelbart kunne den omvendte situation derfor have været forventet.

For nærmere at klarlægge paradoksens karakter, kan den i smeltevandssedimenterne observerede bruddannelse og oppresning forsøgsvis opfattes som et belastningsfænomen, forårsaget af vægten af den avancerende gletscherfront samt den afskrællede sedimentpakke (pushmorænen). Hypotesen kan belyses ved hjælp af geoteknisk teoridannelse vedrørende beregning af fundamenteres bæreevne på løse sedimenter. Til bestemmelse af stabilitetskrav langs et belastningsspring – sædvanligvis ved randen af et fun-

dament, men hér illustreret ved isranden – eksisterer flere beregningsmåder. Et simpelt udtryk har formen (Schofield og Wroth 1968):

$$\sigma'_2/\sigma'_1 < [(1+\sin\varphi)/(1-\sin\varphi)] \exp(\pi \tan\varphi) \quad (1)$$

hvor σ'_1 og σ'_2 er de lodrette belastninger på hver sin side af belastningsspringet; i situationen ved Höfdabrekkujökull måles σ'_1 i gletscherforlandet, σ'_2 under gletscherfronten. Vinklen φ er friktionsvinklen for sedimentet under den belastede flade. Uligheden er opfyldt for stabile situationer, dvs. situationer hvor oppresning ikke finder sted langs belastningsspringet, og gælder for kohæsionsløse sedimenter (f.eks. sand og grus), hvilket er situationen ved Höfdabrekkujökull.

Sedimentets friktionsvinkel φ kan skønnes ved hjælp af den målte vinkel mellem terrænoverfla-

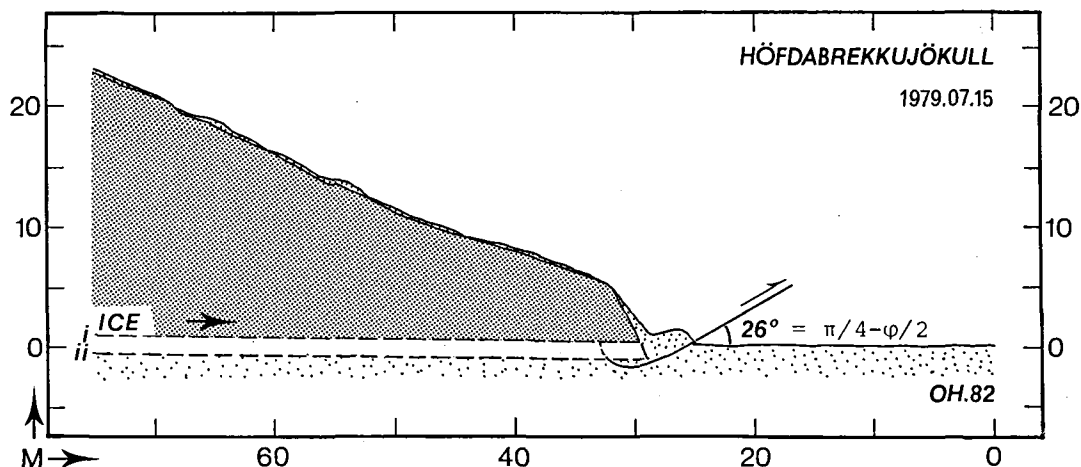


Fig. 10. Profil af Höfdabrekkujökull's isrand, opmålt med theodolit.

Surface profile of the terminus of Höfdabrekkujökull, surveyed by theodolite.

den og overskydningsplanet foran randmorænen fod, som vist på figur 10. Svarende til den registrerede middelværdi 26° ($25\text{--}27^\circ$) findes smeltevandssandets friktionsvinkel at være ca. 38° . Til sammenligning hermed bestemtes sedimentets stablingsvinkel til omtrent 40° , som middelværdi af 10 enkeltforsøg ($37^\circ\text{--}43^\circ$, let fugtigt sand). Vælges 38° som udtryk for smeltevandssandets friktionsvinkel, bestemmes belastningen σ'_2 til at skulle være større end $49\sigma'_1$, hvis en oppresning af gletscherforlandet skal finde sted alene som resultat af isens og randmorænenes vægt. Værdien 38° er en forholdsvis stor friktionsvinkel. Årsagen hertil er formodentligt dén, at sedimenterne er af vulkansk oprindelse, og derfor som følge af småblærer og lignende på trods af den fluviale transport karakteriseres ved en ujævn overflade. Dette bekræftes af iagttagelser foretaget under mikroskop.

Figur 10 viser et opmålt (theodolit) overfladeprofil af Höfdabrekkujökull's randzone og forland på et sted, hvor oppresning i smeltevandssand netop er indledt. Lægges i figur 10 en tænkt flade lidt under gletschersål »i« og den foranliggende terrænoverflade, ses umiddelbart, at kravet $\sigma'_2/\sigma'_1 > 49$ kun vil være opfyldt for meget små dybder (måske 0–10 cm) under gletschersålen og terrænoverfladen. Med andre ord er den observerede oppresningsvulst (fig. 4 og 5) næppe resultatet af belastningsspringet ved isranden alene.

I den ovenstående analyse er gjort den anta-

gelse, at de betragtede spændinger er lodrette. I virkeligheden er gletscheren i bevægelse, hvorfor spændingen under isen ikke er lodret, men derimod skråtstillet. Dette vil sandsynligvis lette betingelserne for randnær bruddannelse noget, men den mest indlysende forklaring på den iagttagne oppresning synes dog at være dén, at gletscherens sål ligger lavere end overfladen af det isfrie terræn foran, således at et passivt brud udvikles i gletscherforlandet, forårsaget af den horisontale spænding mellem den avancerende gletscherfront og de tilgrænsende sedimenter. Som følge af indtrængende vand var det ikke i felten ved gravning muligt at verificere denne konklusion, men i figur 10 er gletschersåls sandsynlige lokalisering angivet med »ii«. I sedimentationsbassiner umiddelbart ved isranden er registreret nettosedimentationshastigheder på mere end 3 cm/døgn i perioden 10. juli til 10. august 1982, hvilket gør den formodede niveauforskel mellem gletschersål og gletscherforland meget sandsynlig. Dermed er det rent geometriske krav til gletscherfrontens mulighed for at afhøve en »spån« af gletscherforlandet tilgodeset. Specielt er det dermed tillige forklaret, hvorfor den dislocerede morænetype kun udvikles i tilknytning til smeltevandsaflejringerne, hvor gletscherfrontens fod kontinuert begravnes ved glaciofluvial aktivitet, og ikke hvor gletscheren avancerer over morænelandskaber, hvor ingen sedimentation foregår. Morænetypen på de sidstnævnte steder (fig. 2) opfattes derfor som hovedsageligt bestående af nedstyrtet mate-

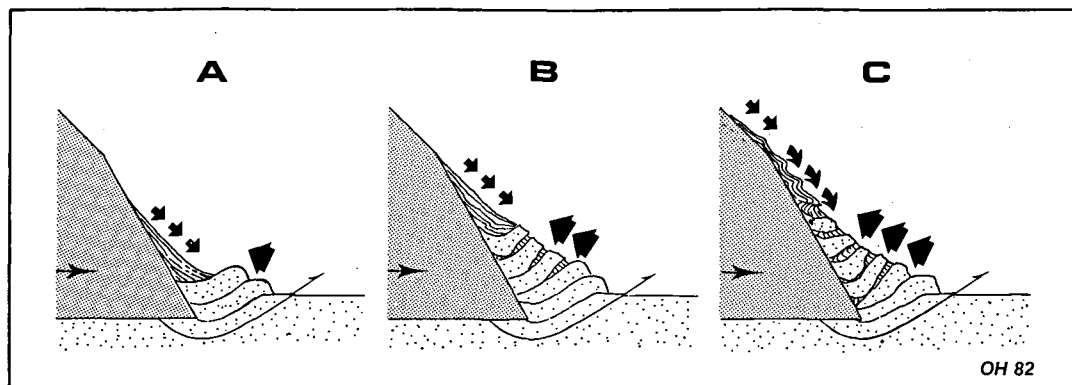


Fig. 11. Idealiseret fremstilling af dannelsen af den dislocerede pushmoræne ved Höfdabrekkujökull. Store pile angiver flagebevægelsen i forhold til gletscherfronten. Små pile viser skredaktivitet fra gletscheroverfladen oven over.

Idealized formation of the dislocated push-moraine at Höfdabrekkujökull. Large arrows indicate movement of floes relative to the glacier front, small arrows indicate movement of scree from the glacier surface above.

riale fra gletscherfronten, gradvis akkumuleret i en vold ved dennes fremadgliden.

Med baggrund i de ovenstående overvejelser synes dannelsen af den dislocerede randmoræne ved Höfdabrekkujökull kort at kunne opridses på følgende vis: Ved gletscherfrontens fremadgliden udvikles som følge af belastningsændringen samt horisontalt skub en brudfigur under og foran isranden som skitseret på fig. 11a. Initialt danner retningen af flagebevægelsen vinklen ($\pi/4 - \varphi/2$) med terrænoverfladen, men efter at være løftet over denne, bukker fronten af den ufrosne flage ned, og overskydningsbevægelsen følger dernæst terrænoverfladen. Herved dannes oppresningsvulsten (fig. 4 og 5). Langs ombøjningszonens overside dannes tensionssprækker (fig. 4 og 5). Den ved denne gentagne proces afskrællede sedimentpakke (1–2 m?) presses i kompression mellem den avancerende gletscherfront og gletscherforlandet baglæns op ad den 25–65° stejle isoverflade (fig. 11b). Herunder bukkes sedimentpakken, og nye dislokationer opstår eventuelt over oppresningsvulsten. Den itubrudte, skråtstillede sedimentspån indtager en potentielt ustabil stilling, og vil deformeres som følge af sin egen vægt. Ved krybning ned ad skråningen dannes i sedimentspånens øverste del folder og små overskydninger (fig. 11c). Kontinuert eller aperiodisk tilgang af supraglacialt materiale fra gletscheroverfladen oven over, opfanges især langs de opståede terrasseoversider, og kan under den fortsatte deformation danne »brolægninger« langs de enkelte diskontinuitetsflader.

Den observerede dislocerede randmoræne ved Höfdabrekkujökull er således dannet ved en kombination af initial bruddannelse i gletscherforlandet, opbøjning af en »spån« af dette langs gletscherfronten, deformation ved jordflydning, samt tilgang af supraglacialt materiale.

Iagttagelsernes geomorfologiske og stratigrafiske signifikans

Det er bemærkelsesværdigt, at den dislocerede randmoræne ved Höfdabrekkujökull dannes af ufrosne sedimentflager. Frosne sedimenter/permafrost er med andre ord ingen absolut betingelse for dannelsen af dislocerede randmoræner. Samtidig bør det dog understreges, at den beskrevne randmoræne sammenlignet med mange dislocerede pleistocæne israndsbakker er lille, mindre end 10 m høj. Det kan derfor tænkes, at dannelsen af store dislocerede israndsbakker forudsætter ekstramarginal permafrost, som det er beskrevet fra Axel Heiberg Island af Kalin (1972).

Sedimenterne på den islandske lokalitet er af vulkansk oprindelse, og flagedannelsen kunne derfor formodes at være betinget af en begyndende diagenetisk sammenkitning (palagonitisering) af smeltevandssandet. Dette anses dog ikke for særligt sandsynligt, idet sedimentationsbassinene foran den dislocerede randmoræne i 1982 stadig var aktive, og de dislocerede sedimenter derfor ikke gamle (0–2 år). Taget op i hånden, faldt sedimentet umiddelbart fra hinanden, og

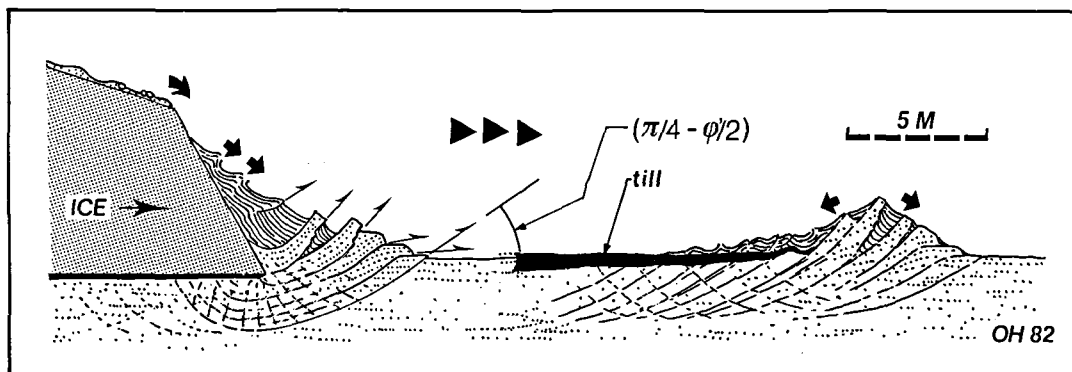


Fig. 12. Tænkt dannelse af disloceret lagserie ved gentagen randnær bruddannelse langs en avancerende isrand, som skildret fra Höfdabrekkujökull.

Formation of a glaciotectioned layer by recurrent deformation below and in front of the toe of an advancing glacier front.

diagenetisk sammenkitning af smeltevandssedimenterne synes dermed at kunne afvises som en forudsætning for flagedannelsen ved Höfdabrekkujökull.

Foreløbig må konklusionen således være dén, at dislocerede randmoræner kan dannes i såvel frosne som ufrosne sedimenter. Om forudsætningen for dannelsen af de store dislocerede pleistocæne israndsbakker var en forudgående thermal diagenese (frysning af porevand) af sedimenterne i gletscherforlandet, er ikke muligt at afgøre på grundlag af de foranstående iagttagelser. Forfatterens mening er dog dén, at dette er sandsynligt.

Afslutningsvis skal kort skitseres et tankeeksperiment. Som det fremgår af figur 12, forventes den nederste brudlinie i brudfiguren ved gletscherens rand at gennemsnitte sedimenter lavere end gletschersålen. Indtrængende vand gjorde desværre en eftervisning af dette forhold umuligt ved Höfdabrekkujökull. Er formodningen korrekt, vil en disloceret lagserie gradvis dannes ved gletscherfrontens fremadgliden, muligvis overlejret af lodgement till afsat fra den tempererede gletschersål. En glaciotectionisk deformeret lagserie med selv stor horisontal udstrækning behøver derfor ikke at være dannet subglacialt, men kan være resultatet af vedvarende bruddannelse langs en avancerende gletscherfront. Iagttagelserne ved Höfdabrekkujökull viste, at den randnære bruddannelse ikke foregik, hvor gletscherfronten avancerede hen over morænelandskaber. En deformeret lagserie som vist på figur 12 behøver derfor ikke distalt at afsluttes ved en israndslinie, men kan klinge ud, hvor det

tidligere gletscherunderlags litologiske karakter ændres.

Tak

Forfatteren ønsker at takke Statens Naturvidenskabelige Forskningsråd og Carlsbergfonden, som har støttet undersøgelseerne ved Höfdabrekkujökull. Desuden vil jeg gerne takke Johannes Krüger, ekspeditionernes leder, samt Gerald Robert Hyde, Anette Engraf, Henrik Højmark Thomsen, Lisbeth Pedersen, Eskild Lund og Niels Gylling Mortensen, der alle har medvirket i undersøgelseerne og bidraget med gode råd og kritik.

Litteratur

- Aber, J. A. 1980: Kineto-stratigraphy of Hvideklint, Møn, Denmark and its regional significance. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 28, 81–93.
- Aber, J. S. 1982: Model for glaciotectionism. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 30 (3–4), 79–90.
- Banham, P. H. 1975: Glaciotectionic structures: a general discussion with particular reference to the contorted drift of Norfolk. I *"Ice Ages: Ancient and Modern"*, eds. A. E. Wright og F. Mosely, Seel House Press, Liverpool, 69–94.
- Barsch, D. 1971: Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geografiska Annaler*, 53A (3–4), 203–206.
- Barsch, D. 1977: Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environment. *Earth Surface Processes*, 2, 231–245.
- Berthelsen, A. 1973: Weichselian ice advances and drift successions in Denmark. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, N. S., 5, 21–29.
- Berthelsen, A. 1978: The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. *Bull. geol. Soc. Denmark*, Vol. 27, Special Issue, 25–38.

- Berthelsen, A. 1979: Recumbent folds and boudinage structures formed by subglacial shear: An example of gravity tectonics. I »Van Bemmelen and his search for harmony«, ed. W. J. M. van der Linden, *Geol. en Mijnbouw*, 58, 252–260.
- Berthelsen, A., Konradi, P. og Petersen, K. S. 1977: Kvartære lagfølger og strukturer i Vestmøns Klint. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1976*, 93–99.
- Bishop, B. C. 1957: Shear moraines in the Thule area, north-west Greenland U. S. Snow, *Ice and Permafrost Research Establishment (SIPRE)*, Research Report 17, xx-xx.
- Boulton, G. S. 1972a: Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Journ. geol. Soc. London*, 128, 361–393.
- Boulton, G. S. 1972b: The role of thermal régime in glacial sedimentation. *Inst. Brit. Geograph., Spec. Publ.*, 4, 1–19.
- Brinkman, R. 1953: Über die diluvialen Störungen auf Rügen. *Geol. Rundschau*, 41, Sonderband, 231–241.
- Clayton, L. og Moran, S. R. 1974: A glacial process-form model. I »Glacial Geomorphology«, ed. D. R. Coates, State University of New York, 89–119.
- De Jong, J. D. 1967: The Quaternary of the Netherlands. I »The Quaternary«, ed. K. Rankama, Wiley & Sons, New York, 301–426.
- Dellwig, L. F. og Baldwin, A. D. 1965: Ice-push deformation in north-eastern Kansas. *Bull. Kansas Geol. Survey*, 175, pt. 2.
- Embleton, C. og King, C. A. M. 1975: *Glacial Geomorphology*. Edward Arnold, London, 573 p.
- Frederiksen, J. 1976: Hvad sønderjydske klint. fortæller. *VARV*, 1976–2, 35–45 (Geol. Museum, Copenhagen).
- Goldthwait, R. P. 1951: Development of end moraines in east central Baffin Island. *Journal of Geology*, 59, 567–577.
- Gripp, K. 1929: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitsbergen-Expedition 1927. *Naturwiss. Verein in Hamburg, Abhandl. Geb. Naturwissenschaft*, 22 (2–4), 146–249.
- Gry, H. 1940: De istektoniske forhold i molersområdet. *Meddr. dansk geol. Foren.*, 9 (5), 586–627.
- Hooke, R. LeB. 1970: Morphology of the ice-sheet margin near Thule, Greenland. *Journal of Glaciology*, 9, 303–324.
- Houmark-Nielsen, M. 1976: En glacialstratigrafisk oversigt fra Nordsamsø og Tunø. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1975*, 11–13.
- Houmark-Nielsen, M. 1981: Glacialstratigrafi i Danmark øst for Hovedopholdslinien. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1980*, 61–76.
- Humlum, O. 1979: *Glacial transport, erosion og aflejring. En generel glacialmorfologisk teori for processer, sediment og landskabsformer*. Ph. D. thesis, Geomorf. Lab., Geogr. Inst. Kbh. Univ., 362 p.
- Humlum, O. 1982: Glaciologi. *Geo-noter*, Geogr. Inst. Kbh. Univ., No. 8, 80 p.
- Jessen, A. 1916: Om dislokationerne i Lønstrup Klint. *Danm. geol. Unders.*, IV. Rk., Bd. 1 (4).
- Jessen, A. 1930: Klinten ved Halkhoved. *Danm. geol. Unders.*, IV. Rk., Nr. 2, 26 p.
- Jessen, A. 1931: Lønstrup Klint. *Danm. geol. Unders.*, II. Rk., Nr. 49, 142 p.
- Kalin, M. 1971: The active push moraine of the Thompson glacier. Axel Heiberg Island Research Report, *Glaciology*, 4, 68 p.
- Krüger, J. 1982: Processer og till fabric i et recent dødislandskab ved Höfðabrekkujökull, Island. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1981*, 45–56.
- Krüger, J. og Humlum, O. 1981: The proglacial area of Mýrdalsjökull. *Folia Geographica Danica*, Tom. XV, No. 1, 58 p.
- Kupsch, W. O. 1962: Ice-thrust ridges in western Canada. *Journal of Geology*, 70, 582–594.
- Lindner, L. 1976: An attempt to reconstruction of direction of ice sheet movement on the basis of analyses of glacial deformations in till (exampled on north-western margin of the Holy Cross Mts.). I »Till-its genesis and diagenesis«, *Geografia*, Poznań, 12, 139–148.
- Mackay, J. R. 1959: Glacier ice-thrust features of the Yukon coast. *Geogr. Bull.*, Ottawa, 13, 5–21.
- Madsen, V., Nordman, V. og Hartz, N. 1908: Eem-zonerne. *Danm. geol. Unders.*, Rk. II, 17, 302 p.
- Madsen, V. 1915: Aarsagen til Dislokationerne i vore klint. *Meddr. dansk geol. Foren.*, 4 (4), 433–438.
- Madsen, V. 1916: Ristinge klint. *Danm. geol. Unders.*, Rk. IV, 1 (2), 32 p.
- Moran, S. R. 1971: Glaciotechtonic structures in drift. I »Till, a Symposium«, ed. R. P. Goldthwait, Ohio State University Press, 127–148.
- Moran, S. R., Clayton, L., Hooke, R. LeB., Fenton, M. M. og Andriashek, L. D. 1980: Glacier-bed landforms of the prairie region of North America. *Journal of Glaciology*, 25, 457–476.
- Nielsen, A. V. 1967: Landskabets tilblivelse. I »Danmarks Natur«, eds. O. Nørrevang og T. J. Meyer, Politikens Forlag, København, Bd. 1, 251–344.
- Nielsen, P. E. 1980: Kvartærgeologiske undersøgelser i Korsør-området. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1979*, 55–62.
- Petersen, K. S. 1973: Tills in dislocated drift deposits on the Røsnæs peninsula, northwestern Sjælland, Denmark. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, N. S., 5, 41–49.
- Price, R. J. 1970: Moraines of Fjallsjökull, Iceland. *Arctic and Alpine Research*, 2, 27–42.
- Price, R. J. 1973: *Glacial and fluvioglacial landforms*. Oliver & Boyd, Edinburgh, 242 p.
- Rasmussen, L. Aa. 1973: The Quaternary stratigraphy and dislocations on Ven. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, N. S. 5, 37–39.
- Rasmussen, L. Aa. 1975: Kinetostratigraphic glacial drift units on Hindsholm, Denmark. *Boreas*, 4, 209–217.
- Richter, W., Schneider, H. og Wager, R. 1951: Die Saale-eiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Uelsen. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft*, 102, 60–75.
- Rosenkrantz, A. 1944: Nye Bidrag til forstaaelsen af Ristinge klints opbygning. *Meddr. dansk geol. Foren.*, 10, 431–435.
- Rutten, M. G. 1960: Ice-pushed ridges, permafrost and drainage. *Amer. Journ. Sci.*, 258 (4), 293–297.
- Schofield, A. og Wroth, P. 1968: *Critical State Soil Mechanics*. McGraw-Hill, London, 310 p.
- Sjørring, S. 1977: The glacial stratigraphy of the island of Als, southern Denmark. *Zeitschr. Geomorphol.*, N. F., Suppl. Bd. 27, 1–11.
- Sjørring, S. 1978: Glazialektetik og Glazialstratigraphie, mit Beispielen aus Dänemark. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 28, 119–125.
- Sjørring, S., Nielsen, P. E., Frederiksen, J., Hegner, J., Hyde, G., Jensen, J. B., Mogensen, A. og Vortisch, W. 1982: Observationer fra Ristinge klint, felt- og laboratorieundersøgelser. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1981*, 135–149.
- Slater, G. 1926: Glacial tectonics as reflected in disturbed drift deposits. *Proc. Geol. Ass.*, 37, 392–400.
- Slater, G. 1927a: The disturbed glacial deposits in the neighbourhood of Lønstrup, near Hjørring, North Denmark. *Transacts. Roy. Soc. Edinbg.*, LV (II), No. 13. xx-xx.
- Slater, G. 1927b: The structure of the disturbed deposits of Moens klint, Denmark. *Proc. Roy. Soc. Edinburg*, 60 (2), 12, 289–302.
- Souchez, R. A. 1966: The origin of morainic deposits and the characteristics of glacial erosion in the western Ser Rondane, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 6, 249–254.

- Sugden, D. E. og John, B. S. 1976: *Glaciers and Landscape. A geomorphological Approach*. Edward Arnold, London, 376 p.
- Van der Wateren, F. M. 1981: Glacial techtonics at the Kwin-telooijen Sandpit, Rhenen, The Netherlands. *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, 35 (7), 252–268.
- Waltraud, A. og Brinkmann, R. 1976: Surface Temperature Trend for the Northern Hemisphere-Updated. *Quaternary Research*, 6, 355–358.
- Weertman, J. 1961: Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *Journal of Glaciology*, 3, 965–978.
- Østrem, G. 1964: Ice-cored moraines in Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 46A (3), 282–337.
- Østrem, G. 1965: Problems of dating ice-cored moraines. *Geografiska Annaler*, 47A, 1–38.
- Østrem, G. 1971: Rock glaciers and ice-cored moraines, a reply to D. Barsch. *Geografiska Annaler*, 53A (3–4), 207–213.
- Østrem, G. og Arnold, K. 1970: Ice-cored moraines in southern British Columbia and Alberta, Canada. *Geografiska Annaler*, 52A (2), 120–128.