

Naturgeografisk Hovedfagskursus på Østdisko, 2003

– Et studie af et marint dannet landskabssystem i Arktis.



Titel:	Naturgeografisk Hovedfagskursus på Østdisko -Et studie af et marint dannet landskabssystem i Arktis
Redaktion:	Laura G. Addington, Jesper R. Christiansen og Klaus B. Vestergaard
Udgivere:	Arktisk Station DK-3953 Qeqertarsuaq Grønland
Trykt af:	BookPartner Media Skelbækgade 4 DK-1717 København V
Forside billede:	Forskningsskibet "Porsild" i isen foran gletscheren Ekip Sermia. Foto af Helle Vittinghus
Inderforside billede:	Hovedfagskursets navn skrevet i sandet ved Noorujuk, Flakkerhuk, Disko. Foto af Anke Struve

Indhold

Forord af Bo Elberling, Jørgen Nielsen og Niels Nielsen	1-2
Indledning	3-4
Dagbog	5-6
Områdebeskrivelse	7-14
Klimatiske observationer på Flakkerhuk, Disko, Vestgrønland af Jesper R. Christiansen og Steffen Svinth	15-18
Barrieremorfologien ved Noorujuk, Sydøstdisko, Vestgrønland af Jacob M. Grande og Klaus B. Vestergaard	19-34
Barriereudvikling på Østdisko, Grønland af Jan Winther Nielsen	35-44
Morfologien omkring en submarin ryg ved Noorujuk, Østdisko af Laura Addington & Helle Vittinghus	45-50
Oddedannelse langs lagunebred på Disko, Vestgrønland af Peter Lohmann Christoffersen	51-60
Sedimenttransport i en tidevandskanal, Disko, Grønland af Anke Struve og Thomas Helbo	61-74
Sedimentationsmiljøet i en arktisk marsk, Flakkerhuk, Disko, Vestgrønland af Steffen Svinth og Jesper Riis Christiansen	75-92
Kulstofpuljer og CO₂ emission, Mudderbugten, Disko af Jørgen Hollesen, Louise Askær Jensen & Lea Bjerre Schmidt	93-106
Satellitbaseret arealklassifikation af Mudderbugten, Disko af Rikke Baastrup	107-118

Forord

Foreliggende rapport er resultatet af naturgeografisk arktisk feltkursus 2003 ved Arktisk Station, Qeqertarsuaq (Godhavn), Disko, Vestgrønland. Forskningsstationen, Arktisk Station, var udgangspunktet for kurset og Flakkerhuk med Noorujuk på østspidsen af Disko-øen, var studieområdet for feltarbejdet. Alle 14 kursister var hovedfagsstuderende ved Geografisk Institut, Københavns Universitet og kursusledere var Bo Elberling, Jørgen Nielsen og Niels Nielsen.

Det var det ottende kursus på Arktisk Station med et naturgeografisk indhold, og Det naturvidenskabelige Fakultet ved Københavns Universitet var hovedsponsor, ligesom ved de tidligere naturgeografiske kurser i 1976, 1978, 1983, 1987, 1991, 1995 og 1999. Denne langsigtede støtte fra Fakultetet har været af væsentlig betydning for uddannelsen af studerende med arktiske interesser.

Valget af overordnet tema og lokalitet for dette års kursus blev ikke besluttet ud fra de studerendes individuelle interesser, men udkrystalliseredes på baggrund af to af kursusledernes tidligere forskningsaktiviteter på Disko. Således har Niels Nielsen og Jørgen Nielsen så tidligt som i 1966 gennemført studier af det marsk-, lagune- og barriersystem, der dominerer denne del af øen. Yderligere er der med aperiodiske mellemrum genopmålt et mindre antal kystprofiler helt frem til midten af 1990'erne. Bo Elberling har også mange års erfaring med forskning i det arktiske miljø (Nordgrønland, Canada og Antarktis) og havde tillige også besøgt området (i forbindelse med en fugleoptælling). Der var således en god faglig baggrund, tidligere observationer i området, og dette, sammen med godt kendskab til den logistik Arktisk Station kunne stille til rådighed, gav et optimalt udgangspunkt for årets naturgeografiske kursus.

Hovedtrækkene i geomorfologien, sedimentologien og vegetationsdækningen ved Noorujuk – for næsten 40 år siden – var således kendte, og dannede dermed et fint udgangspunkt for et studium af en udvikling af et arktisk landskabssystem bl.a. i en ”global change” sammenhæng. Den overordnede problemstilling for dette kursus gav dermed sig selv med den styrke som moderne GPS-opmålings- og ekkopejlingsteknik samt klima-, hydrografi- og jordbundsudstyr kunne bringe.

Forberedelser i forårssemestret, hvor alle deltagere gennemgik relevant geologisk, geomorfologisk, jordbunds- og botanisk litteratur og analyserede satellit- og flyvebilleder fra det valgte område, blev i feltfasen fulgt op med gruppevisse undersøgelser inden for 4 temaer. 1) landskabets barriere- og ”tidal inlet” udvikling med målinger af hydrografien og sedimenttransporten i tidevandskanalen, 2) bathymetrien foran barrieren specielt mht. årsager til den tilsyneladende stabile placering af et markant knæk på barrieren - selve Noorujuk, 3) marskens geomorfologisk og sedimentologiske udvikling, herunder forsøg på præcise studier af sedimentationsraterne og endelig 4) indsamling af nødvendige jordbundsdata og vegetations- og terrænkarakteristik samt data til måling af kulstofbalancen fra den recente marsk til flere kilometer ind i de svagt stigende tidligere havbundsaflejringer – nødvendige ”ground truth” informationer for tolkningen af satellitbilleder over området.

Hele kursusperioden var præget af et overdådigt vejr med 24 timers sol i døgnet fra en stort set skyfri himmel og med høje temperaturer (relativt). Flakkerhuk er berømt eller snarere berygtet for sine mange myg, hvilket kræver sin M/K for ikke at blive vanvittig, specielt når man graver et jordbundshul eller står stille og laver landmåling. Og i dette års varme, solrige og stille vejr var myggeintensiteten ikke bare stor, den var ekstrem. De aspirerende arktikers høje tolerance

tærskel over for denne plage var derfor imponerende og tilsyneladende uden påvirkning af arbejdsmoralen, en god "korpsånd" og et rart, til tider muntert, socialt samvær alle imellem. De første 2-3 dage ekskurserede vi i Arktisk Stations omgivelser bl.a. guidet af stationens videnskabelige leder, botaniker Bente Jessen Graa, der gav en fin introduktion af den arktiske flora. De sidste 2-3 dage af kurset Sejlede vi med stationens forskningsskib "Porsild" til Equip Sermia og besøgte indlandsisen og den særdeles aktivt kælvende gletscher.

Lærerne vil betegne dette års feltkursus som en succes først og fremmest bedømt ud fra den ildhu de studerende mødte frem med og ikke mindre hvad angik det faglige udbytte de er kommet hjem med. En velfungerende Arktisk Station bidrog også til et godt forløb med stor hjælpsomhed fra det faste personel. Derfor en varm tak til stationsleder Kjeld Mølgaard, den videnskabelige leder Bente Jessen Graa og økonoma Barat Thygesen, sidstnævnte bl.a. for servering af spændende grønlandsk kost. En særlig tak til "Porsilds" besætning, skipper Frederik Grønvold og matroser, der foruden transport til og fra lokaliteten bistod os i forbindelse med undersøgelserne i det kystnære farvand ud for Noorujuk.

Bo Elberling, Jørgen Nielsen og Niels Nielsen

Indledning

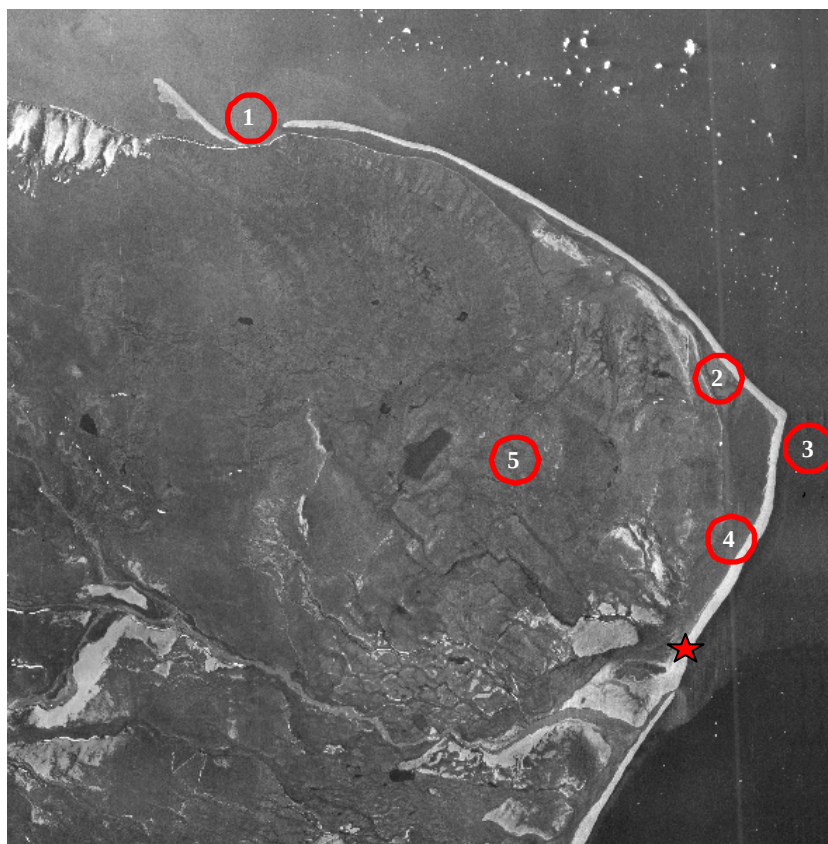
Naturgeografi er spændende og rigtig spændende når det foregår i Grønland. 10 dage med feltarbejde, dåsemad og midnatssol. Det var betingelserne, for 14 studerende fra Geografisk Institut der deltog på naturgeografisk hovedfagskursus 2003 til Disko.

Selvom forholdene var fremmede og til tider ugæstfrie, har vi alle nydt at være i felten og arbejde med emner vi synes er spændende. Desuden er det nok svært at finde smukkere arbejdsplads end Grønland, så vi følte os rigtig privilligerede. Vi vil gerne benytte lejligheden til at rette en stor tak til Bo, Jørgen og Niels for deres kyndige vejledning og hyggelige samvær på kurset. Arktisk station samt forskningsskibet "Porsild" byder enhver der ønsker at studere det arktiske miljø optimale forhold og kan derfor varmt anbefales.

Rapporten er et resultat af de 10 dages feltarbejde og efterfølgende databearbejdning. Forarbejdet inden turen, foregik med at beskrive de generelle karakteristika af området omkring Flakkerhuk og Noorujuk og dette findes i rapporten som *Områdebeskrivelse*. Derudover har Jacob og Klaus valgt feltlokaliteten som område for deres bachelorprojekt.

Resultatet af feltarbejdet findes i de efterfølgende 8 artikler, der dækker alt fra kysten til jordbunden. Nedenstående kort viser projektgruppernes arbejdsområder.

1-3 viser de lokaliteter hvor kysten og det marine miljø er blevet undersøgt. **4** angiver marsklokaliteten og **5** er området hvor jordbundens kulstofpuljer er blevet studeret og vegetationskortlægningen er foretaget. **Stjernen** angiver hovedlejrens placering på barrieren.



Figur 1. Figuren viser de lokaliteter, som projektgrupperne i Naturgeografisk Hovedfagskursus arbejdede ved. Billedet er et flyfoto taget i 1953.

Deltagerne på Naturgeografisk Hovedfagskursus 2003



- Bagerste række: Niels Nielsen (Lektor), Klaus B. Vestergaard, Peter L. Christoffersen, Rikke Bastrup og Jørgen Hollesen.
- Midterste række: Kjeld Mølgaard (Stationsforvalter), Thomas H. Hansen, Laura G. Addington, Lea B. Schmidt, Jan W. "Outdoor" Nielsen, Louise A. Jensen og Helle Vittinghus.
- Forreste række: Jørgen Nielsen (Lektor), Anke Struve, Jacob M. Grande, Steffen Svinth, Jesper R. Christiansen og Bo Elberling (Lektor).

Dagbog

fra onsdag d. 25. juni – torsdag d. 10. juli

Onsdag d. 25. juni

Afgang fra københavns lufthavn kl. 06.30. Turen gik til kangerlussuaq med Greenland airways. Fra Kangerlussuaq fløj vi videre til Assiat i et mindre fly. Blå himmel og solskin gav os en lækker udsigt over det glaciale landskab langs kysten og kanten af indlandsisen.

Fra Assiat sejlede 12 af os med M/S Porsild videre til Godhavn, Disko. På grund af kapaciteten på Porsild måtte de sidste 5 desværre flyve til Disko i helikopter.

Torsdag d. 26. juni

Formiddagen gik med omproviantering af vores tilsendte udstyr og indkøb af friske madvarer. Om eftermiddagen vandrede vi en tur til Kuanit; et facinerende sted, udformet i søjlebasalt. Bente, biolog og arktisk stations tekniske leder, gav os et indblik i den typiske vegetation på Disko.

Fredag d. 27. juni

Vi stod alle tidligt op og begyndte vandreturen til Lyngmarksfjeldet. Dagen var grå og skyerne hængte lavt, så i cirka 1000 meters højde kom vi op over skyhavet. Et fantastisk syn, da flere af isbjergtoppene, langt ude på havet stak op mellem de lave skyer og lignede mininunatakker. Da vi nåede målet blev vi modtaget af omkring 10 spande glammende slædehunde. En smuk og meget grønlandsk kulisser.

Lørdag d. 28. juni

Vi lastede Porsild med alt vores værdifulde proviant: pulverkaffe og dåsemad var klart de vigtigste. Vi var klar til afgang kl.12 og turen gik fra Godhavn til Flakkerhuk, vores hjem de følgende par uger. 12 sejlede med porsild og fem med Niels i limboen. Dagens modtagelseskomité var 10 spande stikkende myg, AV. Vi slog lejr på stranden. Lejren bestod af et stort hvidt arbejds/mad-telt med de private telte spredt rundt om. Toilettet blev bygget af en rusten tom olietønde med et par brædder på. Ikke ligefrem Hilton, men med den bedste udsigt der nogensinde har været på et toilet, men det havde myggene også fundet ud af...

Søndag d. 29. juni - Torsdag d. 3. juli

Dagene gik med feltarbejde. Alle arbejdede hårdt og fik røde prikker af de mange myggestik. Isbjergene buldrede og bragede ude i Diskobugten, så det lød som et tordenvejr, "Grønlandsk torden", alt imens solen stod højt på en skyfri himmel.

Fredag d. 4. juli

Da vejret var strålende tager vi på vandreekskursion til hinandens feltlokaliteter. Vi så alle landskabselementerne i området og endte oppe i et gammelt dødislandskab. Vi fik også at føle hvordan jordbundsfolkene må have det når de står i et hul og graver og myggene går amok. Vi skyndte os ud til kysten.

Lørdag d. 5. juli

Efter en lang dag med feltarbejde og sol, tog et par stykker deres fiskestænger frem. Laksene ringede i vandet og snart blev der kæmpet på livet løs for at få aftensmaden hevet i land. I alt blev der fanget syv store laks.

Søndag d. 6. juli

Laksefest. Om aftenen lavede vi bål og grillede ørrederne derover. Et par af pigerne lavede rosmarinbrød, og andre byggede et langbord af fiskekasser fundet på stranden. Sikke et festmåltid. Resten af natten stod den på råhygge og snobrød rundt om bålet i midnatssolen.

Mandag d. 7. juli

Sidste dag med feltarbejde. Alle var kommet i hus med deres målinger og var godt trætte i kroppen og sind, men ikke mætte på nye oplevelser. Porsild ankom sidst på eftermiddagen og aftenen gik med pakning af udstyr.

Tirsdag d. 8. juli

Lejren var pakket kl.13 og vi sejlede mod Equip Sermia, en kælvende gletscher. Endnu var vejret med os og sejlturen gik uden problemer, næsten. Equip Sermia er en fantastisk smuk lokalitet, men også voldsom. Det fik vi, at føle da speedbåden med to ombord kom i nærkontakt (af 4. grad) med adskillelige, kæmpe kælvingebølger. Ingen kom heldigvis noget til og lejren blev placeret med udsigt over fjorden og gletscherfronten.

Onsdag d. 9. juli

Vandretur til Indlandsisen. Et af de eneste steder i Grønland hvor man kan gå op på Indlandssien. Det var en lang og hård, men fantastisk tur. Trætte hjemvendt blev der lavet trangiamad, pandekager og underviserne gav øl.

Torsdag d. 10. juli

Morgenen startede med vandretur til gletscherfronten af Equip. Herfra havde vi udsigt henover gletscherens opsprækkede overflade. Om formiddagen blev vi hentet af Porsild, med en del besvær, da gletscheren i løbet af natten havde besluttet sig til at dække hele fjorden med grødis. Efter en ombordsstigning på Porsild der var en actionfilm værd, slappede vi alle sammen af og tænkte på det varme bad der ventede inde i Jakobshavn. På havnen sagde vi farvel til underviserne og sagde på gensyn. hinanden. Bo tog tilbage til København, Niels og Jørgen fortsatte med en ny gruppe og vi, studerende, tog videre på egen hånd.

Onsdag d. 23. juli

Alle (undtagen Bo) mødtes i Kangerlussuaqs lufthavn og fløj glade og trætte til København sammen. Alle synes turen havde været helt fantastisk og udbytterig på flere planer, både fagligt og personligt.

Områdebeskrivelse

Grønlands og dermed Diskos geografi er meget forskellig fra den danske, så for at sikre at læseren af denne rapport har den bedst mulige baggrundsviden om grønlandske forhold, vil der i det følgende blive fokuseret på emner, der har direkte indflydelse på det fysiske miljø.

Øen Qeqertarsuaq, hvilket kan oversættes til "øen i midten", kaldes Disko på dansk og er beliggende på 69° N og 53° W midt på den grønlandske vestkyst ud mod Davisstrædet. Byen Qeqertarsuaq (Godhavn) på øens sydspids er den eneste tilbageværende by hvorfor resten af øen er stort set uberørt af mennesker, hvis man ser bort fra den i 1973 nedlagte mineby Qutdligsat. Øen er på størrelse med Fyn, og er alt overvejende domineret af bjerge på op til 1600 m.o.h.. På den aller østligste del af øen finder man et meget fladt og lavtliggende landskab som hælder svagt i retning mod havet hvor kysten, meget atypisk for Grønland, består af en sandstrand/barrierrekyst.

Kysten og barrieren, hhv kaldet Flakkerhuk og Noorujuk, samt det tilstødende bagland var målet for det naturgeografiske hovedfagskursus, 2003.

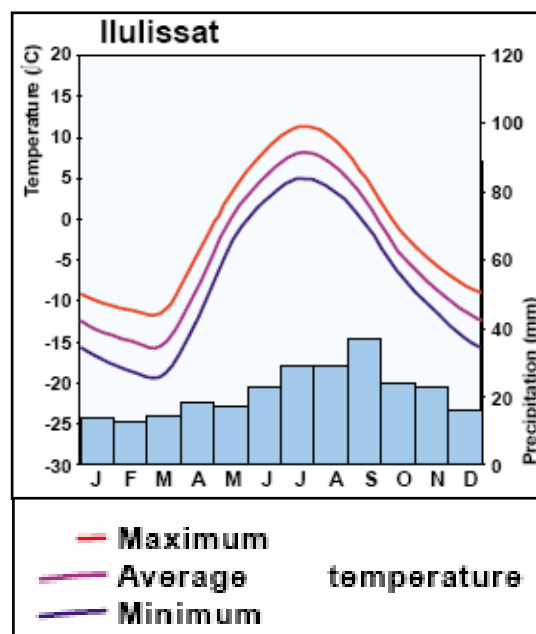
Klima

Ifølge Köppens klimaklassifikation er Disko beliggende i den polare zone (E). Karte (1979), klassificerer området som subarktisk, maritimt, periglacial zone. Klimaet i Diskoområdet er primært domineret af højtrykscellen over den grønlandske indlandsis. Endvidere påvirkes det af de lune nordgående havstrømme i Davisstrædet, som bevirker at havet normalt kun isdækket i 5-6 måneder af året. Udbredelsen af havis i Disko Bugt kan variere meget og dermed lufttemperaturen i de kystnære områder. Selv midt på vinteren kan havisen bryde op hvorfor pludselige temperaturstigninger kan forekomme. Kraftige föhnvinde af stormstyrke er et hyppigt tilbagevendende fænomen. På grund af den adiabatisk opvarmning ved nedstigningen fra indlandsisen kan föhnvinden hæve lufttemperaturen lokalt til 10-15° C over frysepunktet selv midt på vinteren. Variationen i årsmiddel-, minimums- og maksimumstemperatur samt nedbør for Ilulissat (Jakobshavn) for normalperioden 1961-90 er vist i figur 2. Et egentligt gennearbejdet klimadatasæt for Godhavn på Disko mangler stadig at blive bearbejdet hvor-



Figur 1. Diskoøens placering på den grønlandske vestkyst (indsat: topografisk kort over Disko)

Kilde: www.qeqertarsuaq.gl

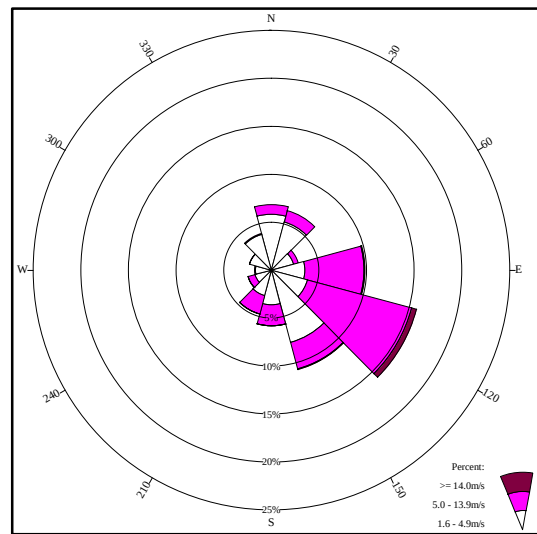


Figur 2. Temperatur- og nedbørsnormaler 1961-90 for Jakobshavn

Kilde: WMO, 1998 fra www.bmp.gl

for data fra Ilulissat er anvendt her.

Som det ses af figur 3 er det de østsydøstlige vinde, der dominerer i periode 1991-99. Det er fra denne retning at de kraftige föhnvinde blæser, men ser man bort fra disse enkeltstående hændelser er vinden i hele Disko området generelt svag ($< 4 \text{ ms}^{-1}$) (Jørgensen, P. V., 2003). Lokalt ved Noorujuk vil vindrosen have en anden fordeling af vindretningerne pga. andre eksponeringsforhold. Egentlige målinger på årsbasis findes ikke, så for at danne et indtryk af vindklimaet om sommeren, blev der etableret en klimastation ifm. hovedfagskurset. Data herfra er nærmere beskrevet i rapportens første artikel.



Figur 3. Vindrose for Jakobshavn lufthavn 1991-99

Kilde: Cappelen et al., 2000

Disko's Geologi

Den geologiske lagserie på Disko omfatter prækambriske gnejser, sandsten og shale fra kridt til tidlig tertiær (Danien) og plateaubasalter fra tertiær, tills og interglaciale sedimenter fra kvartær. Geografisk ligger Disko i *Rinkian mobile belt*, men de ældste bjergarter (prækambriske gnejser) kan kun ses få steder, i geologiske "vinduer", da de er overlejret af sedimenter og plateaubasalter. Et af disse "vinduer" findes ved Arktisk station og Qeqertarsuaq (Godhavn), som ligger på en hævet gnejsryg. Gnejsernes geologiske herkomst er ikke bestemt med sikkerhed, men er højst sandsynligt dannet i forbindelse med en bjergkædefoldning. En hiatus i lagserien fra ordovicium til jura har perforeret diskoområdets geologiske historie, se figur 4 (Escher & Watt, 1976).

Sedimentationen af klastiske sedimenter fra kridt er foregået i det vestgrønlandske bassin, som var afgrænset mod øst af det prækambriske skjold og mod vest af det nordamerikanske kontinent. Disko udgjorde en del af dette bassin og fungerede som et delta, hvor erosionsmateriale fra de højereliggende landmasser mod øst blev aflejret. Kulaflejringer antyder at flodsletterne har været frodige á la nutidens Mississippi floddelta i Texas, USA.

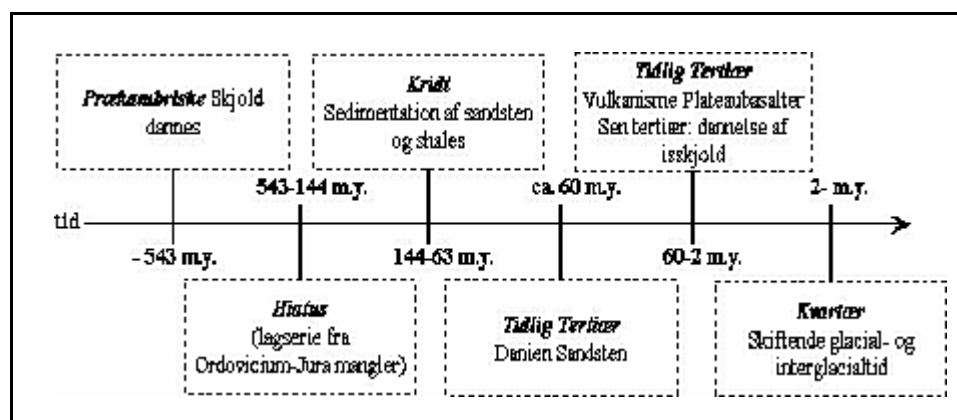
Aflejringen er foregået i hele kridttiden, og kaldes Atane formationen, og fremstår som lyse lag af sandsten og lag af mørke skifre og kullag. Fælles for de sedimentære bjergarter er, at de er blevet dannet i en tektonisk stabil periode (Escher og Watt, 1976).

Efter Danien var der kraftig vulkansk aktivitet, som dannede plateaubasalterne. Udbrudene fandt sted i forbindelse med opsprækningen af Davies Strædet (vest for Disko). Denne opsprækning forårsagede forkastninger på Disko med efterfølgende lavaudstrømning fra sprækker.

Plateaubasalterne kan deles op i to formationer. Den ældste hedder Vaigat, den anden formation hedder Maligat (Larsen *et al.*, 2002).

Den nederste del af Vaigat formationen består af vulkanske breccier og pudelavaer, og er dannet under vand ved lynafkøling. Efterhånden er bassinet blevet fyldt op og lavaen har derfor flydt på land. Dette har betydet at basalten har en anderledes karakter, og fremstår som en tydelig bänk med en massiv nedre del og porøs øvre del. Både Vaigat og Maligat formationerne besidder sidstnævnte træk (Escher og Watt, 1976).

I slutningen af tertiær blev klimaet koldere og et permanent iskjold blev dannet i Grønland og nåede maksimum i istiderne. I kvartær har Disko været isdækket i istiderne og de overfladenære aflejringer består derfor af tills, samt interglaciale aflejringer.

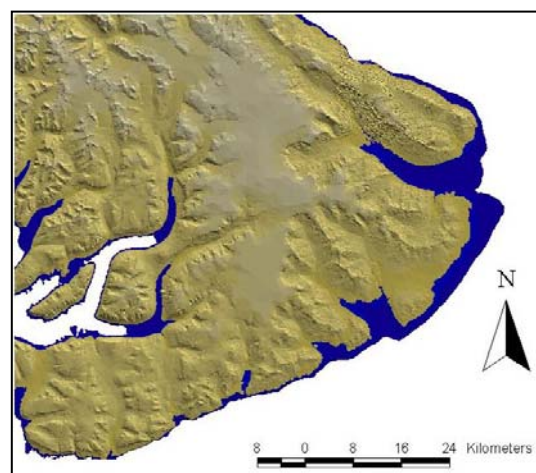


Figur 4. Geologiske perioder repræsenteret i lagserien på Disko

Holocæn landskabsudvikling

Landskabsudvikling ved Noorujuk gennem holocæn, er resultatet af balancen mellem isostasi og eustasi. Isostasien er her af meget lokal karakter, mens eustasi er af global karakter. Således er der lokalt på Disko mere end en halv meters forskel på den isostatistiske hævnung fra vest mod øst, da den østlige del har været underlagt større og tykkere mængder is i længere tid end Vestdisko.

Eustasi har i takt med tilbagesmeltningen af specielt det nordamerikanske (Laurentiske), og Fænoskandiske issjokjold hævet vandstanden i verdenshavene med ca. 120m. Afsmeltning fra det anarktiske og grønlandske iskjold har også bidraget til havspejlsstigningen, men i mindre grad da de i kraft af deres topografi har overlevet mellemistider i de sidste hhv. 25 og 2 mill. år. Diskoøen er blevet isostatisk hævet i størrelsesordenen 80m i sydvest til 200 m i nordvest og havene omkring steget 120 m. som følge af eustasi. I dag er der således områder i syd hvor det tidlige holocæne landskab ligger på 40 m dybde og områder i nord der ligger i 80 meter over middelhavspejlet. Den isostatistiske hævnung på Disko stoppede for 4.500 år siden, på et tidpunkt hvor den grønlandske indlandsis havde været bortsmeltet i 2.500 år. Den isostatisk hævnung kunne dog ikke holde trit med den eustatiske havspejlsstigning, hvorfor eustasi i dag er bestemmende på landskabsudviklingen. Tidligt i holocæn dukkede den sydøstlige del af Disko op af havet, hvilket fossile kystlinier i optil 80 m.s.l. bevidner (Rasch & Nielsen, 1995). Den relative havspejlsændring ligger i dag på +58 mm pr. 100 år ved Godhavn på Vestdisko, og +117 mm pr. 100 år ved Jakobshavn på fastlandssiden af Disko bugt (Nielsen, 1969). Den relative havspejlsændring ved Noorujuk er usikker, men antages her at følge udviklingen i Godhavn.



Figur 5. Havspejlet 80 m over m.s.l.

Transgressive faser har kysten oplevet før; udviklingen i det holocæne landskab kan derfor skitseres som følger:

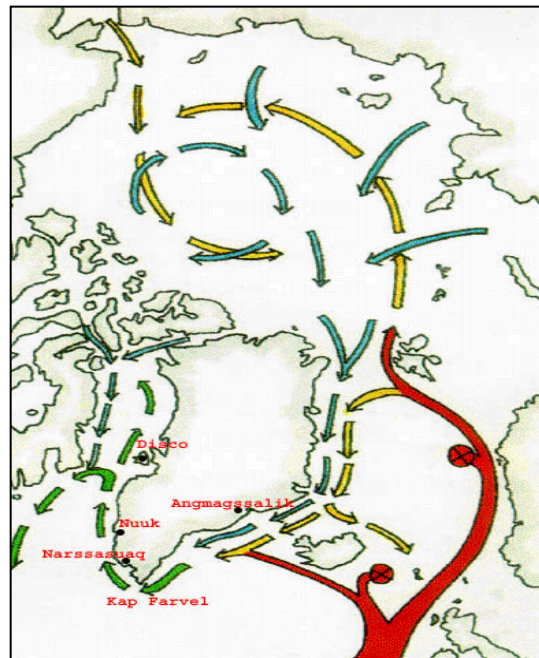
10.000 BP	Vestdisko bliver isfrit (R.S.L. -3cm p.a., havspejl +80 m.s.l.)
7.000 BP	Østdisko bliver fri af Indlandsisen (havspejl +30 m.s.l.) Herefter vekslende stadier af gletschere lokalt på Disko.
4.700 BP	Havspejlsniveau som i dag (dog mindre transgression ved Tuapaat – NGHFK – 1991) herefter falder R.S.L. til under nuværende niveau.
2.500 BP	Noorujuk transgredes, for senere at progradere.
2.000 BP	Dorset-kultur på Sydøstdisko bosætter sig under m.s.l. (køkkenmødding fundet under m.s.l.)
1.000 BP	Vikingebosættelser under m.s.l. i Nuuk (Godthåb)
800 BP	Lille istid sætter ind – Vest bygd lukker og slukker.
600 BP	Sydøstdisko transgredes
70 BP	Foreløbig sidste større transgression. (Lille istids ophør)

Havis og hydrografi i Diskobugten

Havstrømmene omkring Grønland domineres af den vestgrønlandske og den østgrønlandske havstrøm. Begge strømme genereres af et overskud af ferskvand i Polhavet stammende fra de russiske floder. Dette overskud presses ud gennem Nares Strædet (Vestgrønland) og Fram Strædet (Østgrønland) (se figur 6). Strømmen af koldt vand gennem Fram Stræde og ned langs Grønlands østkyst er volumenmæssigt langt større end strømmen gennem Nares Strædet (Baffin Strømmen). Syd for Færøerne udskiller Golfstrømmen en sidegren kaldet Irmingerstrømmen. Denne strøm, der består af forholdsvis varmt vand fra troperne, afbøjes syd for Island og løber ned langs Grønlands østkyst (se figur 6). Rundt om Kap Farvel (sydspidsen af Grønland) fortsætter både den østgrønlandske strøm og den varmere Irmingerstrøm op langs vestkysten, hvor de gradvist afbøjes mod vest, for på den måde at møde den sydgående Baffin strøm. Det vil sige ved vestkysten (østlige Davis Stræde) er strømmen nordgående og ved den canadiske østkyst (vestlige Davids Stræde) sydgående. Irmingerstrømmens relativt varme vand medfører at vandene omkring det sydvestlige Grønland op til Nuuk/Maniitsoq ikke fryser til, selv om vinteren.

Havstrømme i Diskobugten

Strømningmønstret i Diskobugten er styret af tre overordnede vandinput. Den relative varme vestgrønlandske strøm fra syd, den koldere og mindre saline Baffin Strøm fra nord samt terrestisk og meteorologisk tilført smelte- og regnvand. Hovedparten af smeltevandet stammer fra afsmeltningen af isbjerge i den sydøstlige del af bugten (Ilulisaat Isfjord). Det opblandende og relativt let ferske vand strømmer af som en overfladestrømning ud gennem bugten mod vest og mod nordvest gennem Vaigat (sundet nordøst for Disko). Overfladestrømmen modsvares af en indadgående bundstrøm fra vest som giver anledning til upwelling langs Diskos sydkyst og i den østlige del af bugten (se figur 7). Undersøgelser af bl.a. salinitet tyder på at størstedelen af bundstrømmen stam-



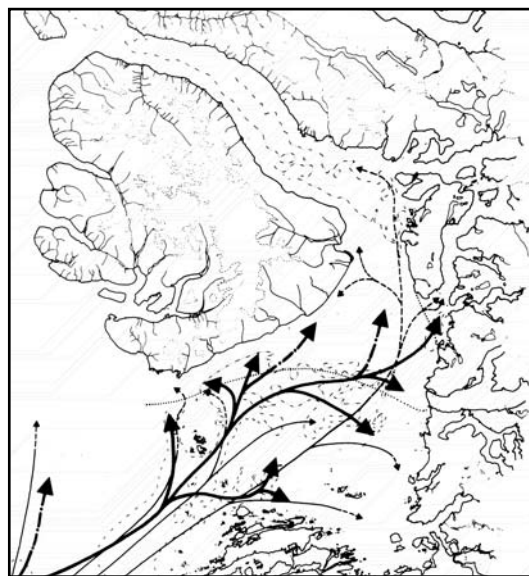
Figur 6. Havstrømme i Polarhavet. Det varme og saltholdige vand fra den Nordatlantiske Strøm (rød) løber nordpå. En del af vandet synker ned i dybvandet (cirkler). Fersk vand (blå) fra de russiske- og canadiske floder løber ind i Polarhavet. Her sker der en opblanding af de to vandmasser og den Østgrønlandske Strøm fortsætter som blandingsvand rundt om Kap Farvel

mer fra den vestgrønlandske strøm. Der kan dog forekomme store variationer i de beskrevne strømforhold pga. specielle vindforhold (föhnvinde) og tidevand. Middeltidevandsforskellen er 1,4 m, men varierer i bugten fra 0,3 m til 2,8 m. Der er tale om et semidiurnalt tidevand med en markant døgnlig ulighed. Flodstrømmen bremser den udadgående strøm, hvilket har betydning for transporten af isbjerge fra bl.a. Jakobshavn Isfjord.

Havis

Udbredelsen af havis afhænger hovedsageligt af lufttemperatur og havets salinitet. Dannelsen af havis finder bedst sted, hvor ferskvandstilførslen er stor, og hvor kolde havstrømme dominerer. Desuden kan havis forekomme, hvor isen er drevet ind i et område af overfladestrømme og vinden. For isbjerge er det i højere grad de dybereliggende strømforhold, der bestemmer, hvorhen de driver, da disse ofte stikker meget dybt under overfladen. Figur 6 illustrerer havstrømmene, der styrer udbredelsen af havisen. De kolde havstrømme, Baffin og især den østgrønlandske, fører store mængder af polaris (vestisen og storisen) syd over. Polaris defineres som flerårig is, der stammer fra Polhavet.

Havisen er gennemsnitlig mellem 3,0- 4,5 m tyk og isen flyder rundt i Polhavet i ca. 1-7 år. Den er brudt op i kilometer store flager, og når disse rammer ind i hinanden opstår såkaldte isskruninger, der kan blive 20 – 30 meter dybe og flere meter høje. I områder, hvor flagerne skilles, dannes render, som om vinteren hurtigt fryser til med ny is, men om sommeren forbliver åbne i dage- eller ugevis. Udbredelsen af havis er størst omkring marts og mindst i september til oktober. Variationerne fra år til år er dog betydelige. Således kan samtlige grønlandske havne fra Kap Farvel op til Disko Bugt være isfri i flere år i træk.

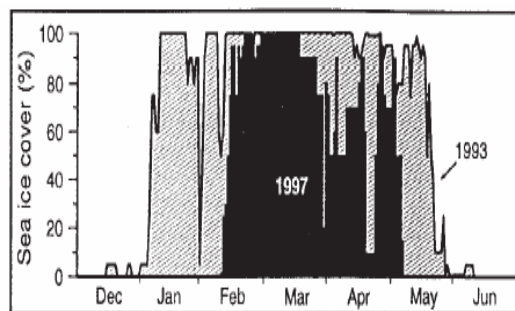


Figur 7. Hovedstrømninger i Diskobugten.

Havis i Disko Bugt

Det er forholdet mellem havstrømme, temperatur, salinitet og vindklimaet, der er afgørende for, hvornår Disko Bugt fryser til. Udover havisen findes en høj koncentration af isbjerge fra kælvende gletschere året rundt, hvor størstedelen stammer fra Jakobshavn Isbræ, som siges at være Grønlands største kalvisproducent.

I løbet af en normal vinter forekommer havis i perioden fra midten af januar til slutningen af maj. Milde vintre kan dog begrænse perioden til at starte i februar og slutte sidst i maj, mens der i kolde vintre kan forekomme havis i perioden december til sidst i juni (se figur 8). Den længste periode registreret siden 1958 er indtil tidlig juli (1970). Ofte bryder isen op tidligere i den østlige del af bugten pga. upwelling af den relativt varmere, mere saline bundstrøm samt föhnvinde.



Figur 8. Dagligeobservationer i 1993 (normal vinter) og 1997 (mild vinter) fra arktisk station

Arktisk kystmorfologi

Om sommeren ligner barrierekyster i arktis til forveksling kyster under varmere himmelstrøg, men de lange og hårde vintre ændrer morfologien markant på barrierekyster som følge af de arktiske kystprocesser. Bølgeopskyl og tidevand danner en isfod, som er en markant isform på forstranden. Højden af isfoden bestemmes af det højeste tidevand samt bølgeopskyl. På havoverfladen begynder dannelsen af havis, der afhængigt af salinitet begynder når vandtemperaturen når under -4°C (Short, 1999). Havisen reducerer bølgepåvirkningen af kysten markant, men opbrud i havisen i løbet af vinteren kan dog igangsætte bølgepåvirkningen af kysten igen.

Havisen fungerer som sedimenttransportør om vinteren. Ved lavvande kan sediment blive indlejret i isen ved at grundstødt havis fryser fast til bunden på det indre strandplan, hvorefter sedimentet ved højvande løftes med isen op. Afhængigt af om havisen skyller op på forstranden eller driver ud på dybere vand, kan isen således påvirke sedimentbudgettet både negativt og positivt. Når vinteren slutter (maj-juni) og temperaturen i luften stiger igen smelter havisen bort, hvorefter bølger igen kan påvirke kysten. Den is som i løbet af vinteren er skyllet op på forstranden begynder at smelte, og det sediment der er indlejret i isen smelter fri og ligger tilbage i små sedimentdynger. Hvis dette sediment adskiller sig fra strandens udgangsmateriale, får vi herved en "teksturforurening" af stranden (Nielsen, 1982). Bølgeopskyl udjævner de efterladte sedimentdynger og overlejrer den sidste is med sediment, som ved senere bortsmeltning efterlader små indsynkninger i sandet. Ved isfodens bortsmeltning efterlades der en lodret væg som et negativt aftryk af dens profil. Ved det førstkomende højvande eller storm, bliver alle disse arktiske former dog udjævnet, og kysten bliver igen, sommen over, påvirket af de almindelige kystmorfologiske processer.

Det periglaciale miljø

Diskoøen betegnes som en del af den kontinuerlige permafrost zone (Weidick, 1968). Dette begrundes ved adskillige observationer af blokgletschere (Humlum, 1982), "open system pingo's" (Christiansen, 1995), iskiler og polygonjorde, hvilket indikerer geomorfologiske træk der kendetegner aktiv permafrost. Øen er snedækket cirka 10 måneder om året, fra september til juni.

Fra 1991-2001 var den årlige middeltemperatur -4.2°C (Hansen et al, 2002) Med en geothermal gradient i området på 0.033°C pr. m. (Humlum, 1998) giver det en potentiel permafrost tykkelse på 138.6 meter. Da temperaturen under den lille istid var ca. 2°C under den nuværende, er det højst sandsynligt, at dette skøn er for lavt på grund af temperaturbølgens forplantningshastighed (Humlum, 1998).

Fra 1991-2001 blev den øverste del af jordbunden der tør op om sommeren, kaldet aktivlaget, målt til at variere mellem 170-190 cm, alt efter månedernes middeltemperatur (Hansen et al, 2002). Aktivlagets optøning starter når temperaturen i 5 cm's dybde stabiliseres over 0°C , omtrent i starten af juni. Når overfladetemperaturen stabiliseres under 0°C , ca. i slutningen af september til i starten af oktober, begynder aktivlaget at fryse igen. Nedfrysningen er først total i slutningen af året, varierende fra december til januar, når hele laget er under -1°C . (Hansen et al, 2002).

Flora på Disko

Grønland er det område af arktis der har den største nord-sydgående udstrækning på ca. 2700km og strækker sig fra under 60° nordlig bredde til over 80° nordlig bredde. Dette skaber stor variation i klima og jordbundsmæssige forhold. Grønland kan som følge deraf inddeles i 4 plantebælter; subarktis, lavarktisk, mellemarktisk og højarktisk. Disse kan videre opdeles i kontinental eller oceanisk afhængig af afstand fra havet og dets påvirkning (Bay, 2000).

Vegetationen på Disko klassificeres som både lavarktisk og mellemarktisk fordi den ligger mellem 69,5 og 70,5 grader, og plantegrænsen mellem høj og lavarktisk er sat ved 70 grader (figur 9).

Den korte vækst periode, lave sommer temperaturer og derved den kolde jordtemperatur forhindrer trævækst på Grønland. Derfor er flora domineret af lave buske, mos, hede og urter.

Lavarktisk plantebælte - Juli temperatur mellem 5-10°C

Det lavarktiske plantebælte er domineret af Urteli og dværgbuskheder. Urteli er betegnelsen for et plantesamfund domineret af urter så som mælkebøtten og pileurt. Urteli findes hvor der er vand til rådighed hele sommeren, hvor jorden er veldrænet og hvor der er gode næringsforhold. Urteli er altid snedækket vinteren over og er derfor beskyttet mod frost. Snedækket smelter imidlertid så tidligt at det ikke virker vækst hæmmende. Revlingen findes ved den kølige og nedbørsrige ydre kyst (Foersom et al., 1997).

Specifikt for det sydlige Disko findes der store områder med mosepartier omkring basaltområdets varmekilder (2-4°C). Disse partier vokser pga. en kontinuerlig vand tilførsel, selv om vinteren. De omtalte varmekilder giver også gunstige forhold for orkideer og der kan findes 4 orkidearter i området (Bay, 2000).

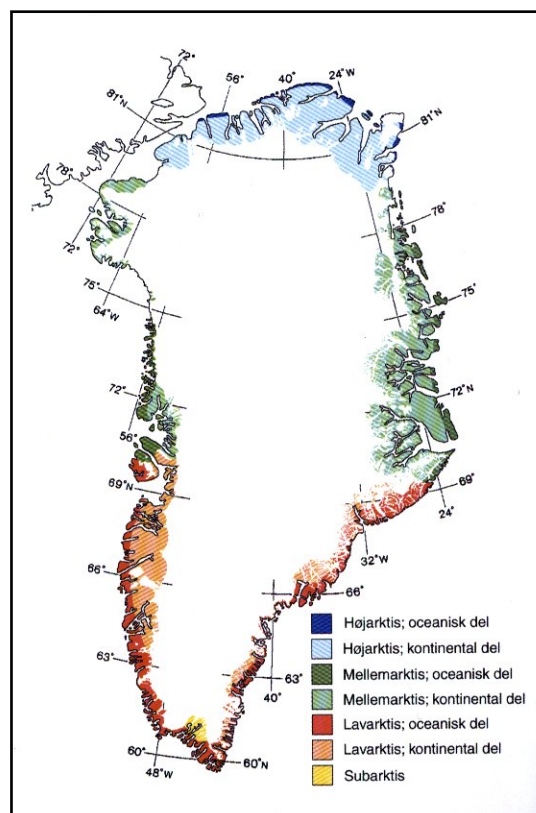
Referencer

Bay, C. (2000) i Jakobsen B. H., *Topografisk Atlas Grønland, Atlas over Danmark serie II Bind 6. Det Kongelige Danske Geografiske Selskab og Kort og Matrikelstyrelsen. C.A. Reizels forlag. København 2000.*

Cappelen, J., Jørgensen, B. V., Laursen, E. V., Stannius, L. S., og Thomsen, R. S. (2000) *The Observed Climate of Greenland, 1958-99 - with Climatological Standard Normals, 1961-90. DMI teknisk rapport 00-18.*

Christiansen, H.H. (1995): Observations of Open System Pingos in a Marsh Environment, Mellemfjord, Disko, Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift*, vol.95, 42-48

Escher, A. & Watt, W.S. (1976). *Geology of Greenland. The Geology Survey of Greenland, Denmark.*



Figur 9. Plantebælter i Grønland (Bay

Foersom, Th., Kapel, O. Finn, Svarre Ole (1997): *Nunatta Naasui - Grønlands flora i farver. 3. udgave, 1. oplag. Atuakkiorfik Ilinniussiorfik, Nuuk*.

Hansen, B. U. Nielsen, N. & Humlum, O. (2002): Meteorological observations in 2001 at the Arctic Station, Qeqertarsuaq (69°15'N), Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift*, vol.102, 103-105

Humlum, O. (1982): Rockglacier types on Disko, Central West Greenland, *Geografisk tidsskrift*, vol.82, 59-66.

Humlum, O. (1998): Rockglaciers, Disko Island, Greenland. www.NSIDC.org

Jørgensen, P. V. (2003). Weather Statistics for Airports 1996-2001 Denmark, Faroe Islands and Greenland. 2nd edition. *DMI teknisk rapport 03-03*.

Larsen, L.M., Dahl-Jensen, T. & Pedersen, S.A.S. (2002). TEMANUMMER Geologiske Naturkatastrofer – Fjeldskred i Grønland. *Geologi, Nyt fra GEUS* nr. 3

Nielsen, N. (1969). Morphological studies on the eastern coast of Disko, West Greenland. *Sætryk af Geografisk Tidsskrift bind 68*.

Nielsen, N. (1982). *Periglacial former på kysten opbygget af løse sedimenter – nogle iagttagelser fra Disko, Vestgrønland*. *Geografisk Tidsskrift* 82, p 67-73.

Rasch, M. og Nielsen, N. (1995). Coastal Morpho-stratigraphy and Holocene relative sea level changes at Tuapaat, southeastern Disko Island, central West Greenland in: *Polar Research*, 14(3), p 277-289.

Short, A. D. (1999). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England.

Weidick, A. (1968): Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland. *Meddelelser on Groenland*, 164(6), 202p.

Klimatiske observationer på Flakkerhuk, Disko, Vestgrønland

Jesper R. Christiansen og Steffen Svinth

I forbindelse med feltarbejdet på Naturgeografisk Hovedfagskursus i perioden d. 25. juni til d. 9. juli, blev der opstillet en klimastation til at måle, temperatur, vindhastighed og vindretning. Data blev indsamlet på lokaliteten i perioden d. 30. juni til d. 8. juli. Formålet med indsamling af data, blev foretaget med henblik på, at give et billede af klimaet i denne periode.

En datalogger af typen **Campbell CR10** (Campbell Scientific, 1996) blev anvendt til at logge data, med en lagerkapacitet på 29.908 linier.

Temperaturen blev målt med en **107 Temperature Probe** (Campbell Scientific, 1997). Sensoren sidder for enden af et kabel og temperaturen måles ved at registrere ændringer i modstanden, der kan omregnes til en temperatur. Sensoren er i stand til at operere indenfor et temperatur interval mellem -35°C til $+50^{\circ}\text{C}$ med en maksimal fejl på $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ når $T > 0^{\circ}\text{C}$ (Model 107 Temperature Probe Instruction Manual, Campbell Scientific, 1997). Sensoren blev beskyttet fra direkte sollys og var konstant i skygge.

Vindhastigheden blev målt med en **A100L2 Wind Speed Sensor** (Vector Instruments, 2003). Måleren er et anemometer bestående af tre kopper. Signalet der udsendes fra A100L2 er i form af en puls der kan omsættes til en vindhastighed. Den mindste vindhastighed der kan registreres er 0,15 m/s og den maksimale er 75 m/s. Op til en vindhastighed på 10 m/s måler A100L2 med en usikkerhed på $\pm 0,1$ m/s (Vector Instruments, 2003).



Figur 1. Klimamasten opstillet på Flakkerhuk, Disko. Sensorerne der er monteret i 2 meters højde måler, temperatur, vindretning og vindhastighed.

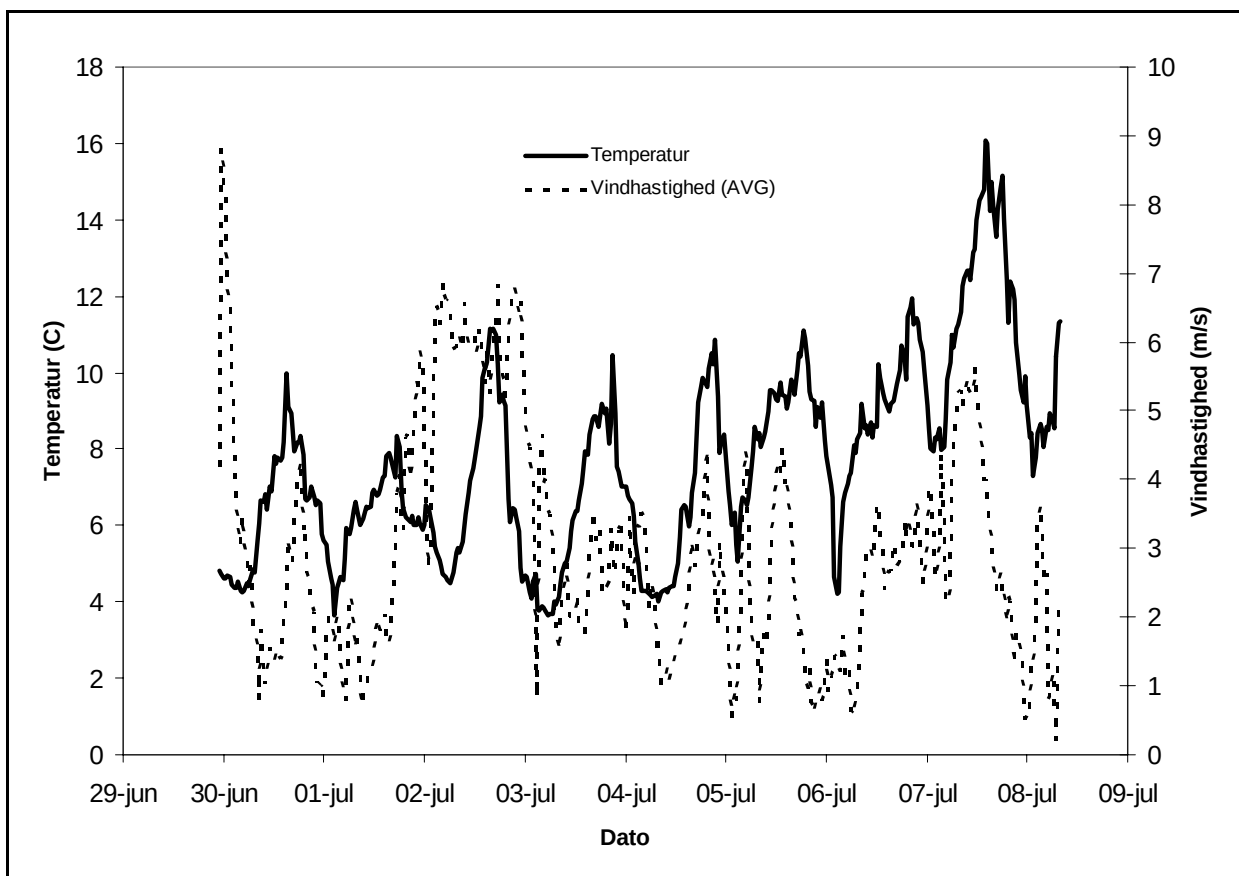
Vindretningen blev registreret med en **W200P** (Vector Instruments, 2003). Instrumentet består af en lodret vinge der indstiller sig efter vindretningen. Vindretningen måles ved hjælp af et potentiometer, der omsætter en spænding til en retning. Usikkerheden i målingen er $\pm 3^\circ$. (Vector Instruments, 2003). Alle instrumenter blev placeret i en højde af 2 meter, ved påmontering på en klimamast (se figur 1).

Programmeringen af dataloggeren blev foretaget inden feltarbejdet og alle instrumenter afprøvet. Software programmet **European SCWin** blev anvendt til at konstruere programmet til dataloggeren. Software programmet **PC200W** blev anvendt til at kommunikere mellem computeren og dataloggeren. Det vil sige, at programmet var i stand til at sende et program til dataloggeren og modtage data fra dataloggeren. I **European SCWin** blev de før nævnte sensorer (vind, retning og temperatur) valgt og scanningsintervallet blev indstillet. Programmet scannede dataloggeren for målinger hvert 10. sekund, tog et gennemsnit af de scannede målinger hver 30. minut og gemte dette resultat. Samplingen af temperatur og vindretning blev udført efter ovenstående rutine. Den gennemsnitlige vindhastighed blev ligeledes gemt hver 30. minut. Desuden blev den maksimale og minimale vindhastighed gemt for hver 30. minut.

Figur 2 viser variationen i temperatur og vindhastighed, i den målte periode, som glidende et gennemsnit af 9 målinger.

Den døgnlige middeltemperatur fra d. 30. juni til d. 8. juli var $7,7^\circ\text{C}$. Den maksimalt målte temperatur blev målt til $16,1^\circ\text{C}$. Den mindste temperatur der blev registreret var $3,7^\circ\text{C}$.

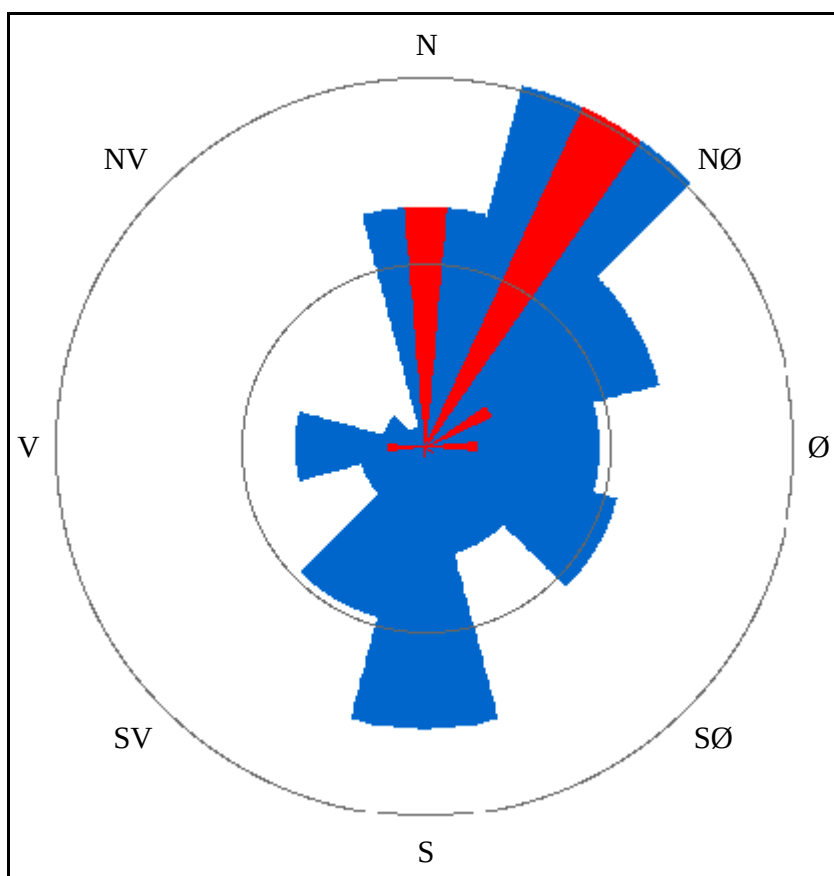
Middelvindhastigheden var $3,0\text{ m/s}$. Den størst registrerede vindhastighed var $8,8\text{ m/s}$ og den mindst registrerede vindhastighed var $0,2\text{ m/s}$.



Figur 2. Middelvindhastigheden og middeltemperaturen i perioden 30. juni til 8. juli..

På figuren ses, at temperaturen i perioden fra 30. juni til 6. juli varierer mellem en minimum temperatur på ca. 4 °C og en maksimal dagstemperatur på ca. 8 °C. Efter d. 6. juli stiger temperaturen og minimumstemperaturen d. 7. og 8. juli er ca. 7-8 °C og maksimal temperaturen d. 7. juli er på ca. 16 °C. Figur 2 viser også, at vindhastighederne i store dele af perioden var mindre end 5 m/s. Der er tre tidsrum hvor vindhastigheden overstiger 5 m/s, d. 30. juni, 2. juli og d. 7. juli. En sammenligning af kurverne for temperatur og vind afslører, at de højeste vindhastigheder generelt er sammenfaldende med de højeste temperaturer.

Figur 3 viser frekvensen af de observerede vindretninger. Det er tydeligt at de fremherskende vindretninger i perioden er fra N-NØ og S-SV. De røde partier i figur 3 viser, at vindenergien er koncentreret fra en N-NØ retning.



Figur 3. Vindrose konstrueret på grundlag af vinddata fra perioden d. 30. juni til d. 8. juli. Den **blå** farve repræsenterer frekvensen af vindretningen, den **røde** farve repræsenterer vindenergien (frekvensen x vindhastighed³).

Barrieremorfologien ved Noorujuk, Sydøstdisko, Vestgrønland

Jacob M. Grande og Klaus B. Vestergaard

Abstract. Sedimentære kyster er et udbredt fænomen i arktisk i forbindelse med større floddeltaer og smeltevandssletter, men deres beliggenhed højt mod nord langs polhavet og andre arktiske farvande, gør dem svært tilgængelige for forskere. Barrieresystemet ved Noorujuk blev undersøgt i sommeren 2003 bl.a. for tegn på transgression og årsager til den hastige barriereoddevækst der er blevet observeret ud fra fly- og satellitbilleder siden 1953. Barrierens eneste lagunegab er blevet markant mindre de sidste 50 år hvorfor det forsøges fastslået, om en afsnøring af lagunegabet er nært forestående. For at kunne arbejde med ovenstående problemstillinger, er undersøgelser fra felten samt fly- og satellitbilleder blevet bearbejdet i et Geografisk InformationsSystem (GIS).

Keywords: *barrierekyst, transgression, hurtig barrierevækst, morfodynamiske processer, afsnøring af lagunegab, Disko, Arktisk, GIS.*

Introduktion

Barrierekyster med den særegen morfologi og udtalte dynamik er vidt beskrevet i den videnskabelige litteratur Davis (1994), Komar (1998), Leatherman (1988), Petersen et al (2001), Short (1999). Barrierekyster omfatter ca. 15 % af verdens samlede kyststrækning, og forefindes på alle kontinenter og breddegrader, dog ikke i Antarktis. Fælles for de fleste barrierekyster er deres unge geologiske alder (holocæn) og store morfologiske dynamik (Davis, 1994).

Barrierekyster kan kun dannes, såfremt strandplanet har en lav gradient og at der er sediment til rådighed, samt bølger der kan transportere sedimentet. Herudover kan tidevand, æolisk transport, sedimentets geologiske oprindelse samt ændringer i det relative havspejlsniveau modificere barrierekysten lokalt (Short, 1999).

En barriereø kan defineres som et ukonsolideret aflangt legeme af sand eller grus beliggende over højvandsniveau adskilt fra kysten af en lagune eller marsk (Komar, 1998)

I det Nordeuropæiske Vadehav, på USA's Atlanterhavskyst og langs Alaskas kyster i

Bering Strædet og Polarhavet er der talrige eksempler herpå (Davis, 1994).

Barrierekysten består af en række aflejningsmiljøer, hvor sediment aflejres ved marine, æoliske og fluviale processer. Balancen mellem processernes bestemmer barrierekystens aktuelle udformning (Short, 1999).

Alt efter relative havspejlsændringer og tilstedeværelsen af tidevand og typen af bølger (dønninger eller vindbølger) varierer sedimentationsmønsteret og dermed udviklingen af barrierekysten. Orford et al. (1996) uddyber forståelsen af barrierens aktuelle udformning som en relativ vægtning mellem den tilførte sediment mængde, havspejlsændringer, landskabets geometri og bølgeklimaet. Balancen mellem disse 4 faktorer bestemmer om barrieren vokser, konsolideres, nedbrydes eller gendannes. Ifølge Orford et al.(1996) kan en barriere vokse så længe sedimenttilførelsen er tilstrækkelig hvilket betegner de såkaldte drift-aligned eller langstransportdominerende barriere. Ved mindsket sedimenttilførsel udviser barriere en grad af kannibalisme, ved at eroderes opstrøms for at progradere nedstrøms, under dannelse af bølge/ sediment celler, der til forveksling kan give kystens et rytmisk

forløb, der minder om kysttypen rhythmic bar and beach (Wright & Short, 1983). Barriere af denne type betegnes af Orford et al. (1996) under et som swash-aligned eller opskylsdominerede barriere.

Barrierekyster i Arktisk

Langs Alaskas, Canadas og Ruslands polarhavskyster finder man vidstrakte barrierekyster der i større eller mindre grad er domineret af tilstedeværelsen af havis og permafrost (Trenhaile, 1997).

Havis virker bevarende for sedimentære kyster, da bølgeenergien elimineres i vinterperioden, der i Arktisk kan strække sig fra november til juli.

Inden havisen når at danne et sammenhængende dække, kan bølgeopskyl og -sprøjt på forstranden danne en såkaldt isfod (Nielsen, 1988). Isfoden står med en oftest lodret væg mod havet og kan i ekstreme tilfælde opnå en mægtighed på op til 18 meter i højden, godt hjulpet på vej af isskruningsprocesser (Riemnitz et al., 1990). I områder med tidevand kan isfodens top regnes for niveauet for det højeste højvande i vinterens løb (Nielsen, 1988).

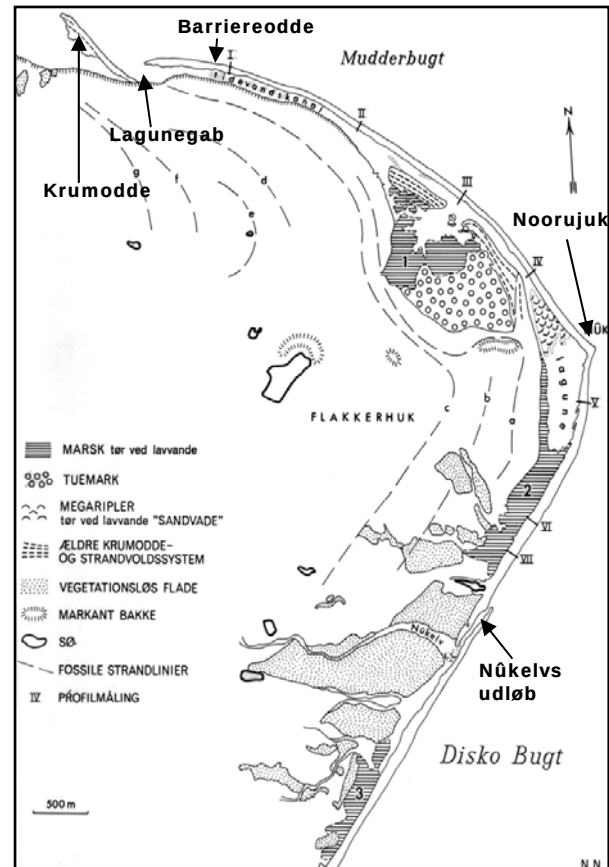
Barrieren ved Noorujuk.

Det kan virke paradoksalt at arktiske barrierekyster til trods for ovennævnte, kan udvise stor dynamik. Dette skal ses i lyset af at sommeren i arktisk i vindmæssig henseende besidder meget lidt energi og deraf lille bølgeaktivitet (Valeur, H. H. et al., 1997). Artiklens forfattere har påvist, i overensstemmelse med Nielsen, N. (1969) at barriereodden ved Noorujuk over en 50 års periode er vokset mere end 600m mod VNV (Grande & Vestergaard, 2003). Kernen til forståelse af denne dynamik ligger i at de få årlige blæsevejr, der har morfodynamisk betydning, er meget kraftige.

Som beskrevet i rapportens indledende klimaafsnit forekommer der i Disko Bugt meget stærke og vedvarende vinde i forbindelse med de såkaldte *Pitaraq'er* eller

faldvinde. *Pitaraq'er* er hyppigt forekommende langs hele den Grønlandske kyst og således også i Disko Bugt.

Barrieren ved Noorujuk er godt 8 km lang, målt fra Nûkelvs udløb (se figur 1). Et vinkelforland efter 3 km reorienterer barrieren i en nordvestlig retning, for at ende som en barriereodde i den distale del inde i Mudderbugten.



Figur 1. Geomorfologisk kort over Noorujuk (Nûk)
Kilde: Nielsen, 1969

Herinde markers overgangen mellem hav og vadeblade af en krumodde der strækker sig op imod 1 km ind i bugten. Middelkornstørrelsen er 0,6 mm hovedsageligt bestående af eroderet kretassisk sandsten og en mindre del mørke basaltkorn. Gradienten af barrierens forside er 0,1, bagsiden 0,03 – 0,04 (Nielsen, 1969). Ud fra den stejle gradient på forstranden kan kysten klassificeres som reflektiv jf. Wright & Short, 1983. Alternativt kan kysten klassificeres som en

”longshore bar and trough” da man ved lavvande kunne se små isbjerger (skosser) gå på grund 50-100 meter fra kysten, hvilket senere blev bekræftet ved en bathymetriske opmåling foretaget med et GPS-ekkolod. En svag rytmisk topografi på forstranden tolkes som at stranden lokalt formes af småskala bølge/sediment celler, der omlejre sedimentet som foreslået af Orford et al. (1996). Surf-scaling parameteren ϵ (epsilon) er for reflektive kyster defineret af Wright & Short, 1983 som $\epsilon < 1$ og Iribarren nummeret $\xi_b > 2$. Et mere simpelt mål, der også tager højde for middeldkornstørrelsen er det såkaldte Dean-nummer Ω , der for reflektive kyster skal være $\Omega < 2$ (Wright et al, 1985).

$$\Omega = \frac{H_b}{W_s \cdot T} \quad \text{Formel 1}$$

H_b er højden på den brydende bølge, T er bølgeperioden og W_s er den dimensionsløse faldhastighed for suspenderet sediment udtrykt ved:

$$W_s = 273 \cdot D_{50}^{1,1} \quad \text{Formel 2}$$

Det eneste led vi kender med sikkerhed er middeldkornstørrelsen og dermed W_s . For at danne sig et indtryk af de dynamiske forhold på forstranden kan man f.eks. isolere H_b og holde Ω konstant, hvorefter man kan finde H_b til forskellige bølgeperioder.

Ved en middeldkornstørrelse på $6 \cdot 10^{-4}$ m som tilfældet er ved Noorujuk bliver $W_s = 0,078$, og antages det at $\Omega = 2$ kan højden af den brydende bølge og tilhørende bølgeperiode findes for en netop reflektiv kyst.

Tabel 1. Sammenhængende værdier for H_b og T for en reflektiv kyst f.eks. Noorujuk

T	1	3	5	7	9	12	15
H _b	0,16	0,47	0,78	1,09	1,40	1,87	2,34

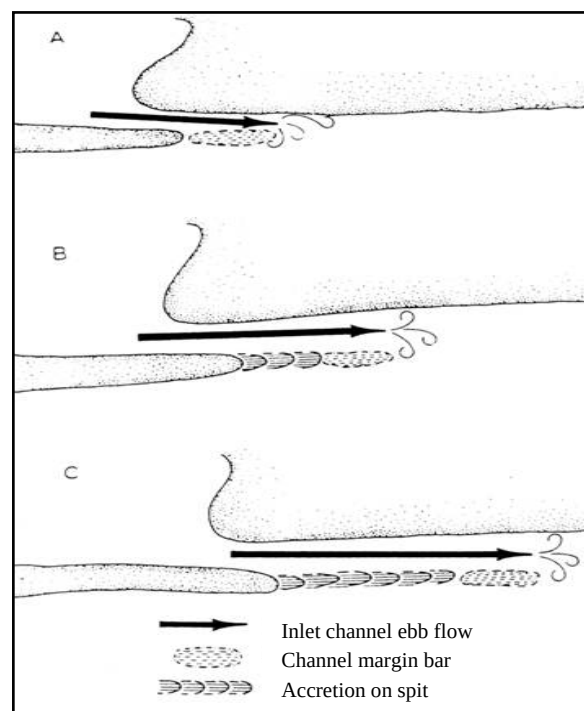
H _b	0,25	0,50	0,75	1,00	1,50	2,00	3,00
T	1,60	3,20	4,81	6,41	9,61	12,8	19,2

Bliver kysten mere reflektiv skal H_b enten være mindre eller T længere.

Ovenstående skal ses i lyset af, at der for lokaliteten ikke er målt på bølgeparametrene da havisen i vintermånederne ganske simpelt umuliggør dette. Under kurset blev der i lighed med Nielsen, 1969 visuelt observeret maksimale bølgehøjder på ca. 50 cm med en periode på 3-4 sek., hvilket stemmer overens med resultatet tabel 1. Men hvilket bølge-regime der reelt set hersker i den isfri del af vintermånederne kan der indtil videre kun gisnes om.

Barriere kysten ved Noorujuk er særegen ved det, at lagunen står i forbindelse med det åbne hav gennem en lang tidevandskanal. Vi observerede at tidevandet i kanalen adskiller sig fra havet ved kun at have 2 højvande pr. dag i modsætning til 4 i havet på den anden side af barrieren. Det lille højvande i havet kunne ikke registreres inde i kanalen tæt på dennes udmunding i lagunen.

Dette er i uoverensstemmelse med Nielsen, 1969, der har målt begge højvande på overgangen mellem kanal og lagune.



Figur 2. Selvgenerende barriereodde

Kilde: Aubrey & Gaines, 1982

Ovenstående har givet anledning til spekulationer om hvorvidt barrieren er ved at afsnøre tidevandskanalen, blandt andet set i lyset af at lagunegabets udvikling og barrierens vækst siden 1953 frem til i dag.

Aubrey & Gaines, 1982 undersøgte en lignende lokalitet på den amerikanske østkyst, hvor de ud fra studier af kortmateriale fra det 19. og 20. århundrede samt flybilleder fra nyere tid konstaterede barrierenvækst i størrelsesordenen 1 kilometer på 50 år.

Popponeset Beach er beliggende i et mikrotidalt miljø med generelt lave sedimenttransporter kystparallelt. Aubrey & Gaines, 1982 forklarer den kraftige barrieredevækst med at sediment i tidevandskanalen spules ud af ebbestrømmen for at aflejres på enden af barrieroodden og som en revle midt i lagunegabet som det ses i figur 2. Undersøgelsen viste også at barrieroodden efter at have nået sin maksimale udstrækning blev nedbrudt som følge af bølgeerosion ved en række kraftige orkaner, der gennembrød barrieren i sin proksimale del hvorfor spulingen i kanalen aftog og den distale del derefter blev eroderet.

Der er meget der tyder på at barrierenvæksten ved Noorujuk kan være betinget af spuling af sediment fra kanalen og ud for enden af barrieroodden. For at fastslå dette endeligt skal der dog foretages yderligere målinger af såvel den suspenderede sedimenttransport samt bundtransporten i hele kanalen.

Eftersom barrieroodden ved Noorujuk ikke kan vokse meget længere end til den nuværende position ca. 250 m fra krumodden, kan der stilles spørgsmålstejn ved dens videre morfologiske udvikling.

Mellem barrieroodden og krumodden kunne der allerede i 2001 ses en revle midt imellem, der deler lagunegabet op i to løb ved lavvande. Forbliver lagunegabet opdelt i to løb eller vil der som følge af videre barrieredevækst dannes et større løb vides ikke med sikkerhed. En indikator på lagunegabets stabilitet set som forholdet mellem gabets tværsnitsareal og størrelsen af tidevandsprismet er udtryk af Jarrett, 1976.

$$A = C \cdot P^n$$

Formel 3

A er arealet af lagunegabet, C er en empirisk konstant $5,74 \cdot 10^{-5}$, P er tidevandsprismet ved springtid (ft^3) og $n=0,95$.

Ifølge Jarrett, 1976 vil et lagunegab der afviger fra det af formelen givet areal søge mod denne optimale størrelse.

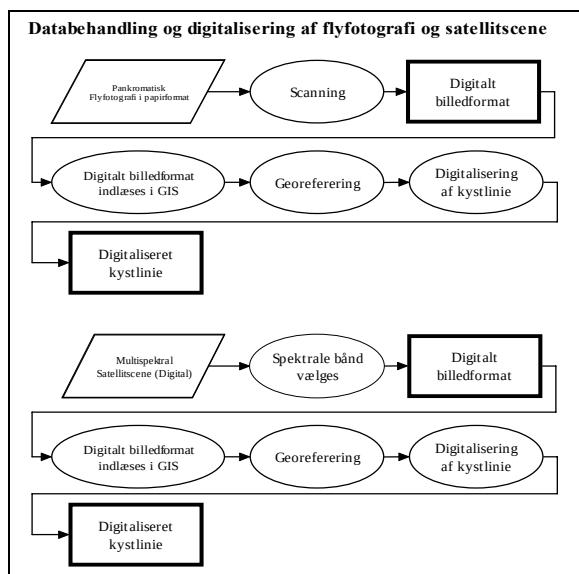
Metoder og materialer

Resultaterne præsenteret i denne artikel er produceret i to adskilte arbejds gange. En forundersøgelse Grande & Vestergaard, 2003 redegør for studier af kystmorfologien ved Noorujuk ud fra flybilleder optaget i hhv. 1953, 1964 og 1985 samt satellitbilleder fra hhv. 1993 og 2001. Denne undersøgelse omfatter tillige en grundig gennemgang af morfodynamiske processer for barrierekyster generelt samt de specielle processer der knytter sig til sedimentære kyster i arktisk.

Vi har at anvendt et GIS (Geografiske Informations System) til at skitsere udviklingen i kystmorfologien ved Noorujuk. GIS er et nyttigt værktøj til at skitsere geomorfologi, da det er muligt at sammenligne rumlige data som f.eks. billeder optaget fra fly. Billeder fra en given lokalitet optaget igennem en årrække kan, i et GIS lægges oven på hinanden, hvorefter en sammenligning i tid og rum er mulig (Longley et al., 2001). Kystliniens forløb ved Noorujuk er blevet digitaliseret med henblik på at vise udviklingen af kysten.

De morfologiske enheder på kysten der undersøges (se figur 1), er blevet sammenlignet ved én digitalisering billede for billede (se figur 3).

Digitaliseringerne er blevet samlet i ét billede, hvor den egentlige tolkning og kvantificering finder sted ved hjælp af udvalgte GIS-værktøjer.



Figur 3. Databehandling og digitalisering af fly- og satellitbillede

Resultaterne af forundersøgelsen blev efterfølgende forsøgt verificeret på hovedfagskurset. Forfatterne havde gennem forundersøgelsen fået den opfattelse at selve vinkelforlandet måtte være betinget af bølgedynamikken.

Opmåling af barrieren.

Til opmåling i felten af barrieren blev flere typer af opmålingsudstyr og -teknikker anvendt.

Til opmåling af profilet i lagunegabet, anvendtes en totalstation og konventionel opmålings teknik, for at sikre den højeste grad af detaljering.

Formålet med opmålingen af lagunegabet var at bestemme tværsnitsarealet, med henblik på at vurdere stabiliteten af gabet jf. relationen mellem arealet af lagunegabet og tidevandsprismet, der i sidste ende afgør om lagunegabets størrelse (Jarrett, 1976).

I kraft af at lagunegabet er delt i to løb af en barre, blev tværsnittet målt vinkelret på løbene hvorfor profilet er 'knækket' 2 steder (se figur 9). Profilet strækker sig også henover barren, fordi den ved højvande også er oversvømmet. For at få profillinierne mellem 'knækkene' til at ligge på linie, har vi tilrettet de opmålte profiler ved regression af de

enkelte målepunkter. Denne linie er siden hen blevet omregnet til lagunegabets tværareal ved hhv. høj- og lavvande.

Resten af barrieren blev opmålt med en GIS-GPS, der udover det almindelige GPS-signal kan modtage et korrektionssignal, der kort sagt gør GIS-GPS'en i stand til at fastslå en meget nøjagtig position ($> 1\text{m}$).

Men givet Noorujuks geografiske placering på 70°N , er det nærmere reglen end undtagelsen at korrektionssignalet ikke bliver registreret i realtime hvorfor kun ca. 5 % af vores data indeholder dette. Uden korrektionssignalet er GIS-GPS'en ikke nøjagtigere end almindelig GPS'er.

Hypigheden af målinger eller samplingsfrekvensen for GIS-GPS'en blev reguleret efter variationen i topografien. Ved mange spring i topografien blev der således målt hyppigere.

I denne artikel er der kun anvendt ukorrigerede data til kortlægningen af barrieren, idet de få positioner der har et korrektionssignal ligger meget spredt i området. Unøjagtigheden i positionerne anvendt her må derfor forventes at være på 2-3 m horisontalt og 4-6 m vertikalt. Dette er selvfølgelig kritisk når man arbejder på en flad strand.

Resultater

Resultaterne er et studie af fly- og satellitbilleder lavet før selve hovedfagskurset i forbindelse med bachelorprojekt samt GIS-GPS målinger foretaget på selve lokaliteten under hovedfagskurset. Fly- og satellitbillede studierne strækker sig fra 1953 til 2001 (1953, 1964, 1985, 1993 og 2001) og opmålingerne på selve lokaliteten skete sommeren 2003.

Generelt om studierne af fly- og satellitbillede fra 1953, 1964, 1993 og 2001, må det tilføjes, at de er lavet på en usikker baggrund pga. manglende data fra lokaliteten og dermed også den efterfølgende digitalisering (Grande & Vestergaard, 2003). Derimod må det forventes at flyvebilledet og digitalise-

ringen af kystlinien fra 1985 er behæftet med væsentlig færre usikkerheder som følge af et bedre datagrundlag (GEUS, 1985).

Opmålingerne foretaget på lokaliteten ved hovedfagskurset har en forholdsvis god kvalitet.

Ud fra den betragtning vil det give de mest pålidelige resultater ved en sammenligning mellem disse to datasæt (1985 og opmålingerne under hovedfagskurset). Som inspiration og vejledning er digitaliseringerne fra de andre datasæt også taget med i sammenligningerne.

Der er tidligere (Grande & Vestergaard, 2003) og (Nielsen, 1969) foretaget opmålinger af forlægningen af visse geomorfologiske former på barriererekysten ud for Noorujuk; Nûkelvens udløb, vinkelforlandet Noorujuk, barriere odden NV for Noorujuk, lagunegabet og krumodden NV for Noorujuk (se figur 1).

Fra datasættene kan det ses at der er sket større eller mindre forlægninger af alle de ovennævnte geomorfologiske former.

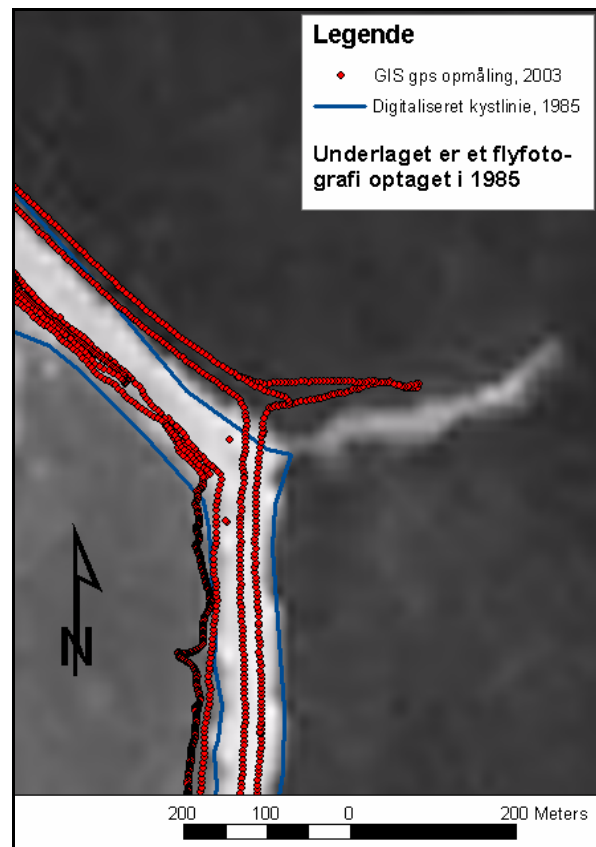
Forlægningen af Nûkelvens udløb

Fra digitaliseringen af kystlinien fra 1985 og opmålingsdata fra 2003 (Jan & Peter, 2003) er der sket en tilbagelægning af Nûkelvens udløb i en sydvestlig retning (ned langs kysten). Digitaliseringerne af kystlinierne fra 1953, 1964 og til dels 1993 (digitaliseringerne 1993 er meget usikre pga. af havis helt inde ved kysten) indikerer, at forlægningen har været længere mod SV. Digitaliseringerne af kystlinierne fra 1985 og 2001 viser dog derimod at Nûkelvs udløb har ligget længere mod NØ, end det er tilfældet i 2003. Endnu en indikator på dette er, at der i forlængelse af Nûkelvens udløb (2003), bagved bagkanten af barrieren, er spor af en tidligere, nu tørlagt flodseng, der må forventes at være en tidligere placering af flodlejet, hvornår vides imidlertid ikke.

Det er tidligere estimeret, at en størrelse for forlægningen af flodlejet fra 1953 til 2001 har været på 209 – 285 m (Grande & Vestergaard, 2003). Den tørlagte flodsengs

placering er ca. 140 m og 210 m længere mod NØ end flodudløbs placering i henholdsvis 2001 og 2003. Et andet bud på en forskydningsrate er gjort af Nielsen, N. (1969), der fra flyvebillede fra 1964 og opmålinger fra sommeren 1966 har bestemt forlægningen til 100m (Nielsen, 1969).

Nûkelvens flodudløbs forlægning er et udtryk for det energiregime, der påvirker kysten (Masselink & Hughes, 2003 fra Wright, 1977) og deraf nettosedimenttransportretningen. Ved en bølgedomineret kyst, som kysten ved Noorujuk, indikerer nettosedimenttransportretningen langs kysten, i dette tilfælde i NØ retning.



Figur 4. Flyvebilledet optaget 1985 viser vinkelforlandet ved Noorujuk. Med blå signatur ses digitaliseringen af kystlinien 1985. Med rød priksignatur ses opmålingerne med GIS-GPS foretaget 2003.

Forlægningen af Noorujuk samt finkornet materiale (marskmateriale) på barrierens forside.

Stedbetegnelsen Noorujuk betyder 'spidsen' eller 'stedet ved spidsen'. Barriereodden slår et knæk. Syd for Noorujuk har barriereodden en NNØ orientering og en NV orientering nord for og betegnes i litteraturen som et vinkelforland (Trenhaile, 1997).

Noorujuk fortsættes ud i havet som et ca. 400m langt submarint rev. Årsagerne til Noorujuks karakteristiske morfologi er foreslået som værende fastholdt af en undersøisk(-jordisk) basalt dyke (Nielsen, 1969). En anden foreslået forklaring er, at det er de hydrografiske forhold omkring Noorujuk der er den morfodynamiske årsagsforklaring.

Sammenligninger af digitaliseringen af kystlinien fra 1985 og opmålingerne fra 2003 viser, at der er sket en forlægning af vinkelforlandet. Forlægningen er sket i samme retning som nettosediment-transportretningen, altså i nordlig retning. Opmålingerne af revet ud fra vinkelforlandet er ikke foretaget helt så langt søværts, som det kan erkendes af flyvebilledet fra 1985 (se figur 4)

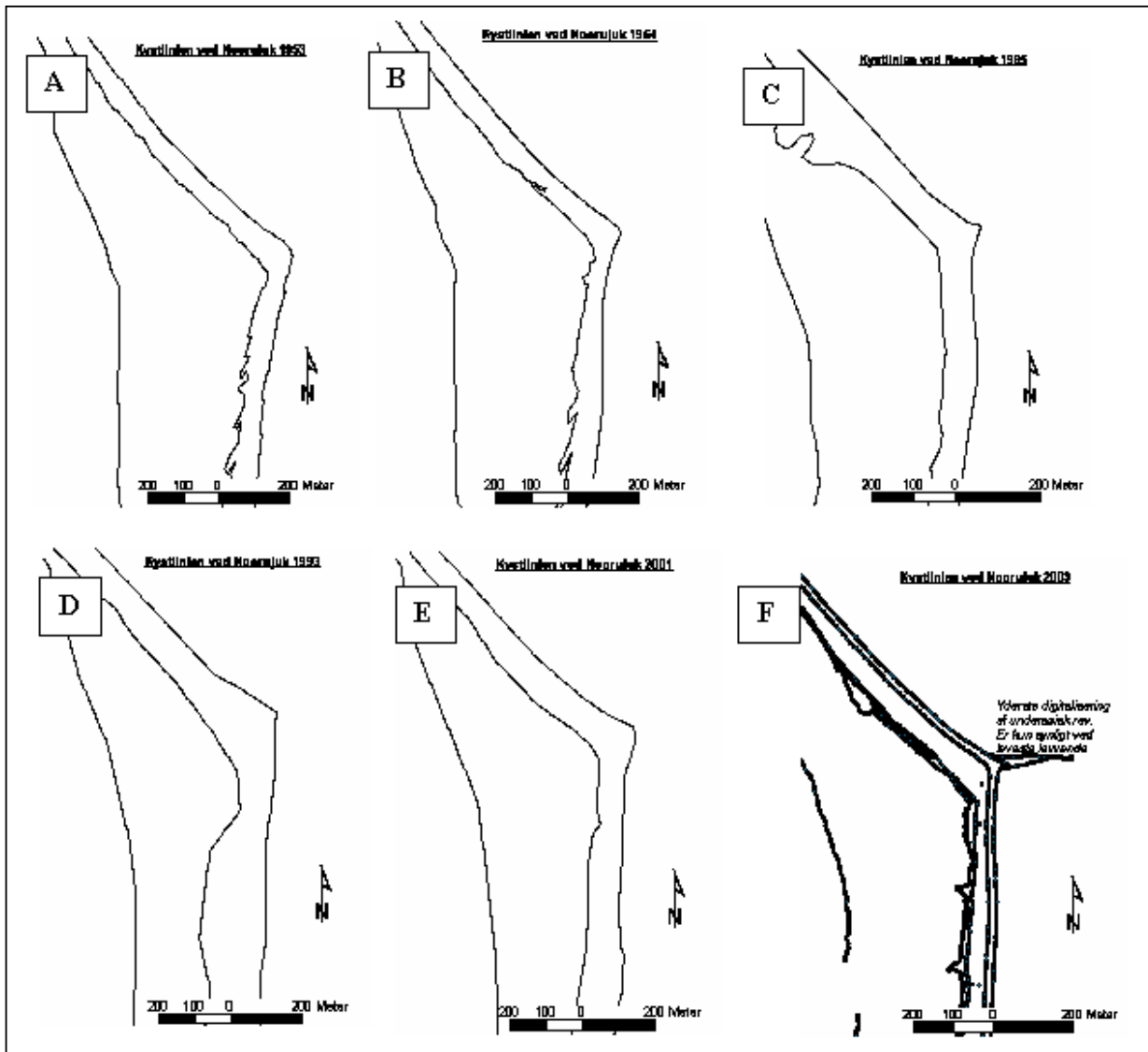
Det kan erkendes, at ikke kun vinkelforlandet, men også selve revet er forlagt mod N i størrelsesordenen 50-60m fra 1985 til 2003. Digitaliseringerne af kystlinierne fra de andre år underbygger tendensen imod en Nordlig migration af vinkelforlandet. Vinkelforlandets placering lå i 1953 og 1964 en del længere mod S. Digitaliseringerne viser, at forlægningen fra 1953 til 2003 har været på ca. 150m (væsentlige usikkerheder pga. manglende datagrundlag for opretningen af 1953 flyvebilledet).

Det skal igen pointeres, at digitaliseringerne af kystlinierne (1953, 1964, 1993 og 2001) kan være behæftet med større eller mindre usikkerheder, der kan spille en væsentlig rolle i bestemmelserne af fluktuationernes størrelser, så det skal understreges, at de absolutte tal skal tages med forbehold.

Ved en forlægning af vinkelforlandet mod N, har kystliniens forløb ændret sig. Den

kystparallelle forlægning har betydet erosion ved vinkelforlandets tidligere placering og akkumulation ved den nuværende placering. Fluktuationerne i placeringen af vinkelforlandet kan måske findes i kystens rytmiske forløb, evt. sandbølger kan spille ind her (Se figur 5). I figur 5 ses, det at kystliniens forløb S for vinkelforlandet ændrer sig, eller rytmikken ændre sig. I figur 5A har kysten en konkav udformning, hvor den i figur 5B og C har et mere sinuøst udseende. figur 5D er for usikkert digitaliseret pga. is på kysten til, at man skulle kunne sige noget om kystens forløb. Den rytmiske udformning af kysten, som beskrevet i figur 5A, B, C, fortsætter i E og F. I figur 5E er det sinuøse forløb af kysten næsten identisk med det i 5B.

Dog skal det bemærkes, at udsnittet af figur 5 er begrænset og hvis et større udsnit blev brugt ville sinuøsiteten også kunne ses i figur 5A, men det for at vise, hvordan kystens forløb ændrer sig relativt. Umiddelbart ser det ud som om, at der er en 'bølge' (kystens forløb), der bevæger sig mod vinkelforlandet. Det er ikke noget, der er helt entydigt, da der ikke er foretaget regelmæssige observationer af kysten, dertil er datagrundlaget for spinkelt. Der kan eventuelt være indikatorer på dette rytmiske kystforløb i profilopmålingerne af kysten (Profilmåling V, og måske i VI og VII (Nielsen, 1969) S for Noorujuk (Winther, J.N., denne rapport). Vinkelforlandet og det hidrørende submarine rev kan indvirke på den kystparallelle nettosedimenttransport (Addington & Vittinghus, denne rapport). Det frie stræk fra S-SV gennem Disko Bugt vil i løbet af året resultere i bølgefronter enten fra vindbølger eller dønninger fra lavtrykspassager i Davis Strædet. Når den forventede nordlige nettotransport (hvilket Nukelvns forlægning indikerer som beskrevet foroven), skabt af de indfaldende vindbølger eller dønninger (bølgefronter) når revet, reduceres dybden inde ved land.



Figur 5. Digitaliserede kystliniers forløb omkring Noorujuk: A) 1953 (dig. fra flyvebillede), B) 1964 (dig. fra flyvebillede), C) 1985 (dig. fra flyvebillede (GEUS, 1985)), D) 1993 (dig. fra satellitbillede) store usikkerheder ved digitaliseringen af kystliniens forløb, da der stadig var isforekomster inde på/ved kysten og i Lagunen, E) 2001 (dig. fra satellitbillede), F) 2003 (opmålinger med GIS-gps på lokaliteten).

Bølgefronten 'bremses' så at sige op jo længere ind under land. Bølgefronten bevæger sig hurtigere søværts pga. den større dybde og derved refrakteres bølgefronten rundt om vinkelforlandet i nordvestlig retning. Ved den reducerede dybde over revet, opgrunder bølgerne resulterende i en øget assymetri i bølgerne. Assymetrien når et klimaks et eller andet sted på revet afhængig af tidevandstanden, og derved bryder bølgerne (igen afhængig af tidevandstanden). Når/hvis bølgerne bryder aflejres sedimentet på og efter

revet i strømmens retning (NV for Noorujuk, hvis strøm og bølger kommer fra sydlige retninger). Den kystparallelle sedimenttransport igangsættes senere længere oppe ad kysten forbi revet af de refrakterede bølger.

Ved gravning af to profiler umiddelbart syd for Noorujuk på henholdsvis for- og bagstranden af barrieren kom der et lag af kohæsivt sediment til syne. Laget var ca. 40 cm tykt og under dette fandtes igen løst sediment identisk med sandet over det kohæ-

sive lag. Lagene fandtes i samme niveau på for- og bagsiden af barrieren. Da der kun har været et par udgravninger, er det begrænset, hvad der vides om sedimentets udbredelse. Er det tidligere lagune eller marsksediment, kan dette være en vigtig indikator på barrierens transgression, dvs. at barrieren nu er placeret i et tidligere lagune/marsk område. Tanken er den, at barrieren i holocæn tid i takt med det stigende vandspejl har rykket ind over den tidligere lagune/marsk, og derved kan lagune/marsk-materiale findes under den nuværende barriere. Der er også den mulighed at det finkornede sediment kunne være fragtet med isen og lagt på barrieren på et eller andet tidspunkt.

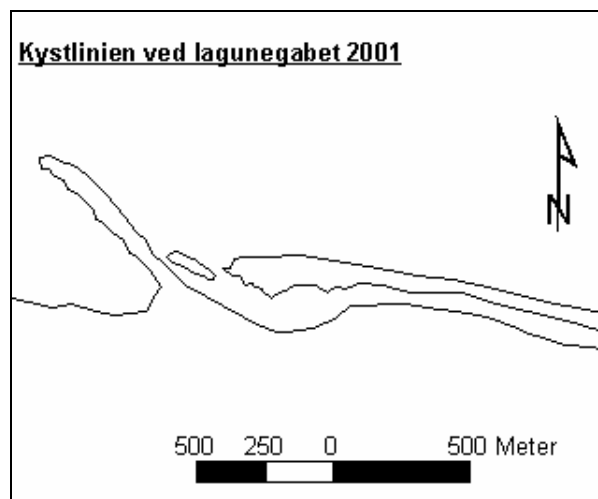
Barriereodden NV for Noorujuk

Barriereodden fortsætter Nordvestlig retning og følger fastlandet rundt ind i mudderbugten. Barriereoddens længde fra Noorujuk til lagunegabet ved barriereoddens distale del er ca. 5 km (se figur 1). Denne del af barrieren har en smal og tilnærmelsesvis retlinet forløb uden lagunegab. Fremover vil det kun være den distale del af barriereodden der omtales. Opmålinger af barriereoddens vækst er tidligere foreslået ud fra flyvebillede fra 1953 og 1964 til ca. 300m (Nielsen, 1969).

Siden 1964 er barriereodden fortsat sin vækst med ca. 200m. I mellemtiden er der i lagunegabet i forlængelse af barriereodden fremkommet en barre ('central margin bar' (Aubrey & Gaines, 1982)) (se figur 6).

En central margin barre er en morfologisk form knyttet til ebbestrømmen. Aubrey & Gaines (1982) har observeret et barriere/lagunesystem ved Popponesset Beach i Massachusetts.

De mener, at barriereoddedannelsen kan være selvgenererende (se figur 2) i og med, at ebbestrømmen i lagunen har hastigheder store nok til at erodere i indersiden af barriereodden og fastlandet.



Figur 6. Kystlinien digitaliseret ud fra et satellitbillede fra 2001. Midt i lagunegabet ses en 'central margin' barre. I 2003 kunne den kun ses ved lavvande, oversvømmet ved højvande.

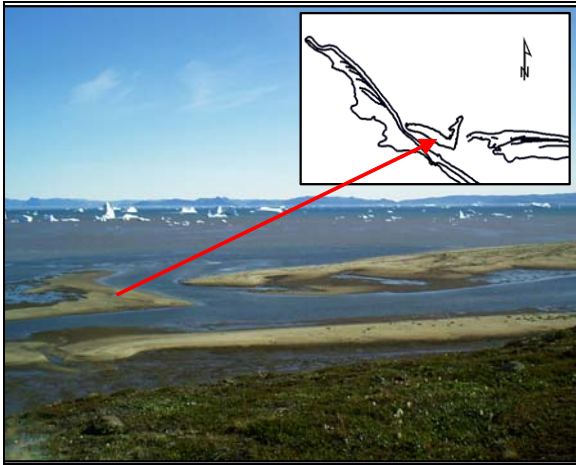
Det eroderede sediment fra barriere og fastland 'spules' så at sige ud gennem kanalen og pålejres for enden af barriereodden og i en 'central margin bar' midt i kanalen (Aubrey & Gaines, 1982).

Om det samme gør sig gældende i kanalen ved Mudderbugten er der ikke noget belæg for at sige, men barren placering og udformning i lagunegabet minder meget om observationerne i Nantucket Sound. I 2003 ses det, at der på barren i den østlige side, mod barriereodden, er pålejret sediment i ebbestrømmens retning. Barrens udformning er ved lavvande vinklet, der strækker sig ca. 100m kystværts (se figur 7).

Vinklingen kan ikke genfindes på satellitbilledet fra 2001, men det kan skyldes den aktuelle vandstand i optageøjeblikket.

Der er ikke sket nogen nævneværdig ændring af barriereoddens distale del. Barrierens kystparallelle vækst ser ud til at være stoppet på et tidspunkt mellem 1993 og 2001 (ingen data i perioden 1993 til 2001).

Placeringerne af barriereoddens distale del, barren i lagunegabet og krumodden ser ud til at være i en form for ligevægtstilstand. De to "modsatrettede" morfodynamiske processer, den langsgående sediment-transport og tidevandsprismet, der virker omkring og i



Figur 7. Digitalbillede af lagunegabet i Mudderbugten ved lavvande (6. sep. 2003). Til venstre ses barren, syd for krumoddens proksimale del og til højre for barren ses barriereoddens distale del. Øverst i højre hjørne er opmålingerne med GIS-gps, der viser kystlinien ved lavvande (barren og krumodden) og højvande (barriereodden) og rækker af vegetation på krumodden og barriereodden der indikerer tidligere højvandseksstremlinier.

lagunegabet holder tilsyneladende hinanden i skak. Den langsgående sedimenttransport aflejrer sediment på enden af barriereodden og dermed initierer vækst af barrieren i form af en succession af krumodder. Når bølgerne når enden af barriereodden, refrakteres de rundt og ind i lagunegabet, hvor de ved den mindre dybde mister deres sedimentbærende potentiale. Derved aflejres sediment rundt om spidsen på barriereodden. Krumodderne danner tilsammen en form der benævnes 'fed'. Tidevandsudskiftningen i lagunen eroderer i lagunegabet, i løbet mellem krumodden og barren og i løbet mellem barren og barriereodden, ved henholdsvis flod og ebbe og bringer dermed sediment ind og ud af kanalen (Helbo & Struve i denne udgivelse).

På selve barriereodden kan man se linier af vegetation, der indikerer tidligere placeringer af barriereoddens distale del. Vegetationsliniernes kurvede forløb viser, at der har været en bølgerefraktion rundt om barriereodden ind i kanalen



Figur 8. Lagunegabet ved højvande afgrænses af krumodden på den ene side og barriereoddens distale del på den anden side. Digitalbillede taget sommeren 2003, J. Grande.

Lagunegabet

Lagunegabet i barriersystemet har siden 1953 ændret sig i takt med den morfologiske udvikling af barrieren. Barriereodden er gradvist vokset længere og længere ind i Mudderbugten, hvor væksten siden 2001 (eller måske før) er aftaget eller stoppet. I 2001 kan der erkendes en barre midt i lagunegabet. Lagunegabet afgrænses på den ene side af krumodden og på den anden af barriereoddens distale del. Ved lavvande består lagunegabet af to løb; det ene et smalt løb afgrænset på den vestlige side af krumodden og på den østlige af barren. Det andet, der må betragtes som hovedløbet, afgrænses på den vestlige side af barren og på den østlige af barriereoddens distale del (se figur 9B). Ved højvande oversvømmes barren og lagunegabet afgrænses af krumodden på den ene side og barriereoddens distale del på den anden side (se figur 8).

Der er før blevet stillet spørgsmål om hvorvidt barriersystemet ville afsnøre sig selv ved, at barriereoddens distale del ville vokse sammen med krumodden og derved lukke lagunegabet (Nielsen, 1969). Ud fra satellitbilledet fra 2001 og opmålingerne (GIS-GPS), foretaget sommeren 2003, er lagunegabet ikke blevet mere aflukket. Det er dog næppe sandsynligt, at man kan konkludere noget ud fra 2 observationer med 2 års mellemrum, derfor kan man ved hjælp af for-

holdet mellem lagunegabet og tidevandsprismet give et estimat for stabiliteten af lagunegabet – vil der ske en aflukning, stabilitet eller erosion? Jarrett (1976) undersøgte over 100 lagunegab i Atlanterhavet, Mexicanske Golf og Stillehavet. Ud fra disse observationer opstillede han en model, der viste forholdet mellem arealet af lagunegabets profil og tidevandsprismet (Springtid):

$$A = C \cdot P^n \quad \text{Formel 3}$$

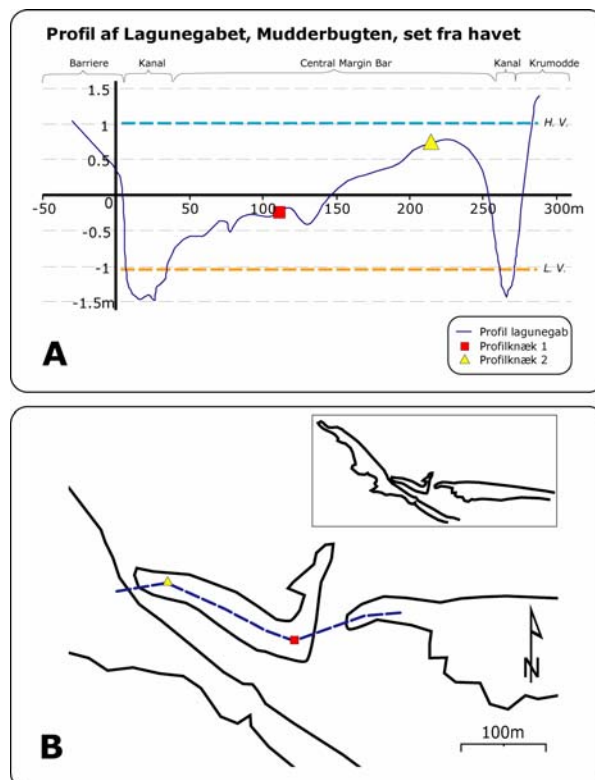
Hvor A er arealet af lagunegabets profil ved m.s.l., C og n er konstanter; $C = 5,74 \times 10^{-5}$ og $n = 0,95$ (gennemsnitlige konstanter for alle lagunegab i undersøgelsen (Jarrett, 1976)). P er tidevandsprismet ved springtid. Beregninger (Helbo & Struve i denne udgivelse) viser at tidevandsprismet ved springtid er på ca. 204.000 m^3 . Ifølge Formel 3 skal et tilsvarende teoretisk areal af lagunegabet være på ca. 17 m^2 . Areal af profilet udregnet for lagunegabet i Mudderbugten er på ca. 100 m^2 ved middelvandstand. Areal af lagunegabet er i virkeligheden mindre, men er blevet overestimeret pga. at det har været nødvendigt at 'knække' profillinien ved opmålingen (se figur 9) og fordi m.s.l. er udregnet efter 3 højvande og 3 lavvande fra springtid (30. juni og 1. juli 2003).

Da lagunegabet har et væsentligt større areal end det teoretiske (Formel 3), vil det ifølge teorien indstille sig til den optimale størrelse i forhold til tidevandsprismet.

Lagunegabet vil altså aflukkes mere end det er tilfældet nu (sommeren 2003). Der skal selvfølgelig tages forbehold for udregningernes nøjagtighed (tidevandsprisme, profil).

Krumodden

Krumodden definerer barriere/lagunesystemets nordvestlige grænse ind imod Mudderbugten. Krumodden vokser ud fra fastlandet og forsætter i Nordvestlig retning (se figur 7).



Figur 9. Profil af lagunegabet i Mudderbugten. A) Profil af lagunegabet set fra havet. Højvandslinien (H.V.) og lavvandslinien (L.V.) er indtegnet med vandret stiplede signatur. M.s.l. ($y=0$) er udregnet efter 3 højvande og 3 lavvande fra springtid (30. juni og 1. juli 2003), derfor er vandstanden og dermed også arealet af profilet højst sandsynligt overestimeret. B) Oversigtsbillede af de opmålte profillinier. Bemærk at linien, som følge af topografien er knækket.

Placeringen af krumodden skyldes først og fremmest, at den er placeret på grænsen ind til Mudderbugtens deltaaflejringer.

Dernæst er den Nordvestlige orientering også et tegn på tidevandsprismets eroderende formåen i lagunen, da krumodden udgør lagunegabets vestlige afgrænsning. Sedimentet der udgør krumodden er af samme type, som det man finder på barriereodden og barren i lagunegabet. V for krumodden er sedimentet af en noget anden karakter. Det er meget finere deltaaflejringer og har karakter af en mudderflade.



Figur 10. Midten af billede ses krumoddens distale del. Inde i Mudderbugten (til venstre for krumodden) ses mudderfladerne. Digitalbillede taget sommeren 2003 af J.Grande.



Figur 11. I forgrunden ses krumodden med gennembrud (lavvande), i midten ses lagunegabet med barren i midten og barriereodden til højre. Digitalbillede taget sommeren 2003, J. Grande.

Det er tydeligt at se at Krumoddens sediment er aflejret oven på mudderfladen og dermed markerer fladens yderste afgrænsning imod Mudderbugten (se figur 10).

Nielsen (1969) har observeret en forlægning af den proksimale del på 34 m i vestlig retning i perioden 1953 – 64. Samtidigt voksede den distale del 20 m mod NV.

Vores digitaliseringer viser samme tendens i udviklingen af den distale del i hele perioden 1953 – 2001. I modsætning til Nielsen (1969) kan vi ikke observere vækst af den distale del i perioden 1953 – 64. Fra 2001 til 2003 er den distale del af krumodden vokset med ca. 10m i Nordvestlig retning. spidsen af krumodden er blevet smallere og har derfor ikke den samme fed-lignende udseende, som det har været tilfældet tidligere.

I den proksimale del af krumodden ca. 300m fra fastlandet, er der sket et gennembrud, hvor der ved højvande kan ske en vandudveksling mellem lagunen og mudderfladerne og dermed også sediment fra de 2 miljøer. Gennembruddet er orienteret sådan, at der er "ebbe/flodskårs"-lignende aflejringer et stykke inde på mudderfladerne (se figur 11).

På den distale del af barrieren ses vegetationslinier, der vidner om tidligere placeringer af krumoddens distale del (se indsat figur i hjørnet af figur 7). Vegetationsliniernes krumme forløb viser at krum-

oddens vækst skyldes bølgerefraktion, som det er beskrevet før ved barriereoddens vækst med bølgerefraktion rundt om krumoddens distale del.

Vind og strøm

Under hovedfagskurset er der opsat en klimastation til opmåling af temperatur- og vinddata. Tidligere har der ikke været lokale klimadata til rådighed fra området ved Noorujuk. Tidligere (Jørgensen, 2003) har de mest repræsentative klimadata været fra Jakobshavn. Grande & Vestergaard (2003) har bearbejdet de årlige vinddataserier fra Jakobshavn i Disko Bugt i perioden 1961-1999 målt i hhv. 1961-79 i Jakobshavn og 1991-99 i Jakobshavns lufthavn. Det ses, at de østlige vinde dominerer i perioden 1991-99, hvad angår styrke og hyppighed i den indre del af Disko Bugt. Den dominerende vindretning er skiftet fra øst til sydøst imellem de to observationsperioder, samtidig med at andelen af vindhastigheder $>14 \text{ ms}^{-1}$ er øget.

På årsbasis er der større sæsonmæssige udsving, hvilket muligvis kan bidrage til forståelsen af morfologien ved Noorujuk.

Opsummeret er vindklimaet i foråret domineret af nord- og østlige vinde. Vindhastigheder $>5 \text{ ms}^{-1}$ forekommer 22,9 % af tiden, hvoraf de kraftigste vinde kommer fra Ø 1,7 % af tiden.

Sommerkvartalet er signifikant anderledes i vindklimastik henseende, på nær østenvindene der stadig er de kraftigste. Om sommeren blæser det næsten halvdelen af tiden fra N eller NV. Efterårskvartalet er domineret af østenvinde, både hvad angår vindretning og i særdeleshed styrke.

Den østlige dominans forstærkes henover vinteren, hvor vindstyrker $>15\text{ms}^{-1}$ observeres i mere end 8,5 % af tiden fra øst- og sydøstlige retninger (baggrundsdata er at finde i bilag 4 og 5 i Grande & Vestergaard (2003)).

Vinddata fra sommerens hovedfagskursus (for mere detaljeret beskrivelse se afsnit om klima i områdebeskrivelsen i starten af denne udgivelse) viser, at det er de nordlige, nordøstlige og sydlige vinde der dominerer, henholdsvis med frekvenserne 11,17; 29,03 og 13,65. De kraftigste vinde (max. $3,4\text{ms}^{-1}$) kommer fra N og NØ. Generelt må det siges, at det er forholdsvis svage vinde i forhold til den årlige vindstatistik fra Jakobshavn. Det blæser fra N og NØ om dagen og S om natten. Dette skal ses som et udtryk for en sø-/landbrisesituation (set fra fastlandet, *ikke* Disko).

Enkelte observationer på lokaliteten viser, at strømretningen ved kysten (søværts for barrieren) stik imod forventningerne går i sydvestlig retning (fra Noorujuk mod Nûkelvens udløb). Strømhastigheden for denne kystparallelle strøm er ved skøn vurderet til ca. 30 cm/s. Disse strømhastigheder er højst sandsynligt ikke nok til at igangsætte nogen sedimenttransport ved en D_{50} på mellem 600-800 μm (se også artiklen af Nielsen, J.W. i denne udgivelse). Den observerede strømretning er i modsat retning af den forventede nettotransportretning. Strømretningerne og vinddata fra sommeren 2003 er nok ikke særlig repræsentative for Østdisko set over et år. Egentlige konklusioner kan der ikke drages ud fra de observerede vind- og strømdata, da perioden er for kort. Hvis der skal opnås et mere præcist og nuanceret

billede af vind- og strømdata, skal der måles over en længere periode.

Diskussion

Hvorvidt barrieren ved Noorujuk er i en transgressiv eller regressiv fase, er blevet forsøgt fastslået ved sommerens feltarbejde samt forudgående bachelorprojekt (Grande & Vestergaard, 2003).

Som det fremgår af ovenstående, er barrieren vokset kontinuert i de sidste 50 år, men formodes nu at være i en midlertidig ligevægt mht. positionen af barriereoddens distale del og størrelsen af lagunegabet. Denne formodning underbygges af, at lagunegabet er tæt på idealstørrelse mht. forholdet mellem tidevandsprismet og arealet af lagunegabet (Jarrett, 1976).

En gradvis opfyldning af lagunen (Helbo & Struve og Christiansen & Svinth i denne udgivelse) vil pga. et mindsket areal medføre at tidevandsprismet ligeledes mindskes, hvorfor der skal indtræde en ny dynamisk ligevægt. Udebliver denne balance, vil systemet søge mod ét af to ekstremer; afsnøring af tidevandskanalen eller gennembrud af barrieren.

Som tidligere foreslået af forfatterne (Grande & Vestergaard, 2003) virker det overvejende sandsynligt, at den hastige vækst af barriereodden kan forklares ved Aubrey & Gaines' koncept for selvgenerende barriereodder i mikrotidale miljøer (Aubrey & Gaines, 1982).

Barrieren set som en helhed udviser stor dynamik m.h.t. forlægningen af Nûkelvens udløb og vinkelforlandet, der bevæger sig i en nordnordvestlig retning. På en mindre skala ses dynamikken i kystens forløb som vandrende sandbuler/megatakker/sandbølger (se også Nielsen, J.W. i denne rapport) fra Nûkelvens udløb til vinkelforlandet ved Noorujuk. Rytmen i kystliniens forløb må hænge sammen med forårsflomsituationer, der bringer sediment fra baglandet til havet, samt at der muligvis er eroderet sediment fra Nûkelvens floddeltaaflejringer. Denne sedimentpulje bevæger sig op langs

kysten i nordøstlig retning (nettotransport-retningen).

Orford et al. (1996) betegner barrierekyster orienteret parallelt med den indfaldende bølge som 'swash-aligned' og skævt orienteret barrierer for 'drift-aligned'. Ud fra dette synspunkt syd for Noorujuk være delvist swash-aligned, og drift-aligned nord for. Det paradoksale, i de på kurset indsamlede klimadata, er at den dominerende indfaldende bølge kommer fra nordlige retninger, hvorfor nordkysten ifølge teorien skulle være swash-aligned. Klimadata indsamlet for de 10 dage i sommeren 2003 kan på det givne grundlag, ikke siges at være repræsentative for det generelle vindklima ved Noorujuk.

Hvis det viser sig, at profilgravningen syd for vinkelforlandet på henholdsvis for- og bagsiden af barrieren er repræsentative for stratigrafien ved Noorujuk, er dette, et vigtigt indicium på at barrieren er i en transgressiv fase. Skulle tilfældet være, at det kohæsive materiale, opgravet på forstranden, er kommet som følge af sediment afsmeltet fra strandede isskoser, også kaldet 'teksturforurening', kan man sætte spørgsmålstegn ved ovenstående. Men at isskoser på begge sider af barrieren skulle kunne have aflejret lige tykke lag i samme niveau, virker for tilfældigt. Yderligere stratigrafiske undersøgelser af sedimentpakken ved Noorujuk på tværs af barrieren vil kunne kaste lys over dette.

Konklusion

På baggrund af bachelorprojektet (Grande & Vestergaard, 2003) og efterfølgende feltarbejde på barrieren ved Noorujuk finder forfatterne, at der er tegn på at barrieren transgrederes. Profilgravninger på Noorujuk har afdækket laguneaflejringer på forstranden hvilket er i god overensstemmelse med den eustatiske havspejlsstigning. Barriereodden vil forsat vokse indtil lagunegabet når sin optimale størrelse. Hvorvidt barrieren forbliver stabil i form herefter, eller om den gennembrydes,

afhænger af havspejlsstigning og evt. ændrede klimaforhold.

Referencer

Aubrey, D. G. & Gaines A. G. (1982). Rapid formation and degradation of barrier spits in areas with low littoral drift in: *Marine Geology*, vol. 49, pp. 257-278.

Davis, R. A. (ed.) (1994). *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag Berlin. pp. 1-42.

Grande, J.M. & Vestergaard, K.B., 2003. Morfodynamiske kystprocesser i et arktisk miljø. Bachelorprojekt ved Geografisk Institut, KU, København.

Jarrett, J.T., 1976. Tidal prism – inlet area relationships. GITI (General Investigation of Tidal Inlets) Report 3, U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Ft. Belvoir, Va..

Jørgensen, P.V.(2003). *Weather Statistics for Airports 1996-2001 Denmark, Faroe Islands and Greenland 2nd edition*. Teknisk Rapport 03-03. DMI.

Komar, P. D. (1998). *Beach Processes and Sedimentation 2.ed.*. Prentice Hall.

Leatherman, S. P., (1988). *Barrier Island Handbook 3.ed.*. Coastal Publications Series, University of Maryland

Longley, P. A., Goodchild, M. F., Maguire, D. J. og Rhind, D. W. (2001). *Geographic Information – Systemes and Science*. Wiley

Masselink, G. & Hughes, M.G., 2003. Introduction to coastal processes and geomorphology. Oxford University Press Inc. 198 Madison Avenue, New York, NY10016 (USA) (fra Wright, 1977).

Nielsen, N. (1969). Morphological studies on the eastern coast of Disko, West Greenland. Særtryk af Geografisk Tidsskrift 68. bind.

Nielsen, N (1988). *Observations of sea ice influence and the littoral sediment exchange, North Zealand, Denmark*. Geografisk Tidsskrift 88, p 61-67.

Orford et al. (1996) Control domains and morphological phases in gravel-dominated coastal barriers of Nova Scotia. *Journal of Coastal Research*, 12, 589-603.

Petersen, D., Deigaard, R. og Fredsøe, J. (2001). *Shape and Size of Sandy Spits* in: Hanson, H. og Larson, M (eds.) *Coastal Dynamics '01*. p 732 - 740

Reimnitz, E., Barnes, P. W. og Harper, J. R. (1990). *A Review of Beach Nourishment From Ice Transport of shoreface Materials, Beaufort Sea, Alaska* in: *Journal of Coastal Research* Vol. 6 p 439-470.

Short, A. D. (1999). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England.

Trenhaile, A. S.(1997). *Coastal dynamics and landforms*. Claredon Press – Oxford

Valeur, H. H., Hansen, C., Hansen, K. Q., Rasmussen, C. og Thingvad, N. (1997). *Physical Environment of E-Davis Strait and NE-Labrador Sea*. Teknisk Rapport 97-09 Part 1. DMI

Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *Geological Society of American Bulletin*, 88, p 857-868.

Wright & Short (1983) Morphodynamics of beaches and surfzones in Australia. I: P.D.Komar (ed) *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*, CRC Press

Wright, L. D., Short, A. D. & Green, M. O., 1985 Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. *Marine Geology* 62 Issues 3-4 – p 339-364)

Data

GEUS (1985). *Digitalisering af Vestgrønland*. Udsnit af Disko øens sydøstkyst. Shapefil UTM 22N, WGS84.

Satellit- (s) og Flyfotos (f)

1953f: Geodætisk Institut (3/7 1953), flyverute A79/176 billede nr. 23, pankromatisk, skala 1:40 000.

1964f: Geodætisk Institut (27/8 1964), flyverute 268G billede nr. 194, pankromatisk, skala 1:55 000.

1985f: Geodætisk Institut (7/10 1985), flyverute 886H billede 888, pankromatisk, skala 1:150 000

1993s: NASA & USGS (5. marts 1984), Landsat 5 TM, mission 011 – 011, optaget 6. maj 1993

2001s: NASA & USGS (5. april 1992), Landsat 7 ETM+, optaget 7. juli 2001

Software

ESRI (2002): ArcGIS ver. 8.2. ESRI, Redlands, Ca., USA.

Barriereudvikling på Østdisko, Grønland

Jan Winther Nielsen

Abstract. Arktiske kyster og barriersystemer påvirkes af de samme processer som kyster beliggende i varmere klimazoner, yderligere påvirkes de arktiske kyster af havis. Artiklen vil beskrive en aktuel kystudvikling ved at indtage profilopmålinger, der er løbende opmålt i perioden 1966-2003. Ud fra kystudviklingen diskuteres kystprocessernes indflydelse herpå.

Nøgleord: *Arktisk barriersystem, isfod, migrerende sandbuler, Disko Bugten, Grønland.*

Introduktion

Et arktisk barriersystem præges af bølgestrømme, bølger generet af kæntrende isbjerge, tidevand og havis (Ordford et al, 2002; Leon'yev, 2002; Butler, 1999; Trenhaile, 1997).

Havisen dominerer kystprocesserne i 2-3 måneder om året (Nielsen, 1969). Kysten påvirkes om vinteren ved at strandbreddens perkolation nedsættes på grund af frosten. Erosionen øges når bølgeopskyllet underminerer det frosne sediment, som løsnes og transporteres væk, herved opstår teksturforurening. Havisen fungerer som sedimenttransportør, der hvor vind- og strømforhold byder det. Dette har en negativ effekt på sedimentbudgettet. Har vinden og strømmen retning mod kysten kan sediment tilføres ved henholdsvis ride-up og pile-up (Reimnitz, 1990) Med tiden dannes isfoden som består af meget indlejret materiale. Den nær-vertikale front reflekterer de indfaldne bølger, som resulterer i øget erosion på det nærliggende strandplan. Under storm kan isblokke fra havisen kastes op på barrieren, disse vil senere smelte og resultere i indsynkninger. Når havisen atter smelter vil strandbredden stadig være frosset, den manglende perkolation medfører erosion søværts herfor. (Ordford et al, 2002; Leon'yev, 2002; Butler, 1999; Trenhaile, 1997; Nielsen, 1988).

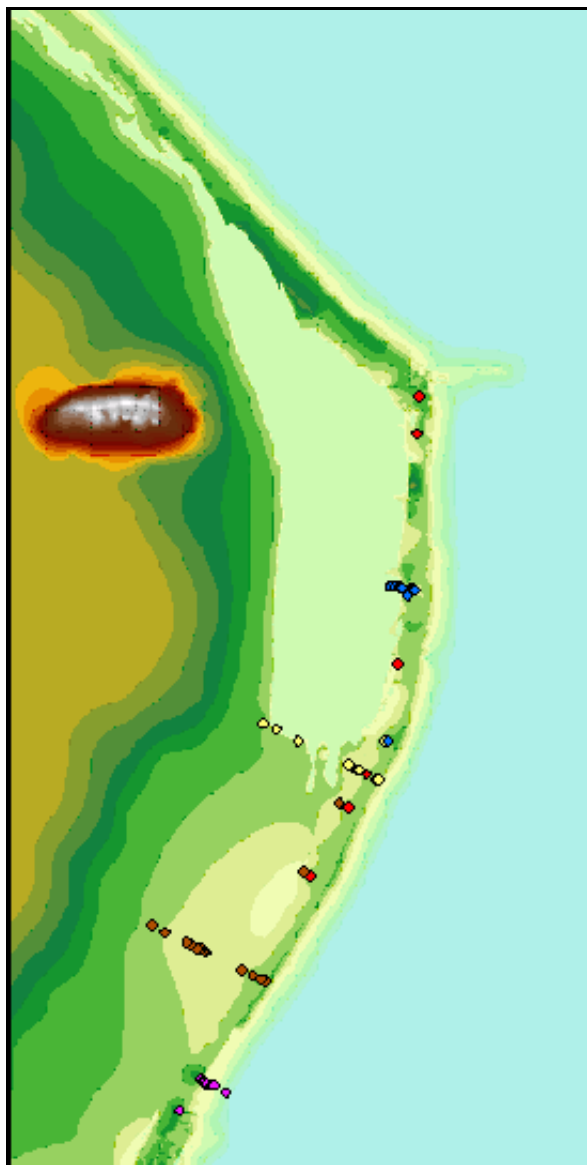
Bølger der genereres ved kæntrende isbjerge vil påvirke kysten. Under migrationen vil isbjergene kæntre og store stykker af is brækker af, isstykkerne vil generere yderst kraftige bølger med meget længere bølgelængde end normalt.

Formålet med artiklen er at beskrive et arktisk barriersystem. Samt en sammenligning af barriereudviklingen i perioden 1966-2003. I de følgende afsnit vil der være en generel sammenligning af barrierens opmålte profiler i 1966, 1976, 1986, 1989, 1993 og 2003. Ved at sammenligne profilerne kan det afgøres om barrieren generelt er i en transgressiv eller regressiv fase, og hvilke kystprocesser der er dominerende for barrierens udvikling.

Feltområde

Barriersystemet strækker sig fra Nûk Elv til spidsen af Nûk, som er beliggende ca. 2 km nordligere. På figur 1 ses offshore barrieren med en bagvedliggende lagune, et marskområde og en markant bakke. Bagbarrieren præges af spredte tueklitter, den tueformet vegetation præges hovedsageligt af *Honckenya peploides*, *Mertensia Maritima* og *Leymus Arenarius*. *Honckenya Peploides* (strandarve) er kendetegnet ved at etablere sig på sandet og gruset steder. *Mertensia Maritima* (Hestetunge). Kendetegnes ved at gro på åbne sand og grus

strandbredder og i klitlavninger. *Leymus arenarius* (Marhalm) etablere sig i klitter og på strandvolde. (Ericsson, 1999).



Figur 1. En højde model over barrieren. De røde punkter markerer pløkkene, de lilla punkter er opmåling med totalstationi profil 300 (1), de mørkerøde punkter markerer opmåling i profil 600 (1), de gule punkter markerer opmåling i profil 1200 (1) samt de blå punkter markerer opmålingen i profil 400 (2).

Ved at sammenligne billederne i figur 2 og 3 ses en tydelig forøgelse af vegetationen og tueklitterne på barrieren dels i udbredelse og dels i niveauet af klitterne i perioden 1967-2003.



Figur 2. Billede af barrieren der viser vegetationen. Billede af Peter Lohmann Christoffersen.



Figur 3. Billede af barriere der viser vegetationen. foto af Niels Nielsen 1967.

Den æoliske aktivitet har betydning for barriereudviklingen. Der føres sand fra kysten ind til forbarrieren. Umiddelbart er det forbarrieren der påvirkes mest ved sedimentakkumulation i luvsiden, hvorimod bagbarrierens sedimentomlejring typisk vil være minimal og den omlejring, der finder sted stammer fra etableringen af små vindkuler (Davidson-Arnott & Law, 1996). Den æoliske aktivitet begrænses af den grove kornstørrelse, som barrieren består af.

Den dominerende langsgående transport må vurderes til at være nord-nordøst gående ud fra Nûk elvens forskudte udløb mod nordøst se figur 4. Der forekommer en del forskellige rettede strømninger på grund af tidevandet. Yderligere blev der under feltarbejdet i 2003 observeret, at vinden hurtigt skiftede retning, fra om dagen hvor vinden dominerede fra Nordøst, til at den skiftede,

til Sydvest om aftenen. Hvis disse vindforhold er generelle for lokaliteten, må det have



Figur 4. Flyfoto af lokaliteten. Bemærk Nûk elvens forskudte udløb mod nord.

indflydelse på den morfologiske udvikling af barrieren.

Tidevandsstørrelsen ved Nûk er ca. 2,6 m, og tidevandsbølgens retning er Sydvest. Der er indikation på at tidevandsbølgen har betydning for materialetransporten (Nielsen, 1969).

Sandbuler er større akkumulationer af sand der migrere langs kysten (Davidson-Arnott & Law, 1996). Under feltarbejdet i 2003, og på flyfotos over lokaliteten fra 1953-2001 er der observeret sandbuler. Det har ikke været muligt at estimere størrelsen eller migrationsraten af disse. I vinteren 2002-2003 var

der ingen havis, dette betyder at perioden, hvor barrieren domineredes af vindgenererede bølger bliver længere, og den manglende havis resulterer i at bølgerne dominerer året rundt, som kan lede til en øget erosion, eftersom stormene er kraftigere i vinterperioden (Leont'yev, 2002). Desuden vil den manglende drivis også lede til en større erosion, da denne normalt vil mindske bølgeaktiviteten i forårmånederne. (Nielsen 1977) På barrieren er der ikke observeret nogen isskruninger eller rygge af residualblokke som følge af havis. Dette kan skyldes at en sådan isfod allerede fjernes ved den første storm i forbindelse med højvande.

I 1966 observeres under et feltarbejde et kæntræde isbjerg ud for kysten, dette indtræf samtidig med højvande under springtid. Bølgen der blev genereret som følge heraf brød nær toppen af barrieren. Dette resulterede i væsentlige ændringer af forstranden og mindre ændringer i relieffet på bagsiden af barrieren (Nielsen, 1969).

Metoder

Sedimentprøver er udtaget i profil 1200. Kornstørrelsesanalyse af sedimentprøver er gennemført ved tørsigtning.

Feltarbejdet i 2003 blev udført med en totalstation. Den sydligste linie er benævnt profil 300 (1) herefter mod nord profil 600 (1) og profil 1200 (1) samt profil 400 (2). Placeringen af profilerne ses på figur 1. Dataene er senere georefererede, og højden er beregnet i forhold til middelvandstanden i 1966. Desuden er der anvendt en GIS-GPS, som automatisk har logget punkter under brug. Opmålingsdataene er anvendt i GIS programmet ArcMap til at etablere en digital højdemodel, hvorefter der er udtegnet et højdekurvekort. Dette kurvekort sammenlignes med kurvekortet fra 1966, hvorved det vil fremgå, om barrieren er i en transgressiv eller en regressiv fase.

Resultater

For at undersøge hvilke faktorer der påvirker barrieren, er der både analyseret sedimentprøver og opmålt profiler og punkter hen over barrieren.

Sedimentanalyse

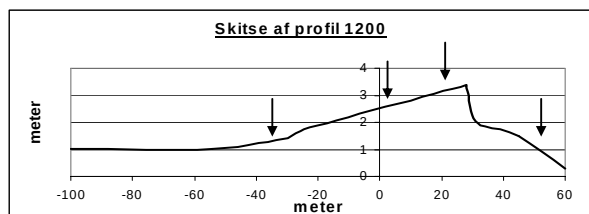
Sedimentprøverne er udtaget i profil 1200 (1), prøveudtagningerne er afbilledet på figur 5, som er en skitse af profilet. Middelkornstørrelsen for de fire sedimentanalyser er 0,868 mm. En mere repræsentativ kornstørrelse for selve barrieren er analyseret ud fra prøve 2 og 3, her er middelkornstørrelsen 0,650 mm.

Prøve 1 er taget i lavvandsstanden. Kornstørrelsesfordelingen ses af figur 6, Den største fordeling af sediment findes spektret 1,08-1,17 mm. Kornstørrelsesfordelingen er spredt over det grove spektre fra 0,50-2,00 mm, dette skyldes dels bølgeopskyllet og tidevandsstørrelsen som resulterer i forskellige bølgeenergier.

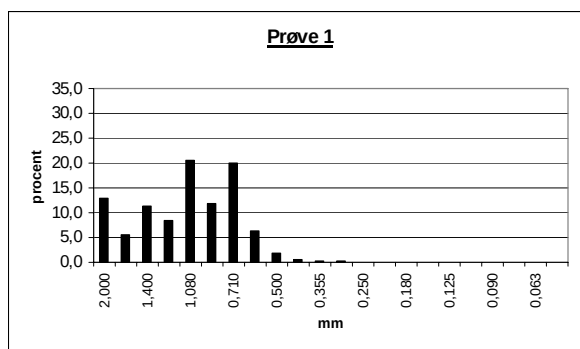
Prøve 2 er udtaget på toppen af barrieren. Her er middelkornstørrelsen 0,650mm, se figur 7. Kornstørrelsesfordelingen nedenfor klitfoden er lignende prøve 2, dette skyldes at sedimentet oprindeligt stammer fra erosion af forbarrieren.

Prøve 3 er udtaget i en tueklit, hvor vegetationen er marhalm og strandarve. Middelkornstørrelsen findes i intervallet 0,71-0,84 mm, se figur 8.

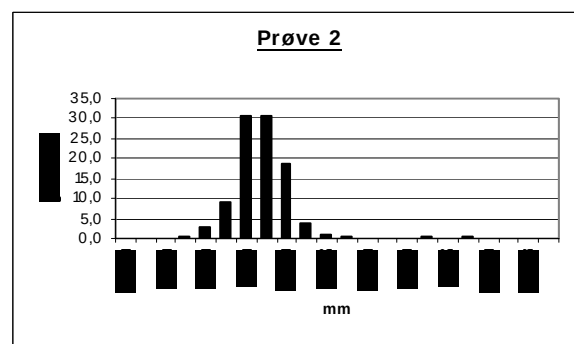
Prøve 4 er taget på bagbarrieren på en vegetationsløs flade, som umiddelbart kan antages som en afblæsningsflade. Middel-



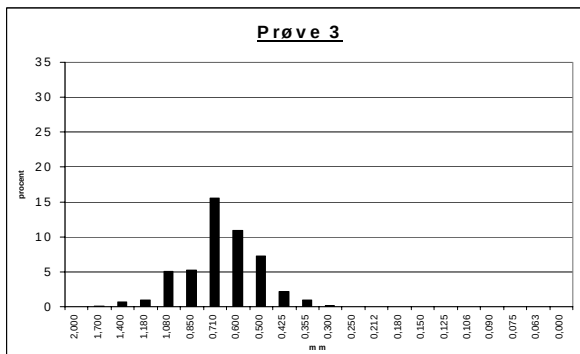
Figur 5. Skitse af profil 1200, de positive værdier på x-aksen indikerer den kystværts afstand fra det etableret kotepunkt. Pilene indikerer hvor sedimentprøverne er udtaget. Fra højre mod venstre er prøverne følgende 1,2,3 og 4



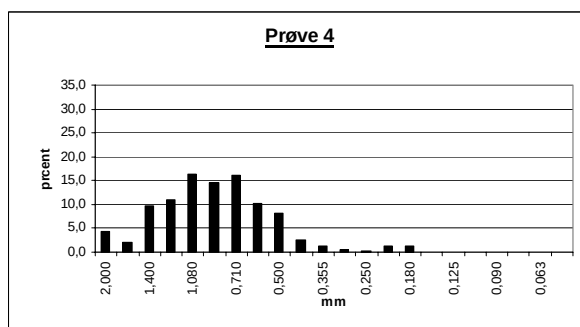
Figur 6. Kornstørrelse fordeling for prøve 1



Figur 7. Kornstørrelsesfordeling for prøve 2



Figur 8. Kornstørrelsesfordeling for prøve 3



Figur 9. Kornstørrelsesfordeling for prøve 4

kornstørrelsen findes i intervallet 1,08-1,17 mm, se figur 9. Den grove middeldkornstørrelse skyldes sandsynligvis manglen på vegetation, som resulterer i det finkornet materiale fjernes fra fladen. Yderligere kan de grove korn stamme fra teksturforurening forårsaget af havis, der bringes op på barrieren under storm. Endnu en faktor kan være overskyl af barrieren forårsaget af bølger genereret af kæntrende isbjerge. Middeldkornstørrelsen på 0,650 mm mindsker den æoliske aktivitet på barrieren. Den æoliske aktivitet, der finder sted foregår sandsynligvis ved krybning og saltation.

Profilopmålinger

Profilerne for 300 (1), 600 (1), 1200 (1) og 400 (2) fremgår af figurerne 10, 11, 12 og 13. Søjlediagrammerne på figur 14, 15 og 16 illustrerer, om hvorvidt barrieren er migreret sø- eller kystværts i den mellemliggende periode mellem to profilopmålinger. Under profilbeskrivelsen omtales følgende profiltyper et akkumulationsprofil, som definerer et profil med en lav gradient, og et erosionsprofil som definerer et profil med en stejl gradient.

Profil 300

I 1966 er profilets strandvoldskrone ca. 2,5 m. I perioden 1966-1976 er barrieren i en regressiv fase. Niveauet og gradienten er nogenlunde identisk med 1966. Der er i perioden 1966-76 sket en akkumulation på bagbarrieren. I den efterfølgende periode 1976-1986 er barrieren i en transgressiv fase. Gradienten og niveauet er stor set ens med de tidligere år. Niveauet er dog forøget på barrierens aktuelle forkant med 0,25 m. I perioden 1986-1989 rykker kysten søværts. Gennem perioden 1989-1993 rykker kysten tilbage, profilet bærer præg af bølgeerosion og gradienten er tilsvarende stejlere. I 2003 er profilet stadig et erosionsprofil med en stejl gradient.

Profil 600

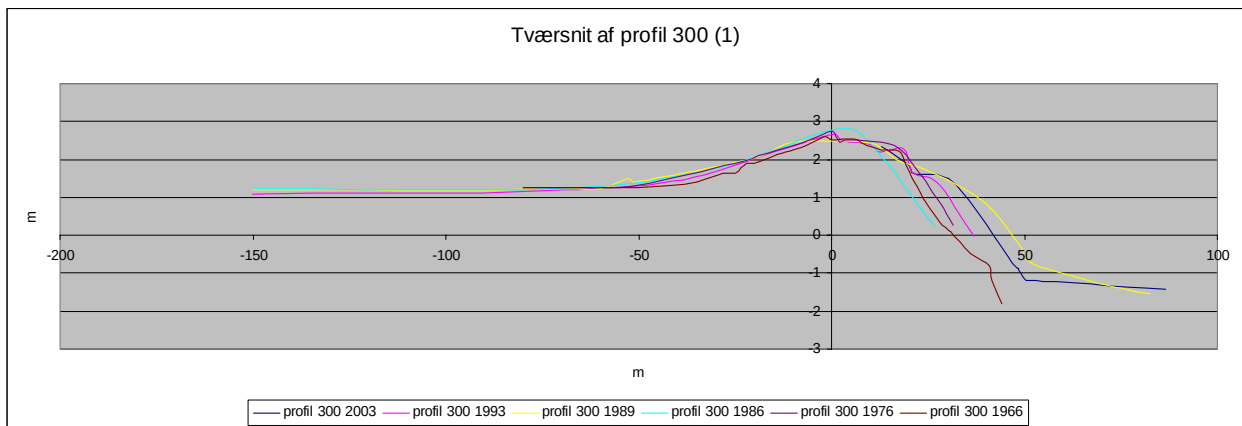
I 1966 er profilets gradient stejl. Profilet bærer præg af erosion fra bølgeaktivitet. Strandvoldskronen er 2,77 m. I perioden 1966 til 1986 er ændringerne i profilet begrænset. Profilet i 1986 præges af erosion, det har en stejl gradient.

Profil 1200

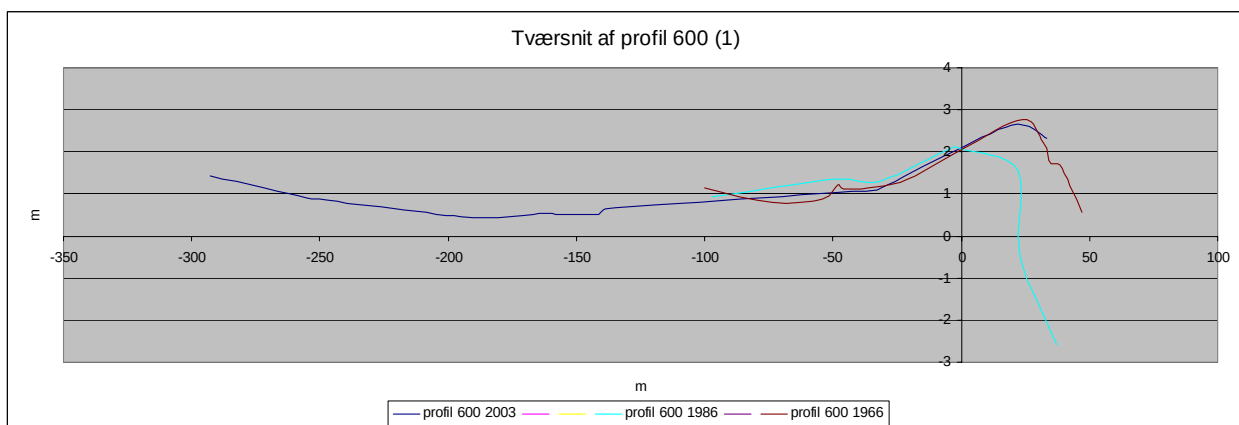
I 1966 er forbarrieren præget af erosion. I den mellemliggende periode 1966-1976 er barrieren i en transgressiv fase. Profilet i 1976 er et erosionsprofil præget af bølgeaktivitet. I Perioden 1976-1986 er der ikke nogen migration af barrieren. I perioden 1986-1989 er barrieren i en regressiv fase, niveauet og gradienten er ens med forholdene i 1986. I den mellemliggende periode 1989-1993 forekommer der en relativ stor akkumulation. Akkumulationen skyldes sandsynligvis en migrerende sandbule. I perioden 1993-2003 forekommer der en væsentlig erosion af forbarrieren. Niveauet af bagbarrieren er mindsket og forbarrierens gradient er mere stejlt i 2003 end i 1993. Observationerne tyder på at der har været et overskyl af barrieren som følge af et kæntret isbjerg.

Profil 400 (2)

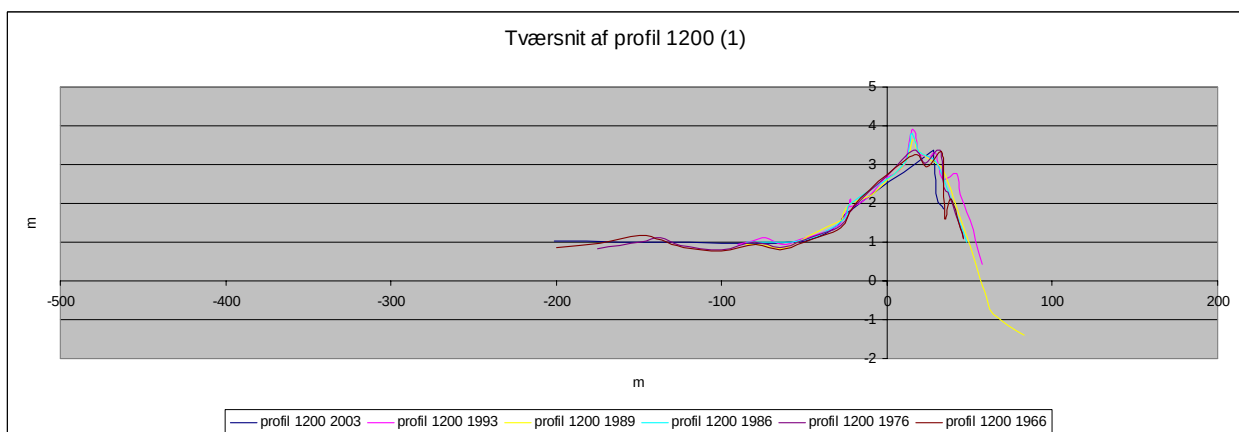
I 1966 vil profilet kunne betegnes som et akkumulationsprofil med en lav gradient. I 1986 er profilet præget af en relativ stejl forbarriere. Strandvoldskronen er på 3,57 m den findes på barrierens aktuelle forkant. Der har været en større erosion i perioden 1966-1986. I den mellemliggende periode 1986-1993 er barrieren rykket tilbage. I 1993 er forbarrieren stadig præget af en erosionsskrænt. Strandvoldskronen er i 3 m og niveauet af barrieren er lavere end tidligere som følge af bølgeerosion sandsynligvis genereret af bølger fra kæntrede isbjerge. I lagunen ses akkumulation som følge dannelsen af en



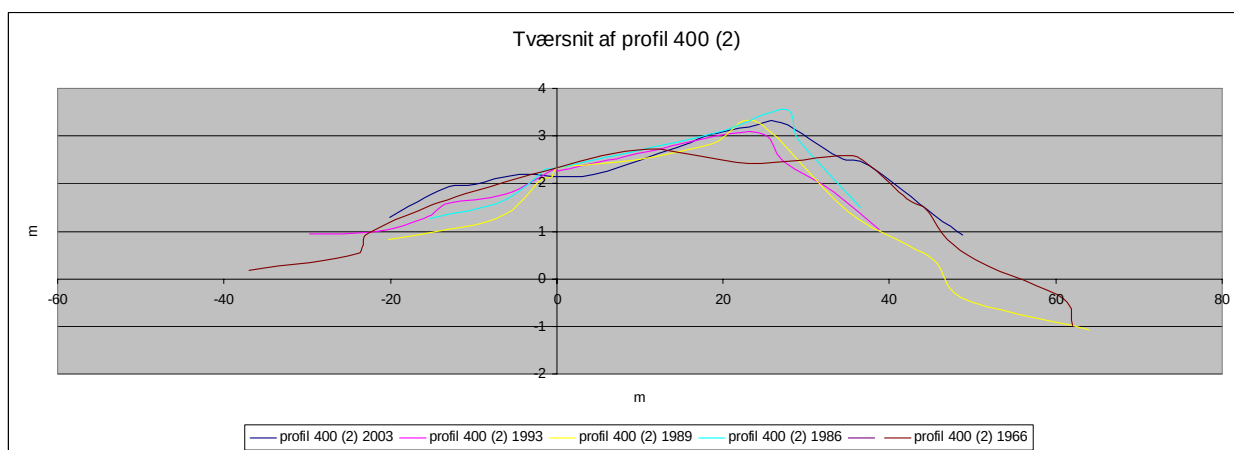
Figur 10. Tværsnit af profil 300 (1)



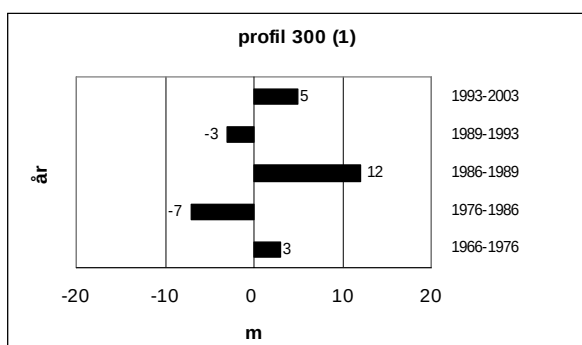
Figur 11. Tværsnit af profil 600



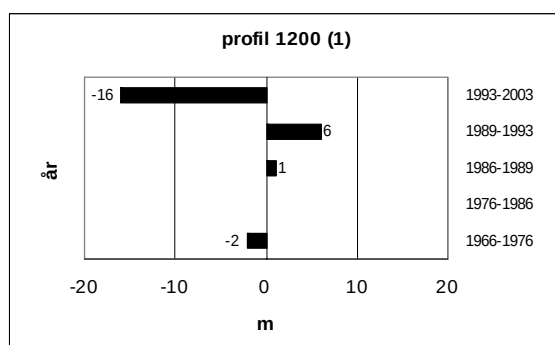
Figur 12. Tværsnit af profil 1200



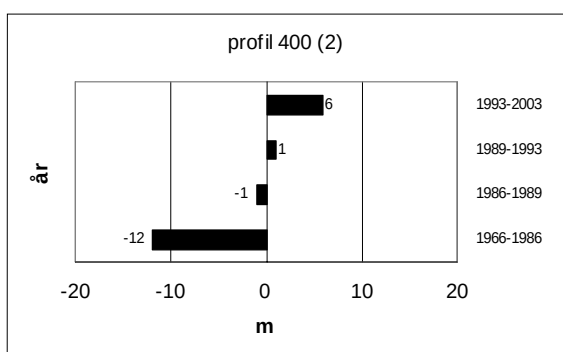
Figur 13. Tværsnit af profil 400



Figur 14. Diagram over kystændringer i profil 300



Figur 15. Diagram over kystændringer i profil 1200

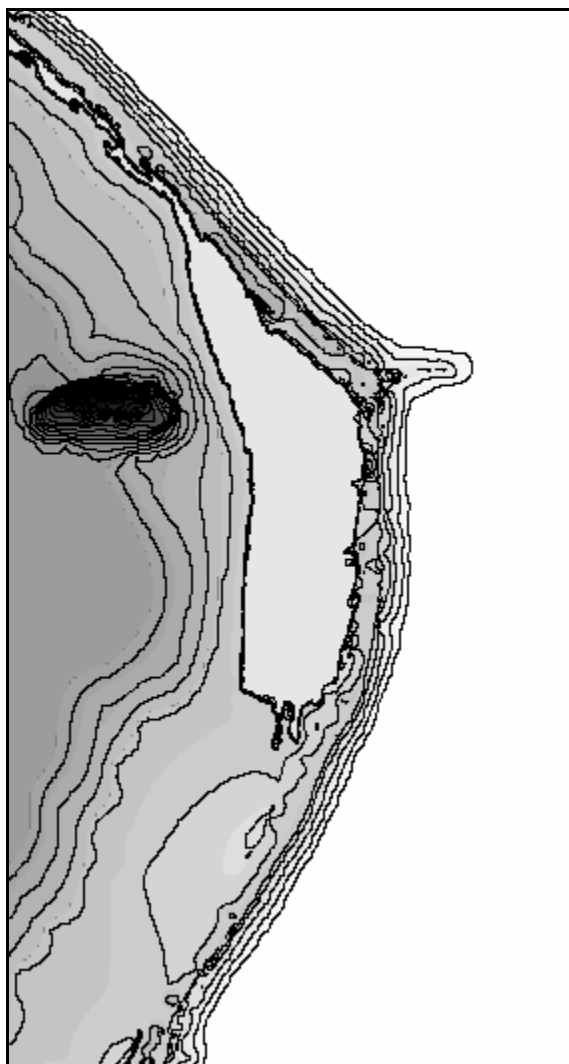


Figur 16. Diagram over kystændringer i profil 400

krummodde. I perioden 1993-2003 er barrieren i regressiv fase. Bagbarrieren i 2003 vidner om en kraftig erosion, niveauet er mindsket og gradienten af bagbarrieren er stejlere end tidligere. Det antages at materialet er ført væk ved overskyld.

Punktopmåling

Ved at generere en digital højdemodel ud fra data som er indsamlet ved hjælp af punktopmålinger med en GIS-GPS, er det muligt ved hjælp af interpolation i ArcMap at beregne en tredimensionel model af området og genererer et højdekurvekort heraf, dette er vist i figur 17. Det dannede højdekurvekort kan sammenlignes med et højdekurvekort fra 1966 over området, ved at georeferere dette i forhold til opmålingerne fra 2003. Herefter er – 1 m kurven for 1966 og 2003 digitaliseret, de to kurver er vist i figur 18 med henholdsvis en rød og blå linie. Kystlinien er forholdsvis stabil fra Nûkelv til spidsen af Noorujuk. Der er en tendens til at kysten er rykket relativt

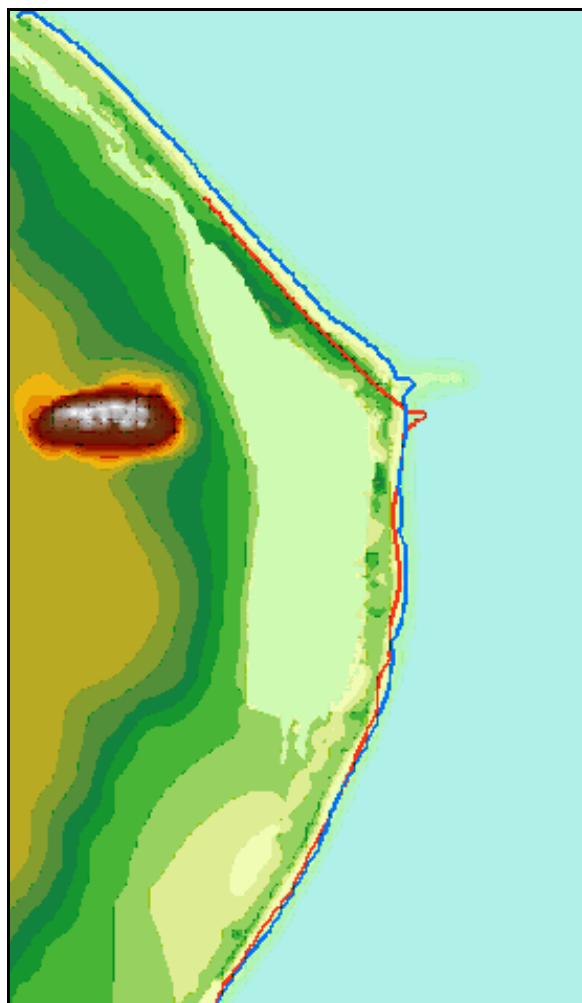


Figur 17. En digital højdemodel over lokaliteten med højde kurver, med distancen af 1 m, den yderste kurve er -3 m kurven."

søværts i størrelsesorden 0-20 m. Spidsen af Noorujuk er migreret i nordlig retning, samtidig er ky sten rykket søværts nord for Noorujuk. Det skal dog bemærkes, at kvaliteten af georefereringen er relativ dårlig i dette område, da der ikke er nogle punkter at oprette efter.

Diskussion

Ved at sammenligne tværsnitprofilerne kan det ikke konkluderes om kysten er i en regressiv eller transgressiv fase. I stedet tegner der sig et billede af migrerende sandbuler. Det typiske billede, er at kysten



Figur 18. Den røde linie indikerer -1m kurven i 1966 og den blå linie indikerer tilsvarende kurve i 2003.

migrerer 0-10 m sø- eller kystværts. For hver profil ses en skiftende migration. Ved at sammenholde profilerne med hinanden, se figur 14-16, ses at der eksempelvis i profil 1200 (1) har været en kraftig erosion i 1993-2003, opstrøms herfor i profil 400 (2) har der tilsvarende været en større akkumulation. Lignende ses i perioden 1989-1993 i profil 300 (1) en kysttilbagerykning, opstrøms herfor i profil 1200 (1) forekommer til gengæld fremrykning af kysten.

Tilsvarende sandbuler er beskrevet i artiklen "Barrieremorfologien ved Noorujuk, Østdisko, Grønland". Havisen har stor betydning for barrieren. I 1976 blev profil 300 (1) opmålt løbende, for herved at kunne se ændringen i barrieren under bortsmeltning af

isfoden. De forskellige profilopmålinger fremgår af figur 19. Barrieren der er påvirket af isfoden er tydeligvis udsat for erosion, og der er en stejl gradient. Efterhånden som isfoden smelter bort, bliver forbarrierens gradient lavere. Havisen har således en stor betydning for barrierens form og gradient og må vurderes til at have stor indflydelse på de øvrige kystprocesser.

Bølger generet af kæntrende isbjerge er med til at forklare, hvorfor der pludselig forekommer erosion af barrieren. Den største erosion genereret af disse bølger findes dog på forbarrieren, og må vurderes til at have en relativ stor betydning for barrierens niveau og gradient.

Æolisk erosion er en mindre væsentlig faktor for barriereudviklingen over kort tid, det skyldes den grove kornstørrelse. Forøgelsen af vegetation kan betyde, at barrierens tueklitter øges i både udbredelse og niveau, som det er sket i perioden 1966-2003

Yderligere påvirkes barrieren af de øvrige faktorer som langsgående transport og tidevandscyklusen

De skiftende akkumulations- og erosionsprofiler der findes på barrieren kan sandsynligvis tilskrives de migrerende sandbuler. Det er formentligt disse, der giver den største variation af barrierens profiler og disse, der styrer hvorvidt kysten rykker sø eller kystværts. Af profilopmålingerne i 1966-2003 anses barrieren for at være stationær.

Ud fra punktmålingerne indsamlet med en GIS-GPS, er der en indikation på, at kysten overordnet er rykket søværts, altså en regressiv kystudvikling. Hvilket yderligere er påvist ved en opretning af flyfotos, der er taget over området i perioden 1953-2001. I forbindelse med feltarbejdet 2003 blev der fundet marskaflejringer umiddelbart syd for Noorujuk på forbarrieren i en dybde af ca. 1m, hvilket er en indikation på en transgressiv barriere. Marskaflejringerne må vurderes til at være fra før 1966, eftersom der ikke er

nogen indikation på, at kystlinien har været beliggende betydelig søværts herfor.

Barrieren vurderes til at være stationær, den påvirkes især af migrerende sandbuler, bølger generet af kæntrende isbjerge, havis samt den langsgående transport og tidevandets effekt på sedimentbudgettet.

Referencer

- Butler, E.R.T. (199). Process environments on moderne and raised beaches in McMurdo Sound, Antarctic. *Marine Geology* 162.
- Davidson-Arnott (1996). Rates of aeolian transport on a beach in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 17
- Ericsson, Stefan et al. (1999). Den store nordiske Flora. *Gads Forlag, København*
- Leont'yev, I. O. (2002). Modelling erosion of sedimentary coasts in the western Russian Arctic. *Coastal Engineering* 47.
- Nielsen, Niels (1969). Morphological studies on the eastern coast of Disko, West Greenland. *Geografisk Tidsskrift* 68
- Nielsen, Niels (1977) Godhavns Geomorfologi, *Geografforlaget, Brenderup*
- Ordford, J. D. (2002). Organisational controls, typologies and time-scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology* 48.
- Reimnitz et al. (1990) A review of beach nourishment from ice transport of shoreface, materials, Beaufort Sea, Alaska in, *Journal of coastal research*, vol 6
- Short, Andrew D. (1999): Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. *Wiley*
- Trenhaile, Alan S. (1997): Coastal dynamics and landforms. *Clarendon Press – Oxford*

Morfologien omkring en submarin ryg ved Noorujuk, Østdisko

Laura Addington & Helle Vittinghus

Abstract. Det østligste punkt på Disko går ud i et rev, som kaldes Noorujuk. På feltkurset blev en submarin ryg ud for spidsen undersøgt. Ryggen blev tørlagt ved laveste lavvande og oversvømmet ved højvande. Rygmorfologien lignede umiddelbart et vinkelforland, og ved nærmere feltundersøgelser blev det klart at flere faktorer end vinden havde indflydelse på rygformens dannelse og udvikling. Placeringen af den submarine ryg kunne tænkes at blive fastholdt af noget glacialt aflejret morænemateriale, mens sedimenttransporten omkring ryggen blev forklaret med tidevandets påvirkning.

Keywords: *Submarin ryg, vinkelforland, submarint morænemateriale, tidevand, hofde eller megabanke.*

Introduktion

Et rev kan dannes på alle kyster, hvor de rigtige forhold for revdannelse er til stede. I nogle tilfælde er årsagen oplagt på grund af sammenstødende dominerende strøm- eller vindforhold. Andre tilfælde er mindre gennemskuelige, da flere forskellige faktorer spiller ind på udviklingen af revet. Det er således interessant at undersøge hvert enkelt tilfælde for at kunne komme med et kvalificeret bud på et specielt revs udvikling. På feltkursus på Disko i Grønland blev revet på østspidsen af Diskøen undersøgt i forhold til dets dannelses- og udviklingsfaktorer.

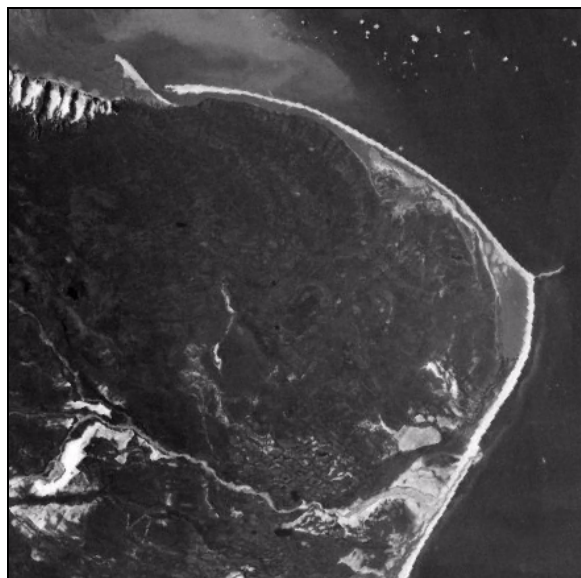
Studieområdet er barrieresystemet ved Flakkerhuk på Østdisko. Her strækker barrieren sig fra den sydligste del af lagunen ca. 1 km mod nordøst, hvorefter den slår et skarpt knæk og går mod nordvest frem til mudderbugt-inletet cirka 4½ km længere fremme. Dette knæk er Diskos østligste punkt, Noorujukspidsen.

Af flybilleder fremgår det, at der ud for Noorujukspidsen sker en bølgebrænding vinkelret på kysten (figur 1).

Ser man fra Noorujukspidsen ind over land, ses tre relativt markante bakker i det ellers flade marsklandskab. Det er iøjenfaldende at

bakkerne ligger på en relativt lige linie i forlængelse med nukspidsen.

Det var med feltkurset intentionen at undersøge hvad der forårsager bølgebrydningen ud for Noorujukspidsen, samt hvad der kan være årsag til dette kystforløb.



Figur 1. Flybillede fra 1985 over Flakkerhukområdet.

Tidligere arbejde

Området omkring selve spidsen af Noorujuk er ikke tidligere undersøgt nærmere. Det blev af Nielsen (1969) foreslået at årsagen til beliggenheden af Noorujuk på netop dette

sted, muligvis skulle findes i den generelle hydrografi i området, og at det derfor ikke nødvendigvis havde nogen sammenhæng med de tre markante bakker som den ellers ligger i forlængelse af. Desuden blev der foreslået at de to markante bakker nærmest kysten sandsynligvis er delvist eroderede dykes (selvom der ikke fandtes noget basalt in situ), hvorimod den bakke længst væk fra kysten nok nærmere var en randmoræne. Barrierekestens udvikling fra 1953-2001 er blevet undersøgt af Grande og Vestergaard (2003). De lavede en map-overlay analyse af orthorektificerede flybilleder fra forskellige år i perioden. Analysen viste en nordlig migrering af Noorujukspidsen fra 1953-1983, og en tilbage migrering fra 1983-2001.

Metode

For at få et overblik over hele spidsens morfologi og orientering, såvel den tørlagte del af spidsen som den submarine del, var målet at fremstille et 3D kort over Noorujukspidsen. Dette kunne opnås ved at kombinere målinger foretaget med totalstation, med ekkolodmålinger.

Ekkolod

I en højvandsperiode blev der sejlet i kystparallelle baner på tværs af ryggen længderetning. Der blev under sejladserne logget dybder vha. et ekkolod, med sammenhørende geografiske koordinater målt med GPS.

En efterbehandling af data var herefter nødvendig. Måledybderne skulle korrigeres med den aktuelle vandstand iflg. Grønlandsk tidevandstabel (Farvandsvæsenet, 2002), hvor vi har antaget at tidevandet har samme størrelse som i Godhavn. De geografiske koordinater blev konverteret til UTM koordinater, zone 22N (Datum er NAD 1927).

Totalstation

Ved laveste lavvande (springtid) blev en totalstation opstillet i et kendt punkt, og nulstillet til et andet kendt punkt. Herefter

kunne Noorujukspidsen, barrieren omkring spidsen, samt den tørlagte del af ryggen opmåles. Vha. en GPS fik de to kendte punkter geografiske koordinater, hvorefter en opretning af totalstationsmålingerne kunne foretages. På denne måde kunne ekkolodsmålingerne kombineres med totalstationsmålingerne til fremstilling af et kurvekort i Surfer.

Resultater

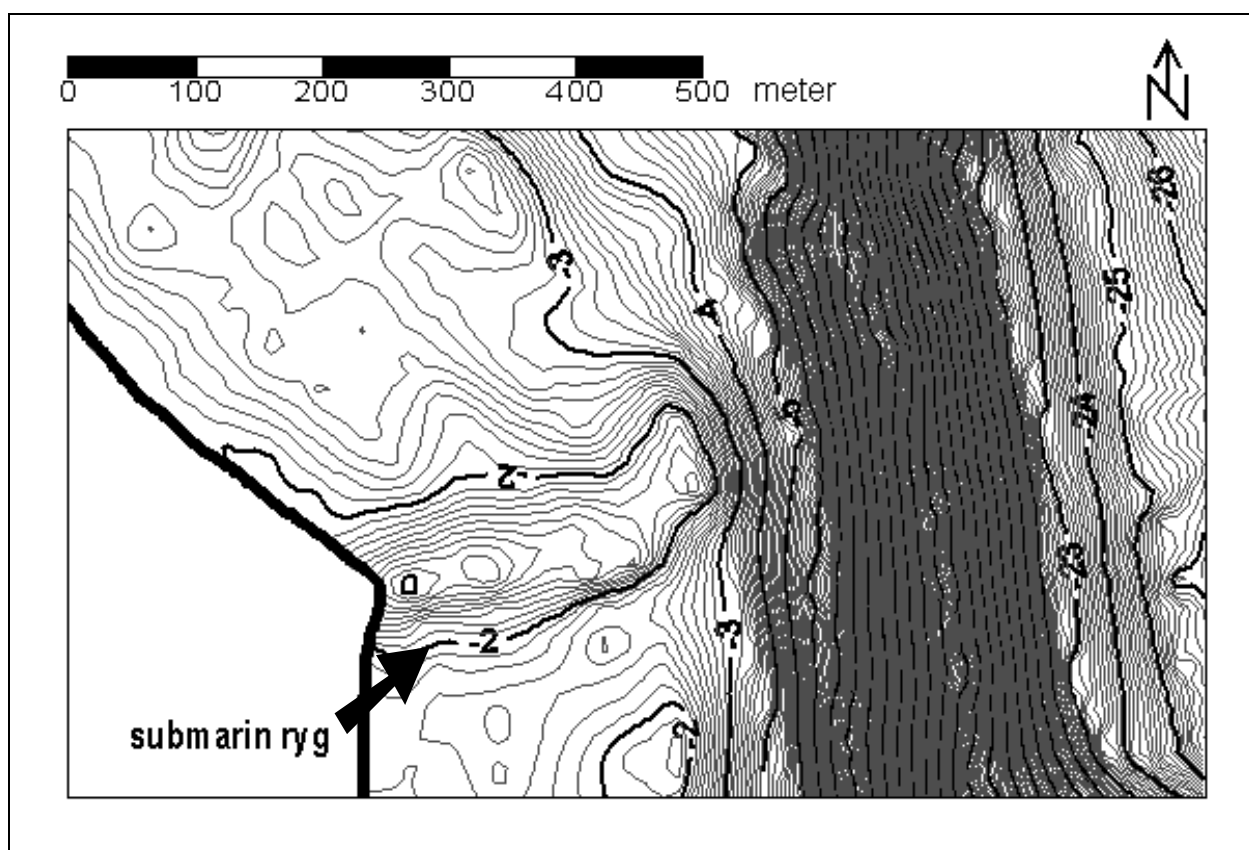
Højdekort

På højdekortet (figur 3) afbildes en tydelig submarin ryg, der strækker sig mod øst fra spidsen af Noorujuk. Yderspidsen af ryggen har et buet forløb gående mod nord. Ryggen kan erkendes med ekkolod i cirka 250 m afstand fra barrieren i gennemsnitlig 1-2 m dybde ved højvande. Ved lavvande under springtid blev cirka 180 m af ryggen tørlagt (se figur 2).



Figur 2. Billede af Noorujukspidsen ved lavvande under springtid, set fra toppen af barrieren. Foto: Laura Addington.

Ud fra observationer i felten har vi dannet os et billede af et længdeprofil og et tværprofil. Længdeprofilet af den tørlagte del er jævnt faldende i den søværts retning, men den afbrydes af nogle få dybere liggende kanaler som gennemskærer ryggen og som ikke tørlægges ved lavvande. Tværprofilet af ryggen er mere karakteristisk med en markant stejlere hældning på sydsiden af ryggen end på nordsiden.

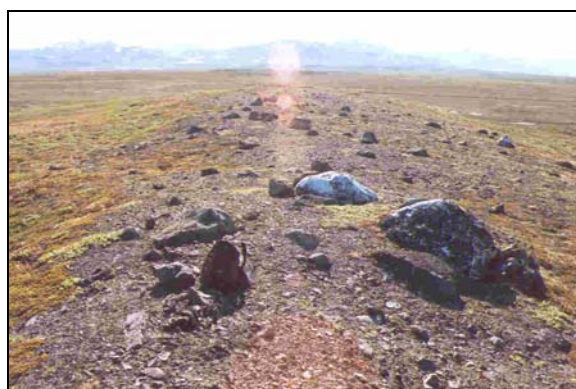


Figur 3. Højdekort over havbundsområdet omkring den submarine ryg. Kurveækvistancen er på 0,1 m, mens ækvistancen for de fede kurver er 1,0 m. Den sorte linie viser en omtrentlig kystlinie, hvor knækket illustrerer Noorujukspidsen.

På højdemodellen (figur 3) ses et relativt stejlt fald søværts for ryggen som viser, at den submarine ryg ligger på en plateauflade.

De markante bakker

De markante bakker ligger omtrent 1, 2 og 3 kilometer bag barriereryggen i en relativt lige linie i forlængelse af Noorujukspidsen (figur 5). GPS-opmåling af de 2 yderste af bakkerne viste den samme tendens til at ligge på linie. Udgangsmaterialet af de samme to bakket blev undersøgt i felten, hvor det viste sig, at begge bakker bestod af et meget heterogent udgangsmateriale, hvor der blev fundet muddercirkler samt blokke af blandt andet basalt, granit og gneis (Figur 4). Ud fra dette blev det bestemt at bakkerne højst sandsynligt er glacialt aflejret, evt som mediale eller laterale moræner.



Figur 4. Ryggen på en af de markante bakker. Foto: Laura Addington.

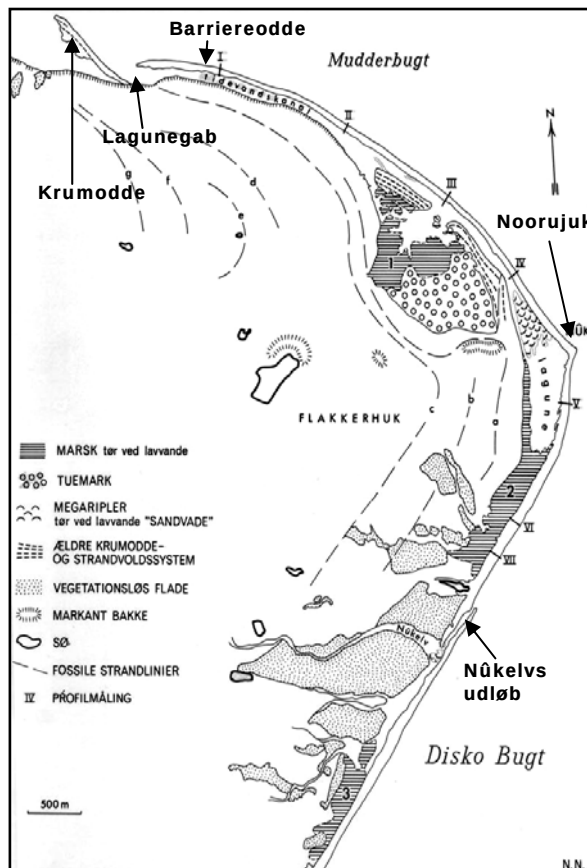
Diskussion

Vinkelforland

Spidsen ved Noorujuk har en form som er oplagt at kalde et vinkelforland. Disse dan-

nes typisk når der er to store frie stræk med indbyrdes stor vinkelafstand. Dette vil sige, at de ofte dannes i forbindelse med snævre langstrakte farvande (Nielsen & Nielsen, 1990). Formen kan enten være ensidigt eller tosidigt opbygget, afhængigt af om der er sedimenttransport fra begge retninger, eller om det hovedsageligt er den ene retning, der dominerer. I sidstnævnte tilfælde kan bølgepåvirkningen fra det modsatte frie stræk være med til at omlejre sedimentet (Nielsen & Nielsen, 1990).

Vinkelforlandet ved Noorujuk må således være et ensidigt opbygget vinkelforland.



Figur 5. Kortskitse over studieområdet. (Nielsen, 1969)

På figur 5 ses både syd og nordvest for Noorujukspidsen nordligt gående krumodder. Disse krumodder vidner om en nordligt gående sedimenttransport, hvilket stemmer godt overens med klimaobservationerne (se afsnit om klima) fra Østdisko, der viser at

den dominerende vindretning er nordlig gående i sommermånederne.

Det sydlige gående frie stræk går hen over munden af Mudderbugten, og der er således ikke basis for en kystparallel sedimenttransport. Hvis der skulle være noget sediment bidrag fra nord, skulle det derfor nærmere være kystnormalt.

Det vil så betyde at Noorujukspidsen får tilført sediment ved den littorale sedimenttransport syd fra, hvorpå den nordlige bølgepåvirkning omlejrer det tilførte materiale. Det, at der er en submarin ryg, må være en naturlig del af et vinkelforland, når denne form netop er en akkumulationsform.

Dog må selve placeringen af vinkelforlandet derimod være styret af en fikserende faktor.

Glacial aflejring

For ca. 9300 år siden havde man en gletscherfremrykning på Disko, som var meget lokal, da tegn på den ikke kan genfindes andre steder i nærheden af Disko (Ingólfsson et al, 1990). Dette fremstød betegnes Disko stadiet, og her strakte udløbergletscherne fra den lokale iskappe på Disko sig meget længere ud i dalene end de gør i dag.

Af figur 6 fremgår det at især Østdisko var mere isdækket. Ved Mudderbugten lå der således en stor udløbergletscher som endte i havet, som kort efter menes at have ligget ca. 90m over det nuværende havniveau (Ingólfsson et al, 1990). Moræner fra denne gletscher kan i dag findes i landskabet bag barrieresystemet, og de såkaldte "Markante bakker" som ligger i området er i denne sammenhæng vurderet til at være glacial aflejningsformer, da de består af usortet materiale og blokke i forskellige størrelser og af forskellig udgangsmateriale.

Det er nærliggende at tro at disse bakker er rester fra en lateral moræne fra Mudderbugtgletscheren, og da de også ligger på linie med den undersøiske ryg, er det vel heller ikke utænkeligt at der kunne ligge nogle submarine morænerester i forbindelse med ryggen, som derfor kan have den styrende indflydelse på placeringen af ryggen.



Figur 6. Kort over isens udbredelse under diskostadiet. Den sorte farve er isens udbredelse i dag. Den grå farve er den yderlige isudbredelse under diskostadiet. (Ingólfsson et al, 1990).

Tidevandets effekt

Ved feltobservationer i lavvandsperioder viste tværprofilet over ryggen en markant stejlere hældning på sydøst siden af ryggen end på nordvest siden. Dette kan tyde på en erosion af sydsiden og en aflejring på nordsiden. Ud fra disse observationer antages det at ryggen fungerer som en høfde og således kan man finde en forklaring på sedimentfordelingen omkring ryggen. Høfde teorien går på, at den bølgegenererede sedimenttransport danner en aflejring på luvsiden af høfden og en erosion på læsiden af høfden ved bølgedifraktion (Komar, 1998; Trenhaile, 1997). Med denne teori i mente kan man fristes til at tro at den littorale sedimenttransport omkring Noorujukspidsen er sydlig gående, men ud fra de to krumodder langs barrieren og på grund af yderspidsens nordomdrejning (beskrevet i afsnittet om vinkelforland) kan vi se at en gennemgående sydlig transport ikke er tilfældet. Det vil sige at på samme kyststrækning, fra nukelvudløbet til Mudderbugten, kan vi således bestemme to forskellige sedimenttransportretninger.

Sedimenttransporten omkring Noorujukspidsen må derfor blive styret af flere faktorer end vinden.

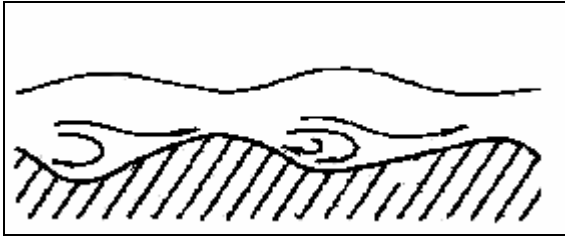
Tages tidevandet i betragtning i forhold til sedimenttransporten, kan to modsatrettede transportretninger langs kyststrækningen godt give mening. Når flodstrømmen kommer fra syd er der lavvande inde i Diskobugten og Noorujukryggen er tørlagt cirka 180 meter vinkelret på kysten. Det vil sige at flodstrømmen må arbejde sig udenom ryggen, indtil højvande er nået. Ved højvande skifter strømmen retning og ebbestrømmen løber ud af Diskobugten. Ved ebbe ligger ryggen under vand og ebbestrømmen behøver derfor ikke bøje sig rundt om ryggen, da den kan strømme over.

Den yderste nordligtdrejede spids af ryggen dannes under flod. Tættere på kysten er der for lavvandet til, at flodstrømmen kan have nogen betydende effekt. Flodstrømmen aflejrer sedimentet yderst på ryggen og danner dermed den nordligtdrejede yderspids. På figur 3 ses en lille fordybning umiddelbart bag ved yderspidsen. Dette må være tegn på, at bølgerne difrakteres rundt om yderspidsen og danner en relativt lille erosionszone. Her kan yderspidsen godt have en høfdeeffekt, men med modsat sedimenttransportretning af først antaget.

Ebbestrømmen derimod kommer tættere på kysten, da vandstanden under ebbe er relativt højere og derfor er det ebbestrømmen, der hovedsagligt styrer sedimentprocesserne omkring Noorujukryggen. På nordsiden af ryggen vil der ske en aflejring og på sydsiden af ryggen vil der dannes en eroderende turbulent strømning når ebbestrømmen kommer fra nord (Figur 7).

Den tidevandsbetingede sedimenttransportretning omkring Noorujukryggen skal derfor betragtes på to måder. Den ene under flod, når ryggen er tørlagt og den anden ved ebbe, når ryggen står under vand.

Under flod har Noorujukryggen en høfdeeffekt, men under ebbe er det mere nærliggende at betegne den som en megabanke.



Figur 7. Strømforhold omkring en banke. Strømmen kommer fra venstre. (Delvist efter Bartholdy & Hasholt, 1992).

Konklusion

Et kort over den undersøiske ryg er nyttigt til at skabe et overblik over dens form, men det vil dog kræve en del supplerende data før der kan siges noget sikkert om årsagen til dens tilstedeværelse. Desuden vil konkrete strømmålinger være nødvendige for at stille en præcis hypotese op over de regerende strømforhold omkring ryggen.

Ud for Østdiskos østligste punkt ligger en submarin ryg. Årsagen til ryggens tilstedeværelse er estimeret ud fra højdekort og kendskab til diskobugtens strøm og vindforhold. På grund af Noorujukspidsens form og to strømretninger i Diskobugten blev spidsen bestemt til at være et vinkelforland. Denne hypotese bliver understøttet af tidligere arbejde (Grande og Vestergaard, 2003), hvor det ser ud som om, at ryggen har migreret en smule nordpå og igen sydpå over en 50 årig periode. Metoden, der blev brugt til at påvise en migrering, er dog så usikker at man må sætte spørgsmålstegn ved en betydelig migrering overhovedet.

Årsagen til denne nogenlunde fiksering af vinkelforlandets placering, synes at have en sammenhæng med morænerne inde på marsken. Disse ligger på række med den submarine ryg, og det formodes derfor at Noorujukspidsen er fikseret af submarint morænemateriale.

Feltobservationer fra lavvandsperioder viste en tydelig tendens på tværs af ryggen med aflejring på nordsiden og erosion på sydsiden. Denne tendens påpegede dog en modsatrettet strøm i forhold til kendte målinger

fra Diskobugten (se afsnittet om strømforhold). Med tidevandets rolle rundt om og især over ryggen kunne tendensen forklares ved at se ryggen som en megabanke under den sydlig gående ebbestrøm. Ved flod blev kun yderspidsen af ryggen strømpåvirket og dette gav samme yderspids en høfdeeffekt i nordlig retning.

Således er der givet et bud på årsagen til Noorujukspidsens beliggenhed, form og drejning mod nord.

Taksigelser

En stor tak til Niels Vinther for god hjælp til konvertering af ekkolodsdata.

Endvidere en tak til alle deltagere på feltkurset.

Referencer

- Bartholdy, J & Hasholt, B. (1992). Fluvialmorfologi. Geografisk institut, Københavns Universitet
- Farvandsvæsenet (2002). Tidevandstabeller 2003 for grønlandske farvande.
- Grande, J. M. & Vestergaard, K. B. (2003). Morfodynamiske kystprocesser i et arktisk miljø. En forundersøgelse af en arktisk barrierekyst, Disko, Vestgrønland. Bachelorprojekt ved Geografisk Institut, Københavns Universitet.
- Ingólfsson, Ó., Frich, P., Funder, S. & Humlum, O. (1990). Paleoclimatic implications of an early Holocene glacier advance on Disko Island, West Greenland. *Boreas* 19, 297-311.
- Komar, P.D. (1998). Beach processes and sedimentation 2.ed. Prentice hall, Oregon State University
- Nielsen, J., & Nielsen, N. (1990). Kystmorfologi. Geografisk Institut, Københavns Universitet.
- Nielsen, N. (1969). Morphological studies on the eastern coast of Disko, West Greenland. Særtryk af Geografisk Tidsskrift 68. bind.
- Trenhaile, A. S. (1997). Coastal dynamics and landforms. Claredon Press – Oxford

Oddedannelse langs lagunebred på Disko, Vestgrønland

Peter Lohmann Christoffersen

Abstract. På østkysten af Disko ved Flakkerhuk er der observeret oddedannelse langs en lagunebred, der grænser op til en barriere. Der er tilsyneladende en systematik i oddernes udseende og orientering: Odderne i den sydlige del af lagunen er kraftig orienteret mod syd. Jo længere mod midten af lagunen desto mindre bliver orienteringen. Længere mod nord begynder orienteringen at tiltage igen, blot mod nord. Disse iagttagelser har ført til følgende spørgsmål: 1) Hvilke dynamiske faktorer har dannet formerne? Dette er forsøgt besvaret ved at se på de dominerende dynamiske faktorer i lagunen, tidevandet og vinden, hvor det sandsynligvis er vinden, der er den primære dynamiske faktor. 2) Hvilke forhold betinger, at formerne udelukkende optræder på den østlige lagunebred? Årsagen hertil er diskuteret ved at sammenligne de to bredder mht. dynamiske processer samt beskaffenhed og skyldes sandsynligvis, at sandtilførslen fra barrieren er en forudsætning for oddedannelsen. 3) Hvor stabile er formerne? Dette gives der et indtryk af, ved at sammenligne ældre flyfotos og håndtegnet skitse med opmålinger fra 2003. Det viser sig, at oddesystemet formentlig har udviklet sig på grund af ændringer i de styrende dynamiske forhold og meget tyder på, at det endnu ikke har indstillet sig efter disse ændrede forhold.

Keywords: *Oddedannelse, choked lagune, barriere, bølgedynamik*

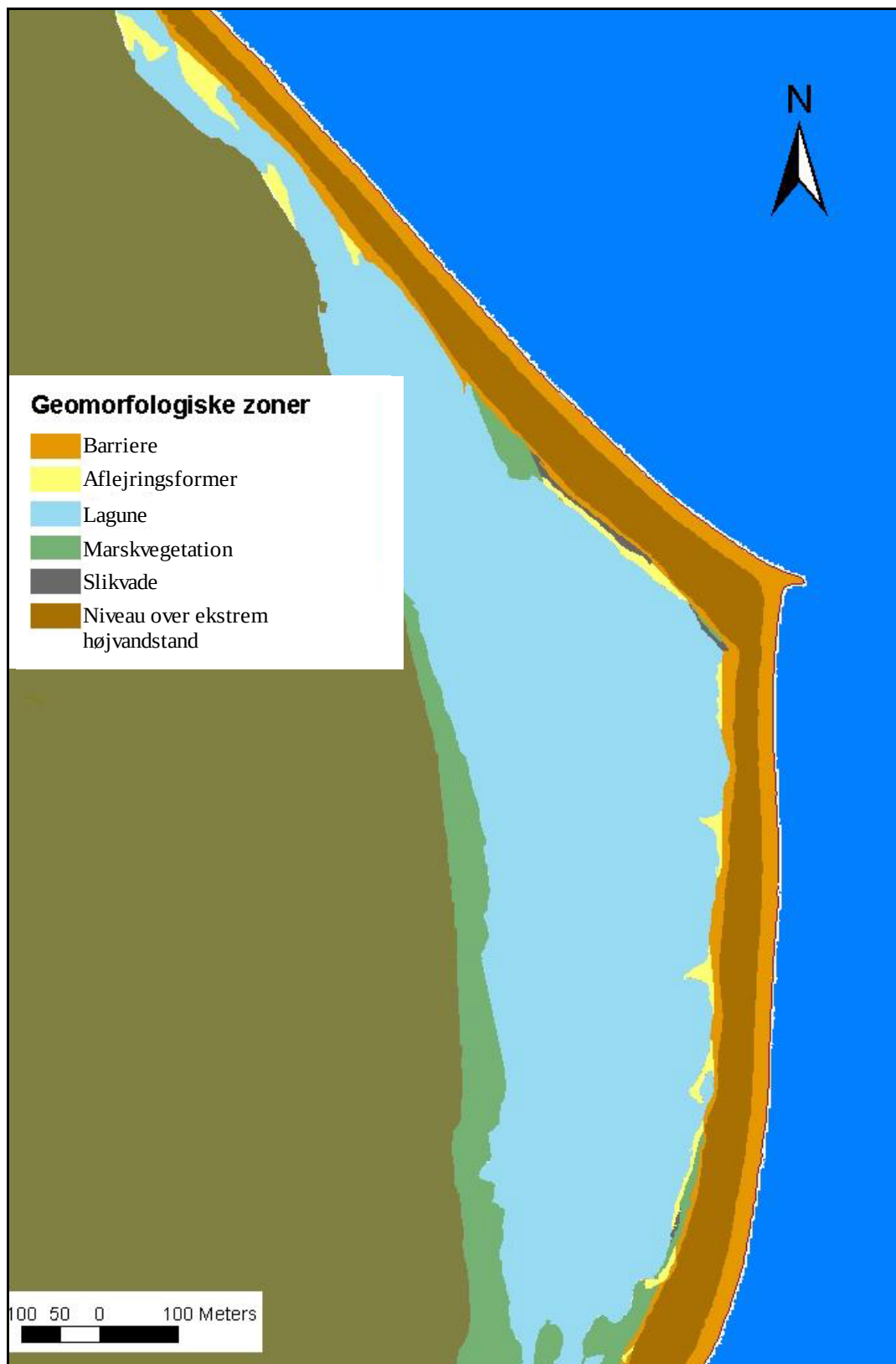
Introduktion

Oddedannelse er i mange tilfælde observeret i forbindelse med aflange vandlegemer i søer, laguner, stræder og aflukkede bugter, som er beskyttet fra havet, typisk af en barriere (Zenkovich, 1967 s. 514). Intensiteten af oddedannelse afhænger af bassinets form, og øges desto større længde-breddeforhold. Der er eksempler på op til 30 enkeltstående odder i den samme lagune på Chukchi-halvøen (Zenkovich, 1967 s. 517). Der er ligeledes observeret oddedannelse i Azov Havet, hvor længden af de enkelte odder er op til 45 km med indbyrdes afstand op til ca. 60 km (Zenkovich, 1967 s. 516). Mange tidlige forsøg på at forklare dannelsen af de oddelignende aflejringsformer fokuserede på tidevandet og hvirveldannelse som de vigtigste dynamiske faktorer (Gulliver, 1956 m.fl.). I disse blev der imidlertid ignoreret, at hvirvler med så store radier aldrig havde været observeret langs lige kyststrækninger og en evt. hvirveldannelse ville snarere være et produkt af oddedannelse (Zenkovich, 1967 s. 516). I dag er der enighed om, at

oddedannelse, dvs. formationen af en mindre eller større over- eller undersøisk smal og lang sand- eller grusakkumulation, der divergerer fra den oprindelige kystlinie, generelt er et resultat af ensrettet langsgående materialetransport (Nielsen og Nielsen, 1990, s. 178). Sådanne former blev første gang observeret i 1966 (Nielsen, 1969), siden i 1986 og sidst i 2003 i lagunen langs bredden på indersiden af barrieren ved Flakkerhuk, på Disko. Fokus i denne artikel er på disse former, idet de rejser en række spørgsmål: Hvilke dynamiske faktorer har dannet formerne? Hvilke forhold betinger, at formerne udelukkende optræder på den østlige lagunebred? Hvor stabile er formerne? Artiklens formål er at redegøre for dannelsen af disse former og sætte dem i relief til det omkringliggende landskab, hvad angår dynamiske og sedimentære processer.

Lokalitet

Undersøgelserne, der ligger til grund for artiklen, fandt sted fra den 29/6 - 6/7, 2003 på det østlige Disko, Grønland i forbindelse



Figur 1. Kort fra 2003, der viser morfologien omkring lagunen.

med et hovedfagskursus ved Geografisk Institut, Københavns universitet. Feltområdet var kystlandskabet ved Flakkerhuk, som er præget af en barriere, der beskytter den bagvedliggende lagune og marsk fra havet. Lagunen kan ifølge Kjerfves definition (Kjerfve, 1994) betegnes som en "choked" lagune, da vandudvekslingen til havet foregår gennem en relativ snæver passage samt optræder ved en kyst med relativ høj bølgeenergi og signifikant langsgående transport (Kirk og Lauder, 2000, s. 9).

Lagunen er godt 1200 m lang og strækker sig S-NNV (figur 1). Bredden varierer fra ca. 150 m i syd til godt 350 m ud for Nûk og herefter aftagende indtil det op til ca. 50 m brede tidevandssløb. Der er derfor tale om et relativt stort længde-breddeforhold.



Figur 2. Eksempel på en oddelignende aflejringsform (foto: Klaus Vestergaard)

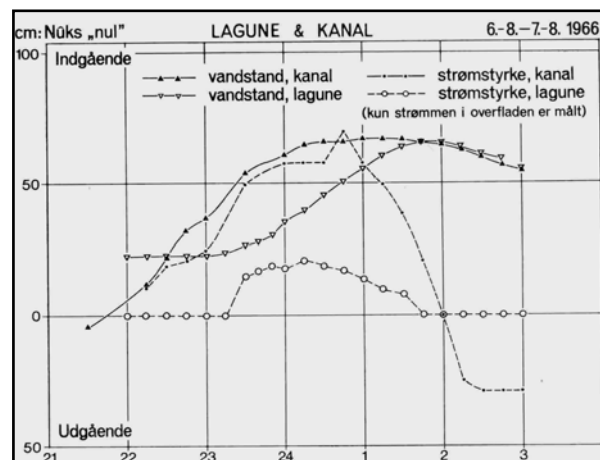


Figur 3. Aflejringsformer i tidevandssløbet. (Foto: Peter L. Christoffersen)

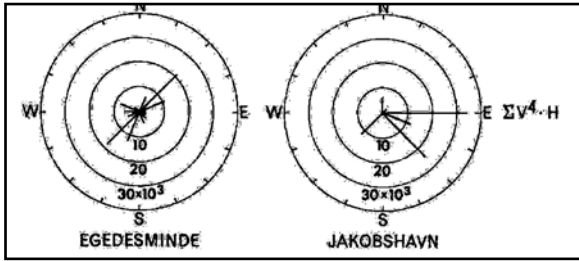
Den sydlige og vestlige del af lagunen grænser generelt op til marsk, hvorved bredden generelt består af finkornet materiale. Den nordlige og østlige bred grænser op til barrieren og består overvejende af sandet materiale. De oddelignende aflejringsformer, som er fokus for artiklen, præger hele den østlige bred, og er fuldstændig fraværende langs den vestlige bred (figur 1 og 2).

Tidevandssløbet er præget af aflejringsformer, så som pointbarrer og megaripper (figur 3) (For nærmere beskrivelse, læs Helbo & Struve, 2003, denne rapport). Figur 4 viser, at flodstrømmen opnår relativ høje hastigheder i tidevandskanalen, og at denne falder brat ved ankomsten til selve lagunen pga. relativ større friktion, når vandet breder sig over et større areal (Nielsen, 1969, s. 25). Tidevandet er et såkaldt "mixed" tidevand, da der forekommer store amplitudeforskelle i vandstandskurven og er i størrelsesordenen 2,6 m. (Nielsen, 1969, s. 12).

Hyppighedsfordelingen af retningen af vinde over 4 beaufort, og således med morfologisk betydning, findes for perioden 1950-1959 for Egedesminde og Jakobshavn (figur 5). Denne viser, at Diskobugten morfologisk set i denne periode præges af især vinde mellem nordøst og sydvest. Det har for Flakkerhuk-kysten betydet en stor hyppighed af pålandsvinde.



Figur 4. Vandstands- og strømkurver for lagune og kanal (strømhastighed i cm/sek.) (Nielsen, 1969).



Figur 5. Hyppighedsfordelingen af vindhastigheder på 4 beaufort og derover Diskobugten, 1950-59 (Nielsen, 1969)

Opmålingsmetode

Området omkring lagunen er målt op med GIS-GPS og i den forbindelse er de forskellige geomorfologiske zoner afgrænset. Idet denne bæres på ryggen af en person, er opmålingen foretaget ved at vandre langs den ønskede grænse, mens GPS'en logger positioner med et forudindstillet interval. Der er klassificeret 5 forskellige zoner; lagune, marsk, slikvade, barriere (hhv. over og under maksimale vandstand) og aflejringsformer (figur 1). Der er gjort nogle overvejelser i forbindelse med fastlæggelsen af grænserne, idet der mellem nogle af zonerne snarere var tale om en overgangszone. Generelt er afgrænsningen mellem lagunen og barrieren samt afgrænsningen af sandformerne foretaget langs en grænse bestående af et farveskift fra mørkt til lyst sediment, således overgangen anses for middelhøjvandsstandslinien. Det skyldes, at det mørke sediment er finkornet og dermed aflejret under de daglige højvander. Ekstreme højvander der er over denne grænse er sjældnere, hvorfor finkornede aflejringer i forbindelse hermed ikke kan iagttages i nær samme grad. Hovedparten af de enkelte aflejringsformer ligger oven for middelhøjvandsstandslinien og afgrænsningen langs denne giver således et godt billede af den horisontale formvariation (i 2D) på trods af, at foden af aflejringsformen ligger under niveauet for afgrænsningen. Positionen blev logget hvert 3. sek. under langsomme skridt, hvorved en relativ detaljeret afgrænsning af formerne er blevet registreret.

Resultater og iagttagelser

Figur 1 og 7 viser opmålingerne i 2003. Odderne er op til ca. 200 m lange og 40 m brede samt op til ca. 50 cm over middelhøjvandsstanden. De består af sand med kornstørrelsen ca. 0,6 mm, der er aflejret i parallelle bånd i en gradvis opbygning ud i lagunen (figur 6). De er jævnt fordelt langs bredden og fremstår meget markant ud fra den ellers relativt lige lagunebred.

Ved nærmere eftersyn er der tilsyneladende en systematik i oddernes udseende og orientering. Odderne i den sydlige del af lagunen er kraftigt orienteret mod syd. Jo længere mod midten af lagunen desto mindre bliver orienteringen.

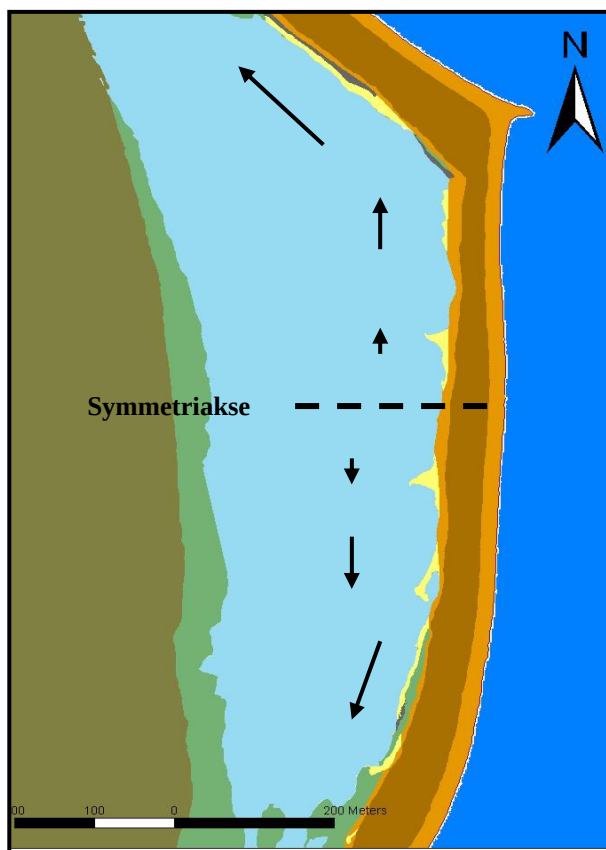
Længere mod nord begynder orienteringen at tiltage igen, blot mod nord. Den relative grad af orientering er indikeret med pile på figur 7. Der kan således lægges en symmetriakse ind ca. midt i den del af lagunen, der ligger syd for Nûk, hvad angår morfologien af formerne (figur 7).

Der findes desuden flyfotos fra hhv. 1953 og 1964 samt en håndtegnet skitse fra 1986 (Nielsen, 1986). Disse viser lignende oddedannelse, som den i 2003, men dog med en lidt anderledes systematik (figur 8).

På flyfotoet fra 1953 er der generelt en orientering mod syd langs hele den østlige bred. Dog er der tegn på en symmetrisk odde midt på bredstrækningen.



Figur 6. Opbygningen af odderne er foregået som aflejring af sediment i parallelle bånd. (foto: Jan W. Nielsen)



Figur 7. Illustration af systematikken i oddernes udseende og orientering. Pilenes længde indikerer graden af orientering.

På flyfotoet fra 1964 synes der at være opstået en mere nordlig orientering af aflejringsformerne i den nordlige del af østbredden. Denne udvikling fortsætter, hvis man ser på de håndtegnede skitser fra 1986, hvor der er to tydelig nordligt orienterede odder.

Diskussion

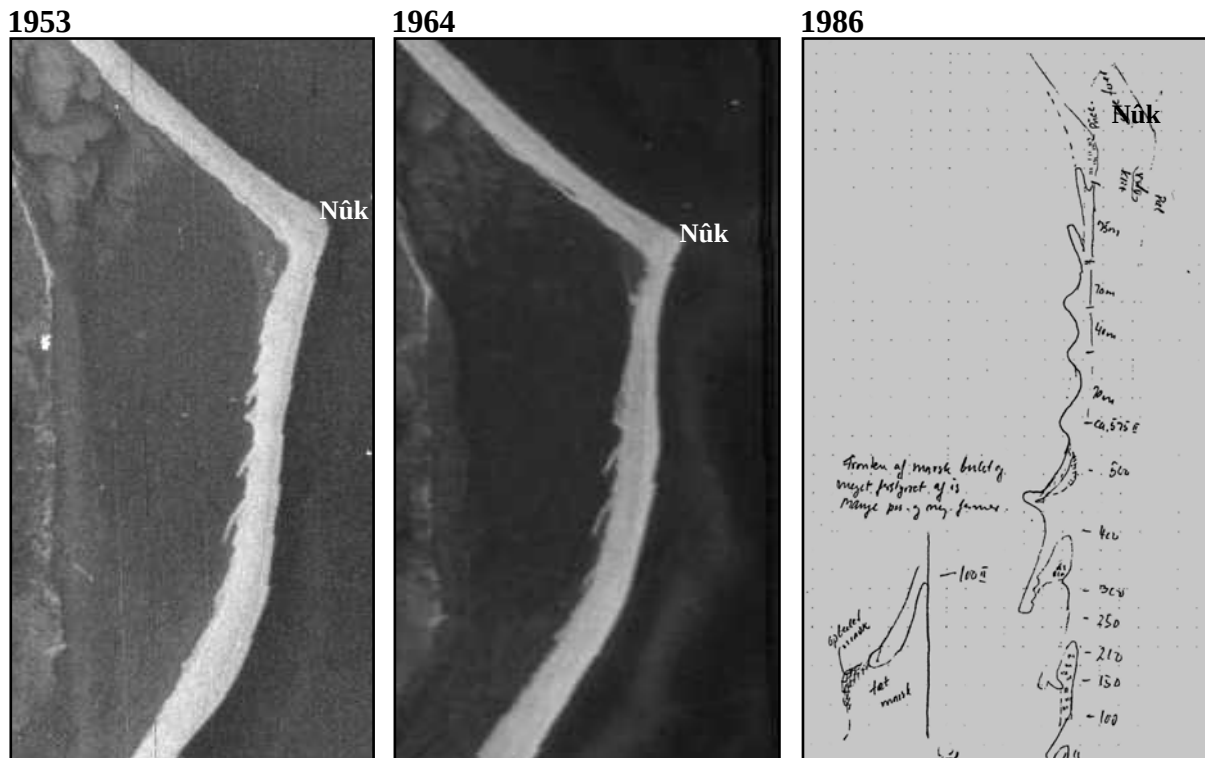
Styrende dynamiske faktorer i lagunen

Til spørgsmålet om hvilke dynamiske faktorer, der har dannet formerne, skal svaret søges i processer lignende dem for marin oddedannelse generelt, idet formen og udseendet er identisk med odder langs kyster, blot i et miniatureeksemplar. Formerne må således være dannet af sedimenttransport langs med bredden (Nielsen og Nielsen, 1990, s. 118). Men da en oddes orientering skyldes nettotransport i én bestemt retning, kunne oddernes variation i orientering tyde på, at langstransporten varierer alt afhængigt af stedet langs bredden. Spørgsmålet er derfor

hvilke faktorer, der styrer denne variation i den langsgående transport.

De vigtigste dynamiske faktorer i lagunen er strømme genereret af hhv. tidevandet og vinden. Tidevandsstørrelsen på 2,6 m betyder, at et relativt stort tidevandsprisme strømmer ind gennem det lange snævre tidevandsløb til lagunen og marsken. Figur 4 viser, at strømhastigheden er relativt høj i selve tidevandsløbet i forhold til i lagunen. Dette forklarer dynamikken bag aflejringsformerne i tidevandsløbet (figur 1 og 3). Som følge af lagunens form, vil flodstrømmen have en tendens til at presses over mod lagunens østlige bred og strømme ned langs denne (Nielsen 1969 s. 24). Når ebbestrømmen sætter i gang, vil denne derimod være rettet direkte mod tidevandsløbet som følge af en negativ vandspejlsgradient, hvorved østbredden ikke direkte påvirkes af denne. Figur 4 viser, at ebbestrømmen praktisk talt er nær nul i lagunen. Tidevandstrømmen har derfor formentlig kun en sekundær betydning for oddedannelsen og kun for langsgående transport mod syd. Flodstrømmen er stærkest i den første del af flodperioden (figur 4), hvor der derfor er størst potentiale for langsgående transport mod syd. Men det er samtidig også det tidspunkt, hvor vandstanden er lavest i lagunen (figur 4). Niveaulet af odderne vidner om, at hovedparten er aflejret oven for middelvandstanden. Flodstrømmen kan derfor næppe have spillet en større rolle i dannelsen af odderne.

Kirk & Lauder (2000) karakteriserer vindens effekt på New Zealandske "choked" laguner, såkaldte Waituna-type, som dynamisk set minder om Lagunen ved Flakkerhuk. Ifølge deres studier er vindens primære rolle: Dannelse af bølger, seicher og strømme. Højden og perioden af vindbølger er en funktion af vindhastigheden, vindens varighed og det frie stræk (Kirk og Lauder, 2000, s. 35). Da lagunen er relativt lavvandet, op til ca. 0,6 m dyb (kote 0,1- ca. 0,7) (Nielsen, 1969, s. 26 og s. 25, figur 14) opgrunder bølgerne ofte, hvorved de kan medføre betydelig langsgående sedimenttransport i vindens



Figur 8. Flyfotos fra hhv. 1953 og 1964 samt håndtegnet skitse fra 1986 (Nielsen, 1986), der viser eksistensen af odder inde i lagunen på den østlige bred.

retning. Dette blev observeret af Kirk & Lauder (2000) og var årsag til dannelsen af odder (Kirk og Lauder, 2000, s. 36).

Vindbølger er derfor sandsynligvis den primære faktor for dannelsen af odderne.

I tilfælde af laguner med et relativt stort længde/bredde-forhold er det frie stræk den begrænsende faktor for bølgenes størrelse, der varierer mest. Begrænsningen er mindst længst nedstrøms vinden i tilfælde af blæst parallelt med lagunens længdeakse. Dvs. at i sådan et tilfælde, er der grundlag for at få dannet de største bølger og samtidig øges disse desto længere nedstrøms vinden. Da den langsgående transport er et resultat af de vindgenererede bølger, vil denne således variere med det frie stræk, dvs. jo større frit stræk, desto større transportpotentiale. Dette forhold kan være med til at forklare systematikken i oddernes orientering (figur 7). I tilfælde af nordlige til nordvestlige vinde vil der være en langsgående transport mod syd, som vil være relativ lille i den nordlige

del af lagunen og gradvis stige mod syd, i takt med at det frie stræk øges. Det samme vil gælde ved sydlige og sydvestlige vinde, blot med langsgående transport mod nord. De resulterende former, odderne, er imidlertid et udtryk for nettotransporten langs bredden. Dvs. at symmetriaksen (figur 7) indikerer et ligevægtspunkt og dermed det sted på lagunebredden, hvor nettotransporten er nul.

Årsag til fravær af odder på vestlige bred

Hovedfaktoren, nemlig vinden, der driver de dynamiske processer, som ligger til grund for dannelsen af odderne, er ikke lokal og påvirker derfor hele lagunen. På trods af dette finder oddedannelsen udelukkende sted på den østlige lagunebred, idet den fuldstændigt mangler på vestbredden. Der er generelt stor forskel på de to bredder mht. til materiale og stejlhed. Barrierebredden består primært af sand (d_{50} op til ca. 0,6 mm) og har generelt en relativ lille hældning. Det skyldes, at den præges af marine transportprocesser som

washovers og sandfygning hen over barrieren. Fygesandet vil deponeres (med mindre der er is/sne) i lagunen eller på mudderfladen (ved lavvande). Washover-sedimentet vil i det øjeblik, det når vandet eller mudderfladen, aflejres som en bred fane (sheetflow) pga. det flade terræn (Morton, 2002, s. 488). Der er kun ganske få og små områder med marskvegetation og bredden består derfor overvejende af relativt løst sandet materiale. Den vestlige bred består derimod af finkornet marskaflejring, der er bundet sammen af marskvegetationen. Bredden fremstår derfor som en op til 50 cm høj klint, hvis dannelse skyldes bølgeerosion (Nielsen, 1969, s. 26). Meget tyder derfor på at bølgedynamikken også spiller en stor rolle på denne side af lagunen. Manglen på oddedannelse og lignende aflejringsformer kan således skyldes, at sedimentet er bundet i vegetationen, og at der ikke tilføres sand, der kan mobiliseres. Netop mobilt materiale i den bølgeaktive zone, nævner Zenkovich (1967) som en vigtig forudsætning for dannelse af akkumulationsformer på indersiden af en lagune. En anden vigtig forudsætning er vindretningen, da denne må være skrå ind på bredden for at generere langsgående transport (Nielsen og Nielsen, 1990, s. 119). Hvis denne skulle være med til at forklare fraværet af odderne på den vestlige bred burde vindretninger mellem 0-180° være sjældne for området og uden morfologisk betydning. Vindstatistikken fra 1950-59, i figur 5, viser imidlertid, at nogle af de kraftigste vinde rent faktisk er fra nordøstlige, østlige og sydøstlige retninger, og flyfotos fra denne tid vidner om, at der heller ikke på daværende tidspunkt var nogen form for oddedannelse på den østlige bred (figur 8). Det vil derfor sige, at materialetilførslen fra barrieren er en vigtig forudsætning for at odderne dannes, og at manglen på denne er den primære forklaring på fraværet på den modsatte bred.

Udvikling og stabilitet

Variationen af odderne og de relaterede aflejringsformer, som fremgår af flyfotoene fra hhv. 1953 og 1964 samt den håndtegnede skitse fra 1986 (figur 8) indikerer, at oddesystemet ikke er stabilt over tid. Den generelle orientering mod syd langs hele den østlige bred på flyfotoet fra 1953, tyder på, at ligevægtspunktet, hvor nettotransporten er nul er forskudt langt mod nord. Dog vidner den symmetriske odde midt på bredstrækningen om en eventuel tidligere beliggenhed af et ligevægtspunkt. Den gradvis større nordlige orientering af formerne på flyfotoet fra 1964 og på den håndtegnede skitse fra 1986 tyder på, at ligevægtspunktet er rykket mere og mere mod syd. Årsagen til denne generelle forskydning kan skyldes en større dominans af vinde fra omkring syd og sydvest. En anden mulighed kan være, at flodstrømmen har haft større dominans, idet tidevandsprismet har været større, hvorved denne morfologiske faktor har domineret over vindens effekt i den nordlige del af lagunen og dermed resulteret i den mere sydlige orientering. Iagttagelserne fra tidligere år vidner altså om, at odderne og relaterede aflejringsformer ændrer sig og indstiller sig efter de skiftende forhold mht. vindklima og tidevandsstrøm.

Udviklingen for den enkelte odde er beskrevet af Zenkovich (1967) og illustreret i figur 9: Hvis der er en uregelmæssighed langs lagunebredden, vil den langsgående transport føre til akkumulation nedstrøms spidsen af denne og efterfølgende gradvis udvikle en odde.

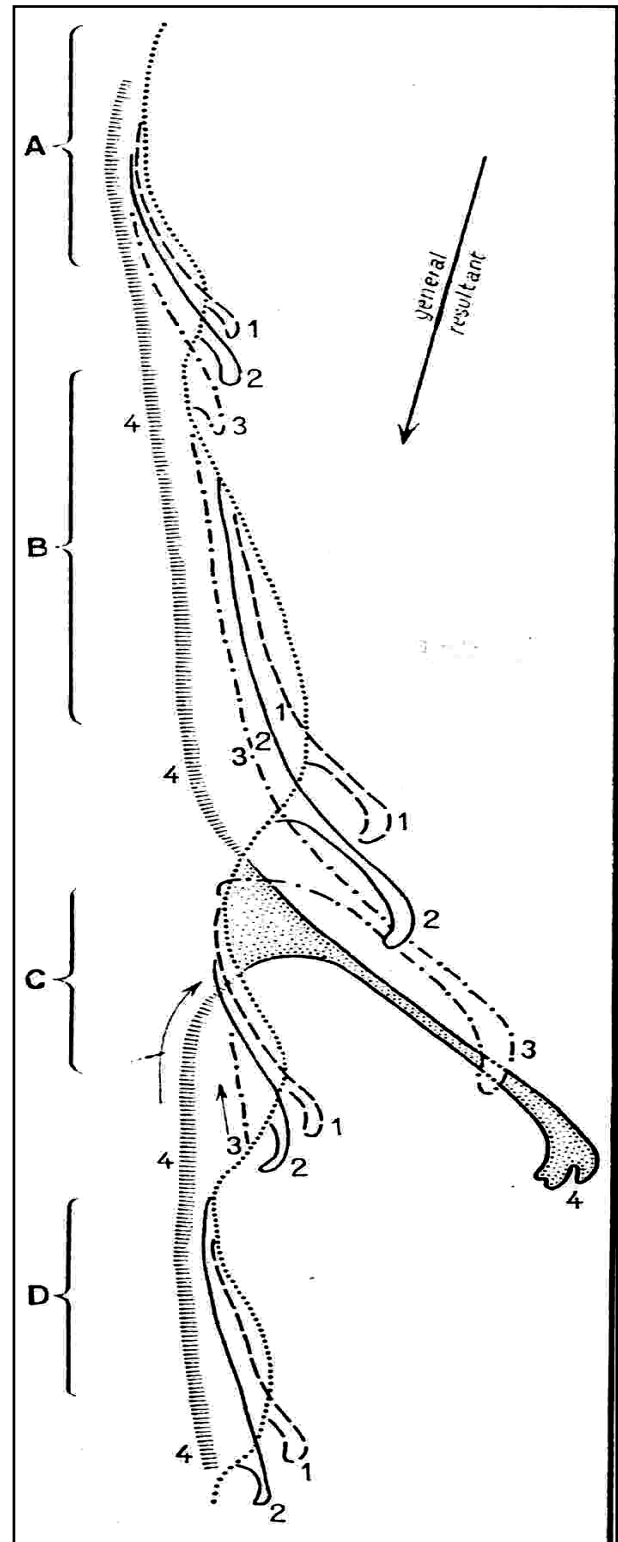
Dette finder tilfældigt sted afhængigt af breddens udformning. Da hver enkelt odde er dannet som følge af erosion af bredden på luvsiden, og samtidig skaber forstyrrelse af den bølgegenererede transport i læsiden, vil initial oddedannelse derfor, inden for en bestemt afstand af en veludviklet odde, hurtigt nedbrydes igen. Dvs. at de overlevende odder vil have en ca. lige stor indbyrdes afstand når der indfinder sig en ligevægt (Zenkovich, 1967 s. 517-519).

Odderne i den sydligste del af lagunen ved Flakkerhuk afspejler denne udvikling, idet formerne optræder med relativt lige stor afstand og samtidig har været relativt stabile hvad angår størrelse og orientering siden 1953. Odderne og relaterede aflejringsformer i det nordøstlige hjørne af lagunen har pga. det forflyttede ligevægtpunkt formentlig ikke haft tid nok til at færdigudvikle sig. Frem for én stor odde er der tale om mange små initiale odder. Hvis man støtter sig til Zenkovich ovenstående udvikling kan man forvente, at der med tiden vil udvikles én (eller flere) større odde(r) i lighed med dem længere mod syd. Hvis man ser på kortet fra 2003 og sammenligner med de tidligere skitser og flyfotos, opdager man også, at krummodden umiddelbart nord for symmetriaksen tilsyneladende er dannet på bekostning af flere små odder.

Konklusion

Ved at sammenholde opmålingerne af odderne ved Flakkerhuk i 2003 med den omkringliggende morfologi, dynamiske forhold samt ældre flyfotos og en håndtegnet skitse, har det været muligt, at give et bud på en række spørgsmål, der naturligt opstår når man iagttager området, hvor odderne befinder sig.

Langsgående transport genereret af vindbølger er sandsynligvis den primære faktor for dannelsen af odderne og tidevandsstrømmen spiller kun en sekundær rolle, hovedsageligt for transport mod syd. Systematikken i orienteringen af oddesystemet kan forklares ud fra variationen af det frie stræk, idet et større frit stræk medfører større transportpotentiale. Derfor øges orienteringen desto længere fra den morfologiske symmetriakse, der indikerer et ligevægtpunkt, hvor nettotransporten er nul. På trods af tilstedeværelsen af de dynamiske forhold på den vestlige bred, er der ingen oddedannelse, hvilket kan forklares ud fra manglen på mobilt materiale, som netop tilføres af barrieren på den østlige bred.



Figur 9. Oddeudvikling. Fra strækningerne A, B, C og D tilføres materiale til opbygning af hver af odderne, for hvilke udviklingen er angivet med nr. 1, 2, 3 og 4. Odden, der får tilførsel fra den længste strækning, B, er mest udviklet. De mindre omkringliggende odder vil med tiden nedbrydes (Zenkovich 1967).

Iagttagelser fra tidligere år vidner om, at odderne og relaterede aflejringsformer ændrer sig og indstiller sig efter skiftende forhold mht. vindklimaet og tidevandsstrømmen.

Odderne og relaterede aflejringsformer i det nordøstlige hjørne af lagunen har pga. forflyttet ligevægtspunkt formentlig ikke haft tid nok til at færdigudvikle sig. Hvis man støtter sig til Zenkovichs udvikling, kan man forvente, at de mange små odder med tiden vil udvikle sig til én stor odde i lighed med dem længere mod syd.

Referencer

Nielsen, N. (1969). *Morphological studies on the eastern coast of Disko, West Greenland*. Særtryk af Geografisk Tidsskrift 68. bind. Danmark.

Zenkovich, V. P. (1967). *Processes of Coastal Development*, kap. 48. Oliver & Boyd. Edinburg and London.

Nielsen, J. & Nielsen, N. (1990). *Kystmorfologi*. Geografisk Centralinstitut Københavns Universitet. Danmark.

Morton, R. A. (2002). *Factors Controlling Storm Impacts on Coastal Barriers and Beaches – A preliminary Basis for Near Real-Time Forecasting*. Journal of Coastal Research, 18, (3), 486-501.

Kirk, R.M. & Lauder, G.A. (2000). *Significant coastal lagoon systems in the South Island, New Zealand*. Science for Conservation, 146. Department of Conservation, Wellington, New Zealand.

Sedimenttransport i en tidevandskanal, Disko, Grønland

Anke Struve og Thomas Helbo

Abstract. Denne artikel har til formål at belyse hvordan og hvornår der foregår sedimenttransport i en tidevandskanal ved Flakkehuk på den østlige side af Disko i Grønland. Sedimenttransporten i en tidevandskanal er af stor betydning for hvor vidt det esturine miljø har positivt eller negativt sedimentbudget. Denne undersøgelse tager udgangspunkt i strømmålinger, vandstandsmålinger samt opmåling af bundformer før og efter en tidevandsperiode. Endvidere blev der udtaget sedimentprøver. Resultaterne af undersøgelsen er ikke entydige, men tegner dog alligevel et billede af at dette esturine område i Vest-Grønland er under opfyldning.

Keywords: tidevandskanal, bedload, midsection, bundformer

Introduktion

Laguner er økosystemer med en enestående natur. De fleste er dannet for omkring 7000 år siden som følge af havspejlsstigningen efter sidste istids deglaciation. De har stor betydning for mennesket idet de er et attraktivt bosættelsessted, der er beskyttet men tæt på havet. Laguner kan beskrives som lavvandede estuarine områder, der er indelukket af en barriere med begrænset tilgang til havet. Åbningen til havet holdes åben af tidevandsstrømmen, der modvirker langsgående bølgegenereret sedimenttransport (Isla, 1995). De er morfologisk ikke i ligevægt og betragtes traditionelt som områder under opfyldning. Om de opfyldes, forbliver stationære eller drukner, afhænger dog af forholdet mellem den lokale relative havspejlsstigning og akkumulationsraten af sediment. Faktorer, der er af betydning i denne sammenhæng, er: Klima, ferskvandstilførsel, sedimentinput, geomorfologiske karakteristika, hydrodynamiske forhold herunder energidissipation af bølger og tidevand i lagunen, sedimentkompaktion, isostasie og antropogen påvirkning. I en tid med havspejlsstigning er det vigtigt at forstå processerne i laguner. Undersøgelser viser at akkumulationsraten i mange laguner tilpasser sig havspejlsstigningen, da de dynamiske

forhold ændres med vanddybden. Stigende vanddybde medfører mindre bølgepåvirkning og større aflejring, hvilket fører til mindre vanddybde og større energidissipation (Nichols, 1989).

Typiske kendetegn ved høje breddegraders laguner er, at de er grovkornede, præget af isdynamik og at de viser større indflydelse af afstrømning, bølger og tidevand i sommerhalvåret (Isla, 1995). Mange af estuarierne i disse områder er tidevandsdomineret. Dette defineres bl.a. ud fra faktorer som tidevandsstørrelse og -strømninger, morfologiske kendetegn, sjælden stratificering og høje bundforskydningsspændinger. Hvis tidevandet konvergerer i et mindre område koncentrerer energien, og strømmen bliver mere asymmetrisk i hastighed og varighed, hvilket kan påvirke sedimenttransporten. Tidevandsdominerede estuarier domineres oftest af sand som stammer fra "offshore". Der ses store bedload transportrater. Strømninger er typisk 1-3 m/s og påvirker kanalerne meget gennem deposition og erosion. Tids-hastighedsasymmetrien skaber ofte en netto opstrøms transport med store bundformer migrerende i flodperioden. Stillestående vand er pga. asymmetrien størst efter flodperioden og medfører, at aflejringen efter denne er størst, og transporten bliver således indadgående. (Wells, 1995). Sedi-

mentet er finest inderst i lagunen, hvor der ses det laveste energiniveau. Tættest på havet ses større sandaflejring. Bundformsstørrelsen afhænger af tidevandsstørrelsen, og bundformerne tilpasser sig ændringen i bundforskydningsspænding gennem tidevandscyklussen ved at ændre retning (Isla, 1995) men hvis en retning dominerer, kan de forblive mere eller mindre i samme form (Wells, 1995). Storskalabundformer i tidevandsdominerede kystområder varierer i størrelse fra 1 m til 300 m, tit med mindre bundformer ovenpå. Det er disse små bundformers migration, der udgør sedimenttransporten og vandring af de store bundformer. Retningsændring af bundformer gennem tidevandscyklussen sker kun for former ikke større end nogle få meter. (Ashly, 1990).

Bundformer dannes som følge af samspillet mellem turbulens i vandsøjlen, sedimenttransportform og -mængde og tilstedeværende morfologi. Ribber dannes som følge af ujævnheder i bunden. På toppen af ujævnheden accelereres strømmen lokalt. I læ af den skabes en hvirvel, der fører sediment mod den overordnede strømretning hen mod ujævnheden, der udvikler sig til en ribbe. Der hvor den accelererede strøm rammer bunden skabes en ujævnhed, der udvikler sig til en ny ribbe. Strømmen transporterer sediment op ad luvsiden af bundformen. Jo større bundformen bliver jo større bliver bundforskydningsspændingen og accelerationen af strømmen på toppen af bundformen. Ribben beholder sin størrelse når strømmen på toppen er så stor, at tilførslen af sediment svarer til den mængde, der fjernes. Med tiden udvikler bundformen sig fra 2D til 3D (Best, 1996).

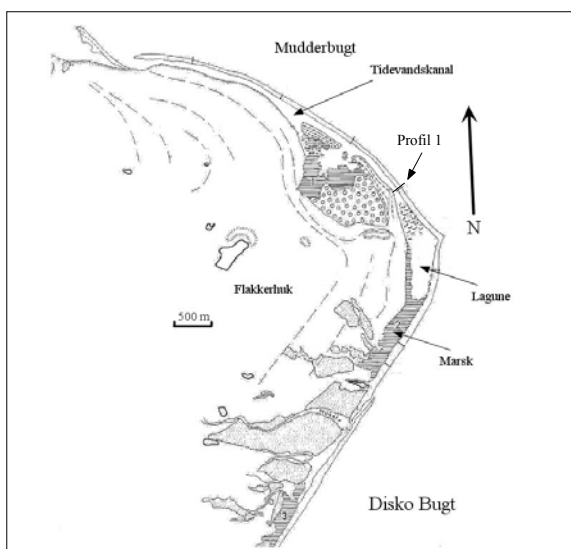
Lokalitetsbeskrivelse

Projektområdet er mod havet afgrænset af en ca. 11 km. lang barriere, der som følge af områdets nordgående littorale transport er blevet dannet gennem de seneste 1k år. Jordprøver i Asuk viser tegn på tre transgressionsfaser der kulminerede 0,7BP, 0,4BP og midt sidste århundrede (Rasch,

2000). Barrierens distale ende afgrænser en tidevandskanal, der forbinder to laguneområder med havet. Mod nord er tidevandskanalens inlet afgrænset af en 1,5 km lang krumodde, og midt i inletet ligger en central margin bar. Inlet-området kan studeres nærmere i artiklen "Barrieremorfologien ved Noorujuk, Disko, Grønland" (Grande & Vestergaard, 2003). Området bag barrieren kan overordnet inddeles i 4 grupper. Tidevandskanal, sandflader, laguner samt marsk-områder. Tidevandskanalen er ca. 6 km. lang og ender i et område domineret af store sandflader Disse er tørlagt ved lavvande. Længere inde i estuariet går sandfladerne over i en lavvandet lagune. På østsiden af denne lagune er der en række bølgedannede krumodder. Disse er nærmere beskrevet i artiklen "Oddedannelse langs lagunebred, Disko, Grønland" (Christoffersen, P.L., 2003) Sammenhængende med lagunen ligger et lo-system, som gennemskærer den omkringliggende marsk. Det andet laguneområde ligger omtrent halvvejs inde af tidevandskanalen, hvor relikte barrieredannelser er blevet gennembrudt og det bagved liggende område delvist oversvømmet. Samlet dækker de to laguner et areal på 0,75 km². I begge laguner udmunder der flere ferskvandstrømme, der hovedsagligt er aktive i foråret, hvor der smelter store mængder sne i oplandet. Disse strømme bidrager i perioder med store mængder sediment til laguneområderne (Nielsen, 1969). For yderligere information omkring lokaliteten henvises der til kapitlerne i starten af artikelsamlingen.

Tidevandet i området er i macroskala og må betegnes som "blandet tidevand", der adskiller sig fra semi-diurnalt tidevand ved at have store udsving i amplitude. Den maksimale tidevandsamplitude for området er målt til ca. 2.4 m.(Nielsen, 1969). Målingerne omkring springflod d. 1/7 - 03 viste en tidevandsforskul på 2.2 m. Det er disse macrotidale forhold der er grundlaget for dannelsen af det esturine miljø bag barrieren. Der blev enkelte steder på barrieren observeret svagt udviklede strandtakker omkring den maksi-

male højvandslinje. Oversigtskort over projektområdet kan ses i figur 1.



Figur 1. Oversigtskort over Flakkehuk. Alle målinger er foretaget ved profil 1 (efter Nielsen, 1969).

Måleudstyr blev opstillet ved profil 1. På dette sted, få hundrede meter fra de store sandflader, er tidevandskanalen forholdsvis smal. Her er kanalen domineret af store 3D bundformer af op til 30 cm højde og et par meters længde. Som det fremgår af TopCon opmålingerne er kanalen her ca. 55 m. bred og har et uregelmæssigt tværsnit. Barrieren er på dette sted godt 50 m. bred, ca. 2.4 m høj over m.s.l. og vegetationsløs. Profilet er typisk for barrieredannelser, med en stejl side mod havet og en lavere gradient på indersiden. Den anden side af kanalen er afgrænset af en næsten lodret skrænt, der er omtrent 1.30 m høj og er eroderet i ældre kystlinier, overlejret af organisk materiale. Ca. 150 m. længere inde i landet ligger der et tuelandskab, der bliver delvist oversvømmet ved springflod.

Sedimentet på denne del af barrieren er grovkornet ($d_{50} \sim 0.8$ mm.) og velsorteret. Trods høje vindhastigheder i området er der meget få tegn på æolisk aktivitet. Dette skyldes at det marint aflejrede sand i barrieren næsten ikke indeholder de fine sandfraktioner, der er mest udsatte for æolisk transport. På andre dele af barrieren, hvor stran-

durt og marhalm havde gjort deres indtog, observeredes der dog at små mængder fin-kornet materiale lå aflejret i vegetationen. Opskylszonen på ydersiden af barrieren viser tegn på, at strandede isklumper har aflejret sediment.

Materialer og metode

Vandstandsmålinger

Vandstandsmålingerne blev foretaget i perioden 30.06.03 kl. 17:00 til 02.07.03 kl. 10:15. Tidspunktet blev valgt, da det første indtræffende højvande i denne periode var springflod. På landmålerstokke blev en cm-skala indtegnet. Stokkene blev anbragt i vandkanten af henholdsvis tidevandskanalen og havet og vanddybderne aflæst hvert kvarter. Når dybden blev for stor til aflæsning blev en ny målestok etableret længere mod land og overensstemmelse i skala sikret ved hjælp af vandoverfladen. Usikkerheder ved denne metode opstod, idet bølger forstyrrede aflæsningen på havsiden. Vandstandene er omregnet til relative værdier, der forholder sig til et konstrueret "Nuk Normal Nul". Dette er bestemt ved at udregne den gennemsnitlige vandstand i havet fra 30/6 – 2/7. Koten fra vandstandspindene på hver sin side af barrieren er herefter benyttet til at forholde vandstanden i kanalen til havniveauet.

Strøm- og vandføringsmålinger

Strømmålinger i kanalen blev foretaget ved hjælp af en Marsh McBirney strømmåler. Denne blev monteret på et stålstativ og placeret ca. 50 cm over bunden i midten af den dybe del af kanalen. Strømmålingerne blev foretaget én gang hvert kvarter. Opstillingen kan ses i figur 2.

Ved midsection strømberegninger måles den gennemsnitlige strømhastighed i en række punkter på tværs af vandløbet. For at finde vandføringen, Q_n , ganges strømhastigheden med tværsnitsarealet af hver sektion. Endeligt summeres Q_n og giver dermed den samlede vandføring, Q_{total} , i tværsnittet.



Figur 2. Marsh McBirney strømmåleren under opstilling omtrent midt i den dybe del af kanalen.



Figur 3. Strømmåling til brug ved midsection metode. Tidevandskanalen er på dette tidspunkt nær maksimal vandføring.

Q_{total} kan herefter integreres over flodperioden, og man får et bud på områdets tidevandsprisme.

I denne undersøgelse blev tidevandskanalen inddelt i seks sektioner, og der blev foretaget målinger omtrent én gang hver time, undtagen kl. 01.00 hvor dybden, den høje strømhastighed samt det kolde vand i kanalen gjorde det for farligt, at sende en mand ud for at foretage målingerne. I alt blev der lavet fire måleserier. Tre af disse blev målt i flodperioden; kl. 22, kl. 23, kl. 00 og den sidste kl. 02.30 i ebbeperioden. Vandstande og strømhastighed kan ses i figur 8.

Tværsnitsprofilen af barrieren og tidevandskanalen er lavet ved hjælp af en TopCon. Placeringen af målepunkterne er bestemt med et målebånd. Afstanden fra vandstandsbrættet til målepunkterne blev bestemt, og disse kunne herved placeres i forhold til målingerne foretaget med TopCon. Tværsnitsarealet (A_n) af de enkelte sektioner blev bestemt ved:

$$A_n = D_{\text{gns}} \frac{L_2 - L_1}{2} + \frac{L_3 - L_2}{2}$$

hvor D_{gns} er gennemsnitsdybden i sektionen, bestemt ved hjælp af tværsnitsprofil og vandstandsmålinger; L_1 , L_2 og L_3 er den horisontale afstand fra TopCon-opstillingen til de enkelte målepunkter.

For at finde vandføringen ganges A_n med strømhastigheden, V_n , for den enkelte sektion og der summeres.

$$Q_{\text{total}} = \sum Q_n = \sum (A_n * V_n)$$

Til bestemmelse af strømhastigheden blev der benyttet en propelstrømmåler af typen C31 R-16900. Målingerne blev, for at være repræsentative for middel strømhastigheden i sektionen, lavet i ca. 2/3 af dybden i målepunktet. Hver måling varede 100 sekunder og ved hjælp af en kalibreringskonstant blev strømmålerens omdrejninger konverteret til en strømhastighed. Endvidere blev der efter hver måleserie målt temperatur og der blev udtaget en vandprøve i overfladen ved målepunkt 2. Figur 3 viser hvordan strømmålingerne med C31 R-16900 blev foretaget.

På grund af tekniske problemer med strømmåleren, var det ikke muligt at foretage målinger i sektion 6 kl. 23:00 og kl. 00.00 og værdierne herfra er derfor estimater. Grundlaget for disse estimater ligger i målingerne fra kl. 02:30, i ebbeperioden, samt generel hydrologisk teori.

Til beregning af tidevandsprismet udarbejdedes en graf hvorpå Q_{total} plottet til tidspunktet. Ved herefter at finde arealet under kurven kan der gives et bud på den samlede

vandmængde, der passerer gennem tværprofilen i flodperioden.

Sediment

Folk & Ward's (1957) metode blev brugt til at finde kornstørrelsesfordelingen for de to prøver udtaget med kassemåleren. Prøverne blev i laboratoriet skyllet 3 gange med ionbyttet vand, tørret 12 timer i en 105°C varm ovn, vejede og sigtet. Alt over 2mm blev sorteret fra, og akkumulerede frekvenskurver blev tegnet (figur 14). I prøverne fandtes der henholdsvis intet og meget lidt sediment, der var mindre end 4 Φ , sigteanalysen var derfor tilstrækkelig. Suspenderet sediment indholdet i vandprøverne taget i forbindelse med midsectionmålingerne blev ligeledes bestemt i laboratoriet.

Bundformer

Opmåling af bundformer i tidevandskanalen skete ved lavvande på to forskellige måder. Ved den første metode blev bundformens mest markante punkter markeret med en pløk, der blev sat i sedimentet (se figur 4). Ved næste lavvande skulle de markante punkter genfindes på den vandrede, bundform og afstanden herfra til pløkkerne måles. Ved metode to blev pløkkerne anbragt i en ret linie ind over bundformen parallel med strømretningen i kanalen. Pløkkerne blev sat foran-, ved starten af-, på toppen af- og bag ved bundformen, der hvor den næste bundform startede. Ved det efterfølgende lavvande blev afstanden fra starten af bundformen til den nærmeste pløk målt. To lavvande efter sidstnævnte måling blev afstanden atter bestemt (se figur 5).

Sedimenttransport

Bundtransporten forsøgte målt ved hjælp af en kassemåler (figur 6). Der opstod dog problemer, idet mængden af bundtransport og størrelsen af bundformerne var så stor, at kassemåleren blev fyldt op på meget kort tid. Derudover kunne der pga. sikkerhedsmæssige årsager ved de store dybder og strømhastigheder ikke måles eller kun måles

i siden af kanalen. Transportforholdene forsøges derfor undersøgt ved at give et bud på en størrelsesorden udregnet på baggrund af



Figur 4. Bundform i tidevandskanalen, metode 1. Formen er afgrænset med pløkker for at kunne måle afstanden fra bundformen til pløkkerne efter næste tidevandsperiode og derved finde vandringshastigheden. Venstre side af billedet er retningen ind mod lagunen.



Figur 5. Bundformer i tidevandskanalen, metode 2. Pløkker blev sat i strømretningen på bundformens ryg til bestemmelse af vandringshastigheden. Billedet viser situationen en tidevandsperiode efter pløkkerne blev placeret. Højre side af billedet er retningen ind mod lagunen.



Figur 6. Instrumentopstilling ved tidevandskanalen. Bedloadmåling med kassemåler.

andre parametre, der blev målt i undersøgelsen.

En metode bygger på bundformernes beskaffenhed og vandringshastighed, hvor værdierne fra den sidst opmålte bundform blev anvendt. Bundtransporten blev beregnet ud fra følgende formel (Bartholdy 1991):

$$qb = \frac{H}{2} * Ub * Vb$$

Bundtransporten forsøgtes ligeledes beregnet ud fra den såkaldte Meyer-Peter formel:

$$qb = 8(\theta - 0,047)^{\frac{2}{3}} * \rho s (g[s - 1]d^3)^{\frac{1}{2}}$$

$$\theta' = 0,06 + 0,4\theta^2$$

$$\theta = \frac{uf^2}{[s - 1]gd}$$

En tredje beregningsmetode, der nu skulle den samlede sedimenttransport var Engelund og Hansens ”total load” – formel:

$$qst = 0,5 * uf^3 * v^2 * d^{-1}$$

Middelhastigheder og friktionshastigheder anvendt i de to sidstnævnte beregningsmetoder blev for de forskellige tidspunkter i tidevandscyklussen beregnet ud fra den mål-

te punkthastighed ved at kombinere følgende formler:

$$\frac{V}{uf} = 6 + 2,5 \ln\left(\frac{D}{k}\right)$$

$$\frac{u}{uf} = 8,5 + 2,5 \ln \frac{z}{k}$$

$$uf = \sqrt{DIg}$$

ρs : stens vægtfylde (kg/m^3)

g : tyngdeaccelerationen (m/s^2)

s : stens- divideret med vands vægtfylde

d : partikeldiameter (m)

uf : friktionshastigheden (m/s)

qb : bundtransport (kg/sm)

h : bundformens højde (m)

Ub : Vandingshastighed (m/s)

Vb : materialets tørre rumvægt (kg/m^3) antaget til 1700

v : Middelhastighed over dybden (m/s)

D : dybden (m)

k : sandruheden (m), antaget til 0,123

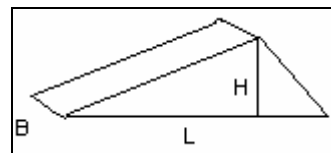
u : punkthastigheden (m/s)

I : faldet

Formlerne stammer fra Bartholdy (1991).

For at give et bud på det volumen af sediment som bundformen indeholder, kan den tilnærmelsesvis betragtes som en trekant set fra siden. (figur 7) Tages der udgangspunkt i dimensionerne fra bundformen i opmåling nummer to ses følgende:

Beregning af bundformens volumen:



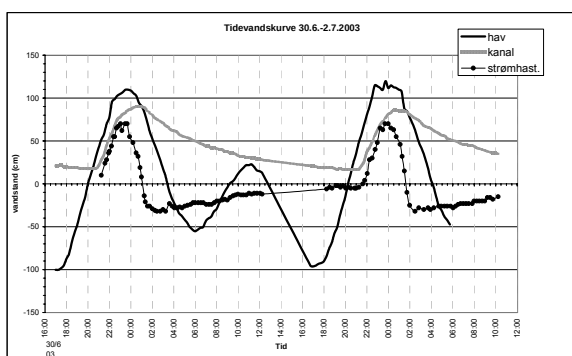
Figur 7. Idealiseret form af en bundform.

$$V = \frac{\text{Længde} * \text{Bredde} * \text{Højde}}{2}$$

Resultater

Strøm- og vandsandsmålinger

Som det ses på figur 8 begyndte der d. 30/6 kl. 18:00 en flodperiode med en amplitude på ca. 2.1 m. Vandstanden i havet steg gradvist og omkring 20.30 oversteg det vandstanden i kanalen. Tidevandsbølgen progradede herefter ind gennem tidevandskanalen og ca. 45 min. senere begyndte vandstanden at stige ved profil 1.



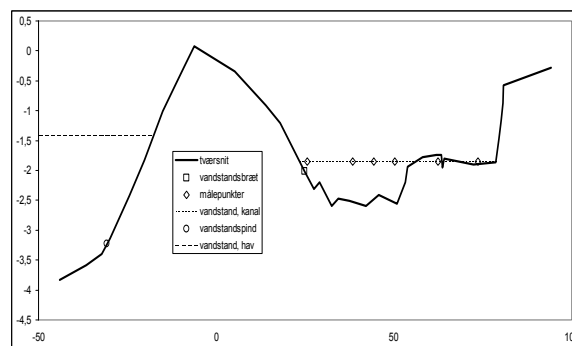
Figur 8. Strømhastighed i tidevandskanalen og vandstand i henholdsvis havet og kanalen.

Omtrent samtidig startedes strømhastighedsmålingerne, og det ses, at der allerede på dette tidspunkt var en indadgående strøm på 10 cm/sek. Frem til kl. 23.30 fortsatte strømhastigheden med at stige og nåede et maksimum på 70 cm/sek. Dette maksimum i strømhastighed var sammenfaldende med den højeste vandstand i havet uden for barrieren. Herefter faldt strømhastigheden brat og kl. 01:00 vendte tidevandsstrømmen til at være udadgående. På dette tidspunkt var vandstanden i kanalen på sit maksimum og oversteg nu hav niveauet. Strømhastigheden tiltog i starten hurtigt og ca. kl. 02:30 målte den hurtigste udadgående strømhastighed på 32 cm./sek.

Vandstanden i havet fortsatte de næste par timer med at falde indtil omkring kl. 06:00, hvor havniveauet endnu engang begyndte at stige. Den påbegyndte flodperiode fortsatte indtil kl. 11:15 og havde en maksimal vandstand på ca. 23 cm. over det konstruerede

normal nul (NNN). På intet tidspunkt i denne tidevandsperiode oversteg havniveauet vandstanden i kanalen og denne fortsatte med at falde, selvom havet uden for barrieren var stigende. Den udadgående strømhastighed i kanalen faldt i dette tidsrum langsomt. Strømhastighed og vandstand i kanalen fortsatte, gennem den efterfølgende ebbeperiode, med at falde langsomt.

Kl. 17:15 begynder en ny flodperiode, denne gang med stor amplitude. Det uregelmæssige forløb omkring maksimalt højvande i denne periode skyldes en kraftig nordenvind, der havde pisket havet op, så aflæsninger af vandstand vanskeliggjordes. Endnu engang ses det, at der er ca. 45 min. forsinkelse på tidspunktet for højere vandstand i havet i forhold til vandstandsstigning i kanalen. Også den nu indadgående strøm opførte sig nogenlunde som i den tidligere tidevandsperiode og nåede maksimalværdi samtidig med højeste højvande. Strømhastigheden faldt herefter igen kraftigt og vendte idet kanalens vandstand igen blev højere end havets.



Figur 9. Midsection målepunkter samt vandstand i kanal og hav kl. 22:00

Midsection

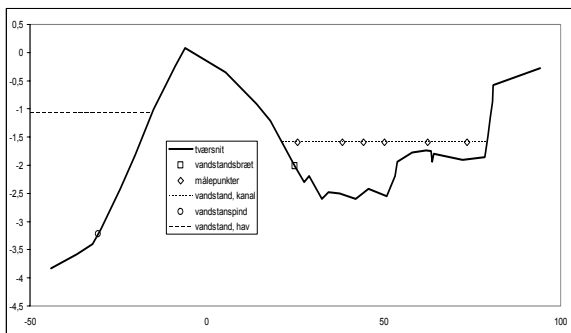
Vandføringen Q_{total} fundet ved hjælp af midsection målingerne giver for de 4 måleserier og estimerer følgende resultater.

Målingerne kl. 22:00 giver en samlet vandføring på 1.92 m³/sek. Den på dette tidspunkt ret lave strømhastighed, samt et relativt lille tværsnitsareal bevirkede at kun forholdsvis små vandmængder, passede gennem tidevandskanalen. Det lille tværsnits-

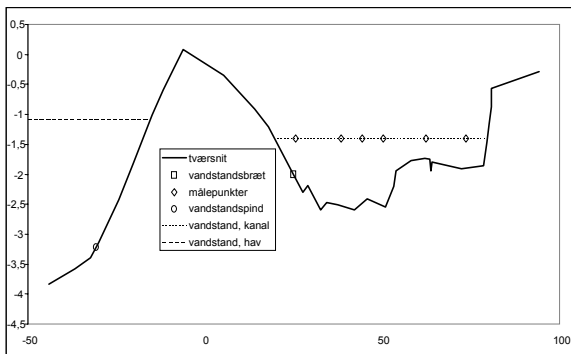
areal hang sammen med at kun den dybende i kanalen var vandfyldt. Se figur 9.

Lidt senere, kl. 23:00, var vandstanden i kanalen steget så meget at der nu ikke var nogen tør lagte områder tilbage på denne del af kanalen. Det noget større tværsnitsareal samt de ret høje strømhastigheder giver en beregnet vandføring på $14.1 \text{ m}^3/\text{sek.}$ Se figur 10.

Frem til kl. 00:00 fortsatte vandstanden med at stige og det samme gjorde strømhastigheden. Kanalen var på dette tidspunkt næsten ved maksimal vandføringen, der er beregnet til $23,4 \text{ m}^3/\text{sek.}$ Se figur 11.



Figur 10. Midsection målepunkter samt vandstand i kanal og hav kl. 23:00



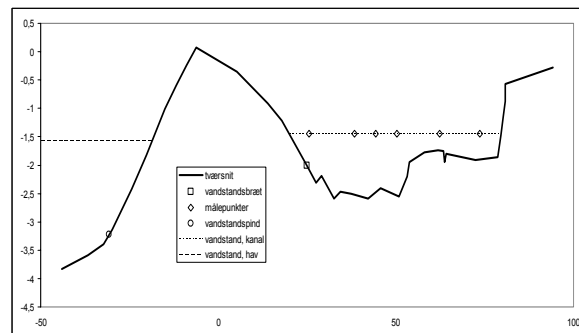
Figur 11. Midsection målepunkter samt vandstand i kanal og hav kl. 00:00

For at kunne give et troværdigt bud på tidevandsprismet i det indre estuarie estimeres en værdi for kl. 01:00. Denne værdi er estimeret til $20 \text{ m}^3/\text{sek.}$ og begrundes med at der var maksimal vandstand i kanalen samtidig med, at Marsh McBirney målingerne stadig

viste tegn på relativt høje strømhastigheder ($> 50 \text{ cm/sek.}$) i kanalen.

De sidste måleresultater, fra kl. 02:30, er som tidligere nævnt foretaget i ebbeperioden og regnes derfor som negativ vandføring. Strømhastighederne nærmer sig det maksimale for den udadgående strøm, og tværsnitsarealet er også næsten maksimalt. Vandføringen på dette tidspunkt er beregnet til $-11.62 \text{ m}^3/\text{sek.}$ Se figur 12.

Den samlede vandmængde, der gennemstrømmer profil 1 i flodperioden er beregnet til 203.957 m^3 . For hver sektion under grafen blev der fundet en gennemsnitsværdi og



Figur 12. Midsection målepunkter samt vandstand i kanal og hav kl. 02:30

denne multipliceret med det tidsrum, i sekunder, sektionen udgør.

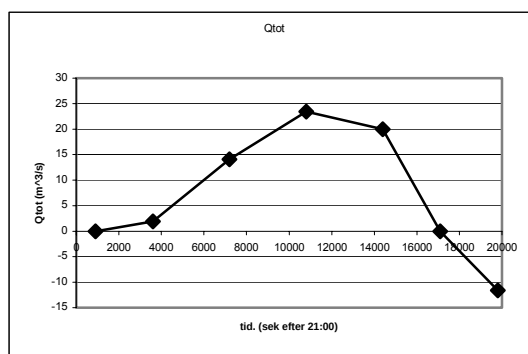
Marsh McBirney målingerne viser, at tidevandsstrømmen vendte kl. 01:45 og dette tidspunkt er derfor sat som afslutningen på flodperioden. Endvidere viser disse målinger også hvornår den indadgående strøm begyndte og dermed også det andet endepunkt af integralet. Dette tidspunkt er bestemt til at være kl. 21:15. se figur 13.

De 203.957 m^3 svarer til, at der i lagunen er en gennemsnitlig vandstandsændring på $(203.957 \text{ m}^3 / 748.380 \text{ m}^2) + 27,5 \text{ cm}$, hvilket stemmer fint overens med visuelle observationer længere inde i estuariet. Overfladearealet af lagunen er bestemt i artiklen "Barrieremorfologien ved Noorujuk, Disko, Grønland." (Grande & Vestergaard, 2003, denne rapport).

Målingerne af suspenderet sediment viser, at indholdet af finkornet sediment i tidevandskanalen generelt var lavt. Sammenholdes disse med temperaturmålingerne tegnes et interessant billede. Se tabel 1. Kl. 22:00 var sedimentindholdet 35,6 mg/L. og temperaturen 14°C, hvilket tyder på at denne vand-

masse stammer fra den indre lagune. Det lave sedimentindhold samt den høje temperatur tyder på at vandmassen har været stillestående gennem en længere periode.

Kl. 23:00 var sedimentindholdet steget til 99 mg/L og temperaturen faldet til 8°C.



Figur 13. Q_{tot} som funktion af tidspunkt (sekunder efter 21:00) Arealet under grafen udgør den samlede vandmængde, der kom gennem profilet fra 21:00 til 02:30

Tabel 1. Strømhastigheder for de enkelte sektioner samt temperatur og koncentration af suspenderet sediment. (*estimat, - tørlagt)

	22:00	23:00	00:00	02:30
V_1 (m/s)	0,08282	0,459	0,5665	0,274
V_2	0,154	0,5115	0,644	0,284
V_3	0,1415	0,554	0,5215	0,3415
V_4	0,08745	0,309	0,4165	0,359
V_5	-	0,3665	0,4815	0,179
V_6	0	0,334*	0,409*	0,184
Sedimentkonc., mg./l.	35,6	99	53,6	60,6
Temperatur, °C	14	8	5	5

Stigningen i sedimentindhold skyldes først og fremmest den høje strømhastighed kl. 23:00, men også at det vand der da passerede gennem tværprofilet ikke kom direkte fra havet, men nærmere var en vandmasse, der var blevet presset ind fra den ydre lagune og tidevandskanalen.

I takt med at mere vand presses gennem tidevandskanalen falder temperaturen og ender kl. 00:00 på 5°C. På dette tidspunkt var den suspenderede sedimentkoncentration 53.6 mg/L. Den lave temperatur tyder på, at

dette vand kom direkte fra havet og derfor ”kun” indeholdt det sediment der tilføres området længere inde fra Mudderbugten.

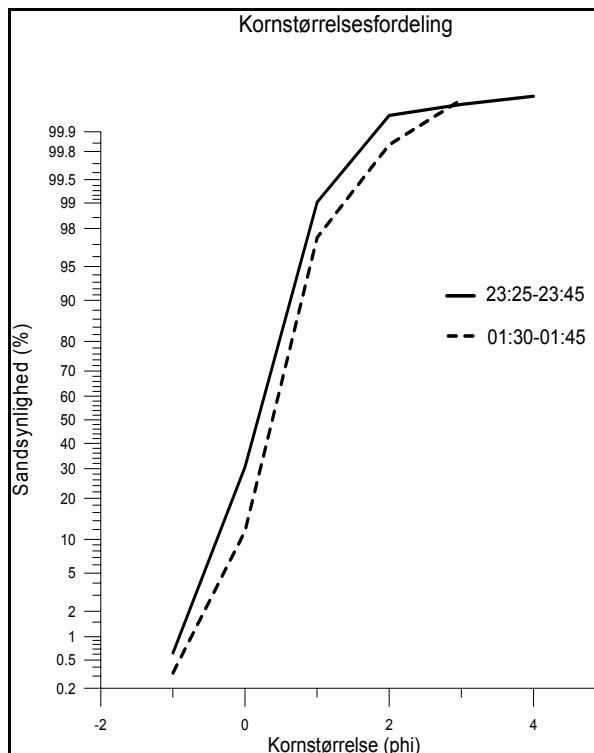
Den udadgående strøm kl. 02:30 havde næsten de samme karakteristika som det vand, der passerede ind omkring kl. 00:00. Temperaturen var 5°C og sedimentkoncentrationen på 60.6 mg/L., og det må derfor anses som sandsynligt, at det er den samme vandmasse, der nu igen forlader laguneområdet.

Kornstørrelsesanalyse

I figur 14 og tabel 2 ses de ved sigteanalyse fundne kornstørrelsesfordelinger af prøver fra kanalbunden. På grafen ses tydeligt, at den største del af prøven er groft. Dette afspejles ligeledes i de grove til meget grove middeldkornstørrelser i tabellen. Sorteringsgraden er høj, især prøve 2 er meget velsorteret. Prøve 2 er relativt symmetrisk og prøve 1 er en anelse negativ skævt, hvilket er tegn på underskud af fint materiale. Fordelingerne i prøverne er mesokurtosiske, det vil sige de er normale.

Tabel 2. Værdier fra analysen af sedimentprøverne fra tidevandskanalens bund.

prøvenr.	1	2
prøvetid	23:25-23:45	01:30-01:45
Mz (mm)	0,90	0,77
Mz (Φ)	0,15	0,38
Sortering (Φ)	0,39	0,34
Skævhed (Φ)	-0,11	-0,06
Kurtosis (Φ)	1,01	1,09



Figur 14. Kornstørrelsesfordeling af sedimentet taget fra tidevandskanalens bund.

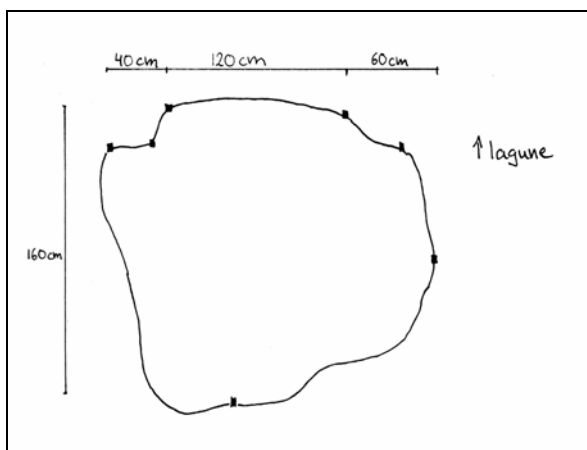
Bundformer

Bundformerne i den tørlagte del af tidevandskanalen var i størrelsesorden 1-3 meter lange og 10-20 cm høje med en stejl side pegende ind mod lagunen. Et eksempel på den forskellige udformning af bundformerne er skitserne i figur 15, 16 og 17. Bestemmelse af vandringshastigheden af bundformen ved hjælp af den første opmålingsmetode viste sig at være umulig, da bundformen ikke kunne genfindes. Tilbage var en ujævn topografi med et særlig lavt område, der hvor toppen af bundformen havde befundet sig ved foregående lavvande. Kraftig erosion sås omkring pløkkerne, og en af dem var forsvundet. Ved den anden opmålingsmetode var erosionen omkring pløkkerne mindre udpræget. Bundformen kunne tydeligt genfindes ved det efterfølgende lavvande. Resultatet ses i skitsen på figur 17, hvor bundformen flyttede sig 105 cm den første tidevandsperiode. I den anden måleperiode bevægede bundformen sig 126 cm, hvilket vil sige 63 cm per tidevandsperiode i gennemsnit. Den bagvedliggende bundform flyttede sig 55 cm i den første og 110 cm i den anden måleperiode, dvs. to gange 55 cm i gennemsnit. Det samlede gennemsnit af bundformernes vandringshastighed er 66 cm/tidevandsperiode. Den målte bundforms volumen var:

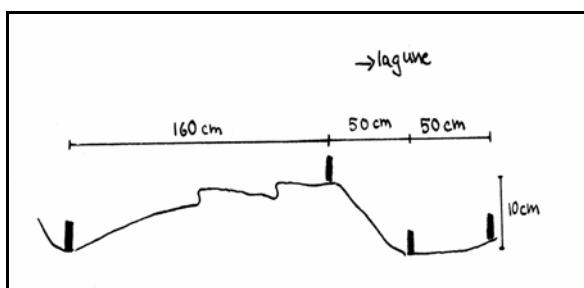
$$V = \frac{2,1 * 1,2 * 0,1}{2} m^3 = 0,126 m^3$$

Sedimenttransport

Beregningerne af sedimenttransporten gav meget forskellige resultater. Det mest realistiske bud bygger på beregningen af bundtransporten ud fra bundformernes vandringshastighed. Her blev bundtransporten bestemt til 3366 kg per tidevandsperiode i indadgående retning. Meyer-Peter formelen gav med 7100 kg per tidevandsperiode en næsten dobbelt så stor bundtransport. Denne var dog rettet i udadgående retning. Englund og Hansens "total load" – formel gav værdier på 2774 t per tidevandsperiode i



Figur 15. Skitse af bundformen, der blev målt op med den første metode. Bundformen ses fra oven. De sorte firkanter er pløkker.



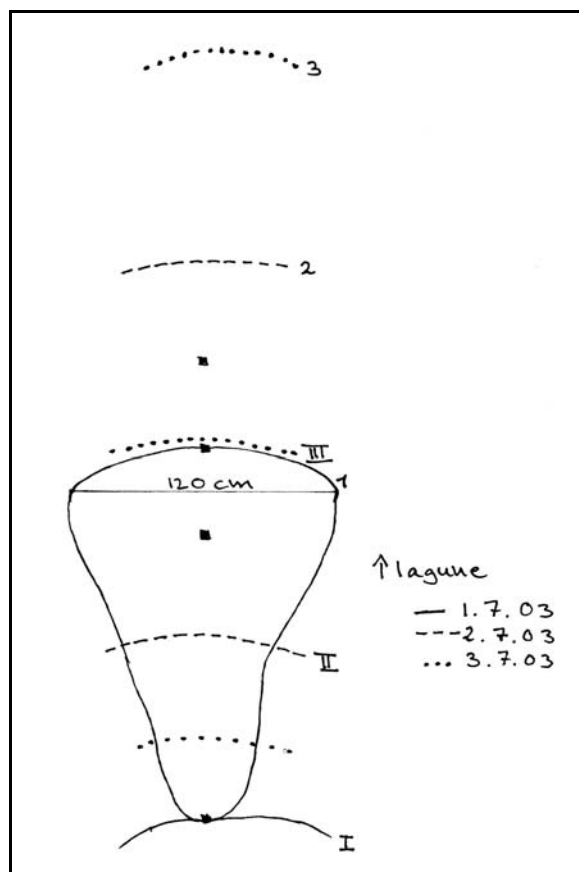
Figur 16. Skitse af bundformen, der blev målt op med den anden metode. Bundformen ses fra siden. De sorte firkanter er pløkker.

indadgående retning, hvilket vil sige at resultatet er en 1000 gange større end det bud der bygger på bundformernes vandringshastighed. Kassemåleren fyldtes i perioden 23:25 – 23:45, hvor strømhastigheden hele tiden var over 65 cm/sek., 883,8 g bundtransporteret sediment. 01:30 - 01:45, i den periode hvor tidevandet vendte, opsamledes 42,3 g. Strømhastigheden var i dette tidsrum fra 15 til -10 cm/sek. Kassemålingerne kan ikke ekstrapoleres til hele tidevandsperioden, men giver blot et øjebliksbillede af den aktuelle bedload transport.

Diskussion

Strømmålinger/midsection

Når man betragter den tidligere omtalte graf (figur 8) over vandstande og strømhastighed viser der sig en tydelig asymmetri i forløbet af både tidevandskanalens vandstand og



Figur 17. Skitse af bundformen, der blev målt op med den anden metode. Bundformen ses fra oven. De buede streger repræsenterer 2 bundformers position til forskellige tidspunkter angivet i almindelige tal og romertal for henholdsvis første og anden bundform. De sorte firkanter er pløkker.

strømhastighed. På grund af denne asymmetri er der stor forskel på den potentielle materialetransportrate i henholdsvis flod- og ebbestrømmen. I flodstrømmen hvor strømhastighederne er høje er der en stor potentiel transport, hvorimod de meget langsomme strømforskel i ebbeperioden ikke tillader store mængder sediment at blive mobiliseret. Det lange tidsrum med næsten stillestående vand i lagunen i ebbeperioden tillader også meget større mængder suspenderet sediment at blive aflejret end i den meget mere energirige flodstrøm. I forbindelse med det "lille" højvande, der indtraf d. 1/7 kl. 11:00 ses det at dette aldrig oversteg vandstanden i kanalen og dermed fortsatte der udadgående strøm i kanalen. Grunden til dette skal findes i at den tidevandsmængde, der blev presset ind i estuariet under forrige højvande var så

tilpas stor at dette vand endnu ikke havde nået at forlade tidevandskanalen og gradienten gik derfor, på trods af stigende havniveau, stadigvæk mod havet. Ved at sammenligne med målinger foretaget af Niels og Jørgen Nielsen, fra Geografisk Institut, Københavns Universitet, i sommeren 1969 ses det at der dengang var tegn på at det "lille" højvande oversteg niveauet i kanalen og dermed var der en kort periode med indadgående strøm. Forklaringen på ændringen fra kort genindstrømning til ingen kan muligvis gives ved at barrieren i de mellemliggende 34 år har vokset sig længere. Denne tilvækst af barrieren har gjort at inletet, ved tidevandskanalens munding i havet, er blevet smallere. Herved kan der være opstået en tærskel, der gør at ebbestrømmen bliver opbremsset og dermed når vandstanden i kanalen ikke ned i et niveau hvor det "lille" højvande kan forsage indadgående strømning. Samlet set bevirker asymmetrien i kanalens tidevand at flodperioden, karakteriseret ved høje strømhastigheder, kun varer ca. 4 timer hvorimod ebbeperioden strækker sig over næsten 20 timer.

Bundformer

Følger man den generelle klassifikation af bundformer, kan bundformerne i tidevandskanalen betegnes som dunes. De hører dog til den lille størrelse i denne klasse. Anvender man derimod den estuarine klassifikation for områder, der er tidevandsdomineret og delvis aflukket fra havet, så betegnes bundformerne som 3D-megaripper (Ashley, 1990).

Ved opmålingen af bundformerne gav den første metode, der markerede de markante punkter ved bundformen, som beskrevet ingen resultater af vandringshastigheden. Dette kan forklares ved variationen i bundformernes udformning. Graden af ændringen af formen under tidevandsperioden gjorde tolkning af afstanden til pløkkerne umulig. Spredning af sedimentet i området frem for en vandring af bundformen, kan skyldes øget af turbulens, skabt af pløkkerne. Dette

bekræftes af de tydelige erosionsformer omkring pløkkerne. Den anden metode, hvor pløkkerne blev sat i en lige linie over bundformen, viste sig at være mere anvendelig. Færre tegn på forstyrrelse og erosion omkring pløkkerne og nogenlunde bevarelse af den oprindelige form kunne forklares ved pløkkernes position i forhold til hinanden, som er parallel med strømretningen. Rækken af pløkker ved den første metode var derimod nærmere vinkelret på strømretningen.

Sedimenttransporten i tidevandskanalen bestod stort set kun af bundtransport, og de små mængder suspenderet materiale, der blev målt kan tilskrives vand der tidligere har befundet sig i lagunen. Den store procentdel af bundtransport skyldes de grove kornstørrelser og underskud af finkornet materiale, der kræver store strømhastigheder. Samtlige beregnede transportrater er målt i springtidsperioden. I denne tid forekommer der større strømhastigheder og dermed større transportrater end under andre forhold.

De forskellige forsøg på at beregne sedimenttransporten i tidevandskanalen gav vidt forskellige resultater (se resultatafsnit).

Kassemålingerne viser at der ved høje strømhastigheder bliver flyttet meget store mængder sediment. Transportraten i den første måling er ca. 15 gange højere end i den anden. Den korte periode med høj strømhastighed transporterer altså store mængder sediment ind mod lagunen. Den ret beskedne transport i perioden hvor tidevandet vender viser at der også ved selv ret lave strømhastigheder er potentiale for transport. Den 20 timer lange ebbeperiode har altså også evnen til at flytte sediment og på grund af det lange tidsrum vil der givetvis blive transporteret anseelige sedimentmængder tilbage mod havet.

Beregning af bundtransporten ud fra bundformernes vandringshastighed har fordelen at transporten ikke forstyrres af apparaturet. Ulempen ved denne metode er, at en del af det transporterede materiale i processen kan

overgå til næste bundform, og det bliver derved ikke registreret (Bartholdy 1991). Denne beregningsmetode gav med 3366 Kg indadgående sedimenttransport per tidevandsperiode det mest realistiske resultat. Det kunne tænkes, at beregningsmetoden undervurderer transportraten, da bundformerne i den dybe del af tidevandskanalen var større end dem der kunne opmåles, da de blev blotlagt. Metoden går derimod ud fra, at størrelsen er den samme over hele profilet. En yderligere usikkerhed ved beregningen, er at den kun bygger på opmålingen af en enkelt bundform. Man burde have målt flere bundformer op og beregnet de tilhørende vandringsrater for at kunne lave beregningerne ud fra et gennemsnitstal.

Bundtransport- og sedimenttransportberegninger ud fra henholdsvis Meyer-Peter formelen og Engelund og Hansens "total load" formel gav urealistiske resultater. Disse kan blandt andet forklares ud fra det anvendte datamateriale. I stedet for at anvende en strømhastighed målt i et punkt, hvor dybden ændrer sig, burde man have målt hastigheden i 0,6 meters dybde, da dette repræsenterer middelhastigheden, hvis et logaritmisk hastighedsprofil antages. En endnu bedre løsning ville være at måle i forskellige dybder. Derudover burde der være blevet målt flere steder tværs over kanalen, muligvis fra en båd. Derved kunne det være undgået at skulle antage værdier, for at kunne anvende kombinationen af flere formler, for derefter at beregne noget, der kunne være blevet målt direkte i felten. Ved Engelund og Hansen's formel sættes friktionshastigheden i tredje, og middelstrømhastigheden, som bygger på friktionshastigheden sættes i anden. Er der en fejl i friktionshastighedens værdi på 4, der efterfølgende opløftes i femte, kan således fejl på faktor 1000 opstå og mindre afvigelser bliver derved meget afgørende. Det er en mulig forklaring på, at værdien er ca. 1000 gange højere end i metoden, der bygger på bundformernes vandringshastighed. Til beregning af Shield's Parameteren til anvendelse i Meyer-Peter formelen indsættes

den ligeledes beregnede friktionshastighed. Problemer opstår ved denne metode da værdierne for Shield's Parameteren bliver meget små og derefter sættes i anden og bliver endnu mindre. Strømhastighedens betydning er derved ikke så stor som ønsket og transporten i kanalen til de forskellige tidspunkter bliver næsten ens. Da ebbeperioden pga. asymmetrien i tid og hastighed er længere end flodperioden bliver den beregnede transport således udadgående.

Konklusion

- Måling af bundformers vandringshastighed ved hjælp af pløkker sker bedst, hvis pløkkerne anbringes parallelt med strømretningen for at undgå turbulens.
- Sedimenttransporten i tidevandskanalen består næsten udelukkende af bundtransport.
- Transporten kan beregnes til 3366 Kg indadgående sedimenttransport per tidevandsperiode ud fra bundformers vandringshastighed
- Strømhastigheden i et punkt er ikke tilstrækkeligt til anvendelse af Engelund og Hansens total load- formel og Meyer-Peter formelen.
- Det samlede tidevandsprisme der passerer profil 1 ved springflod er i størrelsesorden 204.000 m^3 .
- Det "lille" tidevand når ikke længere ind i estuariet, og ebbeperioden forlænges herved til ca. 20 timer.
- Begyndelsen af flodperioden ved profil 1 er 45 minutter forskudt i forhold til havet uden for barrieren.
- De højeste strømhastigheder finder i flodstrømmen og når ca. 70 cm/sek . Ved disse strømhastigheder transporteres store mængder sediment.
- Ebbestrømmen har også transportkapacitet.

Referencer

Ashley, G., M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* 60 (1), 160-172.

Bartholdy, J. (1991). Sedimenttransport i strømmende vand. Geografisk Institut, Københavns Universitet. København.

Bartholdy, J., Bartholomae, A. & Flemming, B., W. (2002). Grain-size control of large compound flow-transverse bedforms in a tidal inlet of the Danish Wadden Sea. *Marine Geology* 188. 391-413

Best, J. (1996). *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy, Chapter 3*. John Wiley & Sons Ltd. Leeds.

Folk, R., L. & Ward, C., W. (1957). Brazos river bar : A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (1), ingen side.

Nichols, M.,M. (1989). Sediment accumulation rates and relative sea-level rise in lagoons. *Marine Geology* 88. 201-219.

Nielsen, N.(1969) Morphological studies on the eastern coast of Disko, West Greenland, Geografisk tidsskrift,(bd. 68) Geografisk Institut, Københavns Universitet.

Isla, F., I. (1995). *Coastal lagoons*, in: Perillo, G., M., E. (1995). Geomorphology and sedimentology of estuaries. Elsevier. 241-272

Rasch, M. (2000). Holocene relative sea level changes in Disko Bugt, West Greenland. *Journal of Research* 16 (2), 306-315.

Wells, J., T. (1995). *Coastal lagoons*, in: Perillo, G., M., E. (1995). Geomorphology and sedimentology of estuaries. Elsevier. 179-205

Sedimentationsmiljøet i en arktisk marsk, Flakkerhuk, Disko, Vestgrønland

Steffen Svinth og Jesper Riis Christiansen

Abstract. Denne artikel præsenterer data indsamlet under feltarbejde i perioden d. 25. juni til d. 9. juli. Feltarbejdet blev udført i forbindelse med naturgeografisk hovedfagskursus til Flakkerhuk, Disko, Vestgrønland. Formålet med artiklen er, at karakterisere sedimentationsmiljøet i en mikrotidal, arktisk marsk. 18 punkter blev placeret så de dækkede hele marsken og borerer blev foretaget i hvert punkt. Opmålingerne af marsken blev foretaget med GIS-GPS. Desuden blev tre kerner (ca. 30 cm) udtaget til ^{210}Pb og ^{137}Cs dateringsanalyse til bestemmelse af aflejringsrater. Den anvendte metode er CIC (*Constant Initial Concentration*). Kernerne blev analyseret for densitet, kornstørrelsesfordeling og kulstof. En vurdering af det hydrodynamiske miljø for to af kernerne blev baseret på trekantsdiagrammer ("The Pejrup Approach"). Den arealmæssige udvikling på marsken var lille og begrænset til den østlige del af marsken. Der var et mindre vegetationsdække i den vestlige del end i den østlige del af marsken. Aflejringsraterne på marsken varierede fra $0,48 \text{ mm år}^{-1}$ til $2,1 \text{ mm år}^{-1}$ og var størst på marsken nærmest lagunen. Sedimentationsmiljøet var mere dynamisk her, og inputtet var marint. Isrelaterede processer har betydning for erosion og aflejring. Længere inde på marsken forekom der også terrestriske sedimentinput. De hydrografiske forhold i lagunen betinger en opfyldning, hvorved sedimenttilførslen til marsken bliver mindre.

Keywords: Grønland, arktisk marsk, erosion, aflejring, ^{210}Pb , "The Pejrup Approach", ispåvirkning.

Introduktion

Marskområder er bevoksede mudder- og sandflader, der befinder sig i estuarier domineret af tidevand (Thomas & Goudie, 2000). Vegetationen består af salttålede planter og der er ofte et veludviklet dræningssystem, i form af loer (Allen, 2000).

Udviklingen af en marsk er en dynamisk proces og et resultat af sammenspillet mellem tidevand, vind- og bølgeklime, sedimenttilførsel, relativ havspejlsstigning og vegetation (Allen, 1990). Under et konstant havspejlsniveau vil den vertikale vækst af marsken i den tidlige fase være stor og blive mindre efterhånden, som marskens niveau hæves i forhold til havspejlet (Davidson-Arnott *et al.*, 2002; French & Spencer, 1993). I takt med opfyldningen af et estuarie vil tidevandsprismet blive mindre og dermed mindske sedimenttilførslen (Davidson-Arnott *et al.*, 2002).

I arktiske egne er udviklingen af intertidale områder også knyttet til is- og frostrelate-

de processer (Anderson, 1983). Ispåvirkning har indflydelse på både overfladetopografien og stratigrafien. De is- og frostrelaterede processer er ifølge Dionne (1988):

- 1) Beskyttelse: isen beskytter sedimentet mod bølger og mindsker strømmens effekt.
- 2) Erosion: overfladen påvirkes af isens vægt og bevægelse.
- 3) Transport: isflager kan fastfryse sediment ved lavvande og transportere sediment ved højevande.
- 4) Sedimentation: isflager smelter og fastfrosset sediment bliver lagt på overfladen.
- 5) Permafrost: dannelse af seggregationsis og termokarst.

Istransport af sediment kan have betydning for aflejring og erosion på marsken og redistribuering af sediment i tidevandsområdet (Dionne, 1984 og Pejrup & Andersen, 2000).

En metode til at vurdere det hydrodynamiske miljø i estuarier, er ved at studere fordelingen af kornstørrelser i sedimentprøver fra estuariet (Pejrup, 1988). Et højt indhold af ler indikerer et lavt

ler indikerer et lavt energiniveau. Metoden anvist i Pejrup (1988) er blevet anvendt i Zhong (1992) til at beskrive variationen i det hydrodynamiske miljø i et mikrotidalt tidevandsområde.

Aflejringsrater i intertidale marskområder er knyttet til afstanden fra marskkanten og loerne (French & Spencer, 1993). De lavestliggende dele af marsken har den højeste sedimentationsrate og de højereliggende dele har en lavere rate. Det vil sige, at der er en omvendt proportional sammenhæng mellem sedimentationsraten og afstanden til henholdsvis marskkant og loer (French & Spencer, 1993).

Aflejringsrater på marskområder i det europæiske vadehav (meso- og mikrotidalt) er blevet undersøgt tre steder (Wijnen & Bakker, 2001). Aflejringsraterne varierede fra 0 – 5,7 mm år⁻¹. Kvantitative betragtninger af aflejringsraterne i arktiske intertidale områder, er ikke veldokumenteret, men Troude *et al.* (1981) i Dionne (1984) vurderede aflejringsraterne i Saint Lawrence estuariet, Canada (makrotidalt), til at være i størrelsesordenen af 5-8 mm a⁻¹.

En metode til bestemmelse af aflejringsrater er ved hjælp af ²¹⁰Pb-datering. Allen *et al.* (1993) viste, at ²¹⁰Pb-datering er en pålidelig metode til bestemmelse af aflejringsrater. Denne metode er også blevet anvendt i andre studier til, at give en karakteristisk af marskudviklingen (Cundy & Croudace, 1995; French *et al.*, 1994; Wijnen & Bakker, 2001). Forekomsten af den ikke naturligt forekommende isotop ¹³⁷Cs gør det muligt, at validere aflejringsraten opnået ved ²¹⁰Pb-datering (Kirchner & Ehlers, 1998).

Formålet med denne artikel er, at give en karakteristisk af en arktisk marsk på Disko. Endvidere søger artiklen at belyse nogle af de processer, der er ansvarlige for den observerede udvikling i morfologien, aflejringsrater og det dynamiske miljø. Artiklen kommer ikke med det endelige svar på udviklingen, men vil bidrage til en helhedsforståelse af områdets landskabsudvikling.

Områdebeskrivelse

Den undersøgte marsk befinder sig på østkysten af Disko, og er den inderstbelliggende, samt den største af to marskområder omkring Flakkerhuk, se figur 1.

Marsken grænser op til lagunen, som er forbundet med havet via en tidevandskanal. Kanalen (ca. 4 km) fører ud til Diskobugten. Der hvor kanalen munder ud i lagunen forekommer der store bundformer, fordi kanalens tværsnit udvides og strømhastigheden derved sænkes. Dette medfører, at sand aflejres og finkornet materiale transporteres videre ind i lagunen.

Tidevandet i lagunen er mikrotidalt (< 1 m) og faseforskudt i forhold til tidevandet på havsiden. Desuden er tidevandet i lagunen asymmetrisk, med en kort flodperiode og en længere ebbeperiode (Struve & Helbo, 2003, denne rapport).

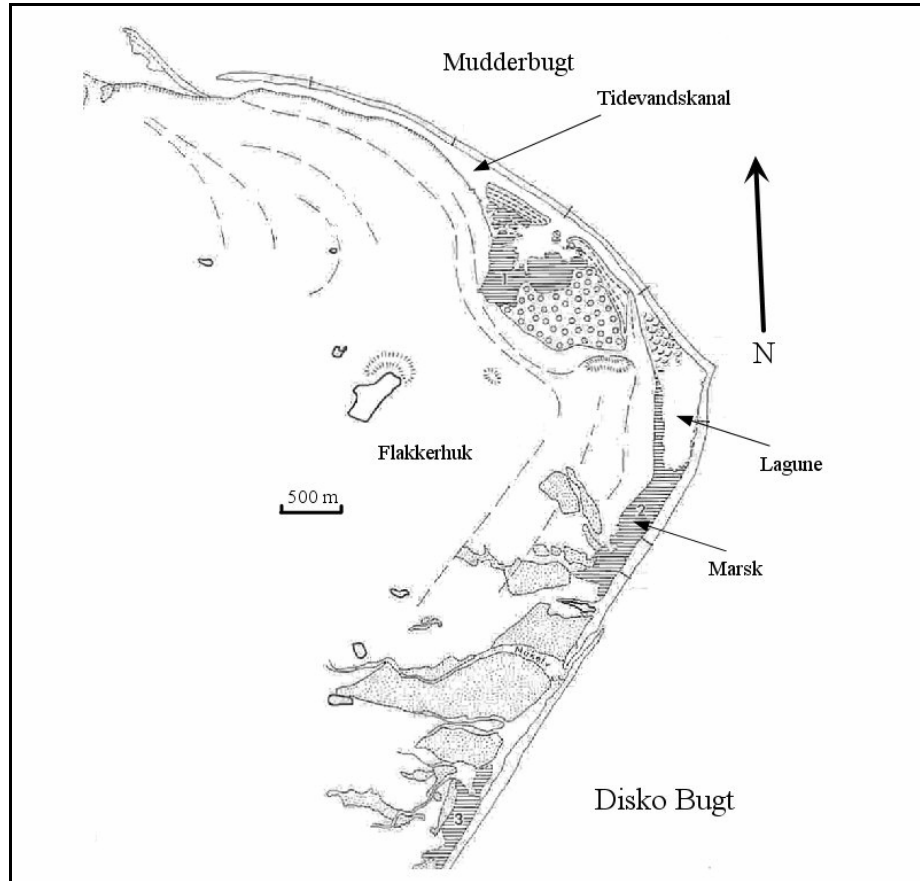
Ifølge klassifikationen af Dionne (1988) er tidevandsområdet ved Flakkerhuk domineret af is og frost, idet issæsonen varer i mere end 5 måneder pr. år.

Marsken har en arealmæssig udbredelse på 0,21 km², beskyttet af en barriere mod øst og flankeret af højereliggende terræn mod vest (fastlandet). Den nordlige del af marsken grænser op til lagunen og den sydlige del har en jævn overgang til strandeng.

I midten af marsken løber en kanal som afvander fastlandet. Denne kanal betegnes fremover hovedloen.

Til hovedloen løber flere mindre loer, der afvander marsken. I nogle områder udgår de mindre loer fra vandfyldte lavninger på marsken. Langs hovedloen optræder der nogle steder brinkerrosion (se foto 1).

I den vestlige del af marsken forekommer der fire vandløb, som løber ud fra fastlandet. Det sydligste af disse vandløb var aktiv i perioden under feltarbejdet. Placeringen af vandløbene viser, hvor afstrømningen fra snesmeltningen i foråret er koncentreret. Dette bevirker, at der på marsken forekommer lobeformede, sandede aflejringer (se foto 2).



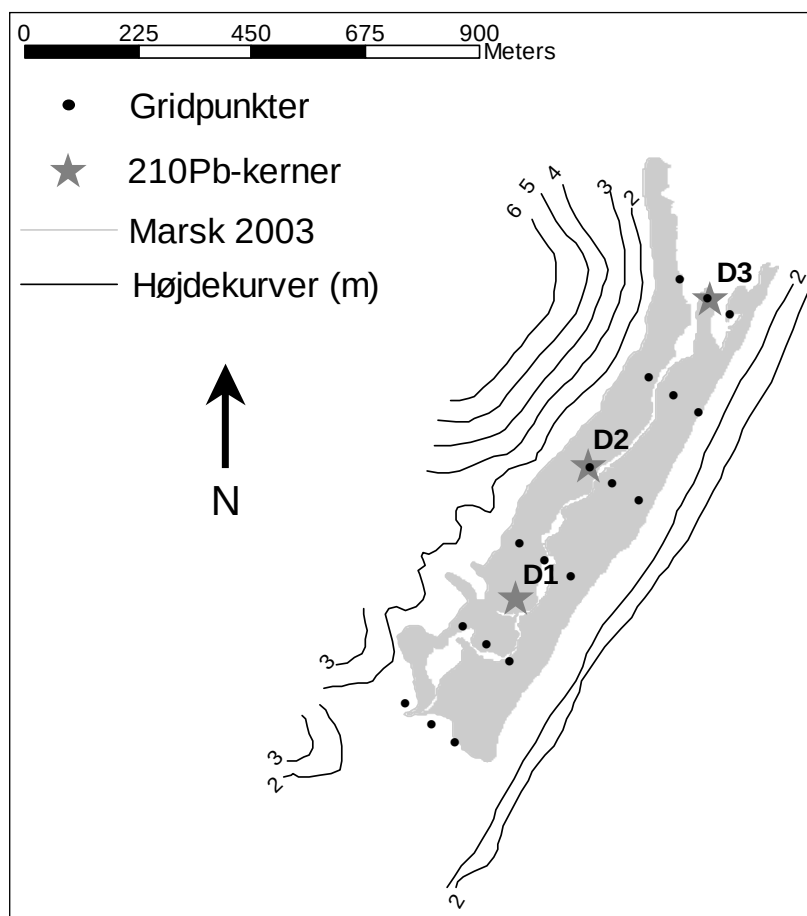
Figur 1. Kort over Flakkerhuk, Disko, Vestgrønland. Den undersøgte marsk er markeret med en pil. Lagunen der afgrænser marsken mod nord er forbundet med havet via en tidevandskanal. Mellem tidevandskanalen og lagunen findes megaripper. Efter Nielsen (1969).

Marsken kan opdeles i to morfologiske områder, øst og vest for hovedloen med hensyn til vegetationsdækket. Vegetationen på marsken udgøres af *Puccinellia phryganodes* (Krybende annelgræs) med en højde på ca. 5 cm. Overgangszonen fra marsken til det omkringliggende terræn kan ses som et skift i vegetationssammensætningen. Mod barrieren er der et klart skift til *Stellaria humifusa* (Krybende rankestjerne). Mod fastlandet var grænsen klar, med et skift til *Stellaria humifusa* og *Salix arctica* (Arktisk pil). Grænsen til strandengen var mere diffus, men kunne ses ved forekomst af *Salix arctica*, samt *Carex stans* (Tundra star) og *Stellaria humifusa* (Böcher et al., 1966).

Materialer og metode

Feltarbejdet blev udført i perioden d. 25. juni til d. 9. juli 2003.

For at kunne karakterisere marskens udvikling horisontalt og vertikalt, blev der etableret et net af 18 punkter. Nettet var opbygget af tre punkter i bredden fra sydøst til nordvest med en indbyrdes afstand på 60 meter, gange seks punkter i længden fra sydvest til nordvest med en indbyrdes afstand på 200 meter (se figur 2), det vil sige at gridpunkterne lå på rette linier i de nævnte retninger. Det var ikke muligt at placere de yderste tre punkter på linie med de resterende på grund af åbent vand, derfor er de rykket mod nordvest.



Figur 2. Kortet viser afgrænsningen af marsken i 2003 opmålt med GIS-GPS. De 18 gridpunkter og ^{210}Pb -kernerne (D1, D2 og D3) er vist. I midten af kortet ses også hovedloen, der deler marsken i en vestlig og østlig del.

Opmåling og opretning

Formålet med opmålingen var at bestemme positionerne til de 18 gridpunkter, samt at afgrænse marsken og loerne. Alle GPS opmålinger er foretaget i UTM Zone 22 N (WGS 1984). Koordinaterne til gridpunkterne blev bestemt ved hjælp af håndholdt GPS (Garmin, e-Trex, Internetkilde 1). Afgrænsningen af marsken og loerne blev opmålt ved hjælp af en GIS-GPS (Trimble Pathfinder® ProXRS, Internetkilde 2). Grænsen af marsken blev bestemt visuelt ved overgang fra *Puccinellia phryganodes* til forekomsten af *Stellaria humifusa*.

For at kunne beskrive den arealmæssige udvikling af marsken, blev et geomorfologisk kort fra Nielsen (1969) digitalt oprettet i ArcMap (ESRI, 2003) og sammenlignet

med GIS-GPS opmålinger fra feltarbejdet i 2003.

Oprettningen er foretaget ved en digital indscanning af det geomorfologiske kort fra 1969 (Nielsen, 1969) og georeferere dette ved hjælp af indmålte punkter fra 2003, der kunne genfindes på kortet.

Boringer

Ved hver af de 18 gridpunkter blev der foretaget en boring med henblik på at lave en stratigrafisk beskrivelse ved at opdele kernerne i forskellige lag på baggrund af teksturen.

Boringerne blev foretaget med en *Piston core*, indtil dybden af permafrosten. Visse steder blev boringen begrænset af et uigennemtrængeligt lag (sand). Det var ikke i alle tilfælde muligt at få hele kernen op på grund

af et højt vandindhold i sedimentet. Lagtykkelserne i de stratigrafiske profiler er derfor behæftet med en vis usikkerhed.

Lagenes tekstur blev beskrevet i felten som, henholdsvis groft sand (GS), fint sand (FS), finkornet materiale (FM) og skiftende horisonter (SH, lagserie bestående af skiftende lag i 1-2 cm's tykkelse af GS, FS eller FM). Tykkelserne af lagene blev målt. Desuden blev vegetationsdækket vurderet visuelt.

Sedimentkerner

Tre sedimentkerner (D1, D2 og D3) blev udtaget med henblik på at foretage ^{210}Pb -datering (se figur 2).

Kernerne blev udtaget på en ca. 700 meter lang strækning, hvor D1 var placeret længst væk fra lagunen og D3 var placeret ved lagunen. D2 var ikke placeret på linie med D1 og D3. Det skyldes, at Niels Nielsen (pers. comm.) i 1966 udlagde et lyst sandlag (barrieresand) som markerhorisont og derved kunne ^{210}Pb -dateringen af D2 relateres dertil.

Kernerne blev udtaget med et plastikrør (Ø 10 cm) indtil en dybde af 30 cm. Kompaktionen var ikke mere end 1 cm ($\approx 3\%$) for hver kerne.

Alle tre kerner blev skåret op i 34 skiver (indtil en dybde af 26,5 cm) hvorefter densitet og kornstørrelsesfordeling blev bestemt, kornstørrelsesfordelingen i D3 blev dog ikke bestemt. Densiteten blev bestemt ved at veje skiverne før og efter tørring ved 105°C i mindst 24 timer, og dividere med volumet.

Kornstørrelsesfordelingen i de enkelte skiver blev bestemt ved hjælp af laseranalyse (Malvern Mastersizer 2000). Inden udførelsen af kornstørrelsesanalysen blev det organiske kulstof fjernet. Kulstoffet blev fjernet med H_2O_2 (33 %) i indtil 30 dage.

Til en indikation af det dynamiske miljø er fraktionerne af ler, silt og sand, blevet plottet i et trekantsdiagram, som anvist i Pejrup (1988). Dette er gjort for D1 og D2. Trekantsdiagrammet opdeler det hydrodynamiske miljø i fire kategorier på baggrund af fraktionen af ler i muddret (ler + silt). Ved et stort indhold af ler betragtes det hydrodynamiske miljø som et lavenergi miljø og modsat et højenergi miljø ved lavt indhold af ler (Pejrup, 1988). Lerfraktionen er i denne artikel defineret, som alle kornstørrelser $< 8 \mu\text{m}$. Dette gøres i overensstemmelse med studiet foretaget af Konert & Vanderberghe (1997), der viste, at lerfraktionen ($< 2 \mu\text{m}$) bestemt ved pipettemetoden var ækvivalent med kornstørrelsesfraktionen $< 8 \mu\text{m}$ bestemt ved Malvern Mastersizer.

Udover densitet og kornstørrelse blev D1, D2 og D3 også analyseret for total kulstof. 2 g ($\pm 0,1$ g) sediment af hver anden skive (alle ulige skivenumre) blev afvejet og nedknust. Prøverne blev analyseret med en CS500-analyser (Eltra (2002), $\pm 1\%$ af den målte værdi), hvor 250 mg af det nedknuste materiale blev opvarmet til 1350°C og det totale kulstof blev målt i vægtprocent.

Datering

Dateringen af D1, D2 og D3 blev udført ved måling af den radioaktive aktivitet af ^{210}Pb og ^{137}Cs .

Datering

^{210}Pb er en naturlig forekommende isotop i naturen og er et produkt af ^{238}U -henfaldsserien. ^{210}Pb har en halveringstid på 22,3 år og kan derfor anvendes til datering af sedimenter op til 120 år gamle (Andersen *et al.*, 2000).

^{210}Pb findes i to fraktioner i sedimentet, *supported* og *unsupported* (Allen *et al.*, 1993). Den *supported* del af ^{210}Pb findes i sedimentet på grund af *in situ* henfald, hvorimod den *unsupported* del adhæderes på sedimentet ved atmosfærisk deposition ned i vandsøjlen. Det er den *unsupported* del, der anvendes til datering (Andersen *et al.*, 2000).

Modellen der er blevet anvendt til at udregne sedimentationsraten i dette studie kaldes for *Constant Initial Concentration* (CIC). Denne beregningsmetode antager, at



Foto 1. Brinkerosion langs hovedloen.



Foto 2. Vegetationsdækket ved F-8. Bemærk de lysere, lobeformede, sandede aflejringer, i baggrunden.



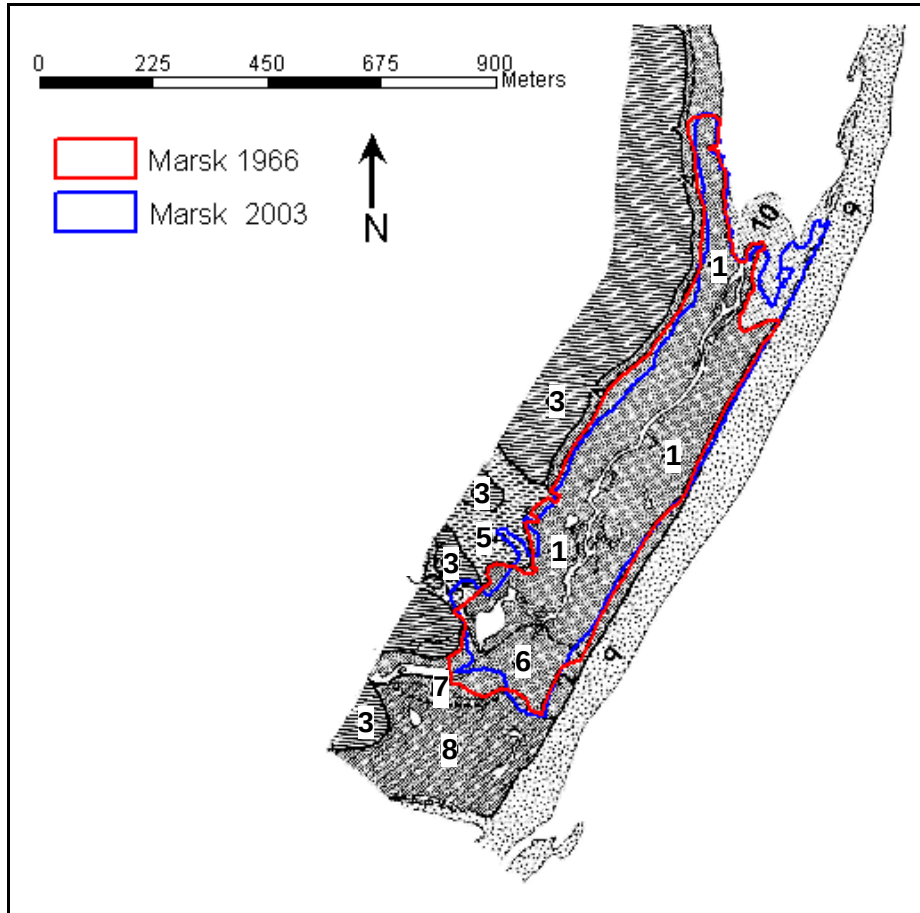
Foto 3. Leveedannelse langs hovedloen og vandlidende områder. Bemærk den frodige vegetation.



Foto 4. Leveedannelse langs marskkanten ud til lagunen. Bemærk den lysere vegetation i baggrunden, hvor der står en person.



Foto 5. Vandfyldte huller og vegetationsløse overflader. Bemærk hullernes irregulære form.



Figur 3. Sammenligning af marskens udbredelse i 1966 og 2003. På figuren ses det, at marsken kun er blevet større i den østlige del. Tallene på figuren angiver morfologiske enheder: 1, 6 marsk; 3 fastlandet; 5 vårflomsaflejringer; 7, 8 strandeng; 9 barriere og 10 mudderflader (ikke observeret i 2003). Delvist efter Nielsen (1969).

aktiviteten er uafhængig af sedimentationsraten. Endvidere benyttes CIC-modellen i miljøer med stor sedimentomlejring, såsom henvises til Andersen *et al.* (2000) og Allen *et al.* (1993).

Validering af sedimentationsraten bestemt ved ^{210}Pb -datering, foregår ved at måle aktiviteten af ^{137}Cs . ^{137}Cs er en ikke naturlig isotop i naturen og er fortrinsvis blevet tilført ved atomprøvesprængninger i atmosfæren og udslip fra industri. Aktiviteten af ^{137}Cs topper i 1963 som følge af atomprøvesprængninger og kan registreres over hele jorden. Flere steder findes der lokale toppe, hvilke kan henføres til for eksempel udslip (Andersen *et al.*, 2000). ^{137}Cs -raterne er be-

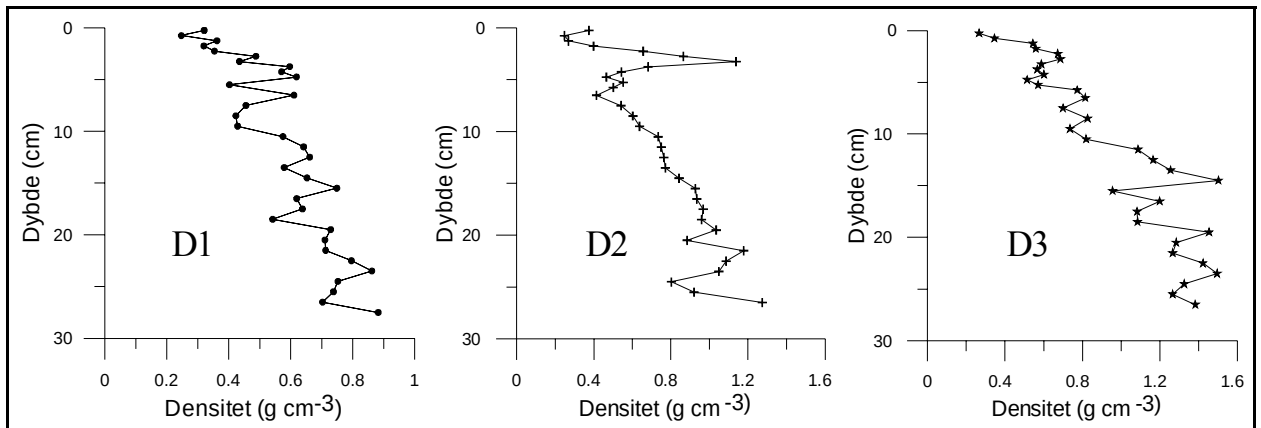
kystnære og marine områder (pers. comm., Thorbjørn J. Andersen, 2003). For yderligere information om ^{210}Pb -dateringsmetoden regnet ud fra den antagelse, at ^{137}Cs aktiviteten i D1, D2 og D3 topper i 1963.

Resultater

Morfologisk udvikling

Ved sammenligning af det oprettede kort fra 1966 og GIS-GPS opmålinger (figur 3) står det klart, at linierne, der afgrænser marsken, ikke er helt sammenfaldende.

Figur 3 viser, at marsken ikke er vokset i den vestlige del. Derimod har marsken indtaget tidligere mudderflader i den østlige del langs barrieren. Den arealmæssige vækst har



Figur 4. Den vertikale variation af densitet for D1, D2 og D3. Toppen på ca. $1,3 \text{ g cm}^{-3}$ i D2 skyldes Niels Nielsens sandlag fra 1966.

ikke været stor og er kun foregået på allerede eksisterende mudderflader. Under feltarbejdet blev der ikke observeret mudderflader i lagunen.

Kanten af marsken havde en jævn overgang til lagunen og viste ikke tegn på erosion.

Endvidere har der ikke været en udvikling af marsken mod strandengen og fastlandet.

Der blev observeret en forskel i vegetationsdækket på den vestlige og østlige del af marsken. Den vestlige side var præget af et ujævnt vegetationsdække og huller uden vegetation, hvilket blev mere udtalt længere inde mod fastlandet. Hullernes bund var dækket af et algelag. Under algelaget var der et ildelugtende, sort sediment. Tæt ved hovedloen, på den vestlige side, forekom der et tættere vegetationsdække end mod fastlandet.

Den østlige side af marsken havde en plan overfladetopografi, med et homogent vegetationsdække og få vandfyldte huller.

I området omkring D1 blev der observeret brinkerosion ved hovedloen, men dette fænomen blev ikke observeret andre steder.

I den nordlige del af marsken var vegetationen mere frodig ved kanten af loerne og ud mod lagunen. Ved kanten af loerne forekom der leveer og de bagvedliggende, lavere områder var vandlidende og havde et mindre vegetationsdække (se foto 3 & 4).

Under feltarbejdet blev der observeret lobeformede, sandede aflejringer, på marsken.

Disse fluviale former er sammenfaldende med vandløb fra fastlandet. Endvidere var vegetationsdækket ringere i området omkring loerne end på marsken.

Vegetationsdækket stiger fra fastlandet mod kysten (se tabel 1) med undtagelse af F1, som er lokaliseret på den yderste del af marsken. Der er en svag trend i vegetationsdækket i en NØ/SV retning, hvor vegetationsdækket falder med afstanden fra lagunen.

Boringer

Tabel 1 viser borekernerne, som er klassificeret i felten. Det generelle billede af borekerne beskrivelserne er, at der er en stigende kompleksitet i aflejringsstrukturen fra F-kernerne til Lic- og K-kernerne (fra fastlandet mod kysten). Ydermere ses det, at kernerne fra F1-K1 har en ensartet struktur i forhold til kernerne længere inde på marsken, hvor variationen er større. Teksturen i det øverste lag består i alle tre tilfælde af finkornet materiale. Den samme tendens ses ved F-3 og Lic-3, men erkendes ikke længere inde på marsken.

Kernerne fra F-8 til K-8 er anderledes end de andre kerner, idet lagserien kun består af groft sand. Dette er også tilfældet for F-10 og K-10.

Kerner

Densitet, kornstørrelsesfordeling og sedimentationsrater blev bestemt for D1, D2 og

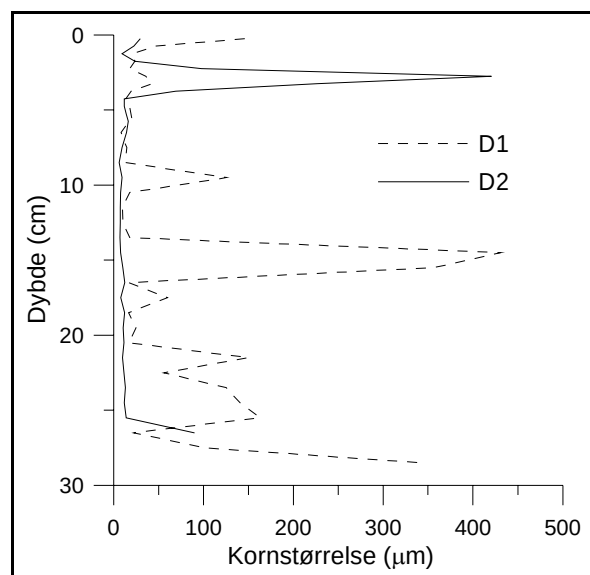
D3, dog er kornstørrelsesfordeling ikke bestemt for D3.

Den vertikale variation i densitet for D1, D2 og D3 er vist i figur 4. Af figuren fremgår det, at densiteterne for alle tre kerner stiger med dybden.

Densiteten for D1 stiger fra en værdi på $0,30$ i overfladen til $0,88 \text{ g cm}^{-3}$ i en dybde af $27,5 \text{ cm}$. Ud over den generelle stigning i densitet, forekommer der også variationer på $0,1\text{-}0,2 \text{ g cm}^{-3}$. I en dybde fra $5\text{-}7 \text{ cm}$ forekommer der to toppe i densiteten på henholdsvis $0,62$ og $0,61 \text{ g cm}^{-3}$. I 15 og 23 cm findes der også to toppe på henholdsvis $0,75$ og $0,86 \text{ g cm}^{-3}$.

D2 stiger fra en værdi på $0,30$ til $1,14 \text{ g cm}^{-3}$. I ca. 3 cm s dybde forekommer der et lag med høj densitet ($1,14 \text{ g cm}^{-3}$), der skyldes Niels Nielsens markerhorisont fra 1966. Variationen i densiteten indtil ca. 20 cm , er lille, hvis markerhorisonten undlades. Fra 22 til 27 cm forekommer der to toppe på henholdsvis $1,18$ og $1,27 \text{ g cm}^{-3}$.

Densiteten for D3 stiger fra en værdi på $0,53$ til $1,38 \text{ g cm}^{-3}$. Variationen i densiteten er på $0,1$ til $0,3 \text{ g cm}^{-3}$ og der er en top i 15 cm på $1,5 \text{ g cm}^{-3}$ og to mindre toppe i dybderne 20



Figur 5. Den vertikale variation i middeldkornstørrelse (M_z) for D1 og D2. Sandlagene i D1 er naturlige. Sandlaget med en M_z på ca. $420 \mu\text{m}$ i D2 skyldes Niels Nielsens sandlag fra 1966.

og 24 cm på henholdsvis $1,45$ og $1,50 \text{ g cm}^{-3}$.

Figur 5 viser middeldkornstørrelsen (M_z) i lagene for D1 og D2.

Kurven for D1 viser en større variation end D2. Der er fire toppe i D1 med $M_z \sim 140 \mu\text{m}$ og to toppe med $M_z \sim 420 \mu\text{m}$. Kurven viser også lag med finkornet materiale med en kornstørrelse på ca. $20 \mu\text{m}$.

Variationen i M_z for D2 er lille og det grove lag i ca. 3 cm 's dybde skyldes Niels Nielsens markerhorisont. Udover denne top er profilet homogent med en middeldkornstørrelse ned igennem profilet på ca. $12 \mu\text{m}$. Der er en antydning af en top i det nederste lag af D2.

Aflejringsraterne for D1, D2 og D3 er blevet beregnet på baggrund af den unsupported ^{210}Pb -aktivitet ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$). Aktiviteterne for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ og ^{137}Cs er vist i figur 6.

Aktiviteten af $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ i D1 falder med dybden. I de øverste lag er der ringe variation, men i fem cm 's dybde er aktiviteten lav. Kurven for ^{137}Cs viser en markant top i ca. 3 cm 's dybde og i resten af profilet er aktiviteterne lave.

For D2 er der også en faldende $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ aktivitet med dybden, om end med større variationer. Der forekommer ligeledes to lag med lave aktiviteter. ^{137}Cs profilet viser en top i ca. 3 cm 's dybde.

Profilet af $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ for D3 er væsentligt mere varieret end D1 og D2 og faldet i $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ aktivitet er dårligere beskrevet. Der erkendes tre områder i profilet hvor $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ aktiviteten er markant lavere. Disse områder befinder sig i henholdsvis $2\text{-}3$, 13 og 18 cm 's dybde. ^{137}Cs viser den største aktivitet i 8 cm 's dybde. Det ses at ^{137}Cs aktiviteten bliver negativ under 14 cm , og tilskrives måleusikkerheder. Toppen er ikke lige så velbeskrevet som ^{137}Cs toppene for D1 og D2.

Aflejringsraterne baseret på CIC-modellen ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) er udregnet til:

D1:	$0,59 \text{ mm år}^{-1} \pm 0,14 \text{ mm år}^{-1}$
D2:	$0,48 \text{ mm år}^{-1} \pm 0,06 \text{ mm år}^{-1}$
D3:	$4,1 \text{ mm a}^{-1} \pm 11 \text{ mm år}^{-1}$

Aflejringsraterne baseret på ^{137}Cs :

D1: 0,7 mm år⁻¹
 D2: 0,6 mm år⁻¹
 D3: 2,1 mm år⁻¹

Aflejringsraten baseret på Niels Nielsens markerhorisont fra 1966 (D2):

D2: 0,6 mm a⁻¹

Kulstof

Figur 7 viser, at den vertikale variation af totalt kulstof i D1 og D2 er sammenlignelig i 0 – 5 cm, dog har D2 det største indhold i hele dybden.

I D1 og D2 er indholdet af kulstof faldende med dybden, men der er variationer på 1-2% fra en dybde af 5-6 cm og nedefter. Det lave indhold af kulstof i D2, i dybden 3-4 cm, skyldes det sandlag Niels Nielsen lagde ud i 1966.

Variationen i D3 skiller sig ud fra D1 og D2 ved at have mindre vægtprocenter af kulstof i de øverste lag, indtil en dybde af 5-6 cm, 3 – 7 %. Variationen i kulstofindholdet med dybden er lille og varierer kun lidt fra en dybde af 5-6 cm og nedefter, < 1 %.

Diskussion

Morfologisk udvikling

Undersøgelserne viste, at marsken havde indtaget mudderflader i den østlige del langs barrieren og at marsken ikke havde udviklet sig horisontalt andre steder.

Resultatet bygger på en georeferering af et kort fra 1966. De eventuelle fejl der måtte findes i dette kort, vil overføres til det nye digitale kort og dermed have indflydelse på resultatet. Som det fremgår af figur 3 er grænsen mellem marsk og lagune sammenfaldende for 1966 kortet og GIS-GPS opmålingerne, det vil sige, at marsken i den yderste del er stationær. Dette understøttes af, at der ikke blev observeret erosionsfænomener i dette område under feltarbejdet.

Afgrænsningen af den resterende marsk er ikke alle steder sammenfaldende. Dette kan skyldes, at afgrænsningen, der er blevet foretaget i 2003, ikke er bestemt ud fra de samme kriterier som i 1966.

Langs fastlandet og strandengen er der uoverenstemmelser i afgrænsningerne på maksimalt 25 meter, mens der langs barrieren kun er små uoverenstemmelser. Langs fastlandet og strandengen er overgangen til marsk diffus på grund af flere vegetationstyper. Derfor kan uoverenstemmelserne i afgrænsningen skyldes, at marsken i 1966 er afgrænset efter andre overgange i vegetationen end i 2003.

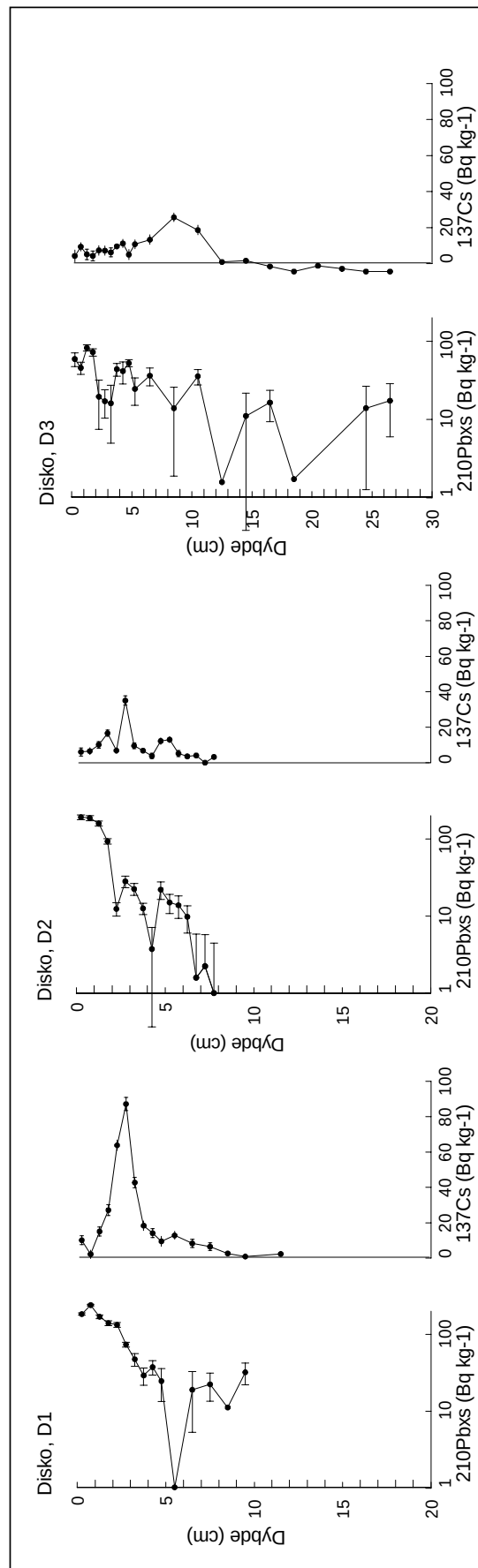
Erosionsfænomener i loerne blev kun observeret langt inde på marsken i nærheden af D1, se figur 2, hvor vegetationen var sparsom.

Levee dannelsen var forekommende langs loerne og langs lagunen. På leveerne var vegetationen tæt.

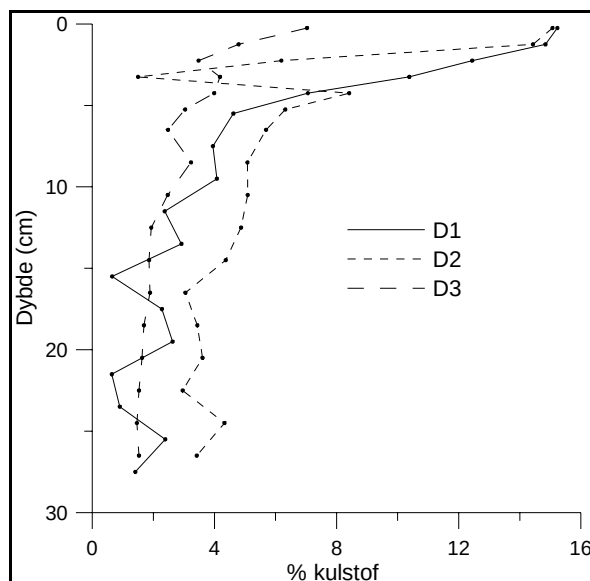
Dette kan sættes i relation til studier af Nielsen & Nielsen (2002) og French & Spencer (1993) der viste, at sedimentationen er omvendt proportional med afstanden til loerne og lagunen, med tilsvarende leveedannelse. Dette tyder på, at mønsteret i aflejringen på denne lokalitet stemmer overens med observationer fra marskområder i tempererede klimazoner (French & Spencer, 1993).

Det blev konstateret, at vegetationen var forskellig på den vestlige og østlige side af hovedloen. De vandfyldte huller på den vestlige del af marsken tyder på, at vegetationen disse steder er død eller eroderet bort (se foto 5).

Selve processen, der fører til fjernelsen af planter, er ikke observeret, men kan ifølge Nielsen (1969) skyldes, at opskyllet *Laminaria* (tang) dræber vegetationen og eksponerer overfladen mod erosion. Dionne (1988) diskuterer forekomsten af huller i overfladen dannet af is. Hullerne kan dannes ved, at overfladesedimentet fastfryser til bunden af isflager og fjernes. Resultatet er en overflade med irregulære fordybninger/huller (5-10 cm dybe). Fastfrysning af



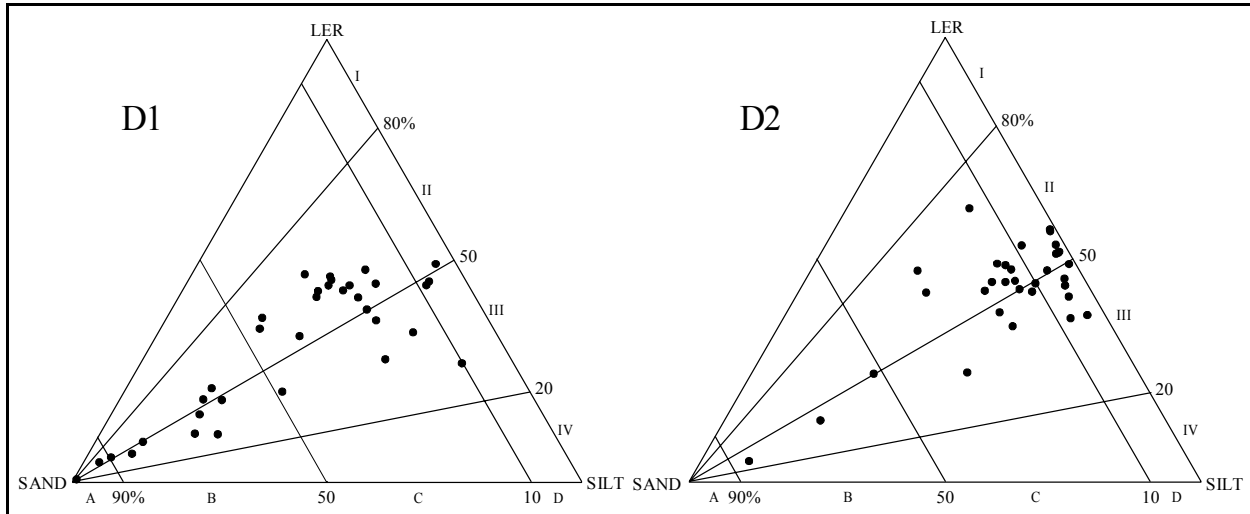
Figur 6. De vertikale profiler af den unsupported ^{210}Pb aktivitet ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) og ^{137}Cs for D1, D2 og D3, bestemt ved CIG modellen (Constant Initial Concentration). Aflejringsraterne for D1, D2 og D3 er blevet beregnet på baggrund af $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ -aktiviteten.



Figur 7. Den vertikale variation af total kulstof er vist for D1, D2 og D3. Niels Nielsens markerhorisont fremstår tydeligt i D2 i 3-4 cm's dybde, på grund af det lave indhold af kulstof.

Tabel 1. Borekerner beskrevet og klassificeret på baggrund af teksten. F = den vestlige del af marsken, Lic = midten af marsken og K = den østlige del af marsken. Numrene angiver placeringen af boringen. 1 = nærmest lagunen. A = Dybde af lag (m), B = materialetype (FM=finkornet materiale, FS = fint sand, GS = groft sand og SH= skiftende horisonter (lagserie bestående af skiftende lag i 1-2 cm's tykkelse af GS, FS eller FM)) og C = Vegetationsdække (%).

	A	B	C		A	B	C		A	B	C
F1	0,6	FM	90-100	Lic-1	0,6 0,8	FM GS	80-90	K1	0,26 0,36 0,8	FM FS FM	80-90
F3	0,47	FM	40-50	Lic-3	0,13 0,26 0,51	FM FS SH	70-80	K3	0,09 0,24 0,34 0,7	GS SH FS FM	70-80
F5	Ingen	data	40-50	Lic-5	0,28 0,35 0,97	FM SH FS	80-90	K5	0,15 0,28 0,42 0,8	SH FM SH GS	60-70
F7	0,19 0,81	SH GS	10-20	Lic-7	0,13 0,4 0,7 0,75	SH FM GS FM	50	K7	0,16 0,26 0,4 0,5 0,85	FM SH FS GS FM	75
F8	0,8	GS	30-40	Lic-8	0,8	GS	40-50	K8	0,8	GS	70
F10	0,72	GS	80-90	Lic-10	0,06 0,23 0,42 0,53	GS FS SH FM	70-80	K10	0,8	GS	90-100



Figur 8. Kornstørrelsesfraktionerne for ler ($< 8 \mu\text{m}$), silt ($< 63 \mu\text{m}$) og sand ($< 2000 \mu\text{m}$) plottet i et trekantsdiagram ("The Pejrup Approach"). Kornstørrelsesfraktionerne for D1 og D2 er vist. De tre linier på 80, 50 og 20 % angiver andelen af ler i forhold til ler+silt. Sedimenterne er klassificeret i fire sektioner efter deres sandindhold, A-D. Betegnelserne I-IV angiver de hydrodynamiske forhold, hvor I er de mindst dynamiske og stigende dynamik mod IV.

vegetationsdækkede overflader er mindre effektiv end på bare flader (pers. comm., Thorbjørn J. Andersen, 2003).

Det er derfor muligt, at opskyl af *Laminaria* fjerner vegetationen, hvorefter isen har større mulighed for at fastfryse og dermed fjerne sediment. Kombinationen af de to processer kan derfor have skabt de huller, der blev observeret på marsken.

Den morfologiske udvikling er et resultat af aflejring og erosion. Aflejringsraterne baseret på $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ og ^{137}Cs viser, at der er en nettoakkumulation på marsken og erosionsfænomenerne i relation til tang og is er lokalt. Desuden viser aflejringsraterne, at aflejringen er størst tættest på lagunen.

Aflejringsraterne baseret på CIC-modellen ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) viser, at raterne for D1 og D2 er af samme størrelsesorden som raterne baseret på ^{137}Cs . Derimod er $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ -raten for D3 behæftet med så stor usikkerhed, at denne er uanvendelig. Dateringen for D2 valideres endvidere på baggrund af Niels Nielsens markerhorisont.

Da aflejringsraten for D3, baseret på $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, er behæftet med stor usikkerhed ($\pm 11 \text{ mm a}^{-1}$), antages det, at ^{137}Cs dateringen er anvendelig i dette tilfælde.

Variationen af kulstof i D1, D2 og D3 viser, at D1 og D2 har et større indhold af kulstof end D3 (se figur 7). Dette indikerer, at kulstof har kunnet ophobe sig i længere tid i D1 og D2. Ophobningen af kulstof er størst, når der er plantemateriale til stede, hvilket indikerer, at der har været vegetation til stede ved D1 og D2 i længere tid end ved D3. Desuden afslører en sammenligning af figur 5 og 7, at lag med lavt kulstof indhold i D1 er sammenfaldende med sandlag. Sandlagene kan have hæmmet vegetationen i en periode og derfor har væksten og ophobningen af kulstof været lille. Dette kan være grunden til, at kulstof indholdet i D2 er større end D1, da der ikke forekommer sandlag i D2.

Sedimentationsmiljø

En karakteristik af sedimentationsmiljøet kan give en indikation af de hydrodynamiske faktorer, der fører til udviklingen af marsken. Sedimentationsmiljøet karakteriseres i denne artikel ud fra sedimenttype, herunder tekstur, densitet og de hydrografiske forhold i tidevandsområdet.

Teksturen af sedimentet giver en indikation af de hydrodynamiske betingelser i aflej-

ringsøjeblikket. Zhong (1992) anvendte ”*The Pejrup Approach*” til at klassificere overfladesedimenter i et mikrotidalt tidevandsområde (Dyfi estuaret, Wales), og kunne på den baggrund karakterisere det hydrodynamiske miljø. I denne artikel anvendes ”*The Pejrup Approach*” på vertikale profiler af kornstørrelsesfordelinger og ikke kun overfladesedimenter. Det er hensigten herved, at beskrive udviklingen i det hydrodynamiske miljø over tid.

Figur 8 viser kornstørrelsesfordelingerne for D1 og D2 plottet i trekantsdiagrammer. Fordelingen af observationer i D1 er mere spredt end i D2. Dette viser, at der er flere horisonter med et større sandindhold i D1 end D2, hvilket understøttes af den vertikale variation i middelkornstørrelse (se figur 5).

Trekantsdiagrammet for D1 kan opdeles i to sektioner, hvor punkterne er koncentreret en sektion fra 10-50 % sand og fra 50-90 % sand. Figur 5 viser, at frekvensen af lag med en kornstørrelse $> 100 \mu\text{m}$ stiger med dybden og det er disse punkter, der er placeret mellem 50-90 % sand i figur 8.

Spredningen af punkterne i D1 viser, at der kan være flere sedimentkilder. Det grove sandlag ($420 \mu\text{m}$) der forekommer i en dybde af 15 cm, er af samme kornstørrelse som Niels Nielsens markerhorisont (barriere-sand). Idet D1 er placeret tæt på sandloberne, kan dette sand stamme fra en vårflomssituation, hvor vandføringen har været tilstrækkelig stor til at transportere sedimentkorn af denne størrelse.

Barrieren består af samme kornstørrelse som det grove sandlag, men intet tyder på, at tilførslen af sediment fra barrieren, ved for eksempel washovers, er forekommende. Der blev observeret washovers af Nielsen (1969), men ikke i en størrelsesorden, der har kunnet transportere grovkornet sediment så langt ind på marsken. Figur 5 viser også fire mindre toppe med en middelkornstørrelse på ca. $140 \mu\text{m}$. Disse toppe kunne også stamme fra vårflomssituationer, med en mindre vandføring. En alternativ forklaring til toppene er, at materialet er æolisk tran-

porteret fra barrieren eller fastlandet. Observationerne med det høje sandindhold (50-90 %) er derfor ikke en del af det marine, hydrodynamiske miljø.

Observationerne for D2 plottes med mindre spredning end D1. Desuden er der kun tre observationerne med sandindhold $> 50 \%$, og sandlaget fra 1966 er udeladt. Dette indikerer, at der er en ensidig sedimenttilførsel til området, primært bestående af finkornet materiale ($< 63 \mu\text{m}$). Observationerne med sandindhold $> 50 \%$ på figur 8 for D2, skyldes sandlaget i bunden af kernen, se figur 5. For begge trekantsdiagrammer gælder, at observationerne plottes langs med 50 % linien der angiver, at ler udgør 50 % af mudderkomponenten (ler+silt) i II, III C og II, III D sektionerne.

Dette indikerer et lavenergi miljø, idet størstedelen af punkterne plottes i den øvre del af diagrammet og derfor må ler udgøre størstedelen af det transporterede sediment.

Dette betyder, at de hydrodynamiske betingelser har været så rolige, at leret har kunnet flokkulere og derefter aflejres på marsken (Pejrup, 1988).

Forskellen i aflejringsmiljøet for D1 og D2, afspejles i spredningen af punkterne. D1 har derfor haft et varieret aflejringsmiljø, hvor D2 igennem tid har haft et uændret aflejringsmiljø. Zhong (1994) konstaterede, at prøver indsamlet på højtliggende mudderskud og marsk i Dyfi estuaret, Wales, blev plottet i I, II C og I, II D sektionerne af trekantsdiagrammet.

Da kornstørrelsesanalysen for D3 mangler, karakteriseres sedimentationsmiljøet i D3 ved den vertikale variation i densitet og aflejringsraten.

Variationen i densitet for D3 ligner D1 (se figur 4). En sammenligning af figur 4 og 5 viser, at sandlag er sammenfaldende med høje densiteter i D1. Observationer fra det danske vadehav har vist, at en abrupt i densitet med dybden, kan skyldes sandlag (Andersen, 1999). Derfor kunne toppene i D3 antyde forekomsten af sandlag. De eventuel-

le sandlag blev dog ikke observeret i boringen, der blev foretaget (se tabel 1).

Forekomsten af sandlag ved D3 kan ikke skyldes vårflomsaflejringer, da D3 er placeret på den østlige side af hovedloen. Endvidere er afstanden til vandløbene og loderne stor (ca. 700 m).

Forekomsten af krumodder, i den østlige side af lagunen viser, at der er mulighed for transport af sand fra barrieren til marsken ved bølgepåvirkning.

En anden mulighed for transport af sand til marsken er ved istransport. I løbet af vinteren fryser lagunen til. Ved opbrud, om foråret, kan fastfrosset sediment (barrieresand) transporteres med isflager og derfor strande i den østlige del, som følge af strømforholdene. Pejrup og Andersen (2000) viste, at is var ansvarlig for en stor del af redistribution af sediment i et mikrotidalt tidevandsområde. Indflydelsen af is på sedimentationen kunne klarlægges ud fra undersøgelser i foråret ved isopbrud.

Størrelsen af aflejringsraten for D3 i forhold til D1 og D2 viser, at sedimentationsmiljøet er mere dynamisk end for D1 og D2. Dette erkendes også på profilet for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ i figur 6. Andersen *et al.* (2000) viste, at områder med stor dynamik ikke viste et eksponentielt fald i $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ aktiviteten med dybden.

Hydrografien i området bevirker, at der transporteres mere materiale ind i lagunen end ud. Dette skyldes, at indgående strømhastigheder (flod) er større end udgående (ebbe) (Nielsen, 1969), hvilket også er observeret i 2003 (Struve og Helbo, 2003, denne rapport). Hvis denne asymmetri i tidevandet ikke ændres, vil resultatet blive en opfyldning af lagunen.

Bundformerne, der afgrænser lagunen mod nord, fungerer som en tærskel for den udgående strøm (se figur 1). Den gradvise vertikale opbygning af bundformerne kan bevirke, at tidevandsprismet inde i lagunen bliver mindre og dermed begrænser tilførslen af sediment til lagunen og marsken. Udviklingen af marsken vil indstille sig til tidevandsprismet (Davidson-Arnott *et al.*, 2002) og

derfor kan en opfyldning af lagunen føre til, at marskens vækst ophører. Observationer i feltet indikerer, at den horisontale vækst af marsken er begrænset og aflejringsrater viser, at der kun pålejres små mængder af materiale som følge af tidevandsprocesser.

Til fremtidige studier af området og aflejringsmiljøet vil en mere omfattende beskrivelse af strømforholdene i lagunen kunne give et bedre billede af processerne, der styrer sedimenttransporten.

I forbindelse med feltarbejdet blev der udlagt lag af barrieresand ved D1, D2 og D3. Derved vil det på et senere tidspunkt være muligt at vurdere aflejringsraterne på baggrund af disse markerhorisonter.

Desuden vil en grundig undersøgelse af den rumlige variation i sedimenttype baseret på kornstørrelsesanalyse af flere kerner belyse de processer, der kontrollerer aflejringen på marsken, også gennem tid.

Feltarbejdet kunne med fordel finde sted i foråret, da det skønnes, at isrelaterede fænomener har stor betydning for aflejringen i denne periode.

Konklusion

- Den arealmæssige udvikling på marsken er lille og er begrænset til den østlige del af marsken.
- Den vertikale vækst af marsken er positiv på alle de undersøgte steder. Aflejringen varierer fra 0,48 til 2,1 mm år⁻¹, hvor aflejringen er størst tættest på lagunen.
- Vegetationsdækket er mindre i den vestlige end den østlige side af marsken. Den manglende vegetation skyldes opskyl af tang, der dræber planterne og overfladen er dermed mere modtagelig overfor erosion af for eksempel is.
- Kulstof indholdet i kernerne indikerer, at der har været vegetation i længere tid ved D1 og D2 end ved D3.

- Udviklingen i morfologien er styret af ændringerne i sedimentationsmiljøet.
- Sedimentationsmiljøet ved D1 er præget af både terrestriske og marine input, hvorimod sedimentationsmiljøet ved D2 er domineret af marine input.
- Det hydrodynamiske miljø i D1 og D2 er roligt nok til at aflejre store mængder ler.
- D3 er domineret af marine input. Dette skyldes D3's placering yderst på marsken, hvor der også er en større dynamik end i D1 og D2.
- Sedimenttransporten ind og ud af lagunen bevirker, at lagunen vil blive fyldt op og marskens vækst derved ophører.
- De processer der er ansvarlige for udviklingen på denne arktiske marsk, er sammenlignelige med marskområder i tempererede klimazoner. Det skønnes dog, at isrelaterede processer har større betydning for aflejring og erosion, end på tempererede marskområder.

Tak til

Thorbjørn Joest Andersen, Ph.D., Geografisk Institut & Susanne Nygaard, Laborant, Geografisk Institut, med hjælp til ^{210}Pb -datering og analyse af kerner.

Referencer

Allen, J.R.L. (1990). Salt-Marsh Growth and Stratification: A Numerical Model with Special Reference to the Severn Estuary, Southwest Britain. *Marine Geology* 95, p. 77-96.
Allen, J.R.L. (2000). Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews* 19, p. 1155-1231.

Allen, J.R.L., Rae, J.E., Longworth, G., Hasler, S.E., Ivanowich, M. (1993). A Comparison of the ^{210}Pb Dating Technique with Three Other Independent Dating Methods in an Oxidic Estuarine Salt-marsh Sequence. *Estuaries* 16, p. 670-677.

Andersen, T.J. (1999). Suspended Sediment Transport and Sediment Reworking at an Intertidal Mudflat, the Danish Wadden Sea. *Meddelelser fra Skalling-laboratoriet, bind XXXVII*.

Andersen, J.T., Mikkelsen, O.A., Møller, A.L. & Pejrup, M. (2000). Deposition and mixing depths on some European intertidal mudflats based on ^{210}Pb and ^{137}Cs activities. *Continental Shelf Research* 20, p. 1569-1591.

Anderson, F. E. (1983). The Northern Muddy Intertidal: Seasonal Factors Controlling Erosion and Deposition – A review. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science* 40, p. 143-159.

Böcher, T.W., Holmen, K. & Jakobsen, K. (1966). Grønlands Flora. *P. Haase og Søns Forlag*. København.

Cundy, A.B. & Croudace, I.W. (1995). Sedimentary and Geochemical Variations in a Salt Marsh/Mud Flat Environment from the Mesotidal Hamble Estuary, Southern England. *Marine Chemistry* 51, p. 115-132.

Davidson-Arnott, R.G.D., van Proosdij, D., Ollerhead, J. & Schostak, L. (2002). Hydrodynamics and Sedimentation in Salt Marshes: Examples from a Macrotidal Marsh, Bay of Fundy. *Geomorphology* 48, p. 209-231.

Dionne, J.C. (1988). Characteristic Features of Modern Tidal Flats In Cold Regions. I de Boer, P.L. *et al.* (eds.): *Tide-influenced sedimentary environments and facies*, p. 301-332. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.

French, P.W., Allen, J.R.L. & Appleby, P.G. (1994). ^{210}Pb -Lead Dating of a Modern Period Saltmarsh Deposit from the Severn Estuary (Southwest Britain), and its Implications. *Marine Geology* 118 no. 3-4, p. 327-334.

French, J.R. & Spencer, T. (1993). Dynamics of Sedimentation in a Tide-dominated Backbarrier Salt Marsh, Norfolk, UK. *Marine Geology* 110, p. 315-331.

Kirchner, G. & Ehlers, H. (1998). Sediment Geochronology in Changing Coastal Environments: Potentials and Limitations of the ^{137}Cs and ^{210}Pb Meth-

ods. *Journal of Coastal Research* 14, no. 2, p. 483-492.

Konert, M. & Vanderbergh, J. (1997). Comparison of Laser Grain Size Analysis with Pippette and Sieve Analysis: a Solution for the Underestimation of the Clay Fraction. *Sedimentology* 44, p. 523-535.

Nielsen, N. (1969). Morphological studies on the eastern coast of Disko, Westgreenland. *Geografisk Tidsskrift, bind 68*.

Nielsen, N. & Nielsen, J. (2002). Vertical Growth of a Young Back Barrier Salt Marsh, Skallingen, SW Denmark. *Journal of Coastal Research* 18, no. 2, p. 287-299.

Pejrup, M. (1988). The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: A new approach. I de Boer, P.L. *et al.* (eds.): *Tide-influenced sedimentary environments and facies*, p. 289-300. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.

Pejrup, M. & Andersen, T.J. (2000). The Influence of Ice on Sediment Transport, Deposition and Reworking in a Temperate Mudflat Area, the Danish Wadden Sea. *Continental Shelf Research* 20, p. 1621-1634.

Thomas, D.S.G. & Goudie, A. (2000). The Dictionary of Physical Geography. *Blackwell Publishing*, Oxford, Storbritanien.

Troude, J.P., Sérodes, J.B. and Elouard, B. (1981). Étude des mécanismes sédimentologiques des zones intertidales de l'estuaire moyen du Sanit-Laurent. Cas de la Batture de Cap-Tourmente. *Environ. Can.*, Québec, Inland Water Dir. Rapp., 117 pp.

Van Wijnen, H.J. & Bakker, J.P. (2001). Long-term Surface Elevation Change in Salt Marshes: a Prediction of Marsh Response to Future Sea-Level Rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 52, p. 381-390.

Zhong, S. (1992). Application af the Pejrup Approach for the Classifiacation of the Sediments in the Microtidal Dyfi Estuary, West Wales, UK. *Journal of Coastal Research* 8, no. 2, p. 482-491.

Internetkilde 1:

<http://www.garmin.com/products/etrex/>

Internetkilde 2:

<http://www.trimble.com/pathfinderproxrs.html>

Kulstofpuljer og CO₂ emission, Mudderbugten, Disko

Jørgen Hollesen, Louise Askær Jensen & Lea Bjerre Schmidt

Abstract. Kulstofkredsløbet i arktiske jorde formodes at blive påvirket af et øget atmosfærisk indhold af drivhusgasser. Hvilke påvirkninger og hvor kraftige disse måtte være, er et uafklaret spørgsmål, idet man ikke har det fulde overblik over gældende feedbackprocesser. Det vides, at op til en tredjedel af jordens samlede kulstof pulje er bundet i arktiske jorde. En øget omsætning vil kunne betyde frigivelse af store mængder CO₂ og derigennem en positiv feedback til drivhuseffekten. For at kunne forudse konsekvenserne af en temperaturstigning, er det vigtigt at vide, hvordan kulstofpuljerne i arktiske områder reagerer på temperaturændringer. Tidligere undersøgelser forsøg på at kvantificere kulstofpuljer er blevet foretaget på baggrund af en opskalering af stikprøver uden hensyntagen til forskellige landskabstypers aldre. Denne undersøgelse blev udført på den nordøstlige del af Flakkerhug, det østlige Disko, Grønland. Udgangspunktet var, at undersøge variationen i kulstofpuljer mellem jorde med forskellige tundravegetationstyper og fugtighedsregimer. De fundne kulstofpuljer i jordene blev brugt til udregning af det samlede studieområdes kulstofpulje. For at undersøge gyldigheden af denne opskalering blev kulstofpuljerne for kantlyng (*Cassiope tetragonal*) yderligere bestemt på fem marine terrasser af forskellige aldre (ca. 4000-8000 år). På disse terrasser var der forskel på, hvor lang tid jordbundsudviklingen havde fundet sted, og derved hvor meget kulstof der var blevet akkumuleret. Resultatet af undersøgelsen viser, at der er stor forskel i størrelsen af kulstofpuljer på jorde af forskellige aldre. Den ældste jord viste sig at indeholde 6 gange mere kulstof end den yngste. Dette betyder, at det, i områder med marine terrasser af forskellige aldre, er fejlagtigt at opskalere resultater fra en enkel terrasse. Det konkluderes derfor, at det er yderst vigtigt at udføre en geomorfologisk analyse af det studie specifikke område, før der lægges en samplingsstrategi. Yderligere er CO₂ effluxen målt på hver lokalitet, områdets samlede CO₂ emission er bestemt og et kulstofbudget forsøgt opstillet.

Keywords: *Arktiske jorde; Kulstofpuljer; Aldersrelationer; CO₂ efflux*

1. Introduktion

Et øget atmosfærisk indhold af drivhusgasser kan forårsage ændringer i det globale klima. Hvilke ændringer og hvor kraftige disse måtte være, er et uafklaret spørgsmål. Warrick et al. (1990) forudsiger temperaturstigninger på op til 5 °C de kommende halvtreds år, og at ændringerne bliver størst i de polnære områder. Forudsigelser som denne er dog behæftet med en stor usikkerhed, da man stadig ikke har det fulde overblik over de feedbackprocesser, der har betydning for drivhuseffekten.

Et af de områder der i særlig høj grad vil kunne blive påvirket af drivhuseffekten, er kulstofkredsløbet i arktiske jorde. Siden istiden har arktiske jorde, grundet det kolde og våde miljø, virket som magasin for kulstof. Det menes, at 25-33% af jordens samlede kulstof puljer er bundet i disse jorde (White

et al. 2003). Det store spørgsmål er, hvad der sker med disse mængder kulstof, hvis temperaturen stiger, da en stigende temperatur vil medføre en øget omsætning. Frigivelsen af CO₂ og CH₄ fra denne øgede omsætning vil sandsynligvis kunne resultere i en positiv feedback til drivhuseffekten.

Tidligere havde man den opfattelse, at processerne i arktiske jorde forløb meget langsomt, og at de i store dele af året slet ikke forløb. Denne opfattelse tog udgangspunkt i observerede europæiske forhold. Her viste undersøgelser, at den biologiske aktivitet ophørte ved temperaturer under 0 grader. I dag har nye undersøgelser vist, at dette ikke er tilfældet i Arktis. Elberling (2003) viser i en undersøgelse fra det nordøstlige Grønland, at der selv ved temperaturer ned til -18 grader foregår en omsætning af organisk materiale, og at vinterrespirationen udgør op til 40% af den samlede årlige respiration. Dette er et godt eksempel på, at forholdende

i Arktis er komplekse, og at det, for at forstå disse forhold, er nødvendigt med undersøgelser in situ. Gennem de senere år er antallet af undersøgelser i Arktis vokset markant. Resultaterne fra hver af disse undersøgelser er med til at afdække nye aspekter af det arktiske kulstofkredsløb, og dermed bidrager de hver især med nye brikker til det samlede puslespil.

I denne undersøgelse vil kulstofpuljerne samt CO₂-emissionen fra jorde i Mudderbugten, Disko forsøges bestemt. Da hastigheden, hvormed det organiske materiale i jordende omsættes, afhænger af parametre som temperatur, vandforhold, mængden af næringsstoffer, pH samt den kemiske sammensætning af jordens organiske materiale, vil omsætningen kunne variere betydeligt inden for små områder. White et al. (2003) kommer i en undersøgelse i det vestlige og nordlige Alaska frem til, at kvaliteten af det organiske materiale afhænger af plantedækket. Resultaterne viser at kvaliteten af det organiske materiale er bedst i sure jorde og at den falder med stigende pH.

Den normale praksis ved kulstofbestemmelser er at bestemme kulstofindholdet i en række stikprøver, og derefter opskalere dette til et større område. Problemet ved en sådan opskalering/generalisering er, at den ikke tager forbehold for rummelige variationer. Områder i Arktis har siden istiden generelt gennemgået en regression. Hermed vil der de fleste steder kunne findes marine terrasser af forskellige aldre. På disse terrasser vil der være forskel på, hvor lang tid jordbundsudviklingen har fundet sted, og hvor meget kulstof der er ophobet. I en undersøgelse af Christensen et al. (1999), foretaget i den russiske tundra, viser resultaterne, at der er stor forskel på omsætteligheden af nye og ældre organiske aflejringer.

I denne undersøgelse vil de fundne kulstofpuljer og CO₂-emissionsrater fra jorde under forskellige vegetationstyper forsøges opskaleret, så kulstofpuljen for hele området kan beregnes. For at undersøge gyldigheden af denne opskalering vil kulstofpuljerne yderligere blive bestemt på marine flader af forskellige aldre.

2. Materialer og metoder

2.1 Lokalitets beskrivelse

Feltarbejdet blev udført på den nordøstlige del af Flakkerhug, på det østlige Disko. Disko ligger i det centrale Vestgrønland mellem 69°15'N og 72°20'N og mellem 51°50'W og 55°00'W. Lokalitetens samlede areal var cirka 20 km² og ses på figur 2.

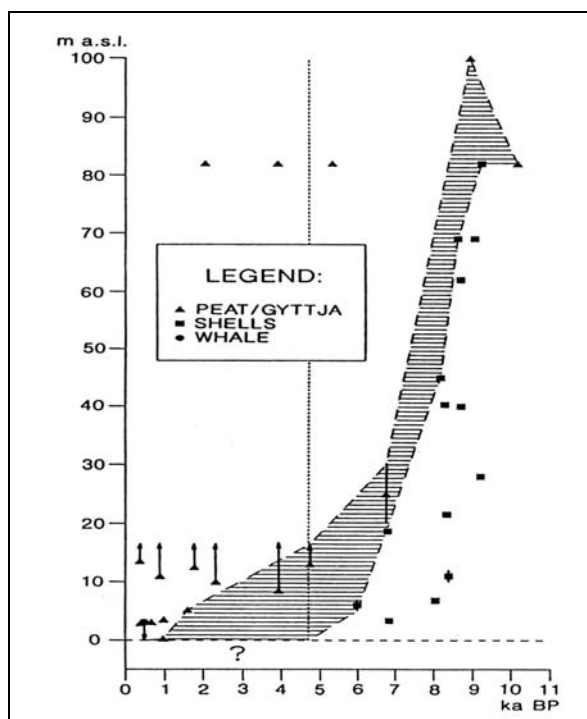
Disko Bugten undergik deglaciation mellem ca. 11.000 og 7.000 BP. Cirka 20 % af øen er i dag dækket af gletschere, og der er kontinuer permafrost på øen (Humlum, 1988).

Klimaet på Disko karakteriseres ved en gennemsnitstemperatur på cirka -4 °C og en samlet årsnedbør på cirka 500 mm, hvoraf cirka 400 mm falder som sne. I perioden 1991-2000 var middeldjordtemperaturen i 5 cm dybde -2,47 °C, og temperaturen var >0 °C cirka 140 dage af året (Arktisk station, Godhavn).

Flyfotos fra 1964 og tilhørende geomorfologiske observationer har vist, at der ved Flakkerhuk findes fossile strandlinier, der er et resultat af en havspejlsændring (Nielsen 1965). I Perioden mellem 10.000 år til 3000 år før nutid (BP) har der været en relativ havspejlsændring fra den holocæne marine grænse, til den der kendes i dag (Donner & Jungner, 1975). Ifølge Rasch & Nielsen, (1995) har der mellem 9.000 og 7.000 BP, foregået en kontinuer relativ havspejlssænkning med en rate på ca. 3 cm/år fra ca. 80 m til ca. 30 meter over nutidens havniveau (Figur 1). I perioden fra ca. 5000 BP og frem til i dag, er det mere usikkert hvordan forløbet har været. Ifølge Rasch & Nielsen, (1995) har havspejlet været under det nuværende i en del af perioden. Tallene til konstruktion af alder/højde diagrammet (Figur 1) er fundet ud fra undersøgelser af morfologiske karakteristika, hvor der blandt andet er fundet fossile strandvolde. Der er yderligere lavet dateringer af både terrestriske og marine materialer, der er blevet brugt til at konstruere kurver for den relative havspejlsændring.

Disse undersøgelser er endvidere understøttet af arkæologiske fund. Arkæologer har beskrevet, at bopladser af forskellige aldre ligger placeret i forskellige højder i forhold

til den nuværende middelvandstand. Dette er blevet undersøgt i forbindelse med Thule kulturen, Dorset, og Saqqaq kulturen (Rasch & Jensen, 1997).



Figur 1. Alder-højde diagram af ^{14}C dateringer fra sydøst Disko og Kitsissut (Rasch, M. & Nielsen, N., 1995). Det skraverede areal repræsenterer zonen hvori havspejlet har ligget på et givent tidspunkt.

Ifølge Nielsen (1969) kan der genkendes tre fossile strandlinier og dermed fire marine terrasser i den østligste del af det studierelevante område (Figur 3). I dag fremstår de mellemliggende marine terrasser svagt hældende og dækket af lav tundra vegetation. Vegetationen er præget af kantlyng, dværgpil, græsser, revling, birk, samt forskellige lav.

Der forventes en sammenhæng mellem alder og jordbundsudvikling. Det vil sige jordene på de ældste terrasser skønnes at have gennemgået en større udvikling end jordene på de yngre terrasser.

Jordene i området kan ifølge Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999) karakteriseres som Gelisols. Gelisols er svagt udviklede unge jorde. Kolde temperaturer og permafrost inden for 100 cm er kendetegnende. Der er

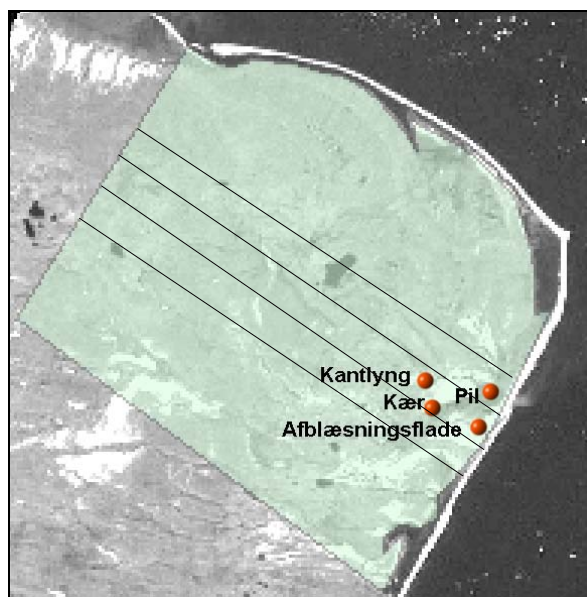
ofte tegn på cryoturbation og jordbundsudviklingen finder sted i aktivlaget.

2.2 Sampling

Til bestemmelse af kulstofpuljer samt CO_2 emission under forskellige vegetationstyper blev fire lokaliteter udvalgt. Nedenstående tabel 1 viser karakteristika for disse områder, og placeringen ses på figur 2.

Tabel 1. Vegetationstypernes karakteristika og fugtighedsregime, lokalitet 1-4.

lokalitet	1	2	3	4
Navn	Afblæsningsflade	Kær	Kantlyng	Pil
Karakteristika	Sand overflade med sparsom vegetation	Vandliden- de område domineret af græsser	Hede område domineret af kantlyng	Område domine- ret af pil
Fugtighedsregime	Tørt	Vådt	Semi tørt	Semi vådt

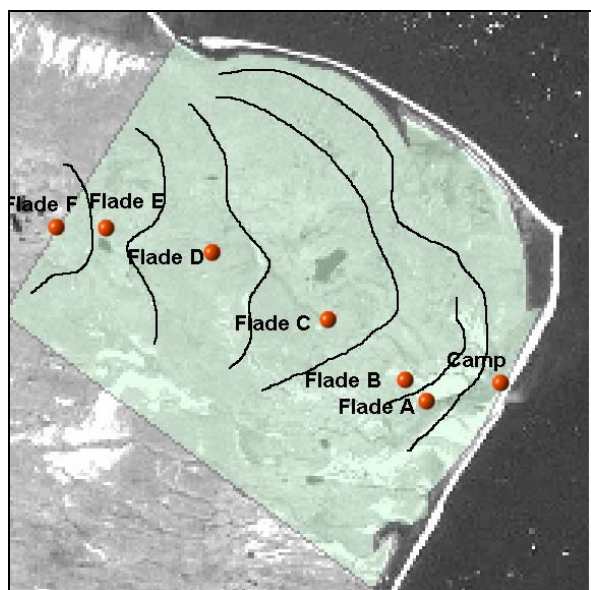


Figur 2. Prøvetagningssted for de fire udvalgte vegetationstyper samt profilinier til arealfordelingsanalyse. Området markeret med grønt udgør lokalitetens samlede areal (20 km^2).

Baggrunden for udvælgelsen af de fire lokaliteter var, at de hver især repræsenterer forskellige fugtighedsregimer og dermed forskellige omsætningsrater.

Ud fra forventningen om, at der, på de marineterrasser, er sammenhæng mellem alder

og jordbundsudvikling, blev der på hver markant terrasse undersøgt en lokalitet domineret af samme vegetation. Jordbundsudviklingen blev undersøgt under kantlyng, da dette er en svær omsættelig vegetationstype, hvor en markant akkumulation af kulstof og en fremtrædende jordbundsudvikling forventes (Walker et al., 1998). Ud fra fladernes højde bruges figur 1 til at estimere alderen af fladen. Der igennem vil der være mulighed for at sammenholde alder og mængde kulstof på hver flade, og se om der forekommer en sammenhæng. De Fossile strandlinier lokaliseres ud fra en geomorfologisk analyse af området og ved hjælp af en kortskitse tegnet efter flyvebillede samt feltobservationer (Nielsen, 1969). Figur 3 viser de fem valgte lokaliteter A-F, samt de fossile strandlinier.



Figur 3. Lokalteterne på fladerne A-F. De sorte linier indikerer fossile strandlinier. Området markeret med grønt udgør lokalitetens samlede areal (20 km²).

2.3 Jord profil beskrivelse

For hver lokalitet blev der udgravet 3-4 profiler (B=0,7m, L=1,2m, D=0,6m). De ydre karakteristika blev noteret mht. terræn, vegetation, og GPS positionen. Hver profils indre karakteristika blev beskrevet ud fra horisonternes farve (Munsell Soil Colour Charts), tekstur, struktur, konsistens, stenindhold, horisontovergang og roddybde.

En ringprøve (100 cm³) blev udtaget for hver markant horisont til senere laboratorieanalyser.

2.4 Jord CO₂-flux

Jordbundens respirationsrate blev målt med LI-COR 6400-09 (LI-COR 6400-09 Soil Flux Chamber, LI-COR, inc., Lincon, NE 68504. U.S.A). LI-COR 6400-09 er et transportabelt fotosyntesesystem til måling af respiration i mørkekammer. LI-COR måler CO₂-fluxen fra jorden og derved både den mikrobielle respiration og rodrespirationen. Kammeret placeres over en kolonne (L=10cm D=10cm), banket 7 cm ned i jorden, mindst 24 timer før de første målinger foretages. En CO₂ fluks fremkommer som resultat af en koncentrationsgradient mellem jord og atmosfære. For at måle denne gradient indstilles instrumentet til atomsfærisk CO₂ koncentration (ppm). Ved "drawdown" sænker instrumentet koncentrationen af CO₂, og begynder derefter at logge data, mens CO₂ koncentrationen stiger til over atomsfærisk niveau (2-3 min.). Jord CO₂-fluxen kan udregnes ud fra den antagelse, at forøgelsen i CO₂ koncentrationen i kammeret over tid er lineær ($r^2 > 0,95$).

På hver lokalitet blev der målt 2 gange, 1 nat- og 1 dagmåling, på 10 replikater. Der blev også foretaget en døgnmåling på lokalitet 4 (pil), hvor CO₂-fluxen fra jorden blev målt hver anden time i et døgn.

For hver replikat blev jordens fugtighed målt i overfladejorden (0-5 cm) i 5 omkredsende punkter, med en ΔT ThetaProbe (type ML 2x, Delta-T Devices Ltd, Cambridge, UK). Dette instrument måler volumetrisk jordfugtighed indenfor 1% nøjagtighed. Endvidere målt jordtemperaturen i 3 replikater i 3 jorddybder (2, 5, 10 cm under overfladen) med en temperatur probe.

2.5 Statistisk arealfordelingsanalyse

For at kunne opskalere de, for hver vegetationstype, fundne kulstofpuljer, blev der foretaget en statistisk arealfordelingsanalyse, hvor fire profillinier blev lagt tværs henover området (Figur 2). På hver af disse ca. 6 km

lange profillinjer blev vegetationstypen noteret for hver ti meter.

Herved opnås et groft billede af, hvor stor en procentvis del de enkelte vegetationstyper udgør af det samlede område.

2.6 Laboratorieanalyser

Alle jordprøverne analyseredes i laboratoriet med hensyn til densitet, kornstørrelsesfordeling, pH og kulstof.

Jordprøverne blev lufttørret i 4 dage, og derefter sigtet gennem en 2mm sigte.

Ud fra vægten af den samlede mængde jord i hver ringprøve og rumfanget af ringen, blev jordprøvens densitet beregnet.

Teksturanalysen blev udført ved sigtning af tørre prøver i en rystesøjle med sigtediametre 2000, 1000, 500, 250, 125, 63 og < 63 µm. Sigteprøverne på 100g blev udtaget ved pyramidemetoden. Da det på grund af tidsbegrænsning ikke var muligt at måle tekstur på samtlige prøver, blev lige store mængder jord (vægtmæssigt), fra replikatprofilerne på samme lokalitet, blandet (pooled). Det vil sige alle A-horisonter blev blandet, alle E-horisonter og så fremdeles. Resultatet af dette er en gennemsnitlig kornstørrelsesfordeling for de 4 profiler på hver lokalitet.

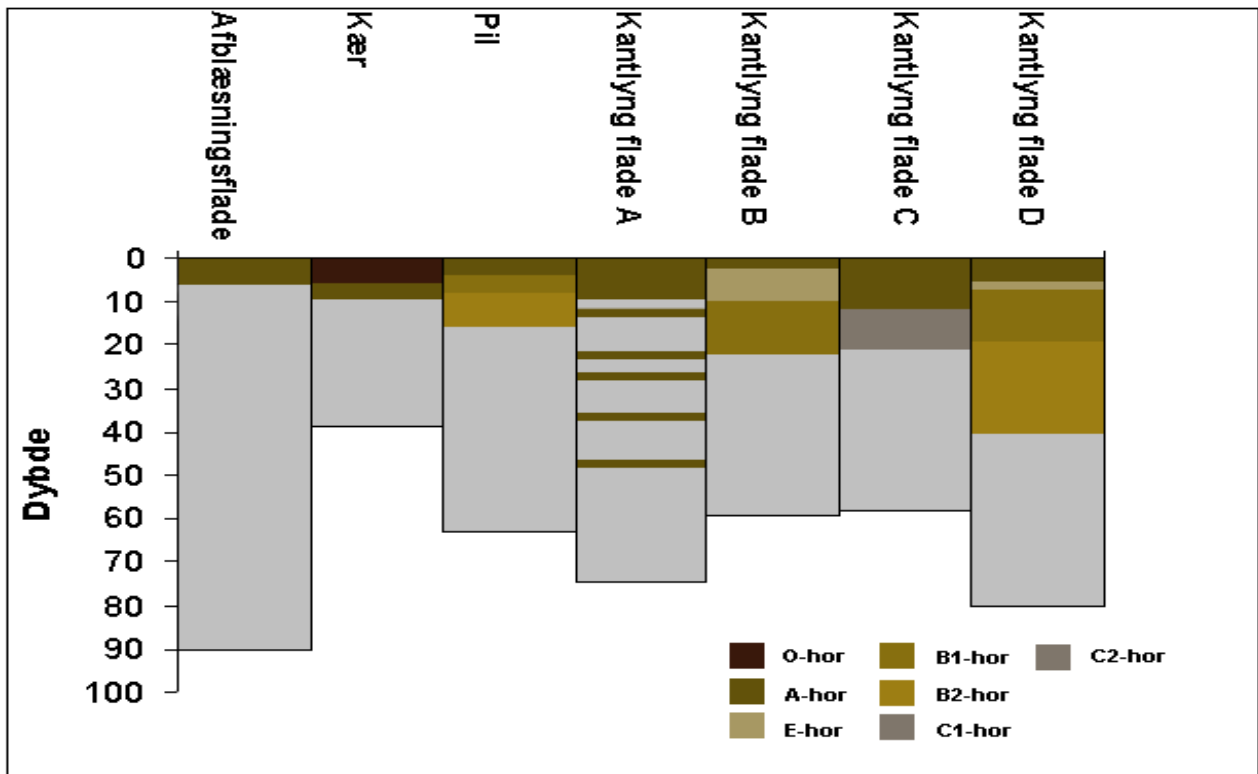
pH i jorden blev målt potentiometrisk i en vandig opslæmning (1:2,5) (International Soil Reference and Information Center: Procedures for Soil Analysis, 5.th edition). Den

totale kulstofmængde i jordprøverne analyseredes med en CS500-analyser, der ved tør forbrænding, registrerer udviklingen af CO₂ ved hjælp af en infrarød detektor.

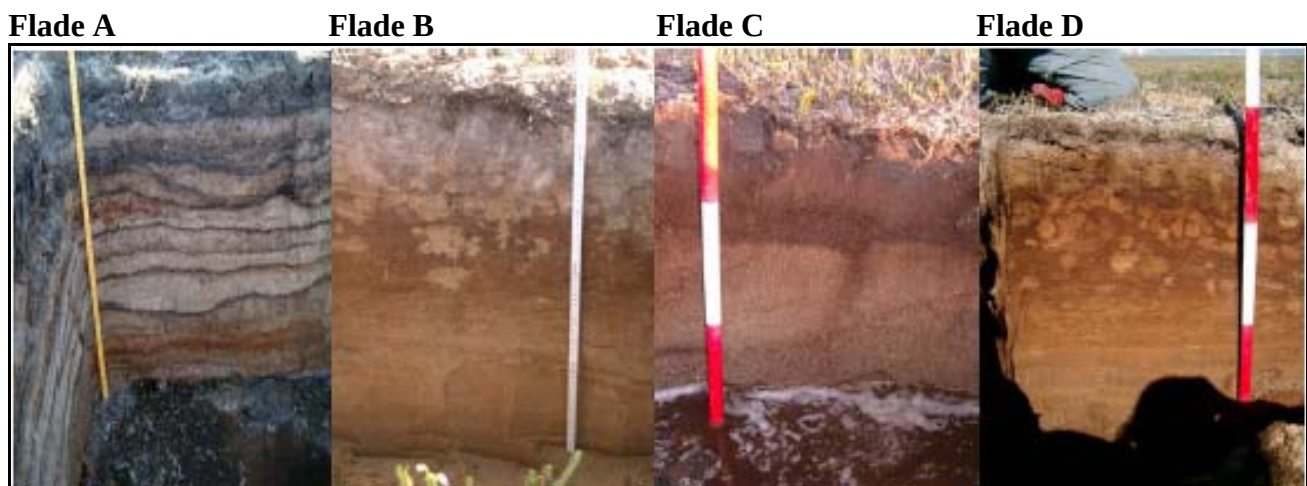
3. Resultater

3.1 Jordkarakteristika for vegetationstyperne

Figur 4 viser jordbundsudviklingen for hver af de fire vegetationstyper. Generelt var jordbundsudviklingen svag, og på ingen af de fire lokaliteter fandtes diagnostiske horisonter. I alle fire områder var der A-horisonter af forskellige tykkelser. I kæret var der yderligere en markant O-horison, og i kantlyngen observeredes en begyndende podzolering med en E- og B-horison. Enkelte af profilerne viste tegn på cryoturba-tion, og stedvis fandtes også spor efter iskiler. Teksturen var generelt sandet, dog med undtagelse af pilen der indeholdt mere end 20% silt/ler. Dybden til permafrosten varierede mellem lokaliteterne. Kæret havde med 40 cm den laveste og afblæsningsfladen med 90 cm den største dybde til permafrosten. pH-værdierne lå for alle fire lokaliteter inden for intervallet 5,5-7, med de laveste værdier i kæret og de højeste på afblæsningsfladen.

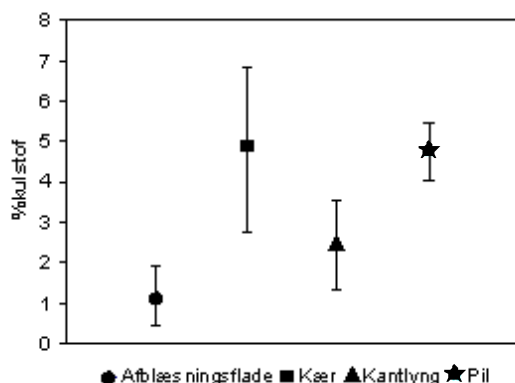


Figur 4. Jordbundsudviklingen i de undersøgte jorde. Profilerne Afbæløringsflade, Kær, Pil og Kantlyng A er vist ned til permafrosten. Kantlyngsfladerne B, C, D er vist til grundvandspejlet.



Figur 5. Billeder af profilerne på fladerne A-D

Kulstofindholdet var størst i A-horisonterne og faldt derefter ned gennem profilerne. Figur 6 viser det gennemsnitlige indhold af kulstof i A-horisonten for hver af de fire lokaliteter (n=4).



Figur 6. Gennemsnitlige indhold af kulstof i de undersøgte jordes A-horisonter indtegnet med ± 1 standard afvigelse (n=4).

Det ses, at den tørre og sandede afblæsningsflade havde det laveste kulstofindhold (1,2 %), og at de to våde lokaliteter kær og pil havde de højeste (4,8 % og 4,7 %).

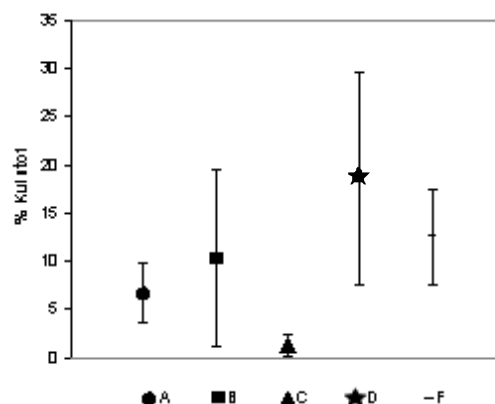
3.2 Jordkarakteristika for fladerne A, B, C, D, F

Jordbundsudviklingen på de fire flader er illustreret i figur 4 og vist i figur 5.

På flade A var jordbundsprofilerne præget af en jordbundsudvikling med gentagne begravede A horisonter og mellemliggende C horisonter. På flade B var litterlaget tykkere end flade A. Alle 3 undersøgte profiler på flade B var præget af cryoturbation og af svag podzolering. Materialet i profilerne på C fladen var grovere og mere usorteret end på A og B fladerne, og der var tegn på brolægning i den nedre del af profilerne. De 3 profiler på flade D var præget af podzolering og F fladen bestod af dårligt sorteret materiale, og indeholdt store sten.

Permafrosten på flade A var gennemsnitlig beliggende i 75 cm dybde. På flade B var permafrostdybden forøget til 80 cm dybde. På fladerne C til F var det ikke muligt at nå ned til permafrosten, men denne lå dybere end 80 cm.

pH-værdierne for fladerne A-F lå i intervallet 4,50-6,41 med de højeste værdier på flade F. A horisonternes indhold af kulstof var varierende fra 1,4-18,3 % som ses i figur 7.



Figur 7. Gennemsnitlige indhold af kulstof på de undersøgte fladers A-horisonter indtegnet med ± 1 standard afvigelse (n=3).

3.3 Kulstofpuljer

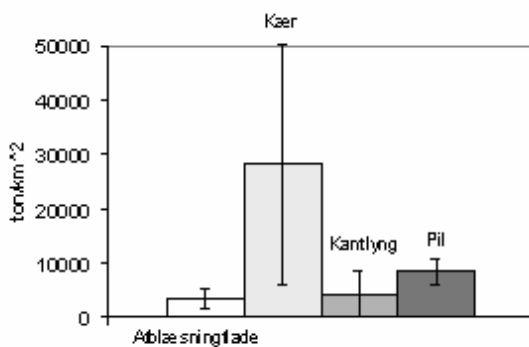
Ved hjælp af de målte kulstofprocenter og densiteter samt tykkelsen af de enkelte horisonter blev det totale kulstofindhold i ton/km^2 bestemt for de 4 vegetationstyper og de 5 flader. Kulstofpuljerne blev bestemt i forhold til 60 cm dybde idet puljerne inden for denne zone forventes at være reaktive

3.3.1 Vegetationstyperne

Resultaterne fremgår af figur 8 og tabel 2. Kulstofpuljerne for afblæsningsflade og kantlyng ligger inden for samme niveau omkring $3000\text{-}4500 \text{ ton/km}^2$. Pilen har en kulstofpulje på $8500 \text{ ton/km}^2 \pm 2000 \text{ ton/km}^2$, hvilket er signifikant højere ($p \leq 0,05$) end afblæsningsfladen og kantlyngen. Kæret har en markant større kulstofpulje end de tre andre vegetationstyper ($14717 \text{ ton/km}^2 \pm 11280 \text{ ton/km}^2$). Spredningen for kæret er dog så stor, at en t-test ikke viser nogen signifikant forskel i variansen mellem det og de tre andre vegetationstyper ($p > 0,05$).

Tabel 2. De totale kulstofpuljer i ton/km² for hver af de undersøgte vegetationstyper. ± 1 standardafvigelse ses i parentes.

Lokalitet	Kulstofpulje ton/km ² (60 cm)
Afblæsningsflade	3307 (± 1893)
Kær	28240 (± 22109)
Kantlyng	4255 (± 4108)
Pil	8376 (± 2410)

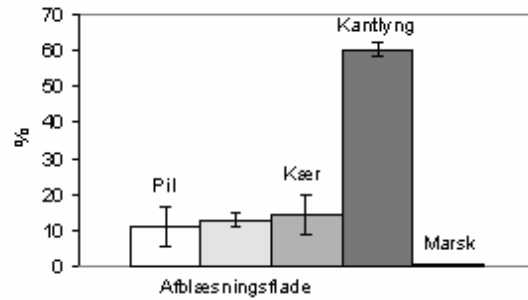


Figur 8. De totale kulstofpuljer til 60 cm dybde for de fire vegetationstyper, indtegnet med ± 1 standard afvigelse ($n=4$).

Til brug i den senere opstilling af områdets samlede kulstofpulje blev kulstofpuljen for marsken også bestemt. Resultatet for marsken var 17504 ton/km² $\pm$ 8880 ton/km² ved en dybde på 60 cm.

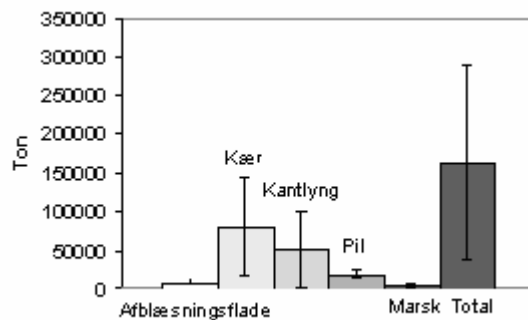
3.3.2 Områdets samlede kulstofpulje

Resultatet af den udførte arealfordelingsanalyse fremgår af figur 10. Det ses, at området er domineret af kantlyng (61 %). Afblæsningsflade, kær og pil dækker cirka lige store områder (11-14%), og marsken dækker kun 1%.



Figur 9. Resultat af arealfordelingsanalyse ($n=4$)

Ved hjælp arealfordelingsanalysen samt de fundne kulstofpuljer er den samlede kulstofpulje for hele mudderbugtens 20 km² store areal blevet beregnet (figur 11). Samlet set er hele områdets kulstof pulje 164000 ton $\pm$ 125000 ton. Største delen findes i områder med kær (50 %) og kantlyng (32 %)

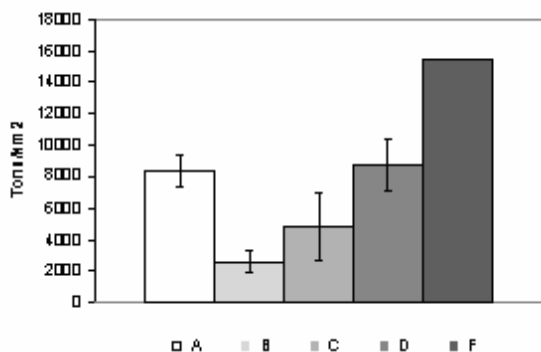


Figur 10. Hele områdets kulstofpuljer til 60 cm dybde fordelt på de fire vegetationstyper samt marsk, indtegnet med ± 1 standard afvigelse ($n=4$).

3.3.3 Fladerne A, B, C, D, F

Kulstofpuljen for flade A blev udregnet til at være 8383 ton/km² $\pm$ 1019 ton/km².

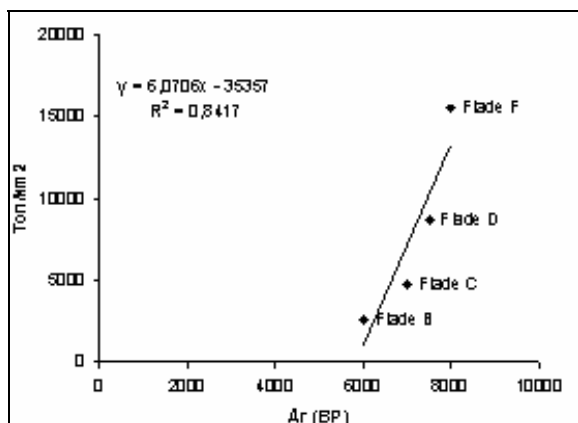
For flade B, C og D er den beregnet til henholdsvis 2606 ton/km² $\pm$ 735 ton/km², 4789 ton/km² $\pm$ 2148 ton/km² og 8713 ton/km² $\pm$ 1691 ton/km². Flade F havde en kulstofpulje på 15477 ton/km² (Figur 9). Der er ikke lavet en standardafvigelse for denne på grund af for få prøver.



Figur 11. De totale kulstofpuljer til 60 cm dybde for de fem flader, indtegnet med ± 1 standard afvigelse ($n=3$)

3.4 Akkumuleret kulstof per år sammenholdt med alderen af fladerne.

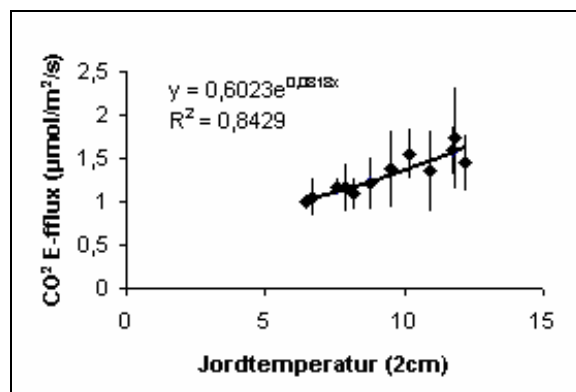
Figur 12 viser kulstofpuljerne i ton/km² som funktion af fladernes aldre. Det ses af grafen, at der findes en lineær sammenhæng mellem alderen af fladen og den akkumulerede mængde kulstof ($r^2=0,84$). Denne lineære sammenhæng gælder dog kun når fladerne er i alderen 6000 til 8000 år gamle, og ikke i perioden fra dannelsen af terrasserne til de er 6000 år. Hældningskoefficienten for regressionsligningen viser, at der er blevet akkumuleret 6 ton C/km²/år.



Figur 12. Kulstofpuljerne som funktion af fladernes aldre.

3.5 CO₂-emission døgnmåling

Figur 13 viser resultatet af CO₂ døgnmålingen på lokalitet 4 (pil). Udregninger viste at den bedste korrelation mellem temperatur og efflux fandtes i 2 cm dybde ($r^2=0,84$). Effluxen blev derfor indtegnet som funktion af temperaturen i 2 cm dybde.

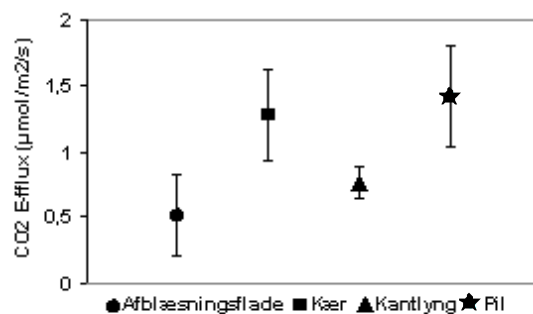


Figur 13. Observeret CO₂-efflux som funktion af Temperaturen i 2 cm dybde, indtegnet med ± 1 standard afvigelse ($n=10$). Målt over et døgn på lokalitet 4 (pil).

Ved hjælp af den viste regressionsligning blev Q₁₀ værdien bestemt. Q₁₀ værdien er et udtryk for jordrespirationens temperaturafhængighed. I dette tilfælde var Q₁₀ = 2,3, dvs. at en temperatur stigning på 10 grader vil få CO₂ emissionen til at stige 2,3 gange.

3.6 CO₂-emission fra vegetationstyperne

Q₁₀ værdien blev brugt til at justere efflux målingerne fra de fire lokaliteter til 10 grader. Resultatet fremgår af figur 14.

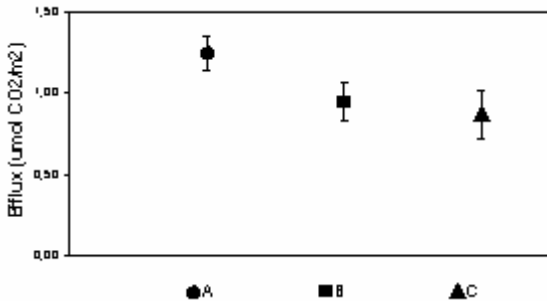


Figur 14. Efflux ved 10 grader for de fire lokaliteter indtegnet med ± 1 standard afvigelse ($n=10$)

Det ses, at effluxene alle lå inden for 0-2 µmol/m²/s, og at de var størst for Pil og Kær og lavest for afblæsningsfladen og kantlyngen. En t-test viser en signifikant forskel mellem kær/pil og afblæsningsflade/kantlyng.

3.7 CO₂ emission fra fladerne A, B, C.

Figur 15 viser CO₂ effluxen for fladerne A til C. Effluxene ligger i intervallet 0,75-1,25. En t-test viser, at effluxene fra flade A er signifikant forskellige ($p < 0,05$) fra effluxene på flader B og C.



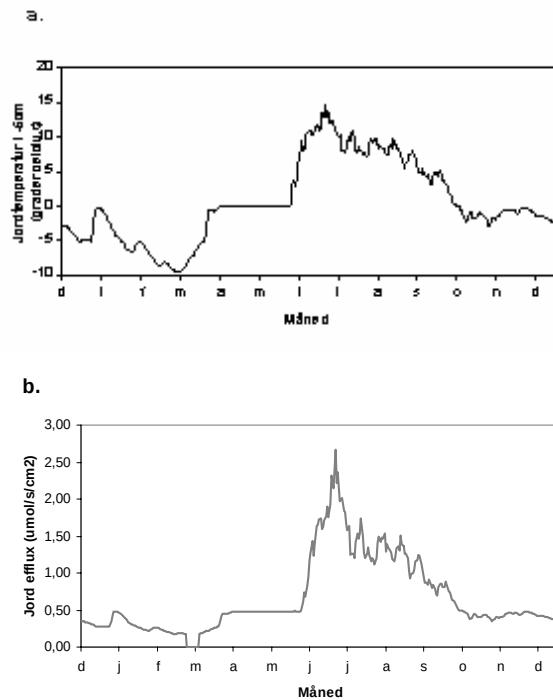
Figur 15. CO₂ efflux fra kantlyngdomenerede områder på fladerne A-C. Alle fluxene er normaliseret til 10 °C og indtegnet med ± 1 standard afvigelse ($n=20$)

3.8 Estimeret CO₂ produktion på et år

Ud fra CO₂ efflux målinger gennem hele vækstperioden 2001 i Zackenberg har Elberling (2003) fundet, at der forekommer ligevægtsforhold fra begyndelsen af juli til slutningen af august. Dette antyder, at den totale produktion af CO₂ er repræsenteret ved den efflux, der er mellem jorden og atmosfæren. Ud fra antagelsen om at systemet er i ligevægt, og at effluxens temperaturafhængighed ikke ændres gennem året, kan den årlige produktion af CO₂ udregnes.

Til estimering af CO₂ produktionen over et år anvendtes jordtemperatur målinger fra Godhavn, Disko (figur 16a). Da der ikke fandtes målinger i 2 cm dybde, blev målinger for 5 cm benyttet. Der beregnedes en Q₁₀ ligning for jordtemperatur i 5cm. Korrelationskoefficienten var 0,72.

Års CO₂ emission kunne derefter udregnes ved hjælp af den fundne Q₁₀ værdi. Det blev antaget at CO₂ produktion er lig nul ved temperaturer mindre end -9 °C (Elberling, 2003). Derfor medregnes effluxene ved sådanne temperaturer ikke. Dette forekommer dog



Figur 16. a. Jordtemperatur i 5cm (2001, Godhavn, Disko). b. Efflux beregnet ud fra Q₁₀ værdi og jordtemperatur i 5cm.

kun 9 dage i maj måned. Års CO₂ emissionen ses i figur 16b.

Ved at integrere under kurven er den totale CO₂ emission for hele året fundet til at være 21 mol CO₂/m². Det viser sig at vinterfluxen (temp. under 0°C) repræsenterer 38 % af den årlige CO₂ emission.

4. Diskussion

De beregnede kulstofpuljer viste både stor variation inden for de samme og mellem de forskellige vegetationstyper. Den interne variation kan skyldes lokale forskelle i jordfugtighed, mængden af næringsstoffer, samt at der inden for små områder var store forskelle på vegetationens beskaffenhed og tæthed. Der var et markant højere kulstofindhold i Kæret og Pilen end på Afblæsningsfladen og Kantlyngen. Denne variation mellem vegetationstyperne kan blandt andet skyldes fugtighedsforholdene. Både Kæret og Pilen var fugtige områder med delvist reducerede forhold. Deres høje kulstofindhold kan derfor skyldes en begrænset omsætning grundet iltmangel.

Elberling (2003) fandt, for et kantlyng domineret område i det Nordøstlige Grønland, frem til, at den totale kulstofpulje var $13.800 \text{ ton/km}^2 \pm 1.300 \text{ ton/km}^2$. Dette resultat passer godt overens med tallene i denne undersøgelse, hvor der var $8.200 \text{ ton/km}^2 \pm 6.250 \text{ ton/km}^2$.

Kulstofpuljerne viste sig at være stigende på fladerne B-F. A fladens kulstofpulje er dog cirka 3 gange større end B fladens. Det ville være forventet, at A fladen skulle være mindre end B fladen. At dette ikke er tilfældet, kan sandsynligvis forklares ved, at der i profilerne på A fladen fandtes rester af kul, der ikke blev sorteret fra ved laboratorieanalyserne. Dette kan have givet anledning til en fejlagtig øget kulstofpulje på A fladen. Resultaterne fra fladerne viser, at kulstofpuljernes størrelse er afhængig af fladernes aldre. Eksempelvis var kulstofindholdet på flade F 15477 ton/km^2 hvilket er ca. 6 gange højere end de 2606 ton/km^2 på flade B. Den beregnede kulstofpulje på $8150 \text{ ton/km}^2 \pm 6250 \text{ ton/km}^2$ blev foretaget på baggrund af målinger på forskellige vegetationstyper på fladerne A og B. Dette resultat ville antageligvis have været betydeligt større hvis målinger for flade F var blevet anvendt i opskaleringen. I områder med fossile marine terrasser er det derfor ikke muligt at bestemme de samlede kulstofpuljer uden at tage hensyn til terrassernes aldre. Før en samplingsstrategi lægges er det derfor yderst vigtigt, at undersøge de geomorfologiske karakteristika.

Ifølge undersøgelser af Brook et al. (1997), Buchmann (2000) og Elberling (2003) kan mere end 80 % af de tidsmæssige variationer i jordrespiration, i en ligevægtssituation, forklares ud fra overfladenære jordtemperaturer. I denne undersøgelse findes der en korrelation mellem jordtemperatur, i 2 cm, og effluxen på 0,84. Den beregnede Q_{10} værdi, ved 2 cm jorddybde, på 2,25 stemmer endvidere overens med Q_{10} værdier fundet ved lignende undersøgelser: 3,3 ved 2,5 cm $r^2 = 0,82$ (Elberling, 2003) og 2,1 ved 5 cm $r^2 = 0,94$ (Elberling & Brandt 2003).

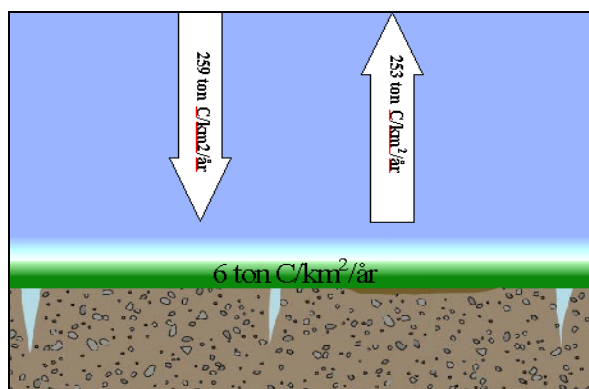
CO₂ emissionen fra de forskellige vegetationstyper viste generelt samme trend som

kulstofpuljerne. Kæret og Pilen havde de signifikant højeste emissionsrater. Dette er overraskende idet, der her observeredes delvist reducerede forhold. Forklaringen kan være, at Kæret og Pilen kun er periodevist vandmættede, og at disse målinger netop blev foretaget i en meget tør periode. Samtidig blev målingerne foretaget på de højest liggende tuer, hvor forholdene var tørrest. Hobbie et al. (2000) beskriver, at CO₂ emissionen fra våde arktiske områder, på trods af langsom omsætning, bidrager signifikant til den samlede årlige efflux.

For fladerne var forventningen, at effluxen fra kantlyngen, uafhængig af hvilken flade den befandt sig på, ville være ens. Ifølge den udførte t-test er effluxene målt på flade A signifikant forskellige ($p < 0,05$) fra dem målt på fladerne B og C. Lomander et al. (1998), har gennem undersøgelser fundet, at processerne involveret i mikrobielrespiration ikke udelukkende afhænger af jordens temperatur men også af vandindhold, tilgængeligheden af ilt, mikroorganismespecies, samt mængden og aktivitetsniveauet af de pågældende mikroorganismer. Det er derved en simplificering at lave en Q_{10} værdi udelukkende ud fra jordtemperaturen. I denne undersøgelse er der cirka 16 % af Q_{10} værdierne, der ikke kan forklares ud fra temperaturen. Det kan ikke udelukkes, at en del af de 16 % kan forklares ud fra ovenstående parametre. En anden parameter, der ikke er medberegnet i undersøgelsen, er tykkelsen af litterlaget. Undersøgelser foretaget af Elberling (2003) antyder, at den største del af effluxvariationen observeret kan forklares ud fra mængden af kulstof til rådighed for nedbrydningsorganismer i litterlaget. CO₂ produceret fra litterlaget vil hurtigt frigives til atmosfæren på grund af det begrænsede diffusionslag. Da der ikke har været målt på denne faktor, er det ikke muligt at validere denne påstand. Den fundne CO₂ emission over et helt år, på $21 \text{ mol CO}_2/\text{m}^2/\text{år}$ eller $924 \text{ g CO}_2/\text{m}^2/\text{år}$, stemmer nogenlunde overens med tidligere forsøg i arktiske egne ($5,66 \text{ mol CO}_2/\text{m}^2$ i Zackenberg med gennemsnits års lufttemperatur -10°C). Det skal dog gøres klart, at årets CO₂ emission er udregnet ud fra den

årets CO₂ emission er udregnet ud fra den samme Q₁₀ værdi hele året. Dette er en grov simplificering, da det ikke præcist vides hvordan Q₁₀ værdier ændres med store ændringer i temperaturen. Elberling (2003) har eksempelvis fundet, at en god korrelation kun findes i vækstsæsonen i arktiske egne ($r^2 = 0.82$). I perioder med væsentlige temperaturændringer, før og efter sommerperioden, er effluxen mindre temperaturnafhængig ($r^2 = 0.45$). Der er dog blevet foretaget laboratorieundersøgelser (Elberling & Brandt 2003), der viser, at mere end 87 % af CO₂ effluxen, kan forklares ud fra temperaturen i A horisonten i intervallet -9 til 15 °C.

På figur 12 fremgik det, at der er en sammenhæng mellem alder og akkumulering af kulstof på fladerne. Denne sammenhæng viser, at der i perioden fra 6000-8000 år siden blev akkumuleret 6 ton C/km²/år. Antages akkumulationen for 6000 år siden at være den samme som i dag, er det muligt at sammenligne kulstof inputtet med kulstof outputtet (figur 17). Den fundne CO₂ emission over et helt år var 21 mol CO₂/m²/år eller 253ton C/km²/år. Med en akkumulation på 6 ton C/km²/år må inputtet derfor antages at være 259 C/km²/år.



Figur 17. Turnover pr km² for kantlyngflader i Mudderbugten, Disko.

Dette forenklede kulstofbudget kan bruges til at vurdere områdets sårbarhed over for klimatiske ændringer. Med en årlig akkumulering på 6 ton C/km²/år virker området som magasin for kulstof. Ved hjælp af den fundne Q₁₀ værdi kan CO₂ emissionens respons på temperaturændringer beregnes. Hermed er det muligt at bestemme, hvornår området

går fra at være kulstofmagasin til at være kilde. En ændring på 1 °C i jorden vil medføre, at outputtet af kulstof stiger til 283 ton C/km²/år, hvilket betyder at emissionen overstiger inputtet. En øget CO₂ emission vil ifølge Tarnocai (1999) ikke optages af planter med det samme, hvormed atmosfærens indhold af CO₂ vokser. Dog forudsiger modeller, at når der igen er opnået ligevægt, vil højere koncentrationer af atmosfærisk CO₂ føre til en øget terrestrisk kulstofpulje. Smith og Stugart (1993) mener, at en sådan ændring vil medføre, at systemet fungerer som en kilde de første 50-100 år, før en ny ligevægt er indtruffet. Det er dog yderst vanskeligt at forudsige hvordan jordmiljøet vil reagere på klimatiske ændringer. Forsimplede forudsigelser som ovenstående tager ikke hensyn til jordmiljøets kompleksitet. For at kunne forbedre forudsigelser af arktiske jordes reaktion på klimaændringer er det nødvendigt at undersøge samspillet mellem kulstofkredsløb og klima, biologi samt fysiske forhold.

5 Konklusion

- Der findes stor variation i kulstofpuljer på jorde af forskellige aldre, hvor ældre jorde indeholder en større kulstofpulje end yngre.
- Der optræder derfor en fejlkilde ved at opskalere resultater fra et lille område til et væsentligt større område, som inkluderer flader af forskellige aldre og oprindelse. Det er yderst vigtigt at udføre en geomorfologisk analyse, af det studie specifikke område, før der lægges en samplingsstrategi.
- Vegetationstyper i denne undersøgelse udviste forskellig CO₂ emissionsrater og kulstofpuljer afhængig af både fysiske og biologiske parametre.
- En øget jordtemperatur kan have konsekvenser for omsætningen af kulstof i arktiske jorde. Dette kan betyde, at jorden ændres fra kulstofmagasin til kulstofkilde, indtil en ny ligevægt indtræder.

Taksigelse

Vi vil gerne benytte lejligheden til at takke alle deltagerne på hovedfagskurset 2003. En særlig stor tak skal gå til Bo Elberling for god og kyndig vejledning og til Maria og Stina for hjælp i laboratoriet.

Referencer

- Brooks, P. D., Schimdt, S.K., Williams, M. W., (1997): Winter produktion of CO₂ and N₂O from alpine tundra: environmental controls and relationship to inter-system C and N fluxes. *Oecologia* 110, 403-413.
- Buchmann, N., (2000): Biotic and abiotic factors controlling soil respiration rates in *Picea abies* stands. *Soil biology and Biochemistry* 32, 1625-1635.
- Christensen, T.R., Jonasson, S., Callaghan, T.V., Havström, M. (1999): On the potential CO₂ release from tundra soils in a changing climate. *Applied Soil Ecology* 11, 127-134.
- Donner, J. & Jungner, H. (1975): Radiocarbon dating of shells from marine Holocene deposits in Disko Bugt area, West Greenland. *Boreas* 4, 25-45.
- Elberling, B. (2003): Seasonal trends of soil CO₂ dynamics in a soil subject to freezing. *Journal of Hydrology* 276, 159-175.
- Elberling, B. & Brandt K.K. (2003): Uncoupling of microbial CO₂ production and release in frozen soil and its implications for field studies of arctic C cycling. *Soil Biology & Biochemistry* 35, 263-272.
- Hobbie, S. E., Schimel, J. P., Trumbore, S. E., Randerson, J. R. (2000): Controls over carbon storage and turnover in high-latitude soils. *Global Change Biology* 6, 196-210.
- Humlum, O. (1988): Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: A methodological approach to the study of rock glaciers. *Arc. Alp. Res.* 20 (2), 160-178.
- Lomander, A., Kätterer, T., Andrén, O. (1998): Carbon dioxide evolution from top- and sub-soil as affected by moisture and constant and fluctuating temperature. *Soil Biology and Biochemistry* 14, 2017-2022
- Nielsen, N. (1965): Morphological studies on the eastern coast of Disko, West Greenland. *Geografisk Tidsskrift, bind 68*.
- Rasch, M. & Nielsen, N. (1995): Coastal morphostratigraphy and Holocene relative sea level change at Tuapaat, southeastern Disko Island, Central West Greenland. *Polar Research* 14(3), 277-289.
- Rasch, M. & Jensen, J. F. (1997): Ancient Eskimo dwelling sites and Holocene relative sealevel changes in southern Disko Bugt, central West Greenland. *Polar Research* 16(2) 101-115.
- Smith, T.M. & Shugart, H.H. (1993): The transient response of terrestrial carbon storage to a perturbed climate. *Nature Vol.* 361, 523-536.
- Soil Survey Staff (1999): Keys to Soil Taxonomy (8. rev. ed.). USA: Pocahontas Press, Inc.
- Tarnocai, C. (1999): The effect of climate warming on the carbon balance of cryosols in Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 251-263.
- Walker, D.A. et al. (1998): Energy and trace-gas fluxes across a soil pH boundry in the Arctic. *Nature Vol.* 394
- Warrick, R.A., Barrow, E.M., & Wigley, T.M.L. (1990): The Greenhouse Effect and its Implications for the European Community. Luxemburg: Commission of the European Communities.
- White, D. M., Garland D. S., Ping, C. L., Michaelson, G. (2003): Characterizing soil organic matter quality in arctic soil by cover type and depth, *Cold Regions Science and Technology*

Satellitbaseret arealklassifikation af Mudderbugten, Disko

Rikke Baastrup

Abstract. Artiklen giver en kort introduktion til remote sensing og gennemgår de forskellige arbejdsprocesser, som en arealklassifikation baseret på satellitbilleder indeholder. Herunder dataindsamling i felten, overvejelser om datas spektrale, spatiale og temporale opløsning, valg af arealklasser, statistik og vurdering af klassifikationens nøjagtighed. Resultatet af klassifikationen viste sig at være forbundet med nogen usikkerhed, med i relation til den usikkerhed hvormed kulstofindholdet for jordbunden er bestemt, vurderes resultatet at være brugbart.

Keywords: *Landsat ETM+, klassifikation, vegetation.*

Introduktion

I forbindelse med estimeringen af kulstofpuljer i området omkring Mudderbugten, er der foretaget målinger af CO₂-emmissioner på forskellige vegetationstyper vha. en såkaldt LiCor (se "Kulstofpuljer og CO₂-emmission i Mudderbugten, Disko" i denne artikelsamling). For at kunne opskalere resultatet af disse målinger, er det nødvendigt at vide, hvor store dele af området de forskellige vegetationstyper dækker. Ved feltstudier er det muligt at få en fornemmelse af den rummelige fordeling af vegetationsklasser, men når det drejer sig om større områder, kan det være svært at give en kvantitativ vurdering af de forskellige arealers størrelse. Ved at foretage forskellige analyser af satellitdata er det muligt at få mere præcise oplysninger om et områdes land cover.

Materialer og metoder

Introduktion til satellitbilleder og klassifikation.

I Remote Sensing studier udnytter man, at forskellige overflader på Jorden reflekterer og emitterer elektromagnetisk energi på forskellig måde. Vha. sensorer kan man opfange disse variationer i reflekteret/emmitteret energi (Lillesand & Kiefer, 1999, 2). Senso-

rerne optager den reflekterede energi i flere forskellige spektre. Landsat ETM+ satellitten optager f.eks. indenfor de områder af den elektromagnetiske stråling, som er defineret i tabel 1.

Tabel 1. Karakteristik af Landsat ETM+. Oversigt over de vigtigste informationer om data optaget med en LandsatETM+ satellit (efter Lillesand & Kiefer, 2000,415).

Spektrale bånd	Rumlig opløsning	Båndbredde (µm)
1	30	0,45-0,515 (blå)
2	30	0,525-0,605 (grøn)
3	30	0,63-0,69 (rød)
4	30	0,75-0,9
5	30	1,55-1,75
6	60	10,4-12,5
7	30	2,09-2,35
8	13x15	0,52-0,9

Bånd 1-3 ligger inden for den synlige del af den elektromagnetiske stråling. Bånd 4 hører til i den nærinfrarøde del af spektret, og bånd 5 og 7 hører til den midt-infrarøde. Bånd 6 optager i det thermale område, og bånd 8 er et såkaldt pankromatisk bånd, som optager i et forholdsvis bredt spekter. Båndenes rumlige opløsning, dvs. pixelstørrelsen fremgår ligeledes af tabellen.

Når man kortlægger et områdes land cover på baggrund af satellitdata, udnytter man at forskellige arealer reflekterer forskelligt

afhængig af hvilke spektre, man betragter. F.eks. absorberer vand al energi med bølgelængder i det nærinfrarøde område og op efter. Det gælder både egentlige vandoverflader, og vand indeholdt i vegetation eller jord. Vand reflekterer således kun i et spekter fra ca. 0,4 - 0,8 μm .

Vegetation har helt andre refleksionsmønstre. F.eks. absorberer klorofyl meget af energien med bølgelængder omkring 0,45 μm og 0,67 μm , derimod reflekterer den relativt mere omkring 0,5 μm . Derfor fremstår sund vegetation med højt klorofylindhold som grøn for vores øjne. I det nærinfrarøde spekter fra ca. 0,7 til 1,3 μm reflekterer vegetation meget kraftigt, dette skyldes primært bladenes indre struktur. Da denne struktur er forskellige fra plante til plante, giver reflektansmålinger i dette interval ofte mulighed for at skelne mellem forskellige plantearter, selvom de måske ser ens ud i den synlige del af spektret (Lillesand & Kiefer 1999, 18 pp.).

Således kan forskellige overflader karakteriseres ud fra deres reflektansmønstre eller "spektrale signatur". Og fordi forskellige overfladetyper har karakteristiske og identificerbare refleksionsmønstre, kan satellitternes refleksionsmålinger danne grundlag for en arealklassifikation (Tamstorf 2000, H2). F.eks. reflekterer vand og vegetation meget ens i de synlige bølgelængder, men i de nærinfrarøde bølgelængder vil man næsten altid kunne skelne de to (Lillesand & Kiefer 1999, 17 pp.). På samme måde kan man skelne andre overfladetyper fra hinanden, men det kræver information om i hvilke bånd, overfladerne reflekterer / absorberer mest forskelligt.

Sensorerne i satellitten måler ikke den sande refleksion fra jordoverfladen, fordi atmosfæren påvirker solstrålerne på deres vej til og fra Jorden. Den energi, som sensorerne faktisk måler benævnes *radians*. Ved forskellige korrektioner kan man omregne radiansen til reflektans (Lillesand & Kiefer 2000, 21 p.).

Formålet med en satellitbilledeklassifikation er vha. forskellige automatiserede procedurer at sortere alle pixels i et billede i forskellige arealklasser. Man kan både udnytte overfladetypernes spektrale og temporale mønstre. Man kan f.eks. skelne forskellige vegetationstyper ved at bruge en serie af billeder optaget på forskellige tidspunkter i vækstsæsonen, forudsat at vegetationens vækstperioder er forskudte. Det var ikke tilfældet for vegetationen i området omkring Mudderbugten, hvorfor denne klassifikation vil basere sig på overfladernes spektrale mønstre.

Der findes to forskellige klassifikationsmetoder; den superviserede og den ikke-superviserede klassifikation. Forskellen på de to metoder, er at man i den superviserede klassifikation på baggrund af forhåndsviden om området "vejleder" inddelingen af pixels i de forskellige klasser. Denne viden kan stamme fra mange forskellige kilder, primært vil de være baseret på feltstudier, men topografiske kort, flyfotos eller interviews med en lokalbefolkning, kan også bidrage med vigtig information om arealklasser i et område.

Man vejleder klassifikationen ved at specificerer de numeriske karakteristika for de forskellige arealklasser for computer algoritmen (Lillesand & Kiefer 1999, 533). Det foregår ved, at man definerer nogle såkaldte træningsarealer for området. På den måde kan man fortælle programmet, at pixels indenfor et område skal klassificeres som en given klasse, og alle pixels, som har de samme spektrale attributter, skal klassificere tilsvarende. Derfor er det vigtigt at træningsarealerne er repræsentative og tilstrækkeligt store til at opfange de variationer, som der måtte være indenfor klassen.

Ved klassifikation efter den ikke-superviserede metode benytter man ikke træningsarealer, men man lader derimod programmet selv grupperer pixels i billedet efter naturligt forekommende spektrale klynger. Efterfølgende kan man forsøge at identificere de forskellige klasser og forbed-

re resultatet ved f.eks. at slå nogen af klasserne sammen, hvis det er tydeligt at de dækker den samme land covertype. Det er også muligt at kombinere de to metoder (Lillesand & Kiefer 1999, 534).

Klassifikationen af Mudderbugten er lavet på baggrund af træningsarealer.

Feltstudier og identificering af arealklasser

For at kunne klassificere området omkring Mudderbugten blev der foretaget feltobservationer. På baggrund af disse blev der identificeret i alt 8 arealklasser. Ved inddelingen af klasserne er det vigtigt at være opmærksom på, at hele området skal kunne høre under én af klasserne. Samtidig skal det også være muligt at identificere klasserne på det satellitbillede, som klassifikationen skal udføres på. Derfor kan det blive nødvendigt at slå klasser sammen, hvis deres spektrale mønster er meget ens.

Området blev inddelt i følgende klasser:

Afblæsningsflade

Pil

Mudderflader

Sand

Kær

Dværgbuskhede

Sø

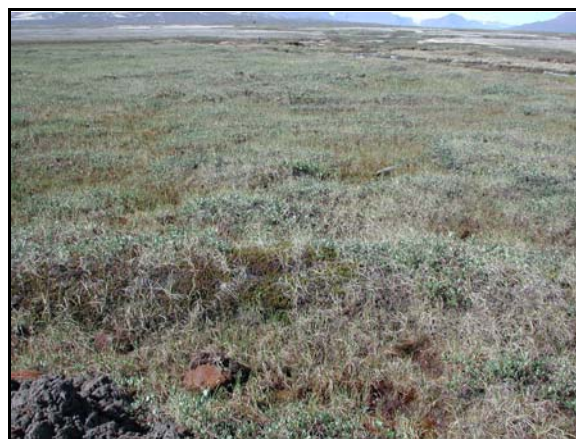
Hav

Nogle udvalgte klasser er vist på billederne 1-4.

Klassen "dværgbuskhede" var oprindeligt opdelt på to klasser; "kantlyng" og "birkevegetation", men disse to vegetationstyper voksede ofte mellem hinanden, og vi vurderede, at det ville blive umuligt at skelne mellem de to på et Landsat satellitbillede.



Billede 1. Afblæsningsflade



Billede 2. Pilevegetation



Billede 3. Dværgbuskhede: Kantlyng og birk



Billede 4. I forgrunden ses arealklassen "sand" og i baggrunden "mudderflader".

For at kunne genfinde de forskellige arealtyper på satellitbilledet blev der indsamlet GPS punkter forskellige steder i området. Der blev ikke benyttet en egentlig samplingsstrategi. For det første fordi klasserne var meget forskelligt repræsenteret, og for det andet fordi forhåndskendskabet til fordelingen af vegetationstyperne i området var begrænset. Indsamlingen af data blev således foretaget, mens vi bevægede os rundt i området, hvilket betød at nogle klasser blev bedre registreret end andre. Normalt bør træningsarealerne repræsenterer alle klasserne lige godt, og antallet af træningspixels for hver classes bør være nogenlunde ens. Det var som sagt svært, fordi nogle klasser arealmæssigt dækkede meget store dele af området, mens andre var mere spredte og kun dækkede mindre arealer.

Det primære formål med klassifikationen var at få kortlagt de forskellige vegetationstyper, som der blev foretaget CO₂-emmissionsmålinger på.

Klassifikationen

Valg af data afhænger af opgaven, og man bør vurdere hvilke krav opgavne stiller til datas spatiale, spektrale og temporale opløsning. Derudover er økonomi også en faktor, der kan have indflydelse på datavalget.

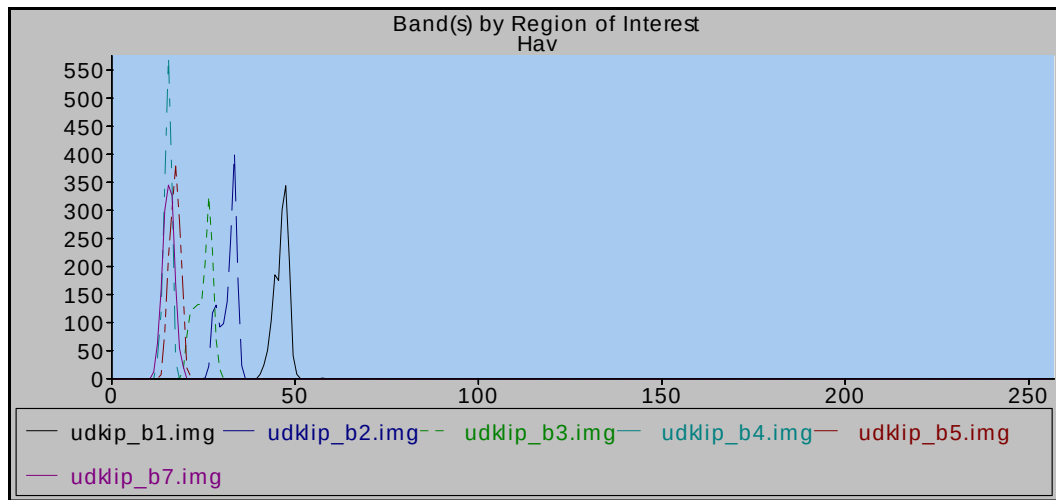
Datagrundlaget for arealklassifikationen var en Landsat ETM+ scene fra 21. juli 2001. Landsat ETM+ satellitten er karakteriseret

ved de parametre, som fremgår af tabel 1. Klassifikationen fokuserede primært på vegetationen, og derfor var det vigtigt at data var fra et tidspunkt, hvor plantevæksten var på sit højeste. For Diskos vedkommende er det i slutningen af juli og starten af august. Der ikke tale om forskudte vækstperioder, og derfor ville billeder fra forskellige tidspunkter ikke kunne bidrage til at skelne mellem de forskellige vegetationstyper. Den spektrale opløsning i Landsat-scenen er passende til opgaven. Flere bånd kunne muligvis have gjort det nemmere at separere vegetationstyperne, men data af en sådan kvalitet ville være for dyre opgavens formål taget i betragtning. Den spatiale opløsning kunne godt have været højere, eftersom nogle arealer var mindre end de 30x30 m, som er pixelstørrelsen i satellitbilledet. Men igen skal der være en fornuftig balance mellem økonomien og målet med opgaven. Alle disse parametre taget i betragtning, må den valgte Landsat-scene siges være et godt udgangspunkt for klassifikationen.

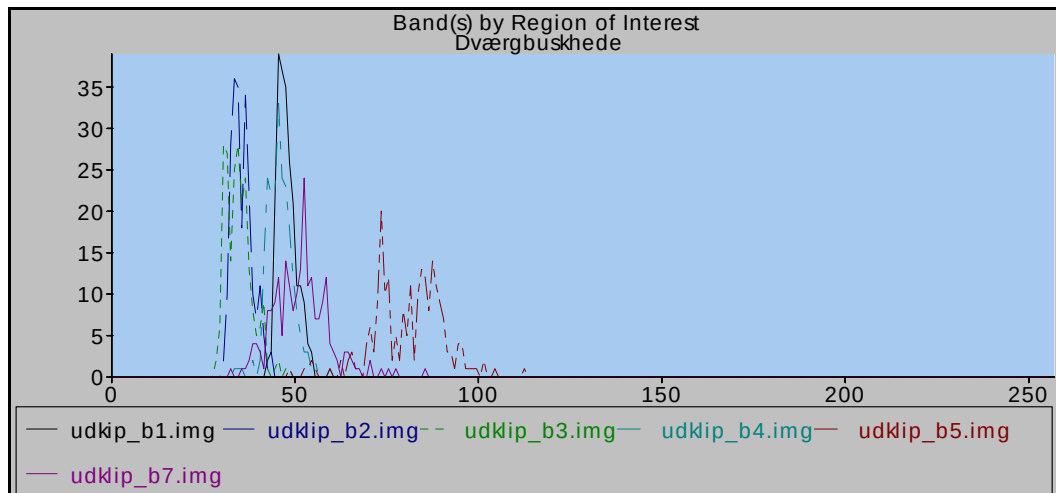
Selve databearbejdningen foregik i programmet WinChips. Klassifikationen blev foretaget på et udsnit af den oprindelige Landsat-scene. Udsnittet dækkede et areal på ca.40 km².

De indsamlede GPS-punkter blev tilføjet satellitbilledet som et vektoroverlay. I felten havde vi noteret hvilken arealklasse, de enkelte punkter knyttede sig til, og disse oplysninger blev brugt til at identificere klasserne på satellitbilledet. Nogle klasser behøver man selvfølgelig ikke GPS-punkter for at genfinde, men når det f.eks. drejer sig om vegetationsklasserne, som kan se meget ens ud, er punkterne til stor hjælp.

Herefter blev træningsarealerne for de forskellige klasser digitaliseret. Dernæst blev der regnet statistik for træningsarealerne. Statistikken kan fortælle, hvor godt klasserne kan separeres, og om pixelværdierne i hvert bånd er normalfordelte indenfor hver klasse, hvilket er en forudsætning for et godt klassifikationsresultat.



Figur 1. Histogrammet viser fordelingen af pixelværdier indenfor klassen "hav" for hvert af de spektrale bånd. Værdierne er normalfordelte i alle bånd.



Figur 2. Histogrammet viser fordelingen af pixelværdier indenfor klassen "dværgbuskhede" for hvert af de spektrale bånd. Værdierne er ikke normalfordelt i alle båndene.

Af de viste histogrammer fremgår det, at klassen "hav" er nogen lunde normalfordelt i alle bånd, klassen "dværgbuskhede" er derimod ikke normalfordelt, og det er således et tegn på, at træningsarealerne homogenitet ikke er høj nok.

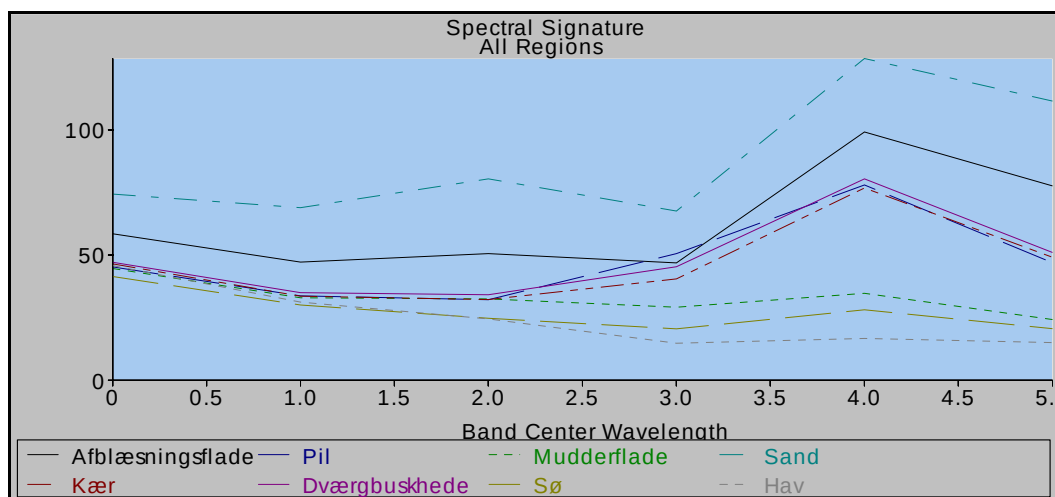
På baggrund af disse statistikker blev træningsarealerne for de klasser, som ikke var normalfordelte, korrigeret. Efterfølgende blev der beregnet en ny statistik, som viste at korrektionerne havde forbedret træningsarealerne noget, men resultatet var langt fra en perfekt normalfordeling. De viste histo-

grammer er lavet på baggrund af de reviderede træningsarealer.

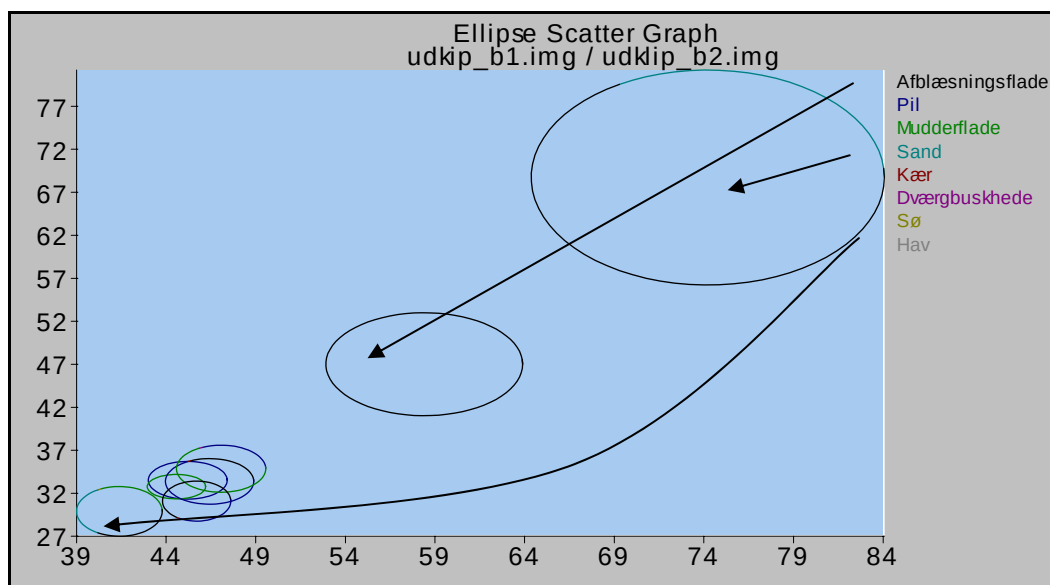
Klassernes spektrale signaturer kan også bestemmes på baggrund af statistikken, disse er vist i figur 3. Det fremgår at nogen af klassernes spektrale signatur er meget ens, det drejer sig som forventet især om vegetationsklasserne. Klassernes separabilitet er afbildet grafisk i figur 4 og 5. Igen ses det, at resultatet afhænger af hvilke klasser og bånd man betragter. Vegetationsklasserne er som forventet de klasser, som er sværest at separere.

Efter at have justeret træningsarealerne blev de egentlige klassifikationsrutiner udført. Forskellige metoder blev afprøvet herunder "Minimum Distance", "Maximum Likelihood" og "Box" klassifikation. Desuden blev der også foretaget en Iso klassifikation,

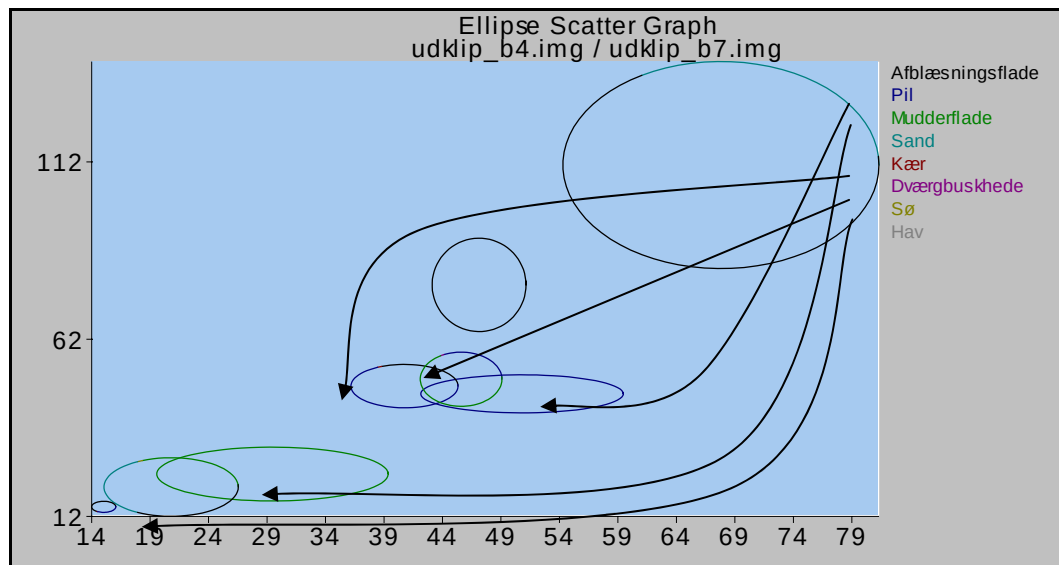
som er en ikke-superviseret klassifikation. For nærmere beskrivelse af disse metoder henvises der til Lillesand og Kiefer.



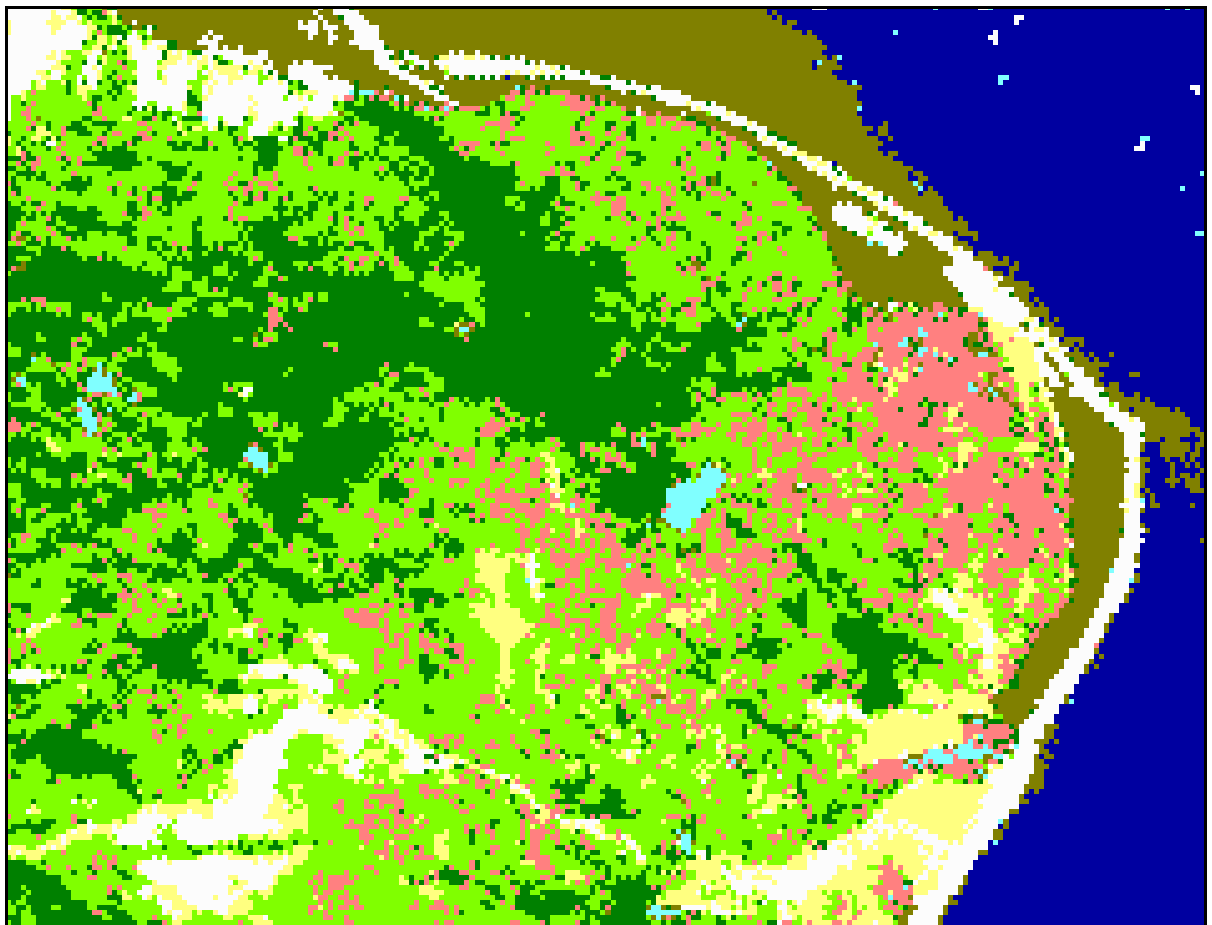
Figur 3. Grafen viser den spektrale signatur for de 8 arealklasser. Det ses at klasserne "kær", "pil" og "dværgbuskhede" har en meget ens signatur.



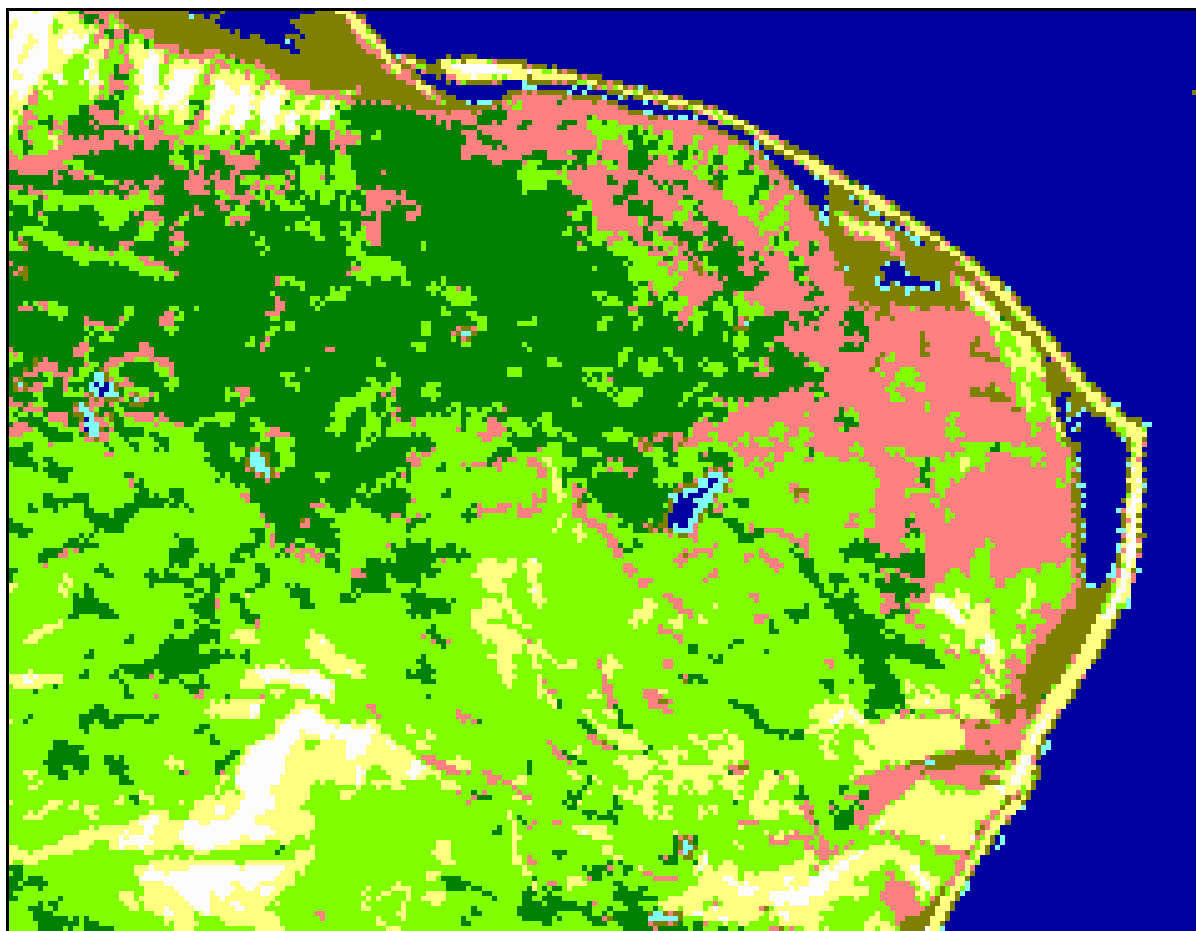
Figur 4. Scatterplot for de 8 arealklasser. Grafen illustrer hvor stort overlap, der er mellem de forskellige klassers spektrale signatur inden for bånd 1 og 2. Det ses, at kun klasserne "sand", "sø" og "afblæsningsflade" kan separeres inden for de betragtede bånd.



Figur 5. Scatterplot for de 8 arealklasser. Grafen illustrerer hvor stort overlap der er mellem de forskellige klassers spektrale signatur inden for bånd 4 og 7. Indenfor disse to bånd er der bedre separabilitet mellem klasserne "pil", "dværgbuskhede" og "kær". Ved denne båndkombination opstår der overlap mellem "sø" og "mudderflade".



Kort 1. Resultatet af Maximum Likelihood klassifikationen. Kilde: Landsat.org, Center for Global Change and Earth Observations, Michigan State University (<http://landsat.org>) (Se fig. 6 for signaturforklaring)



Kort 2. Resultatet af Minimum Distance klassifikationen. Kilde: Landsat.org, Center for Global Change and Earth Observations, Michigan State University (<http://landsat.org>) (Se fig. 6 for signaturforklaring)

	Afblæsningsflade
	Pil
	Mudderflader
	Sand
	Kær
	Dværgbuskhede
	Sø
	Hav

Figur 6. Signaturforklaring til kort 1 og 2.

Resultater

Klassifikationsresultat

Kort 1 viser resultatet af Maximum Likelihood klassifikationen, som skønnes at være den metode, som gav det bedste resultat.

Resultatet af de andre metoder overestimerede udbredelsen af nogle af klasserne, eller klassificerede nogle områder direkte forkert. F.eks. gav Minimum Distance klassifikationen et relativt godt resultat, bortset fra at antallet af pixels, der blev klassificeret som ”kær”, var alt for stort i forhold til de faktiske forhold i området. Maximum Likelihood metodens klassifikation af kær passede bedre med virkeligheden, men til gengæld faldt en del af havområderne ind under klassen ”mudderflader”. Minimum Distance metoden klassificerede hav og mudderflader mere korrekt. Kort 2 viser resultatet af Minimum Distance klassifikationen. Signaturforklaringen til kortene fremgår af figur 6. Udover sådanne skønsmæssige vurderinger af resultaterne, er det også muligt at teste klassifikationens nøjagtighed. Et minimum krav er, at alle træningsarealerne er blevet

klassificeret korrekt. Yderligere plejer man at have nogle uafhængige testarealer, som også skal være klassificeret korrekt, for at resultatet er acceptabelt.

Den indsamlede datamængde, var dog ikke tilstrækkelig stor til både at dække trænings- og testarealer. Derfor testes resultatet kun i forhold til træningsarealerne. Resultatet fremgår af tabel 2 og 3. Nøjagtigheden kan opgøres på to måder, som "producer's accuracy" og som "user's accuracy". Forskellen er, at producentens nøjagtighed opgøres som antallet af rigtigt klassificerede pixels ud af det totale antal pixels indenfor hver klasses træningsareal. Brugerens nøjagtighed opgøres derimod, som antallet af rigtigt klassificerede pixels, som procentdel af det totale antal pixels i hver klasse (Lillesand & Kiefer 2000, 570).

I felten var der blevet foretaget en optælling af de forskellige vegetationsklasser, og denne kunne også bidrage til at vurdere resulta-

tet af klassifikationen. Resultatet af optællingen er opgjort i tabel 4.

Tabel 2. Vegetationstypernes procentvise andel af det samlede vegetationsdækkede areal, samt kulstofindholdet for hver vegetationstype.

Klasse	% af arealet	Kulstofindhold ton/km ²
Afblæsningsflade	11	3307 +/- 1893
Pil	13	8379 +/- 2410
Mudderflade	1	17504 +/- 8880
Kær	14	28240 +/- 22109
Dværgbuskhede	61	4255 +/- 4108

For at kunne foretage denne sammenligning er antallet af pixels i hver klasse opgjort og beregnet som procentdel af det samlede område og som procentdel af det vegetationsdækkede areal for vegetationsklassernes vedkommende. Resultatet fremgår af tabel 5 og 6. Optællingen af pixels er foretaget både for Maximum Likelihood og Minimum Distance klassifikationen. Det samlede areal

Tabel 3. Nøjagtigheden af klassifikationen, set fra "producentens" synspunkt. Dvs. andelen af rigtigt klassificerede pixels i forhold til det totale antal pixels indenfor hver klasses træningsareal.

Region/Class	Hav	Sø	Dværgbuskhede	Kær	Sand	Mudderflade	Pil	Afblæsningsflade
Hav	99.52	0.35	0	0	0.07	0.07	0	0
Sø	0	91.67	1.85	3.70	0.93	0.93	0.93	0
Dværgbuskhede	0	0.45	62.61	18.92	0	0.45	13.51	4.05
Kær	0	0	9.09	84.85	0	0	6.06	0
Sand	0	0	0.41	0.00	99.59	0	0	0
Mudderflade	0	0	0.38	0.76	0	95.04	3.82	0
Pil	0	1.82	16.36	7.27	0	3.64	70.00	0.91
Afblæsningsflade	0	0	8.18	0.91	3.64	0.00	0	87.27

Tabel 4. Nøjagtigheden af klassifikationen set fra ”brugerens” synspunkt. Dvs. andelen af rigtigt klassificerede pixels i forhold til det totale antal pixels i hver klasse.

Region/Class	Hav	Sø	Dværgbuskhede	Kær	Sand	Mudderflade	Pil	Afblæsningsflade
Hav	100	4.67	0	0	0.40	0.39	0	0
Sø	0	92.5	1.16	4.71	0.40	0.39	0.83	0
Dværgbuskhede	0	0.93	80.35	49.41	0	0.39	25.00	8.49
Kær	0	0	1.73	32.94	0	0	1.67	0
Sand	0	0	0.58	0	97.59	0	0	0
Mudderflade	0	0	0.58	0	0	97.27	8.33	0
Pil	0	1.87	10.40	9.41	0	1.56	64.17	0.94
Afblæsningsflade	0	0	5.20	1.18	1.61	0.00	0.00	90.57

for området er 39,4 km², og det samlede vegetationsdækkede areal er 30,6 km².

Tabel 5. Resultatet af Maximum Likelihood klassifikationen. De forskellige klasser er opgjort som andel af det samlede areal og som andel af det vegetationsdækkede areal.

Klasse	% af samlet areal	% af vegetationsdækket areal
Afblæsningsflade	6,0	7,7
Pil	21,3	27,4
Mudderflade	8,7	11,2
Sand	6,7	
Kær	10,6	13,6
Dværgbuskhede	31,1	40,1
Sø	0,8	
Hav	14,8	

Tabel 6. Resultatet af Minimum Distance klassifikationen. De forskellige klasser er opgjort som andel af det samlede areal og som andel af det vegetationsdækkede areal

Klasse	% af samlet areal	% af vegetationsdækket areal
Afblæsningsflade	8,3	10,8
Pil	20,5	26,9
Mudderflade	4,0	5,2
Sand	2,4	
Kær	11,3	14,8
Dværgbuskhede	32,2	42,2
Sø	0,5	
Hav	20,8	

Beregning af kulstofpuljen

Resultatet af jordbundsanalyserne fra artiklen ”Kulstofpuljer og CO₂-emission i Mudderbugten, Disko” er opsummeret i tabel 4. På baggrund af disse tal er den samlede kulstofpulje for Mudderbugten beregnet til henholdsvis 308.300 ton for Maximum Likelihood klassifikationen og 286.000 ton for Minimum Distance.

Diskussion

Vurdering af resultaterne

Klassifikationsstatistikken viste at ikke alle klasser var normalfordelte i alle bånd, og ikke alle klasser kunne separeres lige godt. Især klasserne ”pil”, ”kær” og ”dværgbuskhede” var svære at separere, og de pixelværdier, som hørte til deres træningsarealer, var ikke normalfordelt. Derudover var træningsarealerne for disse klasser ikke så store, som for nogle af de andre klasser, hvilket forringer klassifikationen.

Ved en test af resultatet, viste det sig også, at det var disse tre klasser, der var blevet klassificeret dårligst (se tabel 2 og 3). Klassen ”kær” har f.eks. en ”producent” nøjagtighed på 84,4 % og de tilsvarende tal for ”dværgbuskhede” og ”pil” er 60,6 og 70 %. En god klassifikation skal klassificere træningsarealerne med 90 %’s nøjagtighed.

Det viste sig, at der ikke var den store forskel på resultatet af Maximum Likelihood og Minimum Distance klassifikationen.

Arealmæssigt gav de to metoder mest forskellige resultater indenfor klasserne ”mudderflade”, ”sand” og ”hav”. Når arealerne blev opgjort som andel af det vegetationsdækkede areal, var det ”mudderfladerne”, som gav den største forskel. Resultaterne stemte også nogen lunde overens med den optælling af vegetationstyper, som blev foretaget i området (se tabel 4). Dog er mudderfladernes areal formentlig blevet underestimeret ved optællingen, fordi dette tal er baseret på en opmåling af marsken omkring lejeren, men de resterende mudderflader i området er ikke inkluderet i opgørelsen.

Muligheder for at forbedre klassifikationen

Som tidligere nævnt ville en bedre spektral og spatial opløsning af data muligvis kunne forbedre klassifikationsresultatet. Hvis man tager usikkerhederne omkring bestemmelsen af kulstofindholdet i de forskellige jordbundstyper i betragtning, må man alligevel betegne det benyttede datagrundlag som passende for opgaven.

For at gøre klassifikationen bedre burde alle arealklasser have været lige godt repræsenteret ved deres træningsarealer, og et antal uafhængige testarealer, skulle have været indsamlet. Testarealerne kunne have bidraget til en samlet vurdering af klassifikationens nøjagtighed i modsætning til en test, der kun er udført på træningsarealerne.

Klassifikationen kunne muligvis have været forbedret, hvis der var blevet inddraget flere parametre i analysen. F.eks. er vegetationsindeks og vandindhold parametre, som kan beregnes ud fra satellitbilleder. Disse kunne evt. bruges som støtte ved identificeringen af de forskellige vegetationstyper.

Ved bedre og mere omhyggelig indsamling af feltobservationer, ville det formentlig være muligt at forbedre nøjagtigheden af klassifikationen.

Referencer

Lillesand, T. M. & Kiefer, R. W. Fourth Edition (2000). Remote Sensing and Image Interpretation. New York: John Wiley & Sons, Inc.

Tamstorf, M. P. (2000) Satellitbaseret vegetationskortlægning i Vestgrønland. Roskilde: Danmarks Miljøundersøgelser

Konklusion

Resultatet af klassifikationen gav et kvantitativt mål for størrelsen af de forskellige vegetationstyper. Resultatet var dog behæftet med nogle usikkerheder, men set i relation til usikkerhederne omkring kulstofindholdet, så må resultatet siges at være brugbart.

