

Registrering af visuel stratigrafi i NGRIP iskernen

Konstruktion, dataopsamling og analyse

Søren Wedel Nielsen

16. september 2005

Vejledere:

Dorthe Dahl-Jensen

Anders Svensson

Københavns Universitet

Niels Bohr Institutet

IS og KLIMA

Abstract

I have developed a technique for recording the visual stratigraphy of ice cores. The technique utilizes the scattering of light in the visible layers in the ice. The ice core is lighted indirectly and the scattered light is recorded by a camera in a custom build scanning device.

The method has been applied to the NGRIP ice core and has resulted in continuous high definition images of surprisingly good quality. The recording was initiated at a depth of 1299 m in ice from the Holocene period and continues with few interruptions to the bottom of the ice sheet at 3085 m. Thereby spanning the last ice age and including ice from the last interglacial — the Eemian.

The images provides a detailed documentation of the quality of the ice core and the disturbances in the stratigraphy due to the flow of the ice.

The visual stratigraphy record is very useful in the dating of the ice core because of the high resolution. Especially in the coldest parts of the ice where the layers are thin, only a few parameters can resolve the annual signal, with visual stratigraphy being the one with the highest definition.

Resume

Jeg beskriver her en metode jeg har udviklet til registrering af iskerners visuelle stratigrafi. Metoden er baseret på registrering af lysets spredning i isens synlige lag ved hjælp af en særligt konstrueret skanner.

Metoden er anvendt på is fra NGRIP-kernen og har resulteret i en usædvanligt højløst dataserie. Skanningen er påbegyndt i 1299 meters dybde, i is fra holocæn. Den forsætter næsten uafbrudt til bunden af iskappen i 3085 meters dybde, og dækker således også hele den sidste istid og is fra den forrige mellemistid — Eem.

Udover at udgøre en meget anvendelig visuel dokumentation af iskernen, er de skannede billeder også velegnede til brug ved dateringen af den. Den høje opløsning sikrer at årlagene, også i de kolde periode af istiden med deres tynde lag, kan skelnes.

Tak til alle der har hjulpet undervejs; med råd og vejledning såvel som praktisk hjælp.

En særlig tak til Alfred Wegener Instituttet der har stillet udstyr til rådighed, til Peter Iversen der hjalp med at få udstyret klar til feltsæsonen, til NGRIP programmet der indarbejdede lineskanneren i feltarbejdet og til mine to vejledere Dorthe Dahl-Jensen og Anders Svensson.

Søren Wedel Nielsen
16. september 2005

Indhold

1	Introduktion	8
1.1	Den grønlandske indlandsis	8
1.2	Palæoklimatisk information fra iskappen	8
1.3	North Greenland Ice core Project	9
1.4	Visuel stratigrafi	10
2	Lineskanneren	10
2.1	Opbygning	11
2.2	Lyskilden	13
2.3	Kameraet	16
2.3.1	Problemer med overbelysning	16
2.3.2	Mørk pixel	19
3	Målinger	19
3.1	Isens dimensioner	19
3.1.1	“CFA”-skanninger	20
3.2	Filformater	21
3.3	Filnavne	21
3.4	Kontrastforbedring	22
3.5	Sammenlignelighed mellem målte sektioner	23
3.5.1	Ændringer i blændeindstilling	23
3.5.2	Korrektion for relaxering	23
4	Observationer i den visuelle stratigrafi	26
4.1	Forandringer under lagring	26
4.1.1	Bobledannelse ved lagring	26
4.1.2	Refleksioner i krystalgrænseflader	29
4.2	Holocæn	30
4.3	Istiden	31
4.3.1	Lagdelling	31
4.3.2	ECM	35
4.4	Cloudy Bands og $\delta^{18}\text{O}$	35
4.5	Vulkansk aske	35
4.6	Isens flydning	37
4.6.1	Skarpt adskilte lag	37
4.6.2	Begyndende deformation	37
4.6.3	z-folder	38
4.6.4	Brud på lagdelingen	42

5 Datering	42
5.1 Automatiseret datering	43
5.2 Manuel datering	43
6 Konklusion	45
6.1 Anvendelse af data	47
6.2 Fremtidige muligheder	47
A Blændetal	50
B Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core during the last glacial period	51

Desuden findes to bilagsbind:

NGRIP2 Linescan Data Index

NGRIP2 Linescan Data Index *Enhanced contrast*

Figurer

1	De vigtigste dybe iskerneboringer i Grønland	8
2	$\delta^{18}\text{O}$ -klimakurven fra NGRIP	9
3	Skannerens opbygning	11
4	Iskernen klargøres	12
5	Lyskilden	13
6	Lyskilde og kamera	14
7	Skyggeeffekter ved enden af iskernen	15
8	Overbelysning (Eksempel fra bag 3331)	17
9	Korrektion af overbelysning	18
10	Skæreplan	20
11	Bagnumre ved smalle isstykker	21
12	Kontrastforbedring	23
13	Opretning af lineskanner bag-gennemsnit	24
14	Histogrammer lige over og under bag 3185	25
15	Skannet iskerne i naturlig størrelse	27
16	Visuelle forandringer over tid — NGRIP	28
17	Visuelle forandringer over tid — Bremerhaven	29
18	Reflekterende krystalgrænser	29
19	30 cm holocænis	30
20	Sammenligning af visuel stratigrafi i holocæn med CFA	32
21	Transitionen	33
22	30 cm istidsis	33
23	Sammenligning af visuel stratigrafi i istiden med CFA	34
24	Sammenligning med 6 spors ECM	36
25	Båndenes antal og $\delta^{18}\text{O}$	37
26	Vulkansk aske	38
27	Sammenligning med $\delta^{18}\text{O}$	39
28	Sammenligning med $\delta^{18}\text{O}$	40
29	1797 m	41
30	Detalje fra 1797 m	41
31	2491 m	41
32	2587 m	41
33	2672 m	42
34	2741 m	42
35	2918 m	42
36	2937 m	43
37	2944 m	43
38	Årlige lagtykkelser	44
39	Multiparameter datering — interstadial	45

40	Multiparameter datering — stadial	46
----	---	----

Tabeller

1	Skannede sektioner af iskernen	19
2	Tilgængelige data	22

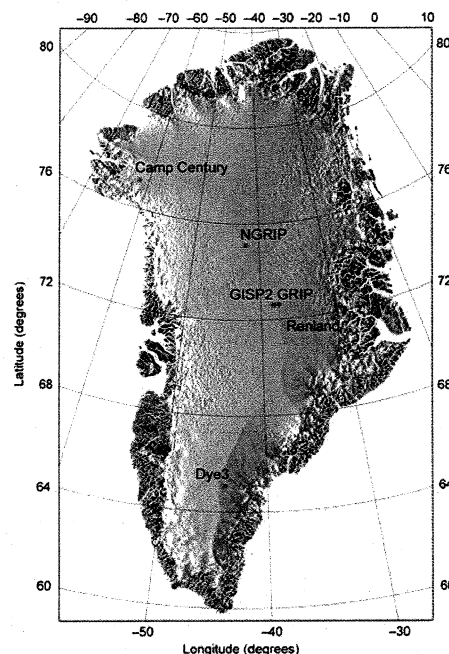
1 Introduktion

1.1 Den grønlandske indlandsis

Hovedparten af Grønland er dækket af en op til 3 km tyk iskappe. Over store områder af denne iskappe er temperaturerne året rundt så lave at der ingen eller kun ganske ringe smeltning finder sted på overfladen. Det betyder at den sne der falder på iskappen ophobes lag for lag som årene går. Vægten af de nye lag der lægges til vil efterhånden presse sneen sammen. Først til firn, som er sammenhængende men stadig porøs, og siden til is, hvor luften i sneen afskæres i bobler. Disse bobler bliver efterhånden som trykket stiger med dybden, presset sammen for til sidst at forsvinde helt når luften i dem indlejres i isens krystalstruktur i form af *clathrates*.

Når iskappen trods den stadige nedbør er i massebalance, skyldes det at isen er plastisk og flyder ud mod kanten, hvor den smelter eller brækker af som isbjerge.

I området langs isdeleren (som er grænsen mellem den del af iskappen hvor isen flyder mod øst, og den del hvor den flyder mod vest) vil lagdelingen være mindst påvirket af isens horisontale flydning. Her vil den ideelt kun betyde at lagene bliver tyndere efterhånden som de synker lodret ned mod bunden.



Figur 1: De vigtigste dybe iskerneboringer i Grønland

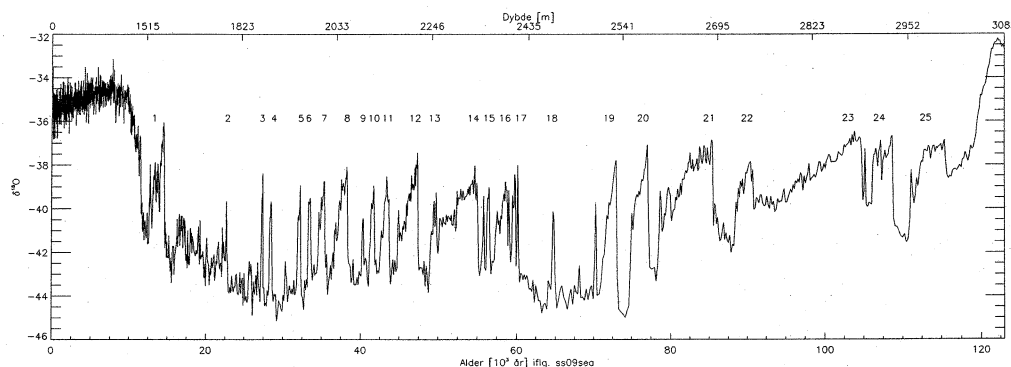
1.2 Palæoklimatisk information fra iskappen

En iskerne boret ned gennem iskappen ved isdeleren vil indeholde ordnede årlag fra den nyfaldne sne i toppen til is der stammer fra nedbør i den forrige mellemistid — Eem for mere end 100.000 år siden — i bunden.

Ved at analysere iskernen kan man skaffe sig oplysninger om klimaet i denne periode. Der er en lang række fysiske og kemiske egenskaber ved isen man kan undersøge. En af de mest nærliggende er den visuelle stratigrafi — de synlige lag som især istidsisen er så rig på, og som jeg her vil beskrive mit arbejde med at registrere.

En anden meget vigtig parameter er $\delta^{18}\text{O}$ som er afvigelsen af forholdet

mellem de to iltisotoper ^{16}O og ^{18}O fra det samme forhold i "standard mean ocean water". Da andelen af vand med den tungere isotop reduceres ved fordamning og kondensation er den altid reduceret i nedbør. Denne reduktion kan måles i iskernerne og er afhængig af temperaturforholdene når nedbøren falder, og kan derfor bruges som proxy-måling for fortidens temperaturer.



Figur 2: $\delta^{18}\text{O}$ -klimakurven fra NGRIP-iskernen. I toppen af kernen (til venstre) findes holocæn; den nuværende mellemistid. I bunden af kernen (til højre) findes Eem; den forrige mellemistid. Imellem dem ligger istiden med lavere temperaturer og deraf følgende lavere $\delta^{18}\text{O}$ -værdier. De 25 interstadialer, som er korte relativt milde klimaperioder i istiden, er nummererede fra toppen af iskernen.

På figur 2 ses $\delta^{18}\text{O}$ -kurven for NGRIP-iskernen (afsnit 1.3) [Members, 2004]. Til venstre ses holocæn-perioden (den nuværende varmeperiode eller mellemistid, der rækker godt 11.000 år tilbage), som er karakteriseret ved forholdsvis høje og stabile temperaturer. Yderst til højre ses Eem — den forrige mellemistid (115.000-130.000 år før nu). Her imellem ligger istidsisen som udover de generelt lavere temperaturer, er præget af bratte svingninger i temperaturen — de såkaldte Dansgaard-Oeschger svingninger. De kolde perioder kaldes *stadialer* og de mildere *interstadialer*. De 25 interstadialer er nummererede fra toppen af iskernen som vist på figur 2 [Members, 2004].

Den på figur 10 markerede del af iskernen er anvendt til *Continuous Flow Analysis* (CFA), hvor isen er smeltet fra en ende af og en lang række kemiske parametre er målt med stor opløsning [Bigler, 2004].

1.3 North Greenland Ice core Project

North Greenland Ice core Project (NGRIP) er et internationalt dybdeboringsprojekt der har som hovedformål at tilvejebringe en uforstyrret serie af

iskernedata fra Eem-perioden [Dahl-Jensen et al., 2002]. I isen fra de to store forudgående dybdeboringer GRIP og GISP2 (figur 1) er lagdelingen i denne periode voldsomt forstyrret af isens flydning over klippegrunden.

Iskernen er boret tæt på isdeleren i 2921 meters højde på 75,10°N og 42,32°V (figur 1). Efter et forgæves forsøg hvor boret satte sig uhjælpeligt fast i 1310 meters dybde, blev de første 1750 m af den endelige NGRIP-kerne boret i sommeren 1999. Isen fra 1280 m og nedefter blev lagret i NGRIP-lejren vinteren over og blev behandlet sammen med den nye is (ned til 2930 m) der blev boret året efter. Processeringen af denne is foregik i lejren i feltsæsonen 2000.

Under 2930 m blev den videre boring vanskeliggjort af isens høje temperatur nær bunden, som betød at boret igen og igen satte sig fast og måtte frigøres med glycol. Boringen af den sidste is ned til 3085 m kom derfor til at strække sig over flere år og blev først endeligt afsluttet i år 2004. Pga. den langsomme og vanskelige boring er den nederste is transporteret ud fra lejren og behandlet i et fryserum i Bremerhaven.

1.4 Visuel stratigrafi

I det følgende beskriver jeg en metode til registrering af iskerners visuelle stratigrafi, som den er benyttet på NGRIP-iskernen.

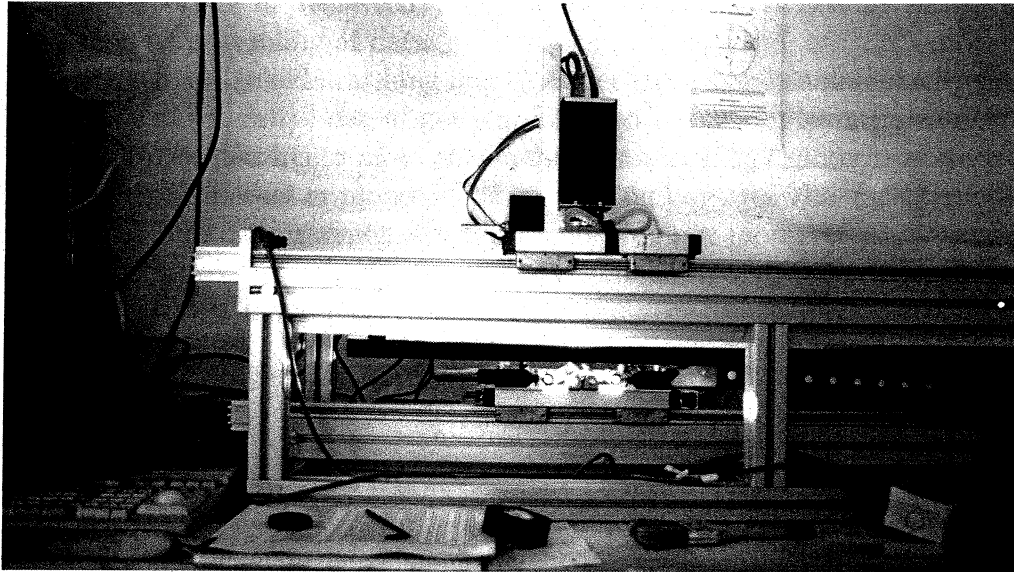
Når man betragter en iskerne fra en grønlandsk dybdeborning, kan man vanskeligt undgå at lægge mærke til at den indeholder synlige lag. Der er da også gennem tiden gjort flere forsøg på en mere systematisk registrering af den visuelle stratigrafi i forskellige iskerner. Der har været langt mellem de brugbare resultater og kun ganske få beskrivelser har fundet vej til litteraturen.

Det mest veldokumenterede eksempel er GISP2-kerne [Alley et al., 1997], der dog begrænses af at alle observationer er foretaget visuelt direkte på iskerne og derfor er afhængige af observatøren. Det er desuden umuligt senere at vende tilbage for at verificere observationerne da iskerne ændrer sig markant under den senere opbevaring.

Målet med mit arbejde har været at udvikle en skanner til direkte digital registrering af den visuelle stratigrafi af en iskerne, så man ved en senere fortolkning har et veldokumenteret og varigt datamateriale.

2 Lineskanneren

Skanneren består af en ramme med skinner til kamera og lyskilde der begge bevæges langs iskerne. Der optages en billedlinje af gangen på tværs af



Figur 3: Lineskanneren. Kameraet og lyskilden er monteret på hver sin vogn der følges ad ned langs iskernen. Iskernen ligger på en ramme mellem lyskilden og kameraet.

iskernen, se figur 3.

Skanneren ankom til København fra Tyskland i Februar 2000, og jeg benyttede de få måneder frem til starten af NGRIP felt sæsonen i sommeren 2000 til at skrive ny software og ombygge lyskilden. Det var vanskeligt at nå det hele inden afsendelsen til Grønland, og skanneren blev da også sendt af sted uden at være blevet ordentligt testet. Der blev fundet flere fejl undervejs i felt sæsonen, men selvom de ikke alle kunne rettes fuldstændigt, blev der indsamlet meget interessante resultater.

Skanneren er optimeret til at registrere forholdsvis svage uklarheder i ellers klar is og en realistisk test havde krævet klar is. Da is der opbevares i længere tid bliver mere og mere uklar ville det være nødvendigt at fremstille kunstig is til at teste med. Det var ikke muligt at gennemføre på den tid der var til rådighed.

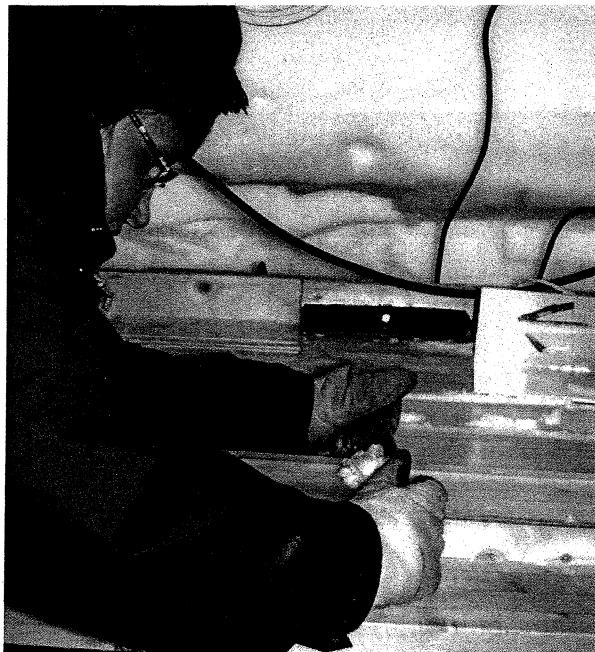
2.1 Opbygning

Rammen med skinner, stepmotor og kamera samt computer til styring og dataopsamling er fra AWI ¹, og mit bidrag til konstruktionen har været at modificere lyskilden for at opnå en tilfredsstillende kontrast ved skanning af

¹Alfred Wegener Institut, Bremerhaven

den relativt klare is fra NGRIP. Jeg har desuden skrevet helt ny software² til styring og opsamling af data.

Rammen er lige akkurat lang nok til at der kan være 3 sammenhængende bags a 55 cm (et *run*) i den af gangen. Iskernen ligger i en løs metalramme i skanneren hvor den hviler på to smalle metalflanger langs kanterne så undersiden er fri. Kameraet er monteret på en vogn og bevæges vha. en stepmotor langs en skinne over iskernen. En tilsvarende vogn er monteret på en skinne under iskernen og bevæges frem og tilbage sammen med kameraet. På denne vogn er lyskilden monteret.



Figur 4: Rensning af isens overflade vha. mikrotomkniv.

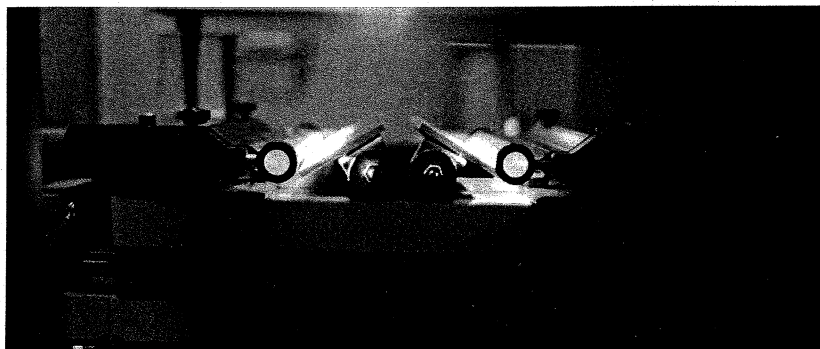
Skanningen af NGRIP-kernen er udført på en ca. 3 cm tyk skive af iskernen (afsnit 3.1) der er skåret ren på begge sider med en skarp mikrotomkniv (fig. 4). Det er meget vigtigt at overfladen bliver så jævn som overhovedet muligt, da alle savspor, hakker og lignende reflekterer lyset og ses meget tydeligt på billederne. Selv ved den maksimale længde på 165 cm kan disse "isplanker" håndteres under rensningen uden at knække, så længe man er meget omhyggelig med at undgå slag og stød. De blev anbragt på et brædt, med en lav kant langs den ene side og i den ene ende, fastgjort til arbejdsbordet. Med lidt øvelse er det så muligt at skære dem rene med en håndholdt

²Linux devicedriver til kameraet, program til styring af stepmotor, program til opsamling af data og konvertering til PNG format og en fælles brugergrænseflade.

mikrotomkniv. De kan så skydes ind i metalrammen fra enden, og anbringes i skanneren.

Det ville nok være muligt at konstruere skanneren så den kunne operere hurtigere end det er tilfældet, men det er begrænset hvad der ville blive vundet ved det, da rensningen af iskernen kræver stor omhu og tager nogenlunde lige så lang tid som skanningen. Arbejdshastigheden svarede i øvrigt ganske godt til hastigheden af de øvrige funktioner på NGRIP; og når man ser bort fra hjælp til at flytte kernen til og fra skanneren, kan en person betjene den og følge med den øvrige processering af iskernen.

2.2 Lyskilden



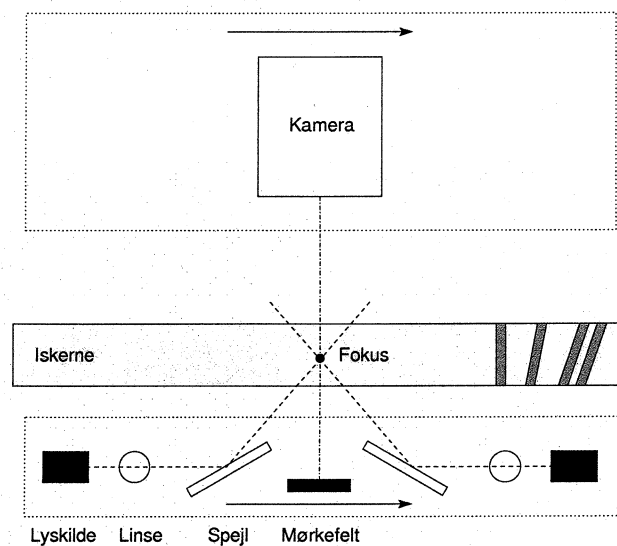
Figur 5: Lyskilden under isen. Lyset ledes frem via to lyslederbundter fra en lampe uden for billedet.

Lyskilden (figur 5) er anbragt på en skinne under iskernen og bevæges sammen med kameraet langs denne når der skannes. Der benyttes samme teknik som i et mørkefelts mikroskop. Kameraet ser ned gennem den klare is mod en mørk baggrund (mat sort-eloxeret aluminium) og isen belyses skråt nedefra i en vinkel af 45° (figur 6). Når isen er helt klar skinner lyset igennem den uden at ramme hverken kamera eller baggrund. Er der derimod 'urenheder' i isen der spreder lyset, vil en del af det ramme kameraet, som vil registrere en lys stribe.

Det viser sig at være en meget effektiv måde at skelne mellem forskellige niveauer af "grumsethed". Det er dog en forudsætning at der kan skannes på en tynd skive is, der kan renses på begge sider så de er helt glatte og klare.

Der er anvendt en lyslederbaseret lyskilde, hvor lampen er anbragt eksternt, og lyset føres frem i to lyslederbundter³. Under kameraet er de enkelte fibre i lyslederbundterne fordelt i en smal stribe, så de udgør en lineær

³2 x Volpi LightLine DC + Volpi Intralux DC-1100 fra Stemmer Imaging GmbH



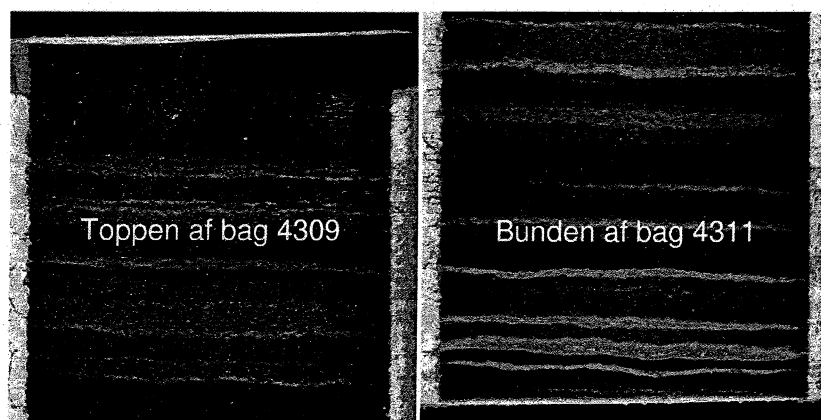
Figur 6: Lyskilden og kameraet set fra siden, kameraet ser en linje vinkelret på papiret. Lyskilden og kameraet trækkes frem af forbundne remtræk så de altid følges ad.

Til højre er der vist 4 lag i isen og hvordan deres hældning fra vinkelret på billedplanet kan ændre deres målte bredde, og da den effektive tykkelse også reduceres vil de desuden fremstå som svagere.

lyskilde på tværs af iskernen. Lyset kan fokuseres i 2 tynde plan gennem iskernen vha. cylindriske linser.

De to lyslinjer er anbragt på hver sin side af mørkefeltet og lyset vandret ind mod mørkefeltet og lyset sendes op gennem isen af to spejle, der kan drejes om en vandret akse for at bestemme skæringsvinklen med isen. Denne løsning er valgt af pladshensyn. Da skanneren oprindeligt var konstrueret til en meget enklere og mindre pladskrævende lyskilde var der meget lille afstand fra den vogn lyskilden skulle monteres på til undersiden af iskernen.

Det viste sig undervejs i dataopsamlingen at indstillingen af lyskilden er meget kritisk, da lyset skal passere gennem isen nøjagtigt i kameraets fokus for at give tilstrækkelig lysstyrke for kameraet. Ideelt set skal de to lysplaner altså skære hinanden i kameraets billedfelt og fokus (fig. 6) så de begge kan udnyttes optimalt og kan supplere hinanden hvis noget skygger for den ene.



Figur 7: I toppen af hvert run har enden af isen skygget for den aktive lyskilde (venstre), mens der ikke er nogen skygge i bunden (højre) da det her er den inaktive lyskilde der er skygget for.

Ved at se nærmere på skyggeeffekterne i enderne af hvert kernestykke kan man se at det ikke har været tilfældet. I toppen af hvert kernestykke er der et par centimeters skygge, der hvor lyset fra den yderste lyskilde har ramt enden af kernen og er blevet reflekteret/blokeret (se fig. 7). Hvilket ikke er tilfældet i bunden hvor det er den åbenbart dårligt justerede lyskilde der er skygget for.

Dette er et problem jeg først blev opmærksom på da det var for sent at gøre noget effektivt for at rette på det.

I betragtning af hvor meget belysningen har vist sig at betyde, vil en oplagt mulighed for forbedring af lineskanneren være at gøre fokusering og retningsjustering af lyskilden lettere og mere stabil.

2.3 Kameraet

Kameraet er et CCD-kamera bygget af AWI. Det optager en linje med 1024 billedelementer i tre farver. Det er ikke de sædvanlige røde, grønne og blå farver som i et normalt RGB-kamera, men tre andre bølgelængdeområder som jeg ikke har kunnet få oplyst. Da lysfarven alligevel ikke har nogen betydning omtales kameraet, i det følgende, alligevel som et RGB-kamera når jeg beskæftiger mig med de tre farvekanaler.

Billederne blev af pladshensyn konverteret til gråtoner straks efter optagelsen. Jeg valgte på et tidligt tidspunkt at konvertere ved hjælp af et simpelt gennemsnit af de tre kanaler. For at udnytte det fulde dynamikområde i PNG-filen er gennemsnittet desuden ganget med 2.

Gråværdien er altså beregnet ud fra de tre farvekanaler c_1 , c_2 og c_3 som $\sum_{i=1}^3 0.66c_i$.

2.3.1 Problemer med overbelysning

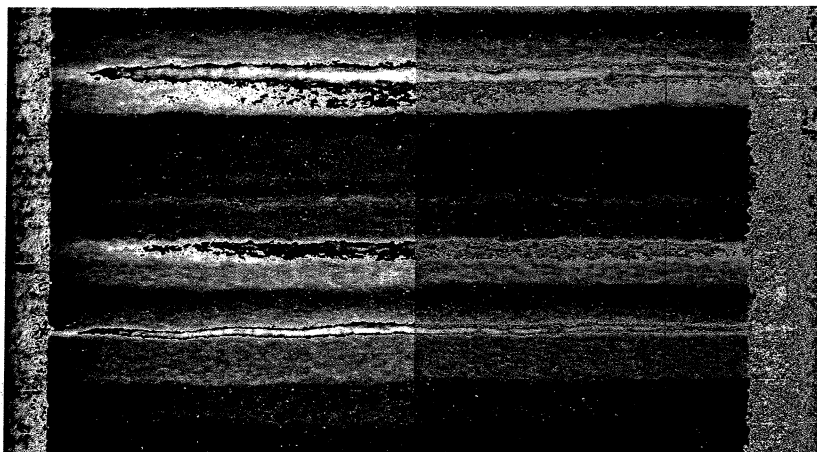
Der viste sig være en alvorlig fejl i kameraet. Billederne skulle optages med 256 værdier (8 bit) i tre kanaler, men den mest betydende bit bliver aldrig sat, så efter 127 begynder farveskalaen for hver af de tre kanaler forfra med sort for så at stige til 127 igen. Det betyder naturligvis at kun halvdelen af dynamikområdet kan udnyttes (7 bit), men langt værre er det at kameraet i stedet for at gå i mætning når det overbelyses begynder at danne tilsyneladende "tilfældige" farver (se fig. 8).

Denne fejl virker desuden meget uheldigt sammen med den valgte konvertering til gråtoner, da den af de tre kanaler der først starter forfra trækker de øvrige med ned når den skifter til sort og dermed yderligere reducerer det effektive dynamikområde.

En del af de første optagelser er tydeligt mærkede af dette problem, men efter at jeg blev opmærksom på problemet omkring bag 3331 blev det reduceret ved mere omhyggeligt at undgå overbelysning. Til at begynde med havde jeg ikke anset overbelysning af bobler og enkelte smalle striber for at være noget problem, men pga. denne fejl blev det langt vanskeligere at skelne disse ellers uskyldige overbelysninger fra de virkelige data.

På grund af fejlen i kameraet vil en overbelyst linje, i hver enkelt farvekanal, fremstå som to lyse linjer med en mørk stribe imellem. Det vil i de fleste tilfælde være muligt at se at der er tale om en artefakt, men det vil være vanskeligt at håndtere i forbindelse med automatiseret analyse af data.

I det lysintensitetsinterval hvor en eller to kanaler er gået over 127 og er startet forfra fra nul er den valgte gennemsnitsberegning meningsløs og den resulterende gennemsnits (grå-)værdi uden reelt indhold.



Figur 8: Eksemel på overbelysning fra bag 3331. Til venstre ses én udvalgt farvekanal og til højre gennemsnittet af alle tre kanaler.

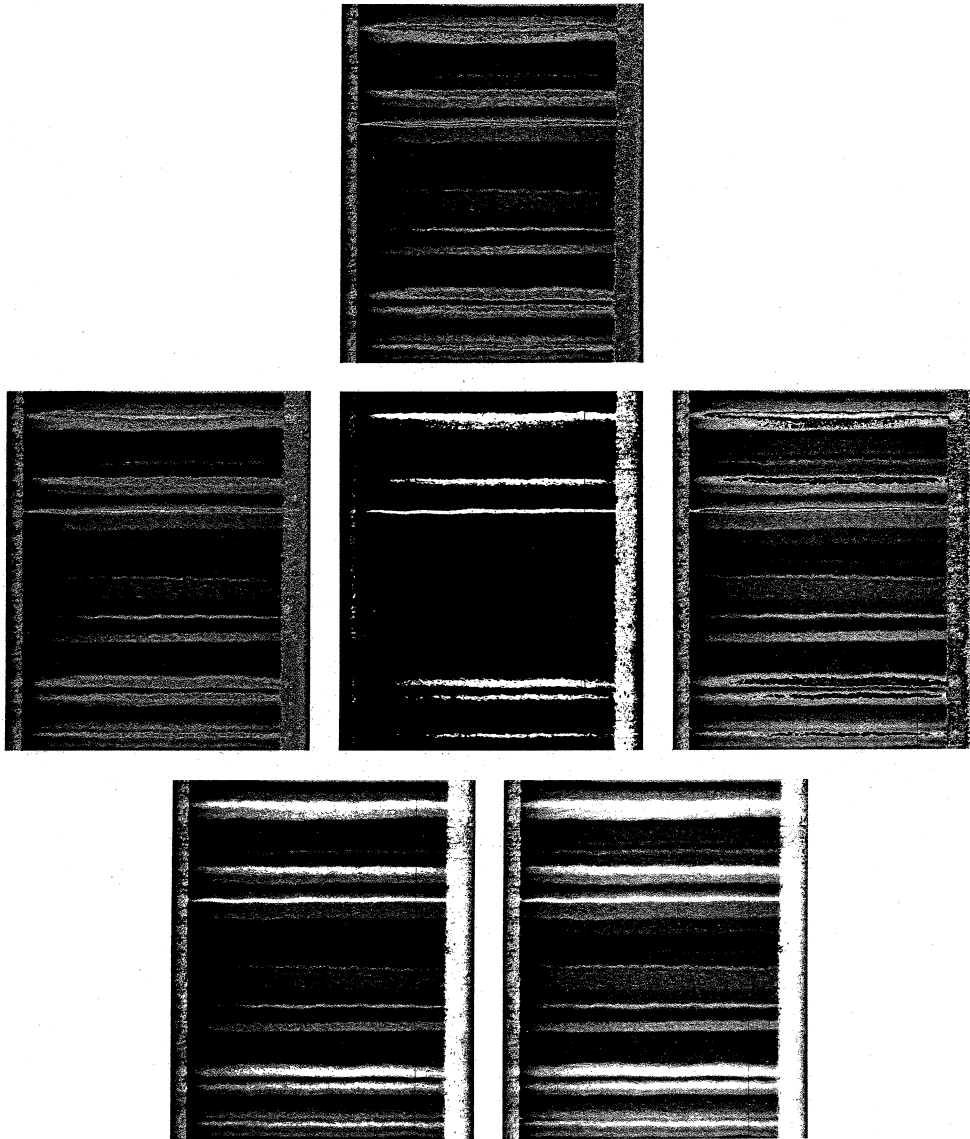
De fejlagtige gennemsnitsværdier er vanskelige at skelne fra de tilgrænsende fejlfri data. Det ville derfor have været langt bedre blot at gemme den ene kanal som et 7-bit gråskalabillede og ignorere de to andre (fig 8).

For at kompensere for det forringede dynamikområde har det været nødvendigt fra tid til anden at ændre på kameraets blænder (belysningen af billederne). Dette gør det noget vanskeligere at sammenligne billederne indbyrdes, men var nødvendigt for både at sikre at flest muligt detaljer kom med på billederne og så vidt muligt undgå overbelysning. Der er dog ikke gjort noget særligt for at undgå overbelysning af enkeltstående bobler og småskrammer.

Det er desuden forsøgt at lagre oplysninger om alle mistænkelige pixel (fig. 9). Da kameraet egentligt er et farvekamera og de tre farver typisk ikke mættes samtidigt, vil en overbelysning give anledning til sære falske farver når en enkelt farvekanal går i nul mens de andre stadig er nær 127. Da det af pladshensyn ikke var muligt at gemme farvebillederne, er der i stedet gemt et ekstra billede hvor de pixel der lå "mistænkeligt langt fra grå" er markeret.

Da de tre farvekanaler har lidt forskellig følsomhed i forhold til den valgte lyskilde kan de overbelyste billedelementer genkendes på hvor meget de tre farvekanaler c_1 , c_2 og c_3 afviger fra hinanden. En pixel er markeret som overbelyst hvis $c_1 + 10 < c_2$ eller $c_2 + 10 < c_3$.

Det er så muligt senere selv at overskrive de overbelyste pixel med hvid og dermed opnå et billede der ligger tættest muligt på det kameraet ville have givet hvis det havde været fejlfrit. Hvis jeg i stedet for at tage gennemsnittet af de tre farvekanaler havde valgt blot at gemme en enkelt udvalgt kanal ville denne korrektion kunne have givet helt fejlfri 7bit billeder.



Figur 9: Øverst: Farvebilledet som kameraet ser det. I midten: Data som de lagres: Til venstre gråtoner beregnet som gennemsnittet af de tre farvekanaler. I midten de billedelementer der er registreret som overbelyst. Til højre en enkelt farvekanal. Nederst: Det korrigerede billede bestående af gråtone billedet med de overbelyste pixel sat til hvid, med udgangspunkt i hhv. gennemsnits gråværdierne og den udvalgte farvekanal.

2.3.2 Mørk pixel

En anden langt mindre alvorlig fejl er at pixel nr. 826 er inaktiv. Dette betyder at der kommer en tynd sort linje på langs af iskernen i alle billeder.

3 Målinger

Bag nr.	Processerings sted	Processerings tid	Alder	Retning
2362-3185	NGRIP	2000	~ 1 år	Bund→top
3185-5328	NGRIP	2000	~ 1 måned	Bund→top
5329-5457	Bremerhaven	Oktober 2001	~ 1/2 år	Bund→top
5457-5610	Bremerhaven	November 2003	~ 1/2 år	Top→bund

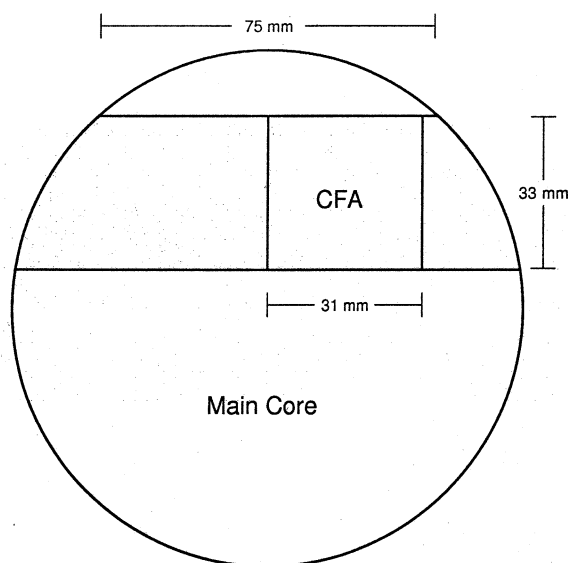
Tabel 1: Tid og sted for skanning af de forskellige sektioner af iskernen. Det meste af iskernen er skannet med bunden øverst.

Iskernen er skannet af tre omgange. Det første og længste stykke er skannet på NGRIP. Det øverste stykke 1299 m–1752 m (bagnr. 2362–3185) overvintrede fra året før og er skannet ca. 1 år efter boringen. Stykket 1752 m–2930 m (bagnr. 3185–5328) er skannet inden for nogle uger efter boringen, med kortere og kortere ventetid efterhånden som processeringen indhentede boringen. Stykkerne 2931 m–3001 m (bagnr. 5329–5457) og 3001 m–3085 m (bagnr. 5457–5610) er skannet i fryserum i Bremerhaven af to omgange inden for et halvt år efter boringen. (Tabel 1).

3.1 Isens dimensioner

Da skanningen ikke er destruktiv — bortset fra rensningen af overfladen — har det været muligt at anvende et forholdsvist stort stykke is. Det anvendte udsnit af kernen kan ses på figur 10. Det er savet i en tykkelse på 33 mm og der er regnet med et tab ved rensningen på 1 mm på hver side, hvilket i de fleste tilfælde er i overkanten af hvad der faktisk blev skåret fra. Dette giver en brugbar bredde på ca. 7,5 cm begrænset af bredden på det øverste vandrette snit.

Billederne skannes med 1024 billedelementer i bredden og kameraets hastighed langs iskernen er afpasset således at opløsningen i længderetningen svarer til opløsningen i bredden (ca. 11,7 billedelementer pr. mm). Der må forventes mindre afvigelser da præcisionen i træksystemet til kameraet er begrænset. Med den ovennævnte bredde af det brugbare vindue i iskernerne



Figur 10: Skæreplan for iskernen — den grå del er blevet skannet.

udnyttes så op mod 900 billedelementer i bredden, men i praksis er der ofte endnu flere i brug i løbet af en skanning når kernen ligger lidt skråt i rammen.

Skanning af et normalt run på 1,65 m resulterer i et billede med ca. 19500 linjer med hver 1024 billedelementer. Enkelte run er dog lidt kortere eller længere når kernebrud fra boringen ligger meget tæt på grænsen mellem to run og man ikke har ønsket at skære få centimeter af kernen.

Af praktiske årsager er de fleste isstykker skannet nedefra og op. Så man skal være opmærksom på at billederne har bunden af iskernen øverst.

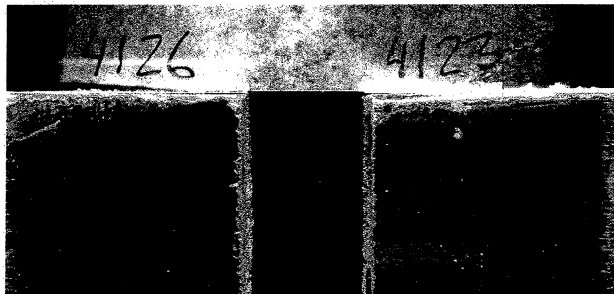
Umiddelbart efter skanningen blev det anvendte isstykke skåret op på langs til flere forskellige prøver til andre analyser.

3.1.1 "CFA"-skanninger

I et par tilfælde har det, på grund af forskellige fejl ved skanneren, været nødvendigt at skanne isen om, efter at den var blevet skåret op på langs. Der har så kun været et smallere stykke på ca. 31 mm, der senere skulle bruges til CFA, tilbage. Dette giver kun ca. 400 billedelementer i bredden, der dog udnyttes næsten fuldt ud da begge kanter er skåret rene. Det drejer sig om bagnumrene: 3664–3675, 4123–4152 og 4558–4563.

Nogle af disse smalle stykker er desuden skannet to og to ved siden af hinanden. De er så udstyret med et label, med det første bagnummer, ved

den ene ende så de kan identificeres (Fig: 11). Det kan være vanskeligt at se disse labels uden først at forbedre kontrasten.



Figur 11: Bagnumre ved smalle isstykker

3.2 Filformater

Billederne blev hentet ind fra kameraet som tripletter af bytes (en byte for hver farvekanal) for hvert billedelement. De bliver skrevet direkte til en fil uden yderligere informationer. De rå data fylder dog meget og er vanskelige at arbejde med senere, så i de fleste tilfælde er de konverteret som beskrevet i afsnit 2.3 og slettet umiddelbart efter optagelsen.

Billederne findes således kun som gråtoner og gemt i PNG format. Efter bag nr. 3397 er de alle suppleret med et billede med markering af overbelyste billedelementer. Som det ses i tabel 2 findes de oprindelige rå data stadig for visse skanninger, så det er muligt at undersøge konsekvenserne af den valgte konvertering nærmere.

3.3 Filnavne

Isen er skannet i stykker på 3×55 cm (3 bags). Og filerne er navngivet med nummeret på den første af de tre bags efterfuldt af nummeret på indskanningen af disse bags. Filerne med oplysning om overbelysning har desuden fået tilføjet „sat“ til navnet. F.eks. skannes bag 3769–3771 til filen 3769.rgb der efterfølgende konverteres til 3769_01.png og 3769_01_sat.png.

Der findes enkelte undtagelser f.eks i forbindelse med skanningen af CFA-stykkerne. Filnavnene er også her opbygget over bagnumrene på den første bag i hvert run.

Bag nr.	PNG	RGB	Overbelysning
2362-2463	+	+	
2464-2562	+		
2563-2565	+	+	
2566-3330	+		
3331-3384	+	+	
3385-3396	+		
3397-3663	+		+
3664-3675	CFA		+
3676-4122	+		+
4123-4152	CFA		+
4153-4557	+		+
4558-4563	CFA		+
4564-4674	+		+
4675-4677			
4678-4797	+		+
4798-4800	+	+	+
4800-5328	+		+
5329-5331	+	+	+
5332-5376	+		+
5377-5379	+	+	+
5380-5610	+		+

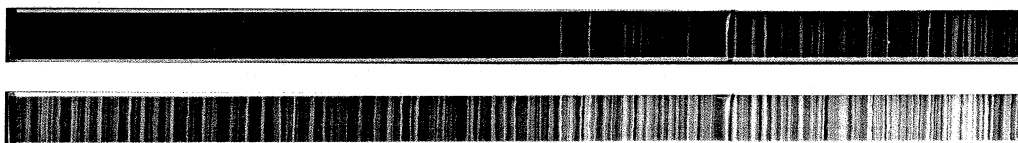
Tabel 2: Tilgængelige data

3.4 Kontrastforbedring

I mange af billederne kan man ikke umiddelbart se ret mange af lagene. Særligt i den varmeste istidsis fra interstadialerne er hovedparten af lagene meget svage. Ved at efterbehandle billederne digitalt er det dog muligt at fremhæve selv ganske svage lag meget tydeligt.

Det er min erfaring at et filter der udjævner billedets gråtonehistogram, så der bliver lige mange pixler for hver gråtoneværdi, er en meget pålidelig måde at fremhæve lagene automatisk. Det er kun i meget begrænset omfang muligt at opnå bedre resultater ved at justere kontrasten manuelt for hvert enkelt billede.

På figur 12 ser man resultatet af en sådan automatiseret kontrastforbedring. Og selvom der er tale om et stykke is med meget stor variation mellem top og bund, resulterer filtreringen i at lagdelingen bliver tydelig langs hele iskernen.



Figur 12: Eksempel på kontrastforbedring hva. en udjævning af billedets gråtonehistogram. Øverst det oprindelige billede, og nederst den kontrastforbedrede udgave. Det viste isstykke er 1,65 m langt og dækker overgangen ved starten af interstadial 17, hvilket er årsagen til den store variation i lagene.

3.5 Sammenlignelighed mellem målte sektioner

Hvis man ønsker at sammenligne de målte lysintensiteter i is fra forskellige skanninger skal der korrigeres for to forskellige variationer i målebetingelserne. Kameraets blændeindstilling og dermed dets målefølsomhed er ændret flere gange undervejs. Og isens alder siden boringen ændres dramatisk en enkelt gang i 1751,5 meters dybde, hvilket påvirker intensiteten af de synlige lag kraftigt.

3.5.1 Ændringer i blændeindstilling

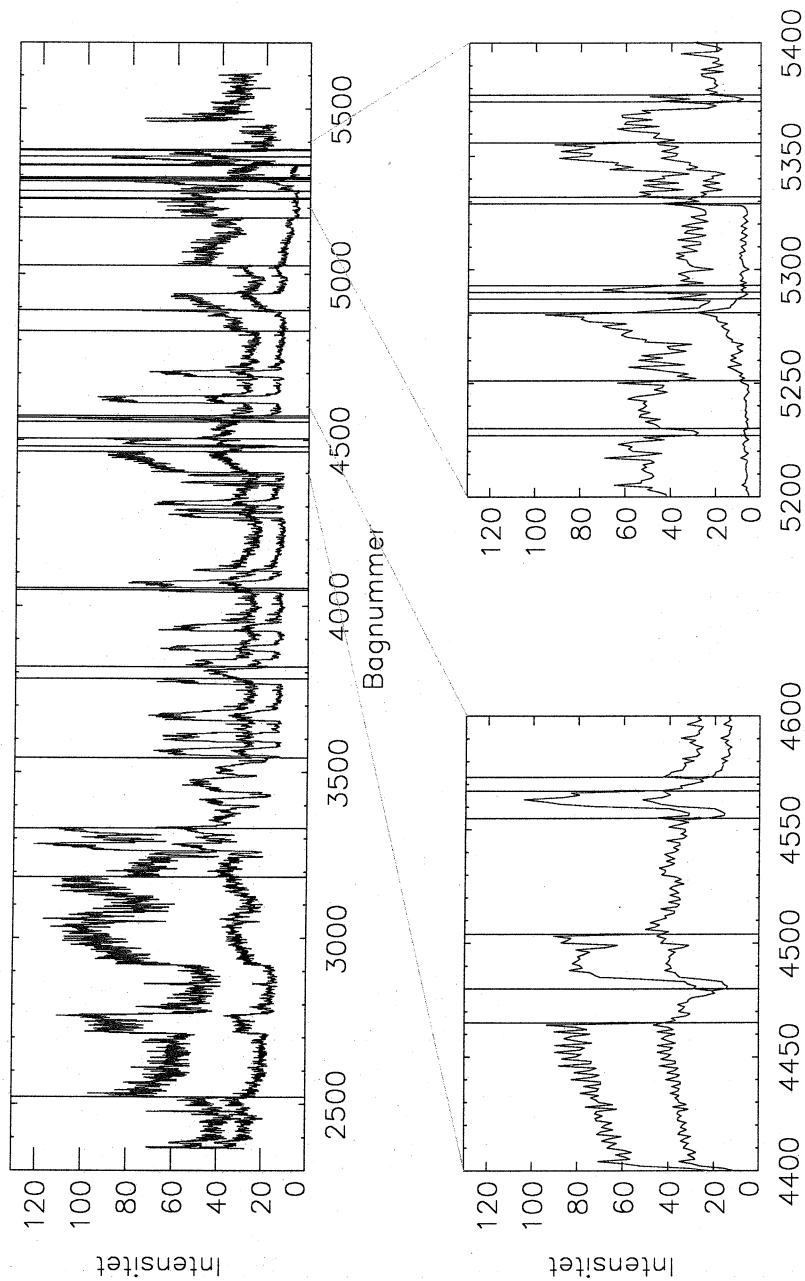
Hvis lysintensiteten skal sammenlignes indbyrdes mellem forskellige bags er det nødvendigt at korrigere for ændringerne i kameraets blændeindstillinger undervejs langs kernen. Der er ført log over disse ændringer og de kan ses i appendix A.

På figur 13 ses en kurve over korrigerede baggennemsnit af lysintensiteten. Blændetallene er kendt med sikkerhed fra loggen fra bag nr. 2521 til bag nr. 5610 med undtagelse af intervallet 4828–4890, hvor blændetallet er noteret forkert i logbogen og kameraet har været indstillet på en værdi midt mellem to blændetal så der er skannet ved en halv blændeværdi over det der står i logbogen.

3.5.2 Korrektion for relaxering

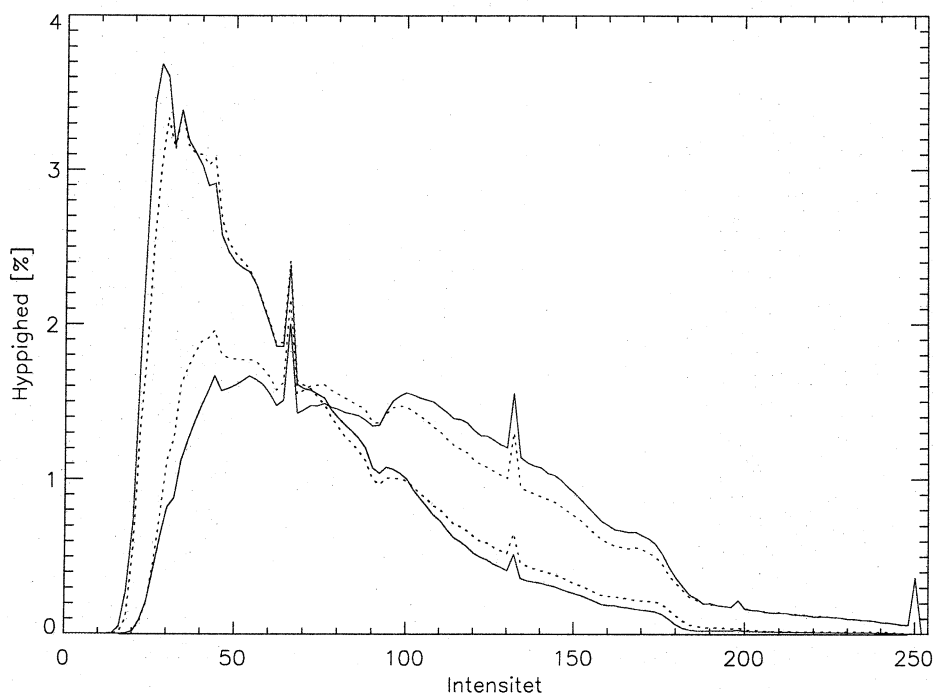
Den øverste del af den skannede iskerne har været lagret ca. et år mellem boringen og skanningen. Under lagringen dannes der synlige luftbobler i isen (afsnit 4.1.1).

På figur 16 på side 28 kan man se hvor meget lagringen betyder for billedkvaliteten. På grund af bobledannelse i isen under lagringen, er lysintensiteten højere i den "gamle" is, hvilket giver et distraherende spring i kurven. For at få en kurve, der er så let som mulig at sammenligne med andre dataserier,



Figur 13: Oprettning af lineskanner baggennemsnit. Den øverste kurve viser de målte værdier og den nederste værdierne korrigeret for ændringer i kameraets blændertal mv. De lodrette streger angiver de steder hvor der er ændringer.

er værdierne for is der er skannet efter et år skaleret, så overgangen til is der er skannet kort tid efter boringen ikke giver anledning til et distraherende spring. Korrektionsfaktoren er valgt som forholdet mellem gennemsnitsintensiteten i bag 3184 samt toppen af bag 3185 og bunden af bag 3185 samt bag 3186.



Figur 14: Histogrammer for skanninger af halvanden bag over og under overgangen mellem lagret (grøn) og nyboret (blå) is. Til sammenligning er der også indtegnet kurver med de tilsvarende histogrammer for tre bags hhv. lige over og lige under, i form af de stiplede linjer. De skarpe sammenfaldende toppe har jeg ingen forklaring på, men de skyldes sandsynligvis kameraet.

Man bør dog være forsigtig med sammenligning af data fra før og efter denne grænse. Som det ses af histogrammerne på figur 14, er der ikke nogen simpel sammenhæng mellem gråtoneværdierne før og efter lagringen. Så selvom den ovennævnte korrektion sikrer at kurven hænger pænt sammen gør den ikke noget for at korrigere for isens kvalitative forskelle på hver side af grænsen.

Bunden af kernen efter bag nr. 5329 er ligeledes påvirket af både lagring og transporten til Bremerhaven samt af en dårligere kerne kvalitet på grund

af meget vanskelige forhold for boringen. Denne påvirkning er langt mindre systematisk og ikke lige til at korrigeres på en meningsfuld måde.

Intervallerne fra bag 2521 til bag 5328 er derfor det, der er bedst egnet ved indbyrdes sammenligninger af skannede billeder fra forskellige dybder.

4 Observationer i den visuelle stratigrafi

Det dominerende træk ved billederne af isen er de forskellige synlige vandrette lag der er boret igennem. Der er to dominerende hovedtyper: Det mest iøjnefaldende er de såkaldte *cloudy bands* i istidsisen, men også i isen fra holocænen er der lag, om end de er langt mindre tydelige. I holocænen kan man se at lagene består af større bobler, mens lagene i istidsisen virker mælkede og mere ensartede.

At billederne desuden er todimensionale er især interessant fordi det giver et indtryk af hvordan lagene efterhånden forstyrres mere og mere jo dybere man kommer ned. Så *cloudy bands* i istidsisen, går fra at være tæt på vandrette og meget skarpe i kanterne til at blive mindre skarpe og fremstå buede og ind imellem ligefrem foldede (små x-folde hvor et lag buer under sig selv).

Figur 15 viser en typisk skanning af et stykke istidskerne. De bølger man ser i lagene ligner ikke de foldninger man ser, i større dybde, som følge af isens flydning. De adskiller sig ved kun i meget begrænset omfang at påvirke nabolagene, i modsætning til folderne der går igen i flere lag (se figur 33). Her er der nok nærmere tale om bevarede serstrugi fra den oprindelige sneoverflade.

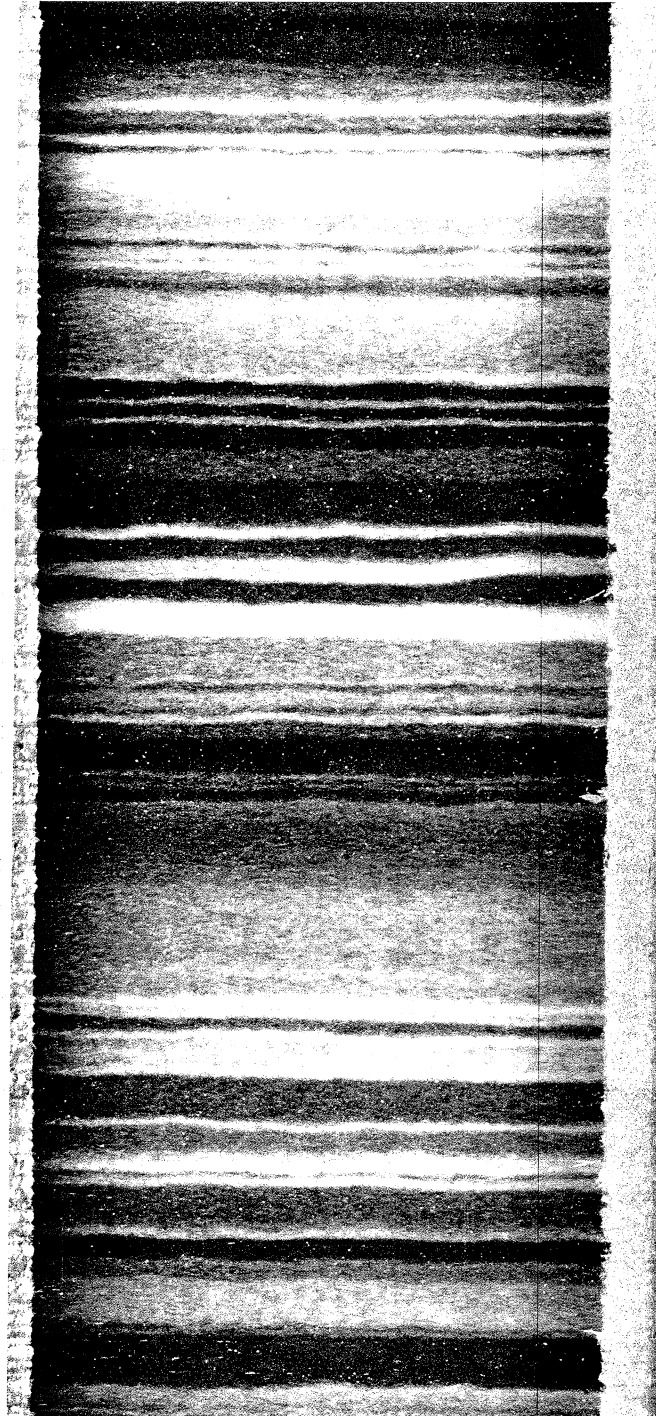
4.1 Forandringer under lagring

4.1.1 Bobledannelse ved lagring

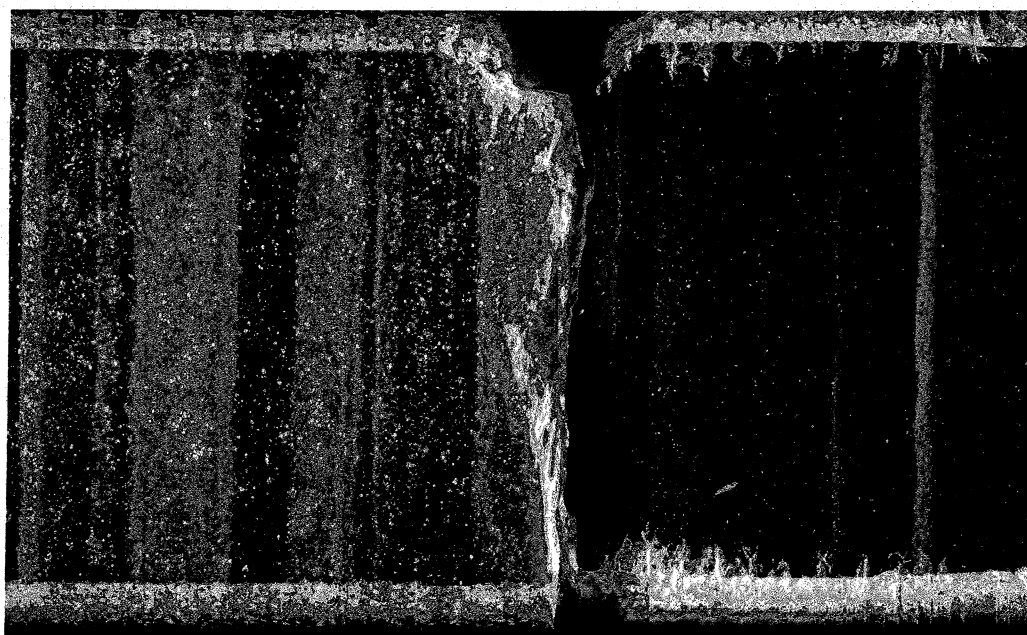
Når iskernen, der kommer fra stor dybde med et højt tryk ligger oplagret under normalt atmosfæretryk, relaxeres den. Dette indebærer bl.a. at den gas der har været indlejret i krystalstrukturen — clathrate hydrates — samler sig til bobler, der langsomt vokser sig større [Kipfstuhl et al., 2001].

Figur 16 viser overgangen mellem is boret et år før skanningen og is boret kort før den er skannet. Det er tydeligt at se forandringen; dannelse af bobler der ændrer spredningen af lyset markant.

Som det ses på histogrammerne i figur 14 på side 25, er resultatet af disse to processer at de mørkeste områder gøres lysere og at gråtoneværdierne samles mere omkring midten, hvilket svarer til en væsentlig forringelse af kontrasten.



Figur 15: Iskerne fra 1833,7 m dybde (bag nr. 3334) gengivet i naturlig størrelse. Eksemplet her er typisk for kold is og illustrerer tydeligt den overvældende detaljerigdom.



Figur 16: Overgangen mellem is boret i 1999 og is boret i 2000 (Bag 3185 — ca. 1750 m). Forskellen i udseende skyldes udelukkende lagringen, der er ingen klimatisk forskel på den viste is før og efter overgangen.

Det er altså *meget* vigtigt at iskernen skannes hurtigt efter boringen så den ikke når at forfalde.

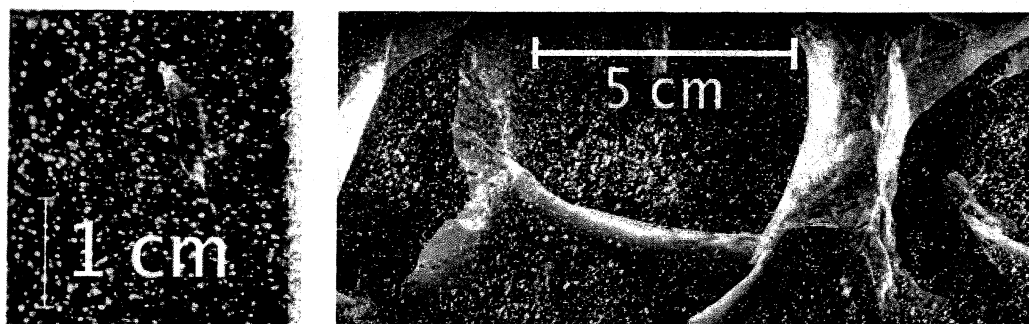


Figur 17: Overgangen mellem den sidste is der er skannet på NGRIP (øverst) og den første der er skannet i Bremerhaven (nederst). Isen nederst til venstre er boret samtidigt med den ovenover, men lagret og skannet sammen med isen nederst til højre fra næste sæson.

Lignende problemer kan også ses med den dybeste del af kernen, der er skannet i Bremerhaven (figur 17), selvom den har været lagret noget kortere end et år, er den allerede tydeligt relaxeret. Dette kan muligvis også være fremskyndet af påvirkninger som f.eks. temperaturvariationer under transporten.

4.1.2 Refleksioner i krystalgrænseflader

Et andet bidrag til spredningen af lyset, og dermed et højere lysniveau i skanningen, er at grænsefladerne mellem krystallerne begynder at reflektere lyset. I mindre dybder hvor krystallerne er forholdsvis små, ser man ikke mange tydelige pletter fra reflekser i de enkelte grænseflader, men de bidrager med et baggrundsniveau af lysspredning som støj.



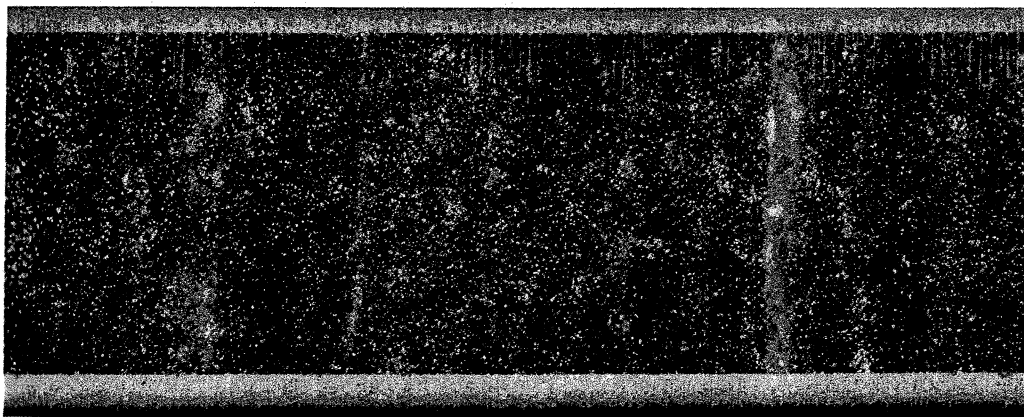
Figur 18: Reflektion i en krystalgrænse i holocæn 1367 m (bag 2485) og i krystalgrænser helt tæt ved bunden 3082 m (bag 5603). I det viste eksempel fra holocæn er der desuden et stort antal bobler der også bidrager til lysspredningen.

I større dybde hvor krystallerne er store begynder de reflekterende lag,

der opstår i krystalgrænsefladerne, at vise sig som små lysende pletter på billederne.

4.2 Holocæn

Da al den skannede is fra holocæn har været lagret ca. et år før den blev skannet, er den præget af en ret kraftig bobledannelse. (Figur 19).



Figur 19: 30cm skanning af holocænis fra 1416 meters dybde (Bag 2575–2576). Det er tydeligt at isen har ligget i længere tid inden den er blevet skannet, så der er opstået mange bobler. Der er desuden rester af savspor, der ikke er blevet fjernet fuldstændigt ved rensningen.

De hvide striber på tværs skyldes luftbobler. Ifølge [Alley et al., 1997] skyldes disse bånd med særligt mange luftbobler *depth hoar* — lag der er dannet på sneoverfladen om sommeren. De opstår når solen opvarmer de øverste centimeter af sneen og snekrystallerne sublimerer. Vanddampen bevæger sig hovedsageligt op gennem sneoverfladen og efterlader sig et lag af grove snekrystaller der indeholder en større mængde luft end den øvrige sne og derfor har en væsentligt lavere densitet. Den lave densitet bevares under firnifikationen og resulterer i islag med et større luftindhold. Denne luft diffunderer kun ganske få millimeter, og når kernen relaxerer under lagringen opstår der igen tilsvarende flere bobler i disse lag.

Dette giver en årstidsvariation som man kan forsøge at anvende til datering. På figur 20 sammenlignes den visuelle stratigrafi med kemiske data med godt bevarede årstidsvariationer. Som det ses er der en tydelig tendens til sammenfald mellem årelag, kendt fra kemien, og synlige lag.

Det er værd at bemærke at der kan være synlige lag ved sommertoppene i både Ca og NH_4 når disse ikke er sammenfaldende. Et tydeligt eksempel på

herpå kan ses omkring 1407,90 m hvor de to toppe i kemien er særligt langt fra hinanden, og begge tydeligt falder sammen med et synligt bånd.

Anvendeligheden af data fra lineskanneren i forbindelse med datering af holocæn isen er dog begrænset i sammenligning med andre dataserier.

Det er ikke klart om signal-støjforholdet havde været bedre i nyboret is, eller om de synlige bånd først opstår sammen med boblerne i forbindelse med relaxeringen. Det har ikke været muligt at undersøge, da der ikke har været adgang til at skanne frisk is fra holocæn.

4.3 Istiden

Det visuelle signal i isen bliver dog først rigtigt iøjnefaldende ved overgangen fra holocæn til istiden. (Figur 21). I istidsisen ses de talrige bånd let, selv med det blotte øje.

Isen fremstår på billederne som skarpt adskilte lag af forskellig tykkelse med varierende spredning af lyset — såkaldte *cloudy bands*. Da de skarpe grænser mellem lagene i høj grad bevares det meste af vejen ned gennem iskappen udnyttes skannerens relativt høje opløsning, på ca. 11,7 pixel mm⁻¹, godt og resultatet er en ualmindelig højopløst dataserie.

Man regner med at lagene i istiden skyldes støvpartikler i isen, evt. i forbindelse med gendannelse af luftbobler fra cladrathe hydrates. Men ved længere tids lagring kan der muligvis også gendannes bobler i forbindelse med depth-hoar lag som i is fra holocæn [Alley et al., 1997]. Det kunne derfor være interessant at følge isens udvikling med tiden, for at se om der opstår nye lag uafhængigt af de gamle.

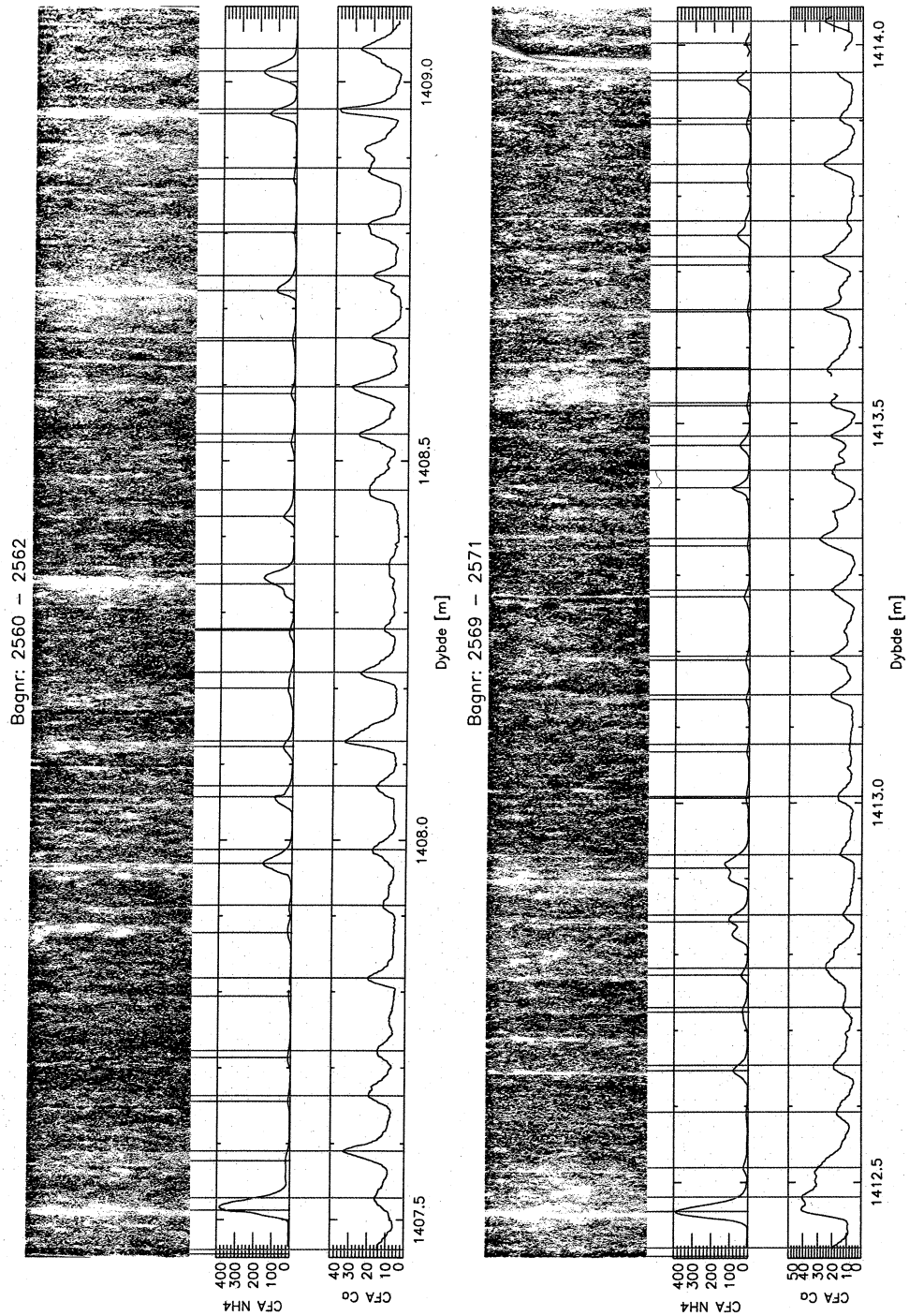
Også i istidsisen dannes der større bobler og reflekterende krystalgrænser ved lagring som har en uheldig indflydelse på billedkvaliteten.

4.3.1 Lagdeling

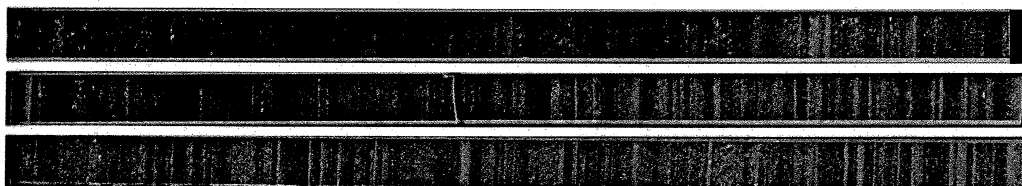
Figur 22 viser et typisk eksempel på istidsis, hvor båndene er meget tydelige.

Det er ikke kendt med sikkerhed hvad der forårsager de synlige bånd i isen, men deres skarpe afgrænsning betyder at de må hænge sammen med de langsomt diffunderende kemiske komponenter, som f.eks. støv. På figur 23 viser sammenligningen mellem visuel stratigrafi og CFA-målinger af både støv og Ca⁺⁺ en klar korrelation. CFA kan dog langt fra opløse alle de synlige lag i isen.

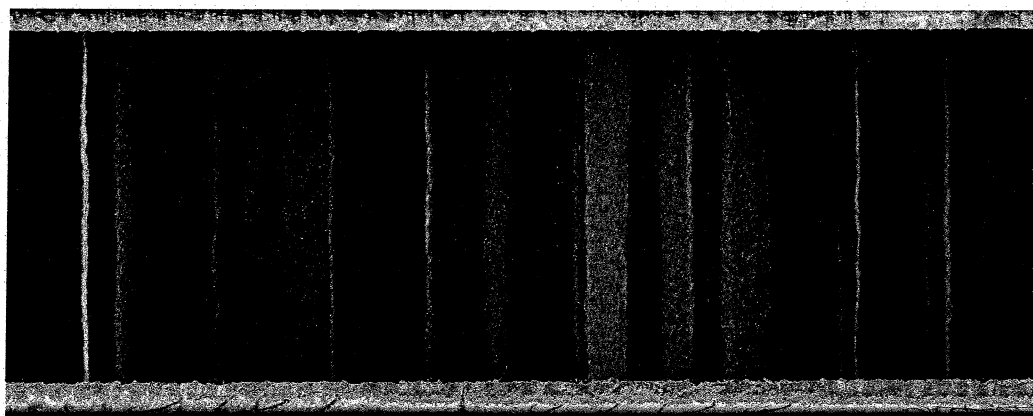
Det er fristende at tolke de klart adskilte horisontale bånd som enkeltstående nedbørshændelser. Bølgerne og de horisontale variationer i tykkelsen, som de f.eks ses på figur 15, kan så skyldes serstrugi, og særligt i stor dybde også deformation pga. isens flydning.



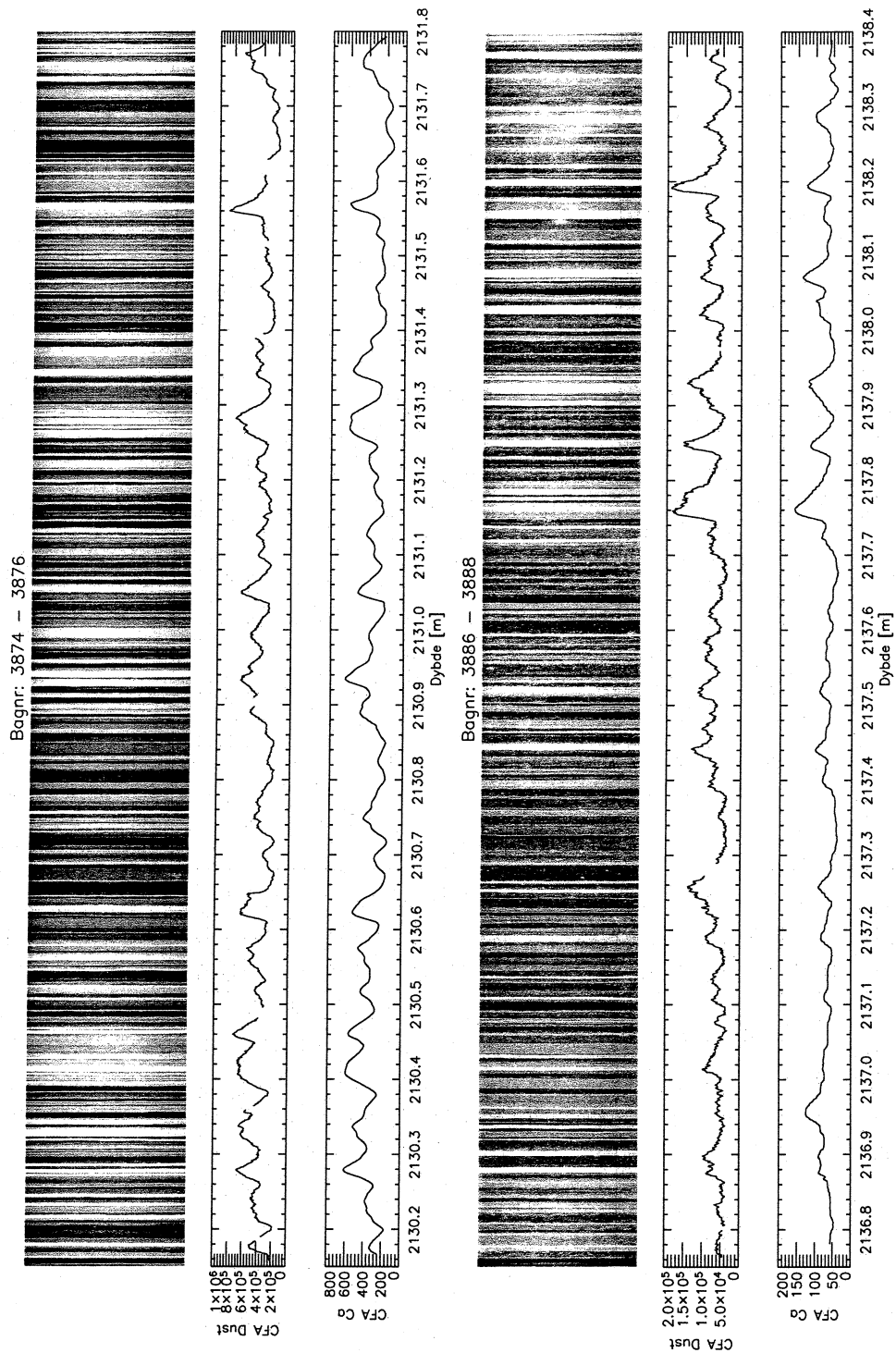
Figur 20: Sammenligning af visuel stratigrafi i holocæn med CFA data [Bigler, 2004]. De lodrette linjer viser årlagene [Rasmussen et al., 2005]. NH4-toppene forventes at falde om sommeren, mens Ca-toppene forventes at falde om foråret (dybere).



Figur 21: Transitionen: Overgangen mellem istiden (nederst) og holo-cæn (øverst), hvor de synlige bånd er langt svagere. Det viste område rækker fra 1490,50 m til 1495,45 m.



Figur 22: 30 cm skanning af istidsis fra 1872 meters dybde (bag 3404).



Figur 23: Sammenligning af visuel stratigrafi i istiden med CFA data [Bigler, 2004]. Øverst is fra en stadial og nederst fra en interstadial. Kontrasten er manipuleret så båndene fremstår tydeligt i begge tilfælde.

4.3.2 ECM

ECM — Electric Conductivity Measurement, er en måling af isens elektriske ledningsevne, og afspejler dens surhedsgrad og derved dens indhold af syre og støv.

Der er nogen sammenhæng mellem de synlige bånd og ECM-signalet. På figur 24 er den visuelle stratigrafi sammenlignet med ECM data målt i 6 spor [Jakob Schwander, personlig kommunikation]. På trods af ECM-målingens noget ringere opløsning er det muligt at genfinde de tydeligste foldninger fra den visuelle stratigrafi i ECM-målingerne. ECM-dataenes opløsning er dog ikke høj nok til at man kan identificere alle de synlige lag.

Sammenligningen vanskeliggøres yderligere ved at ECM-målingen er udført på *Main Core* (figur 10), og derfor op til 3 cm vandret forskudt fra de visuelle data. Bredden af det viste stykke er 5 cm (bestemt af ECM-målingen), så det er let at se at der kan forekomme betydelige variationer allerede over vandrette afstande på mindre end én centimeter.

Der er imidlertid ingen tvivl om at det visuelle signal repræsenterer den samme lagdeling som måles med ECM.

4.4 Cloudy Bands og $\delta^{18}\text{O}$

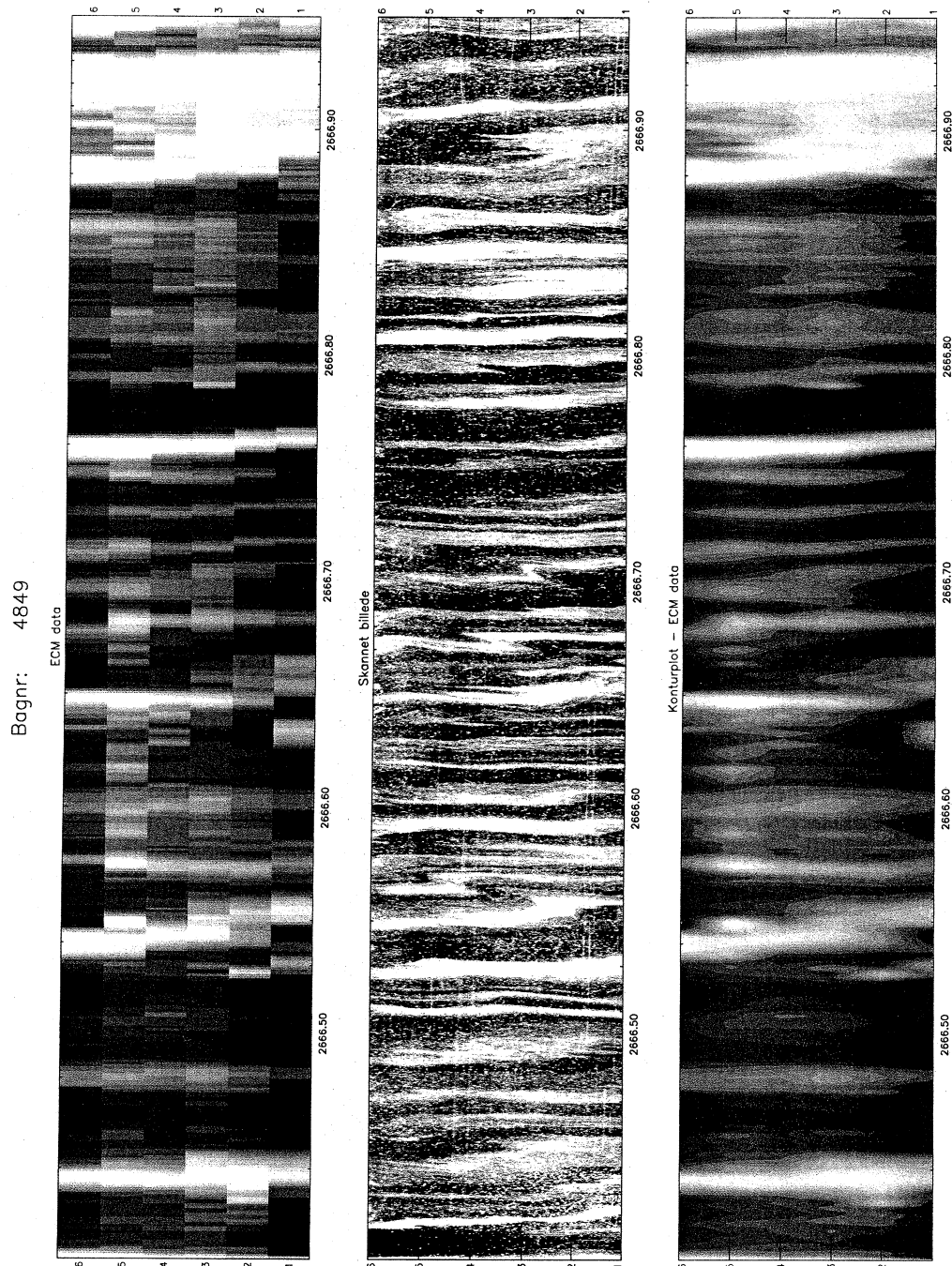
Da cloudy bands er et fænomen der kun observeres i istidsisen er det en oplagt ide at sammenligne med $\delta^{18}\text{O}$ -værdierne, der repræsenterer temperaturforholdene da nedbøren i sin tid faldt.

På figur 27 sammenlignes 55 cm $\delta^{18}\text{O}$ -gennemsnit med den visuelle stratigrafi for ca. 100 m istidsis. Båndene er tydeligvis langt mere fremtrædende ved lave $\delta^{18}\text{O}$ -værdier, svarende til lave temperaturer. Denne sammenhæng kan på figur 28 følges hele vejen gennem istiden og genfindes også, i en mindre fremtrædende grad, i holocæn isen.

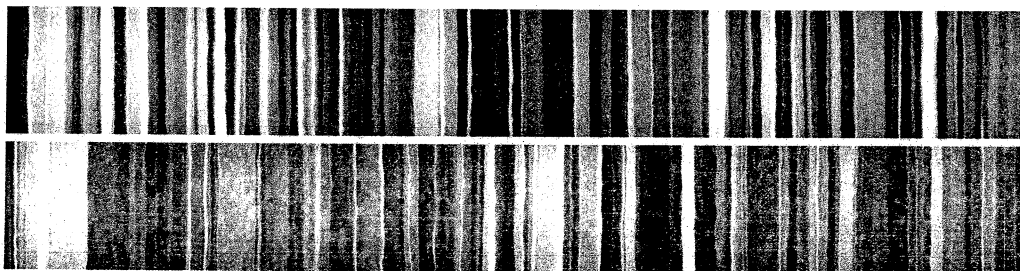
På figur 25 sammenlignes to kernesektioner fra hhv. en koldere og varmere periode i istiden. Gråskalaen i de to billeder er manipuleret så båndene fremstår så tydeligt som muligt. Herved fremgår det at båndene er til stede i begge sektioner, selvom deres intensitet tager kraftigt til ved lavere temperaturer så det ikke umiddelbart ser sådan ud.

4.5 Vulkansk aske

Enkelte steder i iskernen findes der meget iøjnefaldende bånd med vulkansk aske, der kan være tydeligt brunlige og meget mørkere end den øvrige is. På figur 26 vises et sådant askelag fra 1895 meters dybde, hhv. på et almindeligt foto og i de skannede data. I de skannede data træder laget meget tydeligt



Figur 24: 6 spors ECM-data [Jakob Schwander, personlig kommunikation] vist direkte (til venstre) og som konturplot (til højre), med de tilsvarende visuelle data i midten. Der er målt på et isstykke på 5cm×55cm og målingen er lavet et par centimeter vandret forskudt i forhold til de visuelle data. ECM-målingen er udført på *Main Core* delen af iskernen (figur 10). Denne forskel kan tydeligvis have betydning da der er tydelige variationer på centimeterskala i denne dybde. (Bag nr. 4849: 2667 m)



Figur 25: Øverst is fra en kold periode (2106 m) og nederst is fra en varmere periode (2119 m) af istiden. Gråtoneskalaerne er manipuleret så striberne så vidt muligt fremstår lige tydeligt. Herved kan man se at lagtykkelsen er størst ved højere temperaturer, men at båndene ellers er sammenlignelige i begge dybder.

frem, men adskiller sig ikke fra andre lag med høj lysspredning. På figuren sammenlignes med de sort/hvide data, men heller ikke i de oprindelige farvedata skiller askelagene sig ud. Det er muligt at de ville kunne skelnes hvis kameraet havde haft en mere virkelighedstro farvegengivelse, men spredningsskanneren er ikke nogen velegnet teknik til visuel registrering af askelag.

4.6 Isens flydning

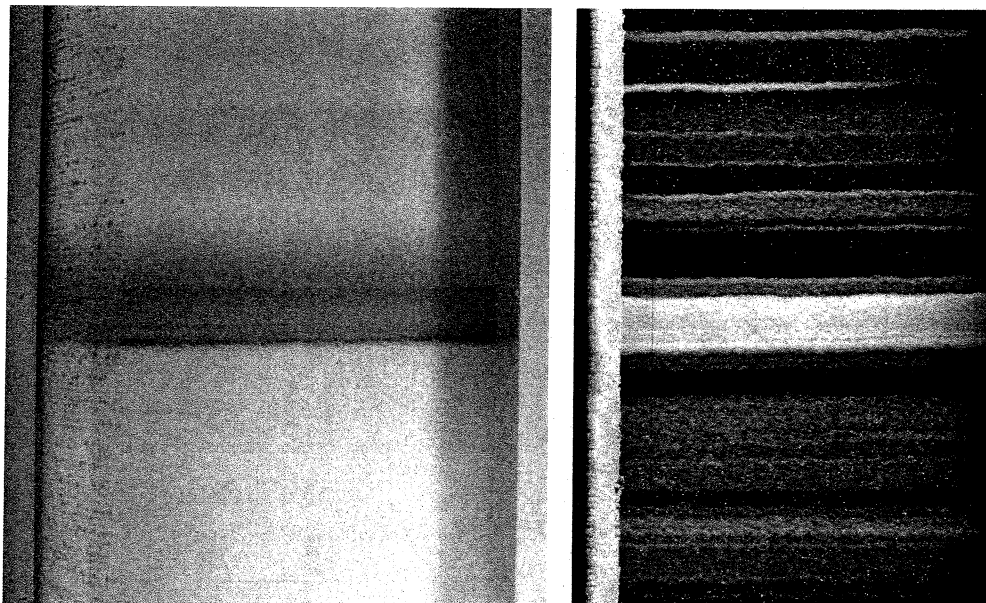
Ved at følge de synlige lags forandringer ned mod bunden af iskapen får man et indtryk af isens deformation på en lille skala. Laggrænserne starter med god tilnærmelse med at være skarpe vandrette planer, og deformeres så mere og mere mod bunden af iskapen.

4.6.1 Skarpt adskilte lag

På figur 29 ses et stykke fra toppen af den del af kernen der er skannet samme sæson som den er boret. Der er billedkvaliteten i top og lagene er stadig uforstyrrede. Først når man går helt tæt på (figur 30) kan man se at lagene ikke er fuldstændigt skarpt adskilte.

4.6.2 Begyndende deformation

I større dybde begynder lagene at bølge på en større skala. På figur 31 ses is fra ca. 2500 m. Her kan man se lagenes hældning i forhold til vandret variere synligt over blot en halv meter. Her begynder man altså at kunne se variationer i hældningen, som må skyldes deformationer på grund af isens flydning. Det er dog på en skala der er langt større end borehullets diameter.



Figur 26: Vulkansk askelag i ca. 1895 meters dybde (Bag nr. 3446).

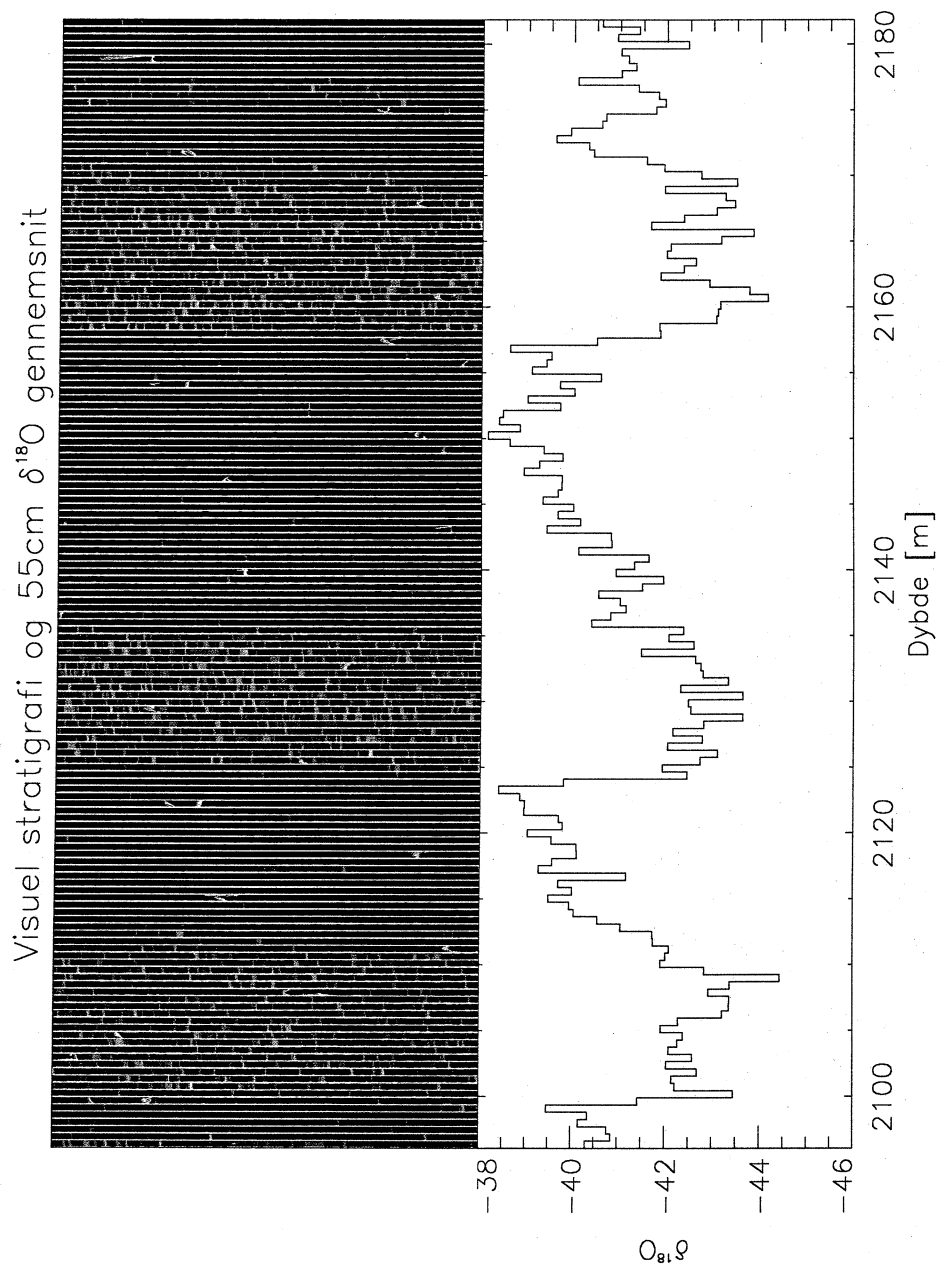
Det betyder at lagdelingen, og dermed muligheden for at måle en kronologisk korrekt dataserie, stadig er fuldt bevaret.

4.6.3 z-folder

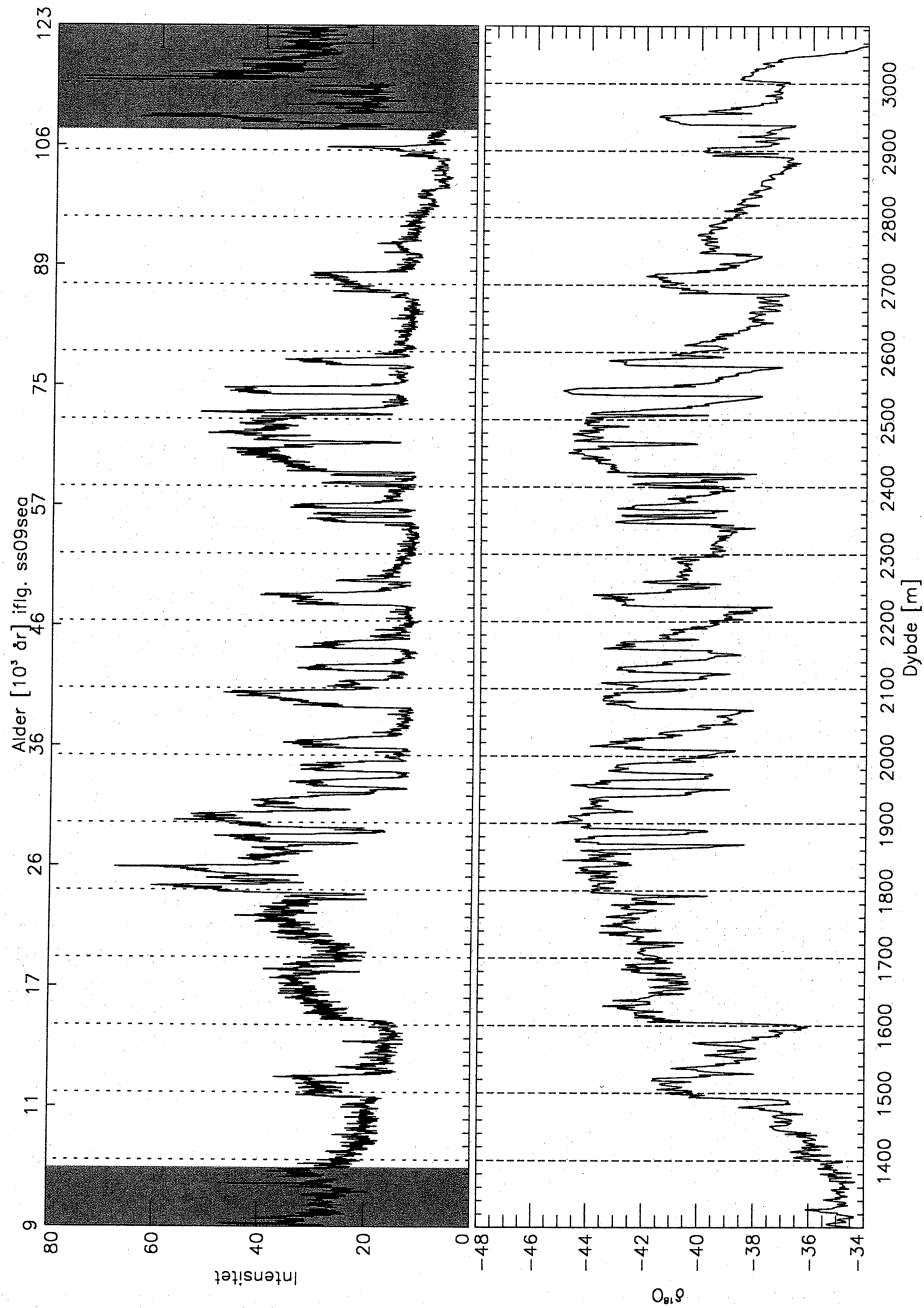
Ikke længe efter at de første synlige tegn viser sig bliver det meget tydeligt at isen deformeres. På figur 32, knapt 100 m under det forrige eksempel, er deformationen af lagene meget tydelig. Blandt andet kan man se de første tegn på små z-folder inden for iskernens tværsnit.

Under ca. 2500 m bliver små z-folder et meget almindeligt fænomen. Et typisk eksempel ses på figur 33. Et andet eksempel kan ses på figur 24 hvor der er et usædvanligt højt antal folder. Bemærk hvordan folderne følger en ret linje på skrå tværs over kernen.

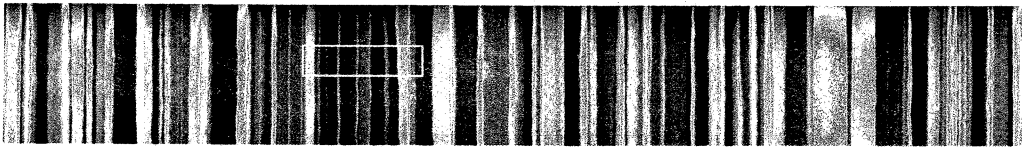
I forbindelse med z-folderne finder man ofte lag der tilsyneladende ikke forsætter hele vejen på tværs af kernen. Et udpræget eksempel kan ses på figur 34. Men her skal man være opmærksom på at isprøvens tykkelse er af samme størrelsesorden som de folder der observeres, hvilket medfører at foldernes tredimensionelle natur må tages i betragtning. Så længe foldningen sker så laget stadig står vinkelret på billedplanet vil laget fremstå tydeligt på billedet i hele dets udstrækning, fordi kameraet stadig ser ned langs med laget. Derimod vil en foldning der får laget til at stå på skrå i forhold til billedplanet, også få det til at fremstå langt mindre tydeligt (se figur 6).



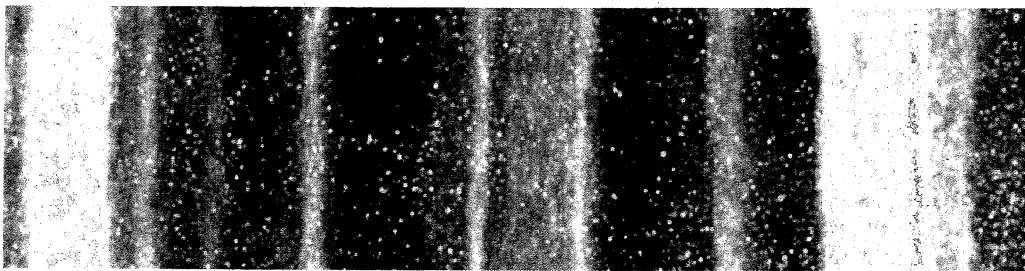
Figur 27: Visuel stratigrafi sammenlignet med $\delta^{18}\text{O}$ 55cm-gennemsnit for et interval omkring interstadial 9, 10 og 11. Cloudy-bands er langt tydeligst i de kolde perioder.



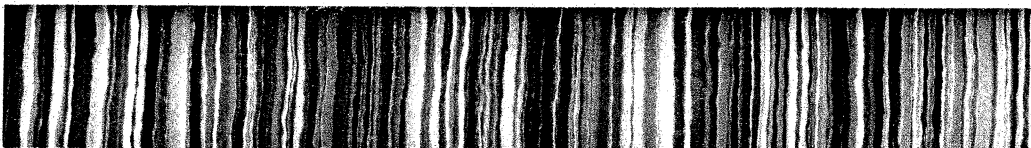
Figur 28: Visuel stratigrafi gennemsnitsværdier sammenlignet med $\delta^{18}\text{O}$ 55cm-gennemsnit for hele den skannede del af kernen. De grå områder i enderne er intervaller hvor skanningen har været problematisk. Bemærk at $\delta^{18}\text{O}$ -kurven er plottet med de laveste værdier opad, for at lette sammenligningen med den visuelle stratigrafi. ss09sea er en dateringsmodel [Johnsen et al., 2001].



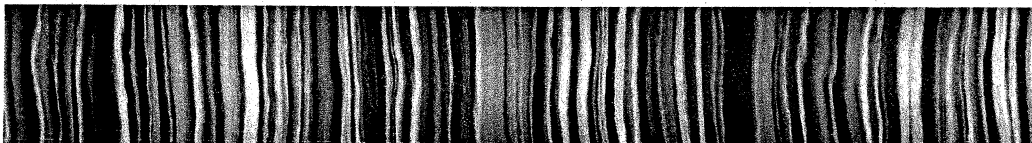
Figur 29: 1797 m (bag nr. 3267). Typisk istidsis med mange klart adskilte cloudy bands. Det indrammede område er vist forstørret i figur 30



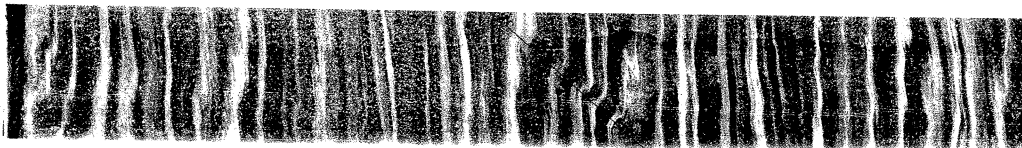
Figur 30: Lille udsnit (6 cm×1,5 cm) af bag nr. 3267 (1797 m). I denne forstørrelse kan man se at lagene ikke er fuldstændigt skarpe og har en indre struktur.



Figur 31: 2491 m (overgangen mellem bag nr. 4528 og 4529). Lagene begynder at blive mindre regelmæssige og deres hældning fra vandret varierer synligt selv over dette korte stykke.



Figur 32: 2587 m (bag nr. 4704). Tydelig deformation og de første tegn på små z-folder.



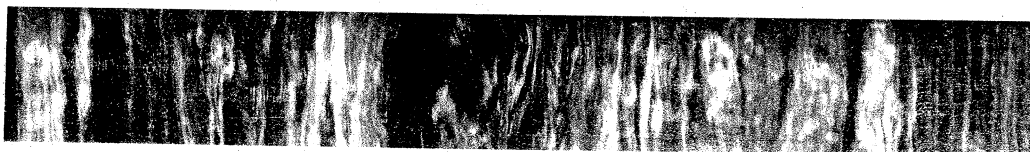
Figur 33: 2672 m (bag nr. 4858). Udprægede z-folder, bemærk hvordan de ligger på linje.



Figur 34: 2741 m (bag nr. 4983). Udprægede foldninger og flere eksempler på lag der tilsyneladende afbrydes.

4.6.4 Brud på lagdelingen

Ned til 2931 m hvor billedkvaliteten forringes drastisk, og det derfor bliver sværere at afgøre, ser lagdelingen i det store hele ud til at være bevaret. Der er dog enkelte steder undervejs hvor lagene er markant forstyrret. Et markant eksempel ses på figur 35.



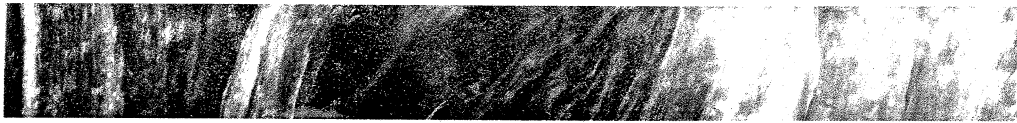
Figur 35: 2918 m (fra bag nr. 5305 og 5306). Kraftigt forstyrret lagdeling.

Under 2931 m var iskernens kvalitet så forringet ved skanningen at det ofte er svært at skelne lagdelingen. I de bedst bevarede stykker kan den dog stadig ses, og der er voldsomme skift over ganske korte afstande.

F.eks. er lagdelingen tydeligvis kraftigt forstyrret i 2937 meters dybde (figur 36) for så atter at være velbevaret blot 7 meter dybere (figur 37). Et mønster der ser ud til at fortsætte helt til bunden.

5 Datering

For at få det fulde udbytte af de mange data fra iskernerne er det afgørende at lagene kan dateres med størst mulig præcision. Dette er helt afgørende ved



Figur 36: 2937 m (bag nr. 5340). Her er lagdelingen næsten ikke længere genkendelig. Skanningen er desuden mærket af kraftige reflektioner i krystalgrænser og brud.



Figur 37: 2944 m (bag nr. 5353). I denne dybde er lagene igen let genkendelige. Pletterne skyldes reflektioner i krystalgrænser.

sammenligning med data fra andre steder i verden; særligt hvis man forsøger at fastslå årsagssammenhænge udfra forskydninger i tid.

På grund den gode opløsning — også i de dybe lag — er det oplagt fristende at forsøge at bruge den visuelle stratigrafi til datering. Det største problem i denne forbindelse er naturligvis at der ikke er nogen kendt årsagssammenhæng mellem de synlige lag og årlagene. Korrelationen til andre parametre med en kendt årstidsvariation, er dog tydelig.

5.1 Automatiseret datering

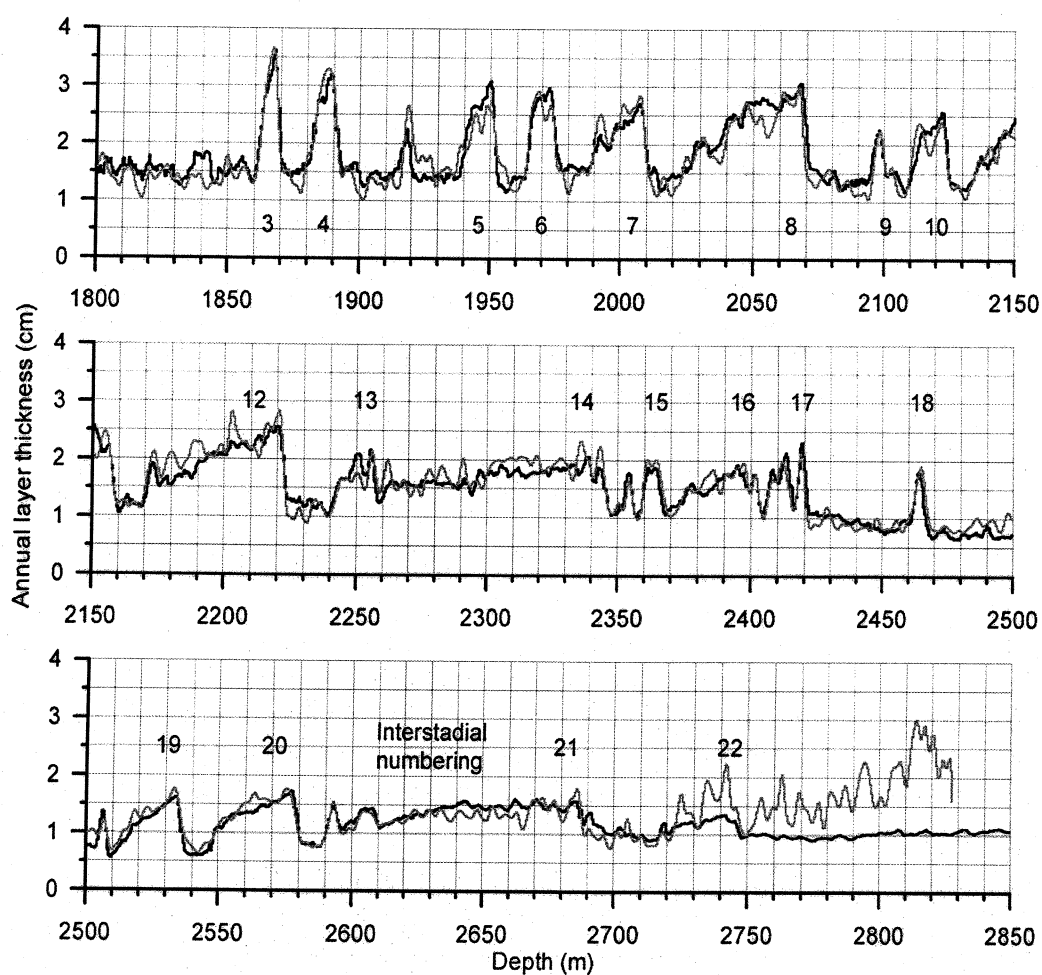
I appendix B beskrives en metode til automatisk datering vha. den visuelle stratigrafi.

Metoden går ud på at identificere alle synlige lag i et 55cm interval, for derefter at fjerne lag der ligger helt tæt ved andre lag. For hvert lag der fjernes foretages en frekvensanalyse. Sådan forsættes der indtil man finder frekvensen med den maksimale power i powerspektret. Denne bestemmer så lagtykkelsen.

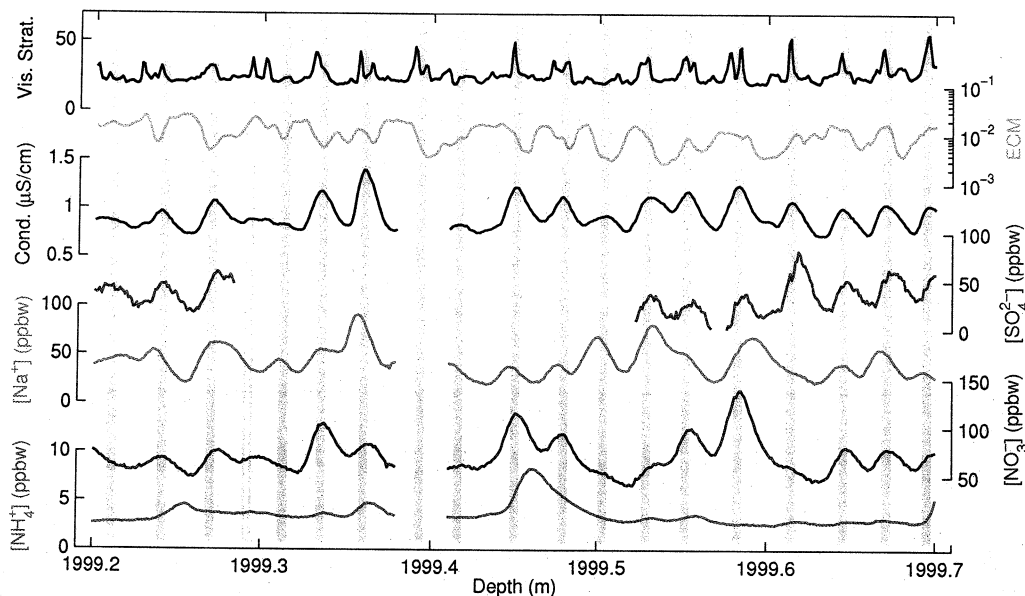
Modellen er kalibreret mod den $\delta^{18}\text{O}$ baserede ss09sea [Johnsen et al., 2001] dateringsmodel, og giver som det kan ses af figur 38 en meget overbevisende lagtykkelseskurve.

5.2 Manuel datering

Den bedste datering opnås ved manuelt at identificere og optælle samtlige årlag.



Figur 38: Årlig lagtykkelse fra visuel stratigrafi (grå kurve) og fra den $\delta^{18}\text{O}$ -baserede *ss09sea*-model [Johnsen et al., 2001] (sort kurve). [Svensson et al., 2005]



Figur 39: Multiparameter datering i en interstadial [Katrine Krogh Andersen, personlig kommunikation]. De lodrette striber markerer de identificerede årlag. Lagtykkelsen er relativt høj i interstadialerne, og flere parametre er kan opløse årlagene.

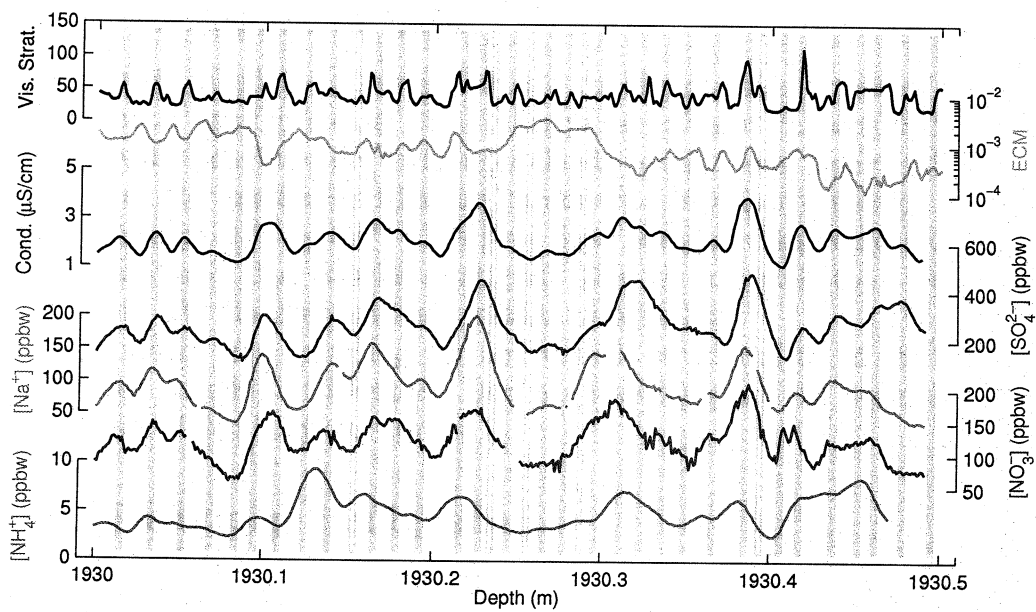
Dette kan gøres med stor nøjagtighed ved en multiparameter-optælling hvor flere dataserier sammenlignes og supplerer hinanden.

I istidsisen vanskeliggør diffusionen i isen og målemetodernes begrænsede opløsning identifikationen af årlige variationer. I de relativt varme interstadialer kan dateringen baseres på flere forskellige parametre (figur 39).

Men i de kolde stadialer, hvor lagtykkelsen er mindst, vil optælling baseret på de fleste dataserier resultere i for tykke årlag på grund af udglatning. Her er den visuelle stratigrafi, med dens usædvanligt høje opløsning, af stor værdi ved identifikationen af årlag (figur 40). En optælling baseret udelukkende på visuel stratigrafi vil dog resultere i for tynde årlag, da mange årlag indeholder tydeligt adskilte enkeltlag. Dateringen af isen fra stadialerne må derfor baseres på ECM, ledningsevne fra CFA-ålinger og visuel stratigrafi. [Anders Svensson, personlig kommunikation].

6 Konklusion

Jeg har udviklet en metode til registrering af iskerners visuelle stratigrafi, baseret på spredning af indirekte indfaldende lys. Metoden har vist sig at



Figur 40: Multiparameter datering i en stadial [Katrine Krogh Andersen, personlig kommunikation]. Lagtykkelsen er væsentligt mindre end i en interstadial, og kun i de mest højobløste parametre kan man skelne årlagene. Her er den visuelle stratigrafi af stor betydning for dateringen.

resultere i en dataserie af en overraskende høj kvalitet. En kvalitet der, til de fleste anvendelser, fuldstændigt overskygger de tekniske vanskeligheder og de spor de har efterladt i dataserien.

Skanningen af de nederste 1786 m af NGRIP-iskernen har resulteret i en profil af hele den sidste istid med meget få afbrydelser og i en uovertruffen høj opløsning.

Metoden anvendes nu også på andre iskerner bla. fra Antarktis [Dorthe Dahl-Jensen, personlig kommunikation].

6.1 Anvendelse af data

De skannede billeder af iskernen har stor værdi som dokumentation af iskerens kvalitet og af graden af påvirkning på lagdelingen fra isens flydning.

Det vides ikke hvad der forårsager cloudy-bands i isen, men der kan konstateres en klar korrelation til andre parametre. I istidsisen drejer det sig især om uopløseligt støv og Ca^{++} . I is hvor disse parametre kan opløse årlagene genfindes disse i den visuelle stratigrafi. Dog vil en enkelt top i de øvrige parametre ofte vise sig som flere adskilte visuelle lag.

Den meget høje opløsning gør den visuelle stratigrafi til en vigtig parameter ved datering af iskernen. Den har i særlig grad vist sig nyttig ved dateringen af den koldeste istidsis.

6.2 Fremtidige muligheder

Et bedre kamera er en oplagt mulighed for at forbedre lineskanneren. Et kamera med et større dynamikområde (f.eks 16-bit i stedet for de reelt 7 i det nuværende) ville gøre tilpasning af belysningen undervejs overflødig. Det ville i langt højere grad kunne korrigeres i softwaren bagefter, og allerede med de nuværende data er det demonstreret at mange ellers usynlige detaljer kan hentes frem med digital billedbehandling. Med et passende valg af lager ville de større billeder ikke være et uoverstigeligt problem, heller ikke selvom man gemmer farvebilleder i stedet for gråskalabilleder.

I forbindelse med boringen af en ny iskerne kunne det være interessant at følge isens relaxering i udvalgte dybder. Det ville indebære at der, på udvalgte steder, blev skåret særlige prøver til visuel stratigrafi. Genskanning af disse prøver med måneders mellemrum ville give et billede af lagenes udvikling over tid. I holocæn vil det muligvis være muligt at se nye lag "opstå" i isen efterhånden som den relaxerer.

Mange har en forventning om at kunne se de vulkanske askelag og lignende på de skannede billeder. Det er ikke muligt med den nuværende teknik, men det ville være muligt at skanne alle kerner to gange med forskellig belysning

og dermed opnå en registrering af vulkanske lag og lignende (som figur 26 til venstre).

Litteratur

- [Alley et al., 1997] Alley, R., Shuman, C., Meese, D., Gow, A., Taylor, K., Cuffey, K., Fitzpatrick, J., Grootes, P., Zielinski, G., Ram, M., Spinelli, G., and Elder, B. (1997). Visual-stratigraphic dating of the gisp2 ice core: Basic, reproducibility, and application. *Journal of Geophysical Research*, 102(C12):26367–26381.
- [Bigler, 2004] Bigler, M. (2004). *Hochauflösende Spurenstoffmessungen an polaren Eisbohrkernen: Glazio-chemische und klimatische Prozessstudien*. Ph.d. thesis, University of Bern, Switzerland.
- [Dahl-Jensen et al., 2002] Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Miller, H., Watanabe, O., Johnsen, S., Steffensen, J., Clausen, H., Svensson, A., and Larsen, L. (2002). The northgrip deep drilling program. *Annals of Glaciology*, 35:1–4.
- [Johnsen et al., 2001] Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A. E., and White, J. (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six greenland ice-core stations: Camp century, dye-3, grip, gisp2, renland and northgrip. *Journal of Quaternary Science*, 16(4):299–307.
- [Kipfstuhl et al., 2001] Kipfstuhl, S., Pauer, F., Kuhs, W. F., and Shoji, H. (2001). Air bubbles and clathrate hydrates in the transition zone of the ngrisp deep ice core. *Geophysical Research Letters*, 28(4):591–594.
- [Members, 2004] Members, N. G. I.-C. P. N. (2004). High resolution climate record of the northern hemisphere reaching into the last glacial interglacial period. *Nature*, 431(7005):147–151.
- [Rasmussen et al., 2005] Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggard-Andersen, M.-L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., and Ruth, U. (2005). A new greenland ice core chronology for the last glacial termination. Draft.
- [Svensson et al., 2005] Svensson, A., Nielsen, S. W., Kipfstuhl, S., Johnsen, S. J., Steffensen, J. P., Bigler, M., Ruth, U., and Röthlisberger, R. (2005). Visual stratigraphy of the north greenland ice core project (northgrip) ice core during the last glacial period. *Journal of Geophysical Research*, 110:D02108, doi:10.1029/2004JD005134.

A Blændetal

For at udnytte kameraets dynamikområde bedst muligt er belysningsforholdene ændret undervejs. Dette er i praksis sket ved at ændre på blænderindstillingerne. Hvert blændetrin svarer til en fordobling/halvering af lysniveauet og billederne kan korrigeres i forhold til blænde 32, som er kameraets laveste følsomhed, ifølge nedenstående tabel.

Bag nr.	Skannr.	Blændetal	Korrektion
2362-2520	1	Mangler	Mangler
2521-3330	1	22	0,5
3331-3543	1	32	1,0
3544-3780	1	22	0,5
3781-3816	1	32	1,0
3817-4047	1	22	0,5
4048-4053	1	32	1,0
4054-4464	1	22	0,5
4465-4479	1	32	1,0
4480-4503	1	22	0,5
4504-4554	1	32	1,0
4555-4563	1	22	0,5
4564-4566	2	22	0,5
4564-4566	3	32	1,0
4567-4572	1	32	1,0
4573-4827	1	22	0,5
4828-4890	1	19	0,35
4891-5025	1	22	0,5
5026-5169	1	16	0,25
5170-5250	1	11	0,125
5251-5280	1	16	0,25
5281-5286	1	22	0,5
5287-5289	1	16	0,25
5290-5292	1	11	0,125
5293-5328	1	16	0,25
5329-5331	1	32	1,0
5332-5355	1	22	0,5
5356-5373	1	32	1,0
5374-5376	1	16	0,25
5377-5610	1	32	1,0

Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core during the last glacial period

Anders Svensson,¹ Søren Wedel Nielsen,¹ Sepp Kipfstuhl,² Sigfus J. Johnsen,¹ Jørgen Peder Steffensen,¹ Matthias Bigler,³ Urs Ruth,² and Regine Röthlisberger³

Received 16 June 2004; revised 5 October 2004; accepted 24 November 2004; published 21 January 2005.

[1] A continuous high-resolution record of digital images has been obtained from the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core (75.1°N, 42.3°W) in the depth interval from 1330 m to the bedrock at 3085 m. The ice core stratigraphy is clearly visible throughout the glacial period with the most frequent and brightest visible layers appearing during the coldest events. Down to a depth of 2600 m the horizontal layering is very regular; below this depth, small irregularities in the layering start to appear, and below 2800 m the visual stratigraphy becomes more uncertain, perhaps because of penetration into climatically warmer ice. Comparison of the visual stratigraphy with high-resolution continuous records of chemical impurities and dust reveals a high degree of correlation, which indicates that the visible layers are caused by these impurities. A new approach is used to automatically determine annual layer thicknesses from the visual stratigraphy record by carrying out a frequency analysis of the most prominent visible layers in the profile. The result gives strong support for the NorthGRIP timescale model.

Citation: Svensson, A., S. W. Nielsen, S. Kipfstuhl, S. J. Johnsen, J. P. Steffensen, M. Bigler, U. Ruth, and R. Röthlisberger (2005), Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core during the last glacial period, *J. Geophys. Res.*, *110*, D02108, doi:10.1029/2004JD005134.

1. Introduction

[2] The visual stratigraphy (VS) is probably the most basic information one can obtain from an ice core. All Greenland ice cores reaching into glacial ice have been reported to reveal bands of cloudy and clear ice [e.g., Meese *et al.*, 1997; Shimohara *et al.*, 2003], but in existing studies VS profiles are documented as drawings or as photographs, which have limited resolution and dynamical range. One of the most extensive investigations of ice core VS is that of the GISP2 ice core from central Greenland [Meese *et al.*, 1997] from which the dating was partially based [Alley *et al.*, 1997b]. Recently, the development of the digital scanners, computers, and large storage media, has opened up new possibilities for obtaining, storing, and treating high-resolution VS profiles.

[3] The North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) retrieved an ice core in northern Greenland during the summers of 1996–2003 [Dahl-Jensen *et al.*, 2002; North Greenland Ice-Core Project (NorthGRIP) Members, 2004]. The ice core is 3085 m long and covers the Holocene, the

entire last glacial period, and part of the previous interglacial period, the Eemian, back to approximately 123 kyr BP. In 2003, when drilling was terminated, it was discovered that basal melting occurs at the site. Because of the thinning of the deep NorthGRIP ice is relatively small compared to other Greenland locations where the ice is frozen to bedrock, and therefore the annual layer thickness in the deep NorthGRIP ice is high, of the order of 1 cm. The high resolution, combined with a flat subglacial bed at NorthGRIP, offers the unique possibility to improve the existing timescales based on annual layer counting of the glacial period and possibly the glacial inception after the last interglacial period.

[4] In this paper we present the VS profile (also known as the line scan profile) of the NorthGRIP ice core, which has been obtained with an automated line scan instrument and stored as digital images. We discuss the relation between VS and impurities in the ice, and the potential for using VS to date glacial ice.

2. Methods

[5] The NorthGRIP VS profile continuously covers the depth interval 1330–3085 m, which corresponds to the time interval 9–123 kyr BP. For the depth interval 1330–2930 m, the profile was obtained in the field during the summer of 2000. The ice from 1330–1750 m depth had been drilled during the season of 1999 and had been stored at NorthGRIP at temperatures below -20°C for one year prior to

¹Department of Geophysics, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark.

²Department of Geophysics/Glaciology, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany.

³Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Bern, Switzerland.

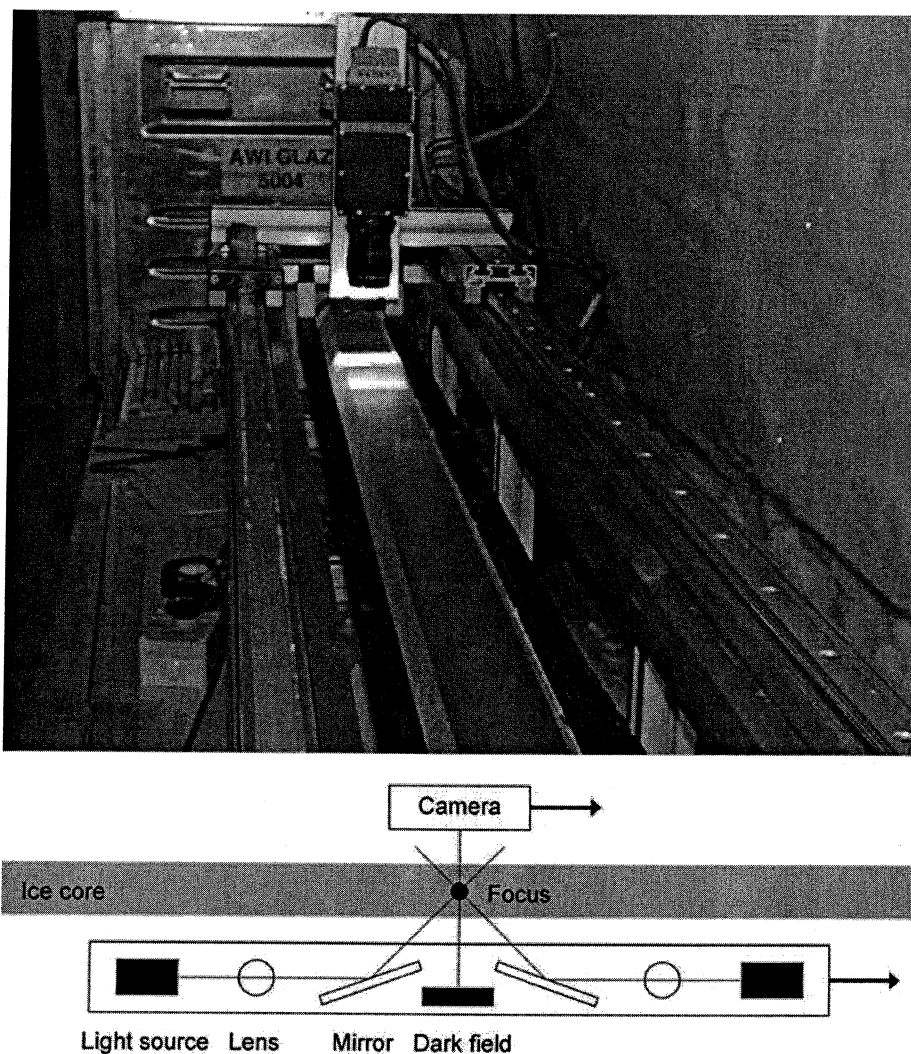


Figure 1. (top) Line scan instrument in operation. A camera is moving along the upper side of a 1.65 m long ice core section, while an indirect light source is moving below the ice. (bottom) Schematic drawing demonstrating the principle of the line scan instrument. The light from the source enters the ice at an angle of 45° , so that the camera detects only light that is scattered in the ice. Transparent ice thus appears black in the record.

measurement, while the deeper ice was measured within weeks after recovery. The depth intervals 2930–3001 m and 3001–3085 m were measured at the Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI), Bremerhaven, Germany, within a few months after recovery in 2001 and 2003, respectively.

[6] The measurement was carried out on a line scan instrument designed at AWI and later modified at the Niels Bohr Institute, Copenhagen. 1.65 m long, 3 cm thick, and 8–9 cm wide slabs of ice core were carefully microtomed on both sides and imaged at a resolution of 118 pixels per centimeter (Figure 1). The measuring principle is comparable to that of dark field microscopy: An indirect light source and a camera are mounted on two trolleys located below and above the ice core section. The trolleys move synchronously along the ice and the camera records the light that is

scattered in the ice. In the obtained images, transparent ice appears black while any visible obstacles in the ice, such as visible layers or bubbles, appear white.

[7] The camera originally measured light intensities in 8-bit resolution, but because of a failure of the most significant bit of the camera, the effective dynamical range of pixel intensities in the obtained images is 7 bit. This failure caused a saturation problem for bright cloudy bands in the profile. However, for most of the measurements, saturation was avoided by adjusting the light source diaphragm aperture according to the brightness of visible layers in the ice, and thus the profile is not seriously disturbed by the problem.

[8] During the 2000 NorthGRIP field season several other high-resolution measurements were obtained from the NorthGRIP ice core. The mass concentration of water-

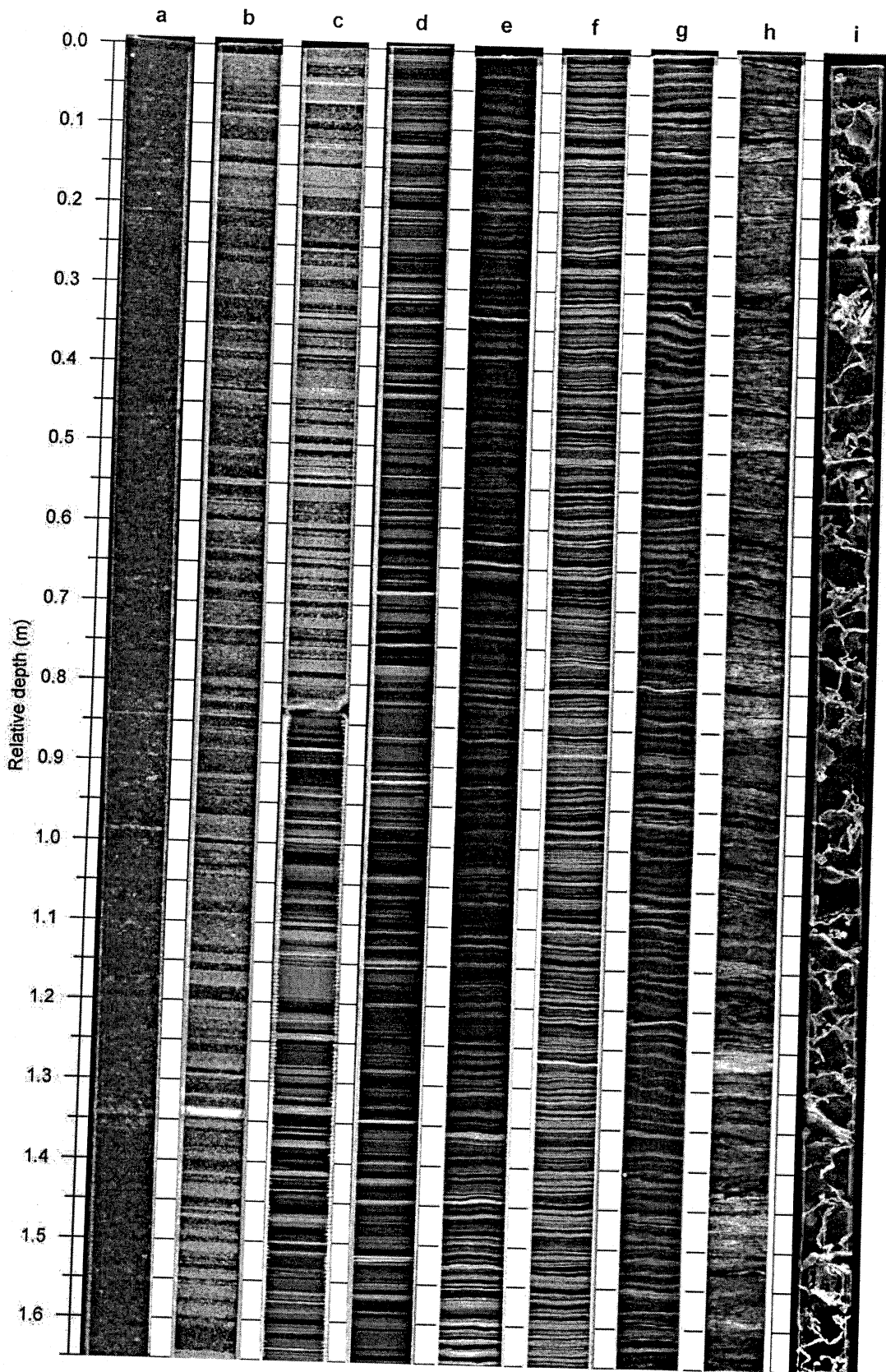


Figure 2

soluble calcium Ca^{++} , sodium Na^+ , ammonium NH_4^+ , sulphate SO_4^{--} , nitrate NO_3^- , the electrolytical conductivity of the melt water, and the amount of insoluble dust were measured by continuous flow analysis (CFA) on the ice core section that was previously used for the VS measurement [Bigler, 2004; Röthlisberger *et al.*, 2000; Ruth *et al.*, 2003].

3. Results

[9] The obtained VS profile is generally of very high quality and provides a detailed visual documentation of the entire glacial part of the NorthGRIP ice core, in addition to 160 m of Preboreal ice (1330–1490 m depth) and 100 m of Eemian ice (2985–3085 m depth) (Figure 2).

[10] Compared to most of the glacial ice, the Holocene ice is characterized by being rather transparent (Figure 2a). In the Holocene ice, bright layers or regions occur occasionally but not at regular intervals. At high resolution, millimeter-sized bright patches in the images can be identified as ice crystal interfaces that have become visible because of relaxation of the ice. Small submillimeter-sized spots are air bubbles, whereas clear (dark) layers of ice have been identified as possible melt layers or ice where bubbles have converted into clathrate hydrates (Figure 3a) [Kipfstuhl *et al.*, 2001].

[11] Throughout the glacial period, the ice core stratigraphy is clearly visible. During the coldest climatic events the intensity and the frequency of visible layers or cloudy bands are highest (Figures 2b–2d). During milder interstadials the layering is also clearly visible after contrast enhancement of the images, even when the stratigraphy of the core is barely visible to the naked eye. An example of an abrupt climatic transition during the glacial period is given in Figure 2e, which shows the transition into the mild glacial interstadial 19 as a sharp drop in intensity of the VS over some 10 cm of ice. The glacial profile is very detailed and reveals very sharp transitions in the occurrence of visible layers, which show a large variability in intensity and thickness even over short depth intervals (Figure 3c).

[12] A very distinct transition between ice drilled during the 1999 season and ice recovered in the 2000 season is found at 1751.5 m depth (Figure 2c). The ice that has been stored for one year at NorthGRIP shows much more pronounced cloudy bands than the freshly drilled ice. Also the density of “white patches” and bubbles are much higher in the stored ice. This clearly demonstrates that the internal structure of the ice core relaxes after recovery, even when

the ice is stored under optimal cold conditions. Similar observations have been made for the GISP2 ice core [Meese *et al.*, 1997; Ram *et al.*, 2000].

[13] Down to a depth of about 2600 m the horizontal layering of the ice is very regular (Figure 2f). Below this depth smaller disturbances in the layering such as micro folds start to appear (Figures 2g and 3d). Such disturbances were also observed in the deep parts of the GISP2 and GRIP ice cores [Alley *et al.*, 1997a; Dahl-Jensen *et al.*, 1997] where they were ascribed to the rotation of assemblies of ice crystals (shear faults or stripes) in the strongly anisotropic ice. Fabric measurements of the deep NorthGRIP ice suggest that the flow regime of the ice changes around 2500 m depth from a confined compression to a simple shear deformation characterized by a strong single maximum fabric [Wang *et al.*, 2002]. Below 2630 m depth a weakening in the strength of the single maximum fabric indicates that other processes than simple shear have become active in the deformation of the ice.

[14] Below 2800 m the visual stratigraphy becomes more uncertain with more diffuse and inclined layering, and in some depth intervals it is impossible to distinguish individual layers (Figure 2h). Although the stratigraphy may appear disturbed at this depth, it should be kept in mind that the line scan measurement is averaging over a 3 cm thick slab of ice, so that even a small inclination of well separated layers in the ice may result in a smearing out of the stratigraphy in the line scan images.

[15] An important factor in the deep NorthGRIP ice is the warm temperature, which increases with depth to the pressure melting point of -2.4°C at the base (3085 m depth). At such warm temperatures, the crystal growth rate is very high and annealing recrystallization becomes important. It is likely that a very active ice crystal boundary migration has influenced the distribution of soluble impurities in the ice and thereby disturbed the ice core stratigraphy [Barnes *et al.*, 2003]. The ice crystals in the deepest ice are large, of the order of 1–10 cm diameter, and in the lowest 100 m of the ice core, ice crystal boundaries are visible in the line scan images (Figure 2i). Centimeter-sized ice crystals have also been observed in deepest part of the GRIP and GISP2 ice cores [Gow *et al.*, 1997; Thorsteinsson *et al.*, 1997], but because of the warmer temperatures the NorthGRIP crystals are even larger.

[16] Clearly visible volcanic ash layers in the ice can be identified as very bright layers in the line scan profile, which, however, appear quite similar to intense cloudy bands (Figures 2b and 3b). Many of the known volcanic

Figure 2. Examples of line scan images from various depths. Each ice section is 1.65 m long, 3 cm thick, and 8–9 cm wide. In order to visualize the stratigraphy the contrast of the images is enhanced. The bright lines on the sides of the ice are due to light reflected from the curved outer surface of the ice core. (a) Holocene ice, 1354.65–1356.30 m depth. White patches are most likely ice crystal interfaces within the ice. (b) Ice from the Younger Dryas, 1504.80–1506.45 m depth. The bright layer at 1.33 m relative depth is the volcanic “Vedde” ash layer (see also Figure 3b). (c) Transition from ice drilled during the 1999 field season and that from the 2000 season in cold glacial ice, 1750.65–1752.30 m depth. (d) Ice from around Last Glacial Maximum, 1836.45–1838.10 m depth. (e) Ice from the sharp climatic transition into the mild glacial interstadial 19 (IS19) at 2534.40–2536.05 m depth. The transition is clearly seen in the lower half meter of the core. (f) Ice from the cold period preceding IS19 at 2537.70–2539.35 m depth. The horizontal layering is still very regular at this depth. (g) Microfolding starts to appear below 2600 m. Here is an example from 2651.55–2653.20 m depth. (h) 2899.05–2900.70 m depth. The overall horizontal layering is still obvious, but individual cloudy bands are not distinguishable. (i) 3017.30–3018.95 m depth. Visible grain boundaries of large crystals.

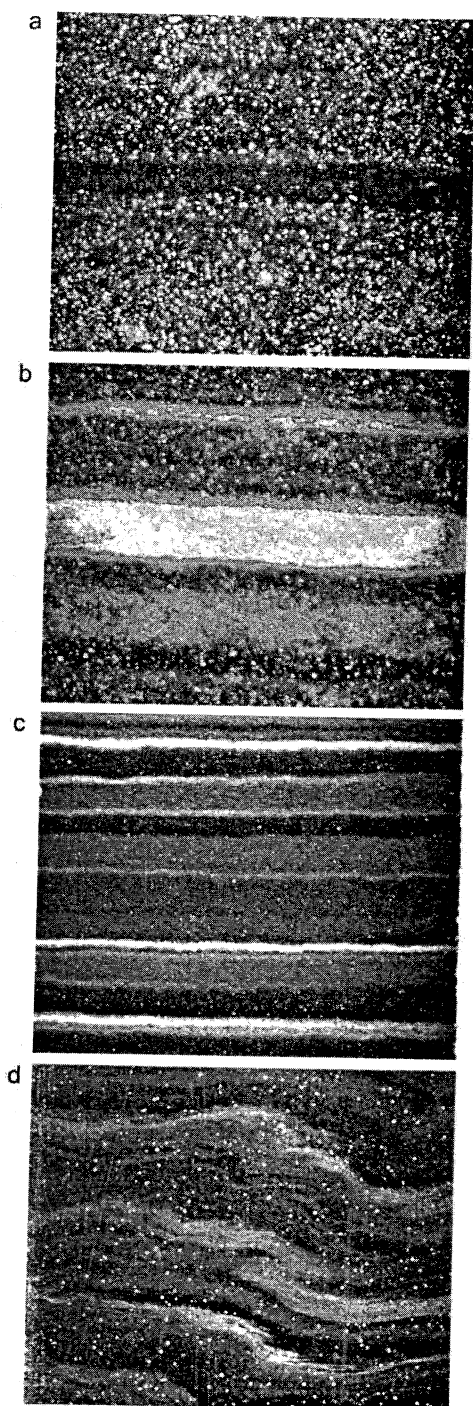


Figure 3. Close-up examples of line scan images. The sections shown are 6 cm high and 7.5 cm wide, and the contrast of the images has been enhanced. (a) 1412.1 m depth, Holocene ice with visible air bubbles. The band of clear (dark) ice indicates a possible melt layer or ice where the air bubbles are converted into clathrate hydrates. (b) 1506.1 m depth, the visible "Vedde" ash layer in Younger Dryas (also shown in Figure 2b). (c) 1836.9 m depth. There is detailed layering around Last Glacial Maximum. (d) Example of microfolding at 2675.0 m depth. At greater depths the layering is again more regular.

horizons in the glacial profile, which contain low concentrations of volcanic tephra (A. K. Mortensen et al., Ash layers from the last glacial termination in the NGRIP ice core, submitted to *Journal of Quaternary Science*, 2004), are barely or not at all distinguishable in the VS profile.

[17] Figure 4 shows the intensity or grey value profile obtained from averaging the intensity of the line scan images over 165 cm sections. The profile is corrected for intensity changes of the light source of the instrument, and the section corresponding to ice drilled in 1999 (above 1751.5 m depth) has been rescaled to compensate for the "ageing effect" of more pronounced cloudy bands in that ice. The intensity of the ice drilled in 2001 and 2003 (below 2930 m depth) has also been rescaled because of its higher intensity level due to relaxation and the appearance of crystal boundaries in the ice. Furthermore, physical breaks and fractures in the ice core, which typically can be identified as bright areas in the VS profile, have not been removed and introduce some noise in the profile.

[18] The overall characteristics of the intensity profile clearly resemble the well-known chemical concentration profiles of Greenland glacial ice cores, and except for an elevated background level the VS intensity profile is very similar to that of the dust concentration (Figure 4). Cold climatic periods have on average a high density of visible layers and thus "bright intensity," whereas milder periods have more transparent ice. The strongest intensities are found in the two peaks around the last glacial maximum (approximately 1800 m depth), which are characteristic for the concentration profiles of Ca^{++} and insoluble mineral dust, but not for the other chemical profiles.

4. Visual Stratigraphy and Impurities

[19] The occurrence of cloudy bands in glacial ice with high concentrations of dust and other impurities has long been recognized [e.g., *Ram and Koenig*, 1997], but it remains a question what those visible layers in the ice actually represent and how they relate to the various impurities in the ice. With the new NorthGRIP high-resolution VS and CFA records we now have the possibility to investigate these layers in more detail.

[20] A comparison between the VS and CFA profiles for 1.65 m of ice from one of the coldest periods during the last glacial is given in Figure 5. This is around 1908 m depth where the impurity concentration of the ice is high, and the annual layer thickness is of the order of 1.5 cm. The line scan image and the corresponding light intensity curve are shown along with the mass concentration of dust, Ca^{++} , Na^+ , NH_4^+ , SO_4^{--} , NO_3^- , and the electrolytical conductivity of the melted ice. The raw VS intensity profile has much higher resolution than the CFA profiles. When the VS intensity profile is smoothed with Gaussian filters representative for the various chemical components, the VS data actually reproduce many of the features of the CFA profiles. For example, it is remarkable how well the VS intensity profile smoothed with a 1.3 cm broad Gaussian (2σ) resembles the electrolytical conductivity profile. Essentially, every peak in the conductivity profile appears in the smoothed line scan profile, whereas the relative amplitudes do not always reproduce. When smoothed with a broader Gaussian the VS profile also mimics the Ca^{++} and dust

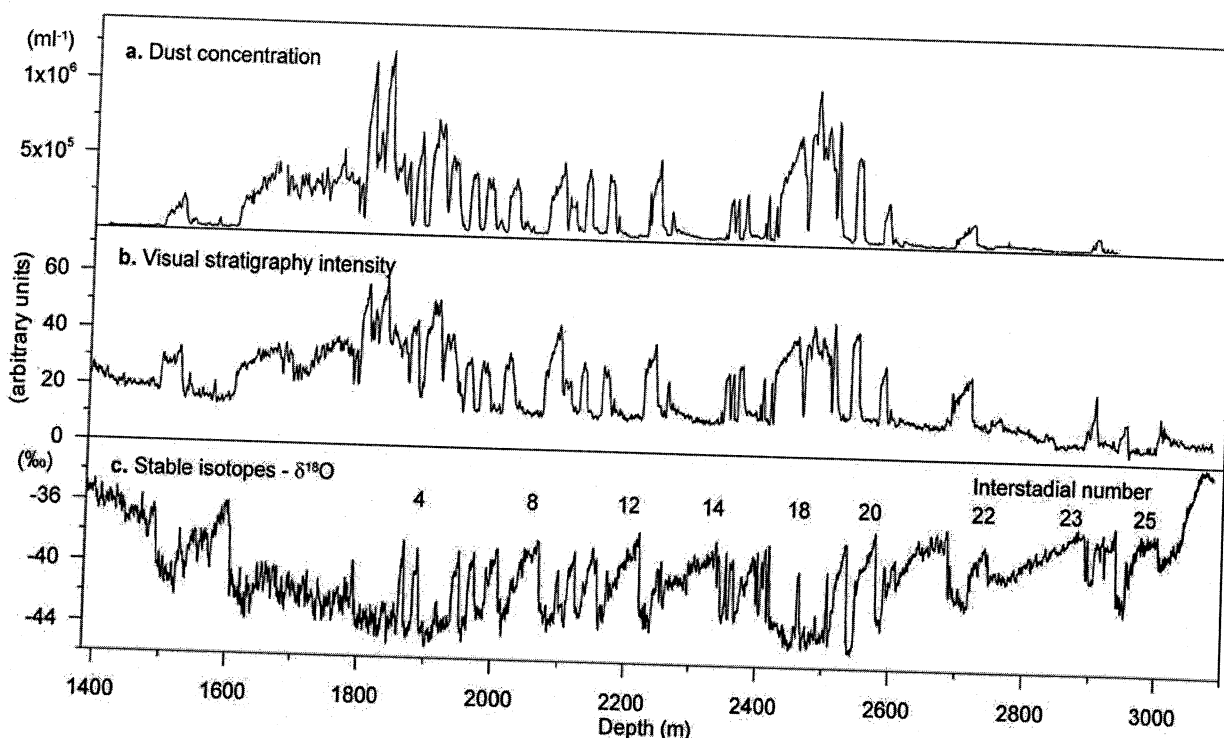


Figure 4. (a) NorthGRIP insoluble dust profile shown as the number concentration of particles larger than $1\ \mu\text{m}$ [Ruth et al., 2003]. (b) Line scan intensity (grey value) profile. (c) The $\delta^{18}\text{O}$ profile [North Greenland Ice-Core Project (NorthGRIP) Members, 2004]. All profiles are 165 cm averages. The intensity profile has been scaled to be continuous across the transition at 1751 m depth, which separates the ice that was drilled in the field season of 1999 and 2000. Intensity values from above 1751 m depth are multiplied by a factor of 2/3 to compensate for the more pronounced cloudy bands in the stored ice. The intensity of the ice drilled and measured in 2001 and 2003 (below 2930 m depth) is strongly influenced by the visible grain boundaries, and it has been rescaled by a factor of 1/4. The line scan intensity is extracted from the raw images without removal of breaks or other features.

concentration profiles very well. The smoothed intensity curve also resembles the Na^+ , NH_4^+ , SO_4^{--} , and NO_3^- profiles to some degree, but the correspondence is less obvious. Several peaks in those profiles are either absent or less pronounced than in the VS profile.

[21] Inspections of the CFA and VS profiles at other depths show that the striking similarity between the VS intensity curve on the one hand and the electrolytical conductivity, dust, and Ca^{++} on the other hand is characteristic for all of the glacial ice, although it is most pronounced for the cold glacial periods. The strong correlation between VS and the dust/ Ca^{++} concentration of the ice strongly suggests that the cloudy bands are caused by these impurities. This result is in good accordance with observations from the glacial part of the GISP2 ice core [Alley et al., 1997b], where continuous measurements of 90° laser-light scattering on the solid ice correlate well with the dust concentration of the melted ice [Ram and Koenig, 1997].

[22] It has been suggested that cloudy bands appear because of microbubbles that form around the impurities [Dahl-Jensen et al., 1997; Shimohara et al., 2003]. However, preliminary experiments performed by S. Kipfstuhl suggest that it is actually particulate matter in the ice that makes the cloudy bands visible: When cloudy band ice is melted with alcohol and observed under a microscope, the

inclusions are hit by the melt front without the appearance of small “explosions” that characterize melting of ice containing high-pressure bubbles. If this is true, it is unlikely that other impurities than insoluble dust contribute significantly to the cloudy bands, because other impurities are too small to be visible.

[23] We suggest that the VS profile represents the depositional history at NorthGRIP, i.e., that each cloudy or clear layer in the ice represents a depositional event, and that the intensity of each layer is related to the impurity content of that layer. By a depositional event we mean either precipitation or the formation of sastrugis by wind-driven redistribution of surface snow. The very thin and bright cloudy bands occurring in the cold glacial periods (e.g., Figure 3c) could possibly be associated with enhanced scavenging early in a snowfall, or with periods of low precipitation and dry deposition. In the deeper ice where thinning becomes more important it is no longer possible to distinguish individual depositional events.

[24] The VS images may help identifying where in the ice crystal structure the visible impurities are located. For the late glacial period, the homogeneity in intensity of individual cloudy bands (Figure 3c) suggests that the impurities are evenly distributed within the ice lattice, i.e., that most impurities are situated within the bulk of the ice crystals.

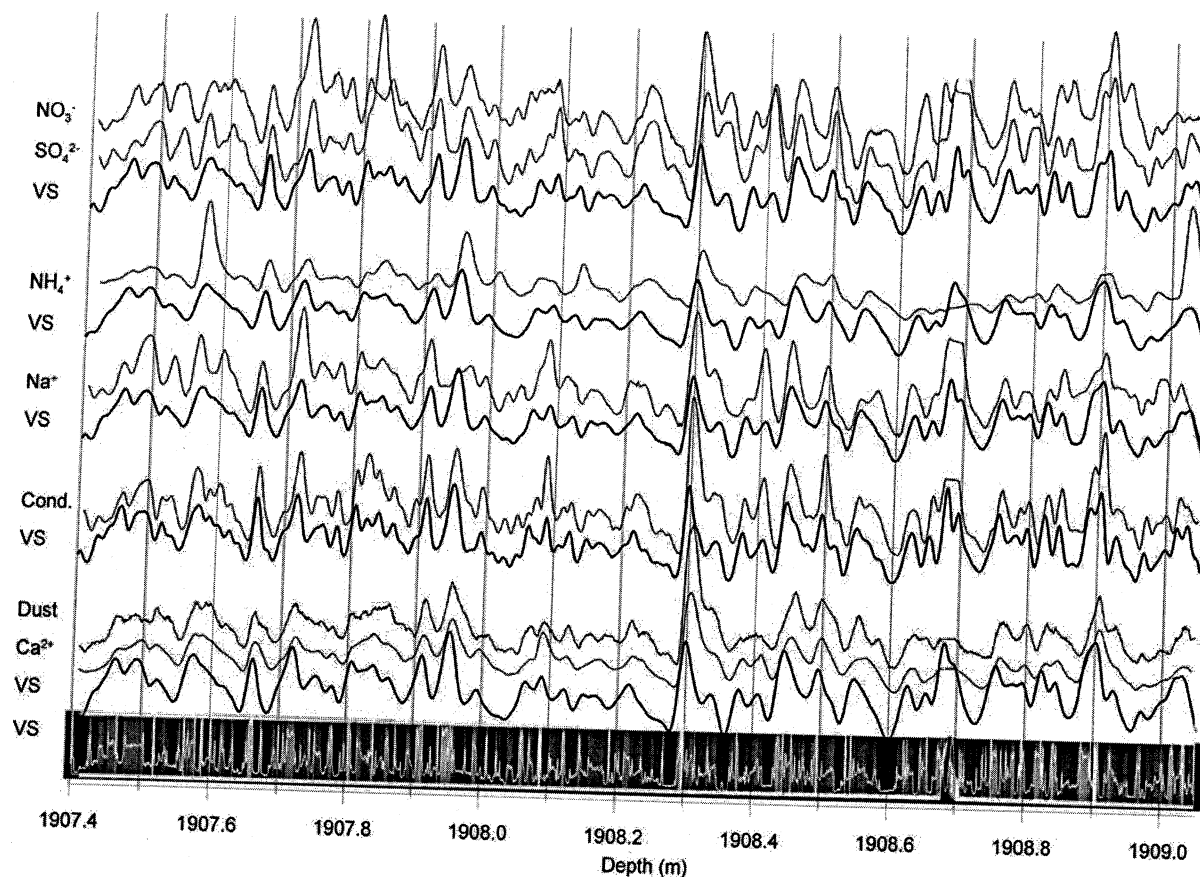


Figure 5. Comparison between visual stratigraphy (VS) and impurity concentrations of the ice at 1907.40–1909.05 m depth. All units are arbitrary, and the linear scales have been adjusted to facilitate comparison. Just above 1908.70 m is a break in the core, which has not been removed in the line scan profile. At the bottom is shown the line scan image superimposed by the corresponding intensity profile. The VS intensity curve has been smoothed with Gaussian filters of different widths (five thick curves) in order to make the best comparison to the CFA profiles (seven thin curves). The CFA profiles shown are (from top to bottom) NO_3^- , SO_4^{2-} , NH_4^+ , Na^+ , electrolytical conductivity, dust, and Ca^{2+} . The 2σ widths of the Gaussians used for smoothing the intensity profiles are (from top to bottom) 1.5, 2.1, 1.7, 1.3, and 1.9 cm.

This finding agrees with that of *Barnes et al.* [2002], who determined an even distribution of dust particles within one late glacial GRIP ice core section. At greater depths, the less regularity of the cloudy bands (Figure 3d) indicates that the impurities may have been displaced, perhaps toward the crystal boundaries. In the deepest ice, where crystal boundaries are clearly visible in the VS record, it is possible that a large fraction of the impurities has been moved to the crystal boundaries by ice rheology. However, the conditions in the deepest ice are not directly comparable to those of the glacial ice because of the high temperatures near the bottom and because the climatically warm ice has very low impurity content.

[25] For the preboreal ice, where cloudy bands are rare, there is a much weaker correspondence between the VS intensity and the various CFA components compared to glacial ice, although strong NH_4^+ and acidity peaks are sometimes visible in the stratigraphy. One reason for this

is probably the presence of air bubbles in the preboreal ice, which contribute substantially to the VS intensity profile. The relaxation effect, caused by the storing of the ice, which strongly affects the low-intensity VS profile, also tends to obscure a possible correspondence between VS and impurities in the preboreal ice.

5. Ice Core Dating

[26] The high temporal resolution of the NorthGRIP ice core during the glacial period makes the core an obvious candidate for obtaining a high-precision counted timescale of that period. Because the line scan measurements are made directly on the ice, the profile has a high depth resolution and a well-determined depth control. Therefore the line scan profile with its clearly identifiable layers, is tempting to apply as a tool for an absolute dating of the glacial period, especially in the deeper part of the ice core,

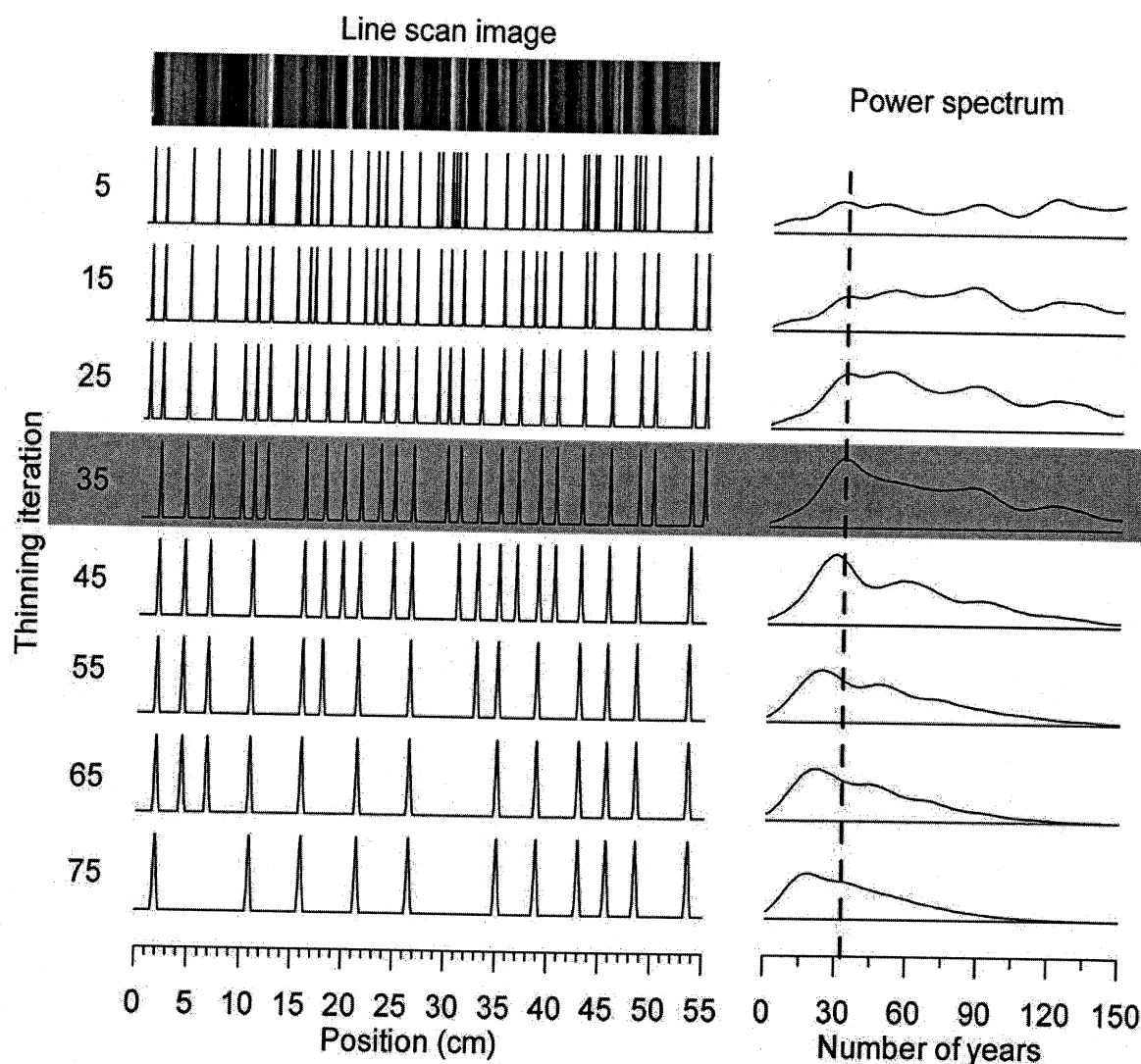


Figure 6. Snapshot example (1879.35–1879.90 m depth) of the method applied in this study to obtain the annual layer thicknesses from the line scan profile. First, the line scan image is “digitized” into an array of lines at the positions of the most prominent cloudy layers (top left corner). This array is then iteratively thinned by removal of closest neighbors (left-hand side), and the corresponding power spectra are obtained (right-hand side). The power spectra are normalized and weighted by the number of remaining lines in the thinned arrays. The annual layer thickness of the ice is identified from the maximum power of the obtained power spectra, which occurs at iteration 35 (grey horizontal bar). The frequency corresponding to strongest power occurs at 34 annual layers (vertical dashed line) or, equivalently, an annual layer thickness of 1.6 cm.

where no other existing record has the resolution necessary to resolve annual layers.

[27] An important question in this context is how well the glacial VS profile actually provides an annual signal [Alley *et al.*, 1997b; Meese *et al.*, 1997]. As discussed previously, the cloudy bands are likely to be related to depositional events with high dust content. The flux of dust to the ice is known to show a seasonal variation [Ram and Koenig, 1997], but because some years may experience more depositional events than others, some annual layers will appear as multiple visible layers in the VS profile, while others may only be weakly represented in the stratigraphy. Inspection of the VS profile, at depths where the annual

layers can be identified from the CFA profiles, shows that “multiple-layer” years appear frequently. Another difficulty is caused by the great variability in intensity of the visible layers, which complicates the counting. Depending on the contrast enhancement of the images and on the selection criteria used for identifying the layers, one can end up counting a wide range of layers within the same ice core section, e.g., as the contrast of an image is increased, more and more layers tend to appear. For those reasons, accurate dating from direct counting of the VS profile alone generally has proven difficult.

[28] One way to overcome the multiple-layer problem for annual layer counting is to smooth the intensity profile such

as proposed by Shimohara *et al.* [2003] in a case study of 10 sections of GRIP and NorthGRIP glacial ice. Although this approach is promising, the smoothing method assumes preknowledge of the mean annual layer thickness from modeling, which may not always be justified. Furthermore, the number of annual layers that is identified within a section of ice is likely to vary with the width of the filter applied for smoothing the profile.

[29] A different approach to obtain a chronology from the VS record consists in applying a frequency analysis to sections of the VS intensity profile. This approach has the advantage of being less sensitive to "weak layer" or "multiple-layer" years, because it determines an overall frequency for the entire section that is less dependent on the appearance of individual years. On the other hand, a successful outcome of such a method requires a certain regularity in the annual layer thicknesses within each considered section. Experience shows that generally an annual peak appears in the power spectrum obtained from a section of the VS intensity profile, but often the peak is obscured, because of the pronounced variability in intensity and thickness of the individual cloudy bands.

[30] In this work, we undertake a two-step method for automatic determination of the annual layer thicknesses of the glacial ice from the VS intensity profile. The line scan images are treated in 55 cm sections, and the principle of the method is demonstrated for one such section in Figure 6.

[31] In a first step, the line scan profile is "digitized" by identifying the most prominent cloudy bands in the section: The intensity distribution of the line scan image is equalized in order to give emphasis to weaker cloudy bands, and the depths corresponding to the onset of the cloudy bands are determined from the strongest positive intensity gradients in the intensity-calibrated image. This results in an array of depths at the onsets of the most prominent visible layers. By undertaking this digitalization we overcome to some degree the problem of variable intensity and duration of individual cloudy bands, because each band now is given the same "weight." The number of cloudy bands identified in each 55 cm section depends on the annual layer thickness. Up to 65 cloudy bands are identified when annual layers are thin, but in milder periods as few as 10 layers may be found. At this point, a fraction of the annual layers may be represented by multiple cloudy bands in the array.

[32] In the second step, the array of cloudy bands is iteratively thinned by removal of closest neighbors. For each iteration, an increasingly large minimum distance between each two cloudy bands is required, and if two cloudy bands are closer than this minimum distance, one of them is removed at random. The idea of the thinning procedure is to reduce multiple-layer years to single-layer years, and the random removal approach is applied because we have no way of judging which of the cloudy bands best represents the position of the mean annual layer. For each iteration, the thinned array is smoothed with a Gaussian filter and subsequently a power spectrum is obtained. The power spectrum is normalized to have an integral value of one, and weighted by the number of cloudy bands in the thinned array. This weighing procedure is undertaken in order to enable a comparison of the power spectra obtained for each iteration step. Finally, the annual layer thickness is determined as corresponding to the frequency that shows

the maximum power in the obtained power spectra. The iteration at which the annual layer thickness is determined may have up to 50% of the identified layers removed by thinning, but most often less layers are removed.

[33] Because of the random removal procedure utilized to thin the array, the progressive thinning of an array can evolve in manifold ways. Experience shows that generally the majority of those thinning schemes lead to practically the same annual layer thickness, but that some schemes may diverge and result in outliers. In order to avoid these outliers 20 arrays are thinned in parallel through each iteration step and the power spectra of those are added before the annual layer thickness is identified.

[34] It frequently appears that annual layers are so weakly represented by cloudy bands that the automatic method cannot identify them. However, because our method is based on a frequency analysis, it is not so critical if a few annual layers are missing as long as the bulk of cloudy bands are identified. For a number of ice core sections a large fraction of annual layers could not be identified, typically when the section contains a physical break that dominates the high intensities of the image. In those cases the intensity calibration of the image is made manually.

[35] The above described method makes use of a number of adjustable parameters, e.g., the threshold criteria for the gradient in selection of "most prominent" cloudy layers, the width of the Gaussian filter used for smoothing of the array prior to obtaining the power spectrum, and the weighing factor of the normalized power spectra. The result of the method depends on the choice of those parameters and they therefore need some calibration. For this study, the parameters have been tuned to obtain the best possible fit with the modeled annual layer thicknesses obtained by the $\delta^{18}\text{O}$ -based model "ss09sea" [Johnsen *et al.*, 2001; North Greenland Ice-Core Project (NorthGRIP) Members, 2004].

[36] The method is applied for depths greater than 1800 m only. Above 1750 m depth the VS profile has the problem of relaxation, caused by the storing of the ice, which introduces noise into the VS intensity profile and dampens the annual signal (causing our approach to malfunction). The result of the analysis is shown in Figure 7. The obtained annual layer thickness profile is seen to vary consistently in accordance with climate showing thin annual layers during cold periods and thicker annual layers during periods with milder climate. Furthermore, the annual layer thinning apparently decreases in the deeper part of the ice, so that layer thicknesses of 1–1.5 cm is maintained in the depth interval 2600–2700 m, where the ice is more than 80 kyr old. Below 2720 m depth the layering of the core becomes too irregular for the method to function, and the determined annual layers are unrealistic.

[37] Generally, the obtained annual layer thicknesses are seen to be in good agreement with the NorthGRIP "ss09sea" timescale model. Of course, one can argue that since the ss09sea model was used for calibration of our method, a good correspondence between the two is anticipated. However, it should be stressed that with the exception of a number of outliers, the entire VS profile has been treated in exactly the same way, e.g., the same parameter setting has been applied for the analysis at all depths. With only a limited number of parameters to vary there is a limit

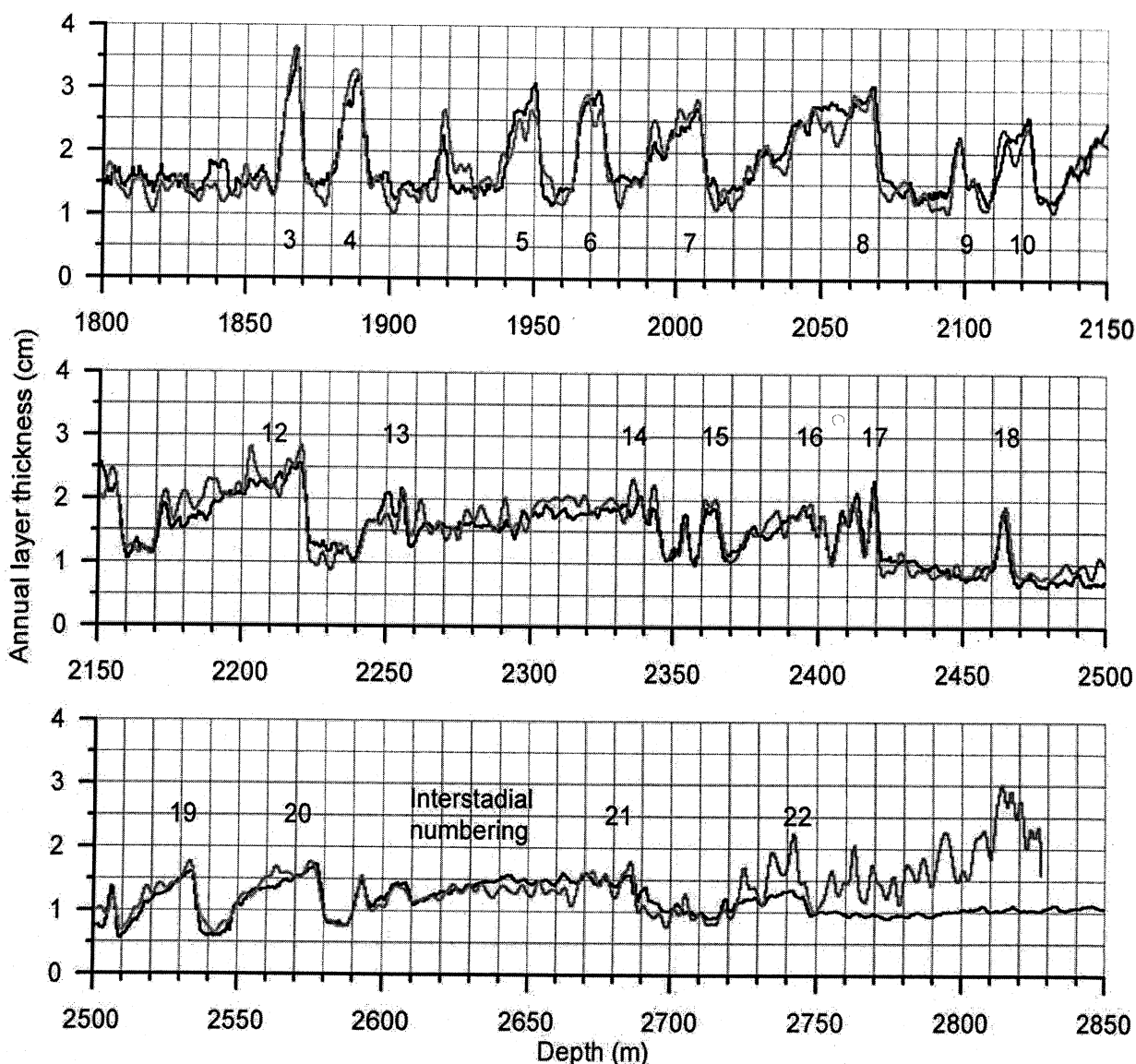


Figure 7. Annual layer thickness profile obtained in this study from the line scan images (grey curve) compared to that of the $\delta^{18}\text{O}$ -based “ss09sea” model (black curve), which has been transferred from the GRIP ice core by reference horizons. The line scan curve has been smoothed in order to facilitate comparison.

to how much the resulting profile can be manipulated. Basically, a different choice of parameters can change the appearance of the entire profile, whereas it cannot introduce or remove localized features in the profile, such as the enhanced annual layer thicknesses occurring during interstadials. Therefore, despite the tuning of our model, the observed match between our result and that predicted by ss09sea is remarkable.

[38] At the moment, the “ss09sea” model provides the best available record of the annual layer thicknesses of the NorthGRIP core below 1800 m depth. However, as the absolute dating of the core advances our method can be tested against “true” annual layer thicknesses, and we believe that the VS profile has a strong potential for dating of the deeper part of the core (at least down to 2700 m

depth), where other profiles lack the resolution to resolve the annual layers.

6. Conclusions

[39] A high-resolution visual stratigraphy profile of the NorthGRIP ice core has been obtained for the depth interval 1330–3085 m. The record provides excellent core documentation and shows that the visual ice core stratigraphy is very regular down to a depth of 2600 m. Below this depth the stratigraphy gradually changes from a strictly horizontal pattern into a less well defined layering. In the deepest ice the ice crystal boundaries constitute the most prominent feature of the line scan images. The resolution of the VS record is higher than for any other profile measured on the

ice, and it enables identification of millimeter-sized features. The digital format of the profile enables clear visualization of very weak features by contrast adjustments.

[40] We found that it is important for the quality of the VS profile that the measurements are performed in the field shortly after recovery of the ice. The storing of the ice section down to 1750 m depth in the field has resulted in a significantly less well defined profile for that section. The same is true for the deepest part of the profile (below 2930 m depth), which was transported to Europe before being measured.

[41] Overall, the VS of the glacial ice shows a high degree of correlation with the impurity content of the ice. The best correlation occurs for the electrolytical conductivity, but there is also a very good correlation to the insoluble dust and Ca^{++} concentrations of the ice during periods with high dust concentrations. Because of this strong correlation, we interpret the cloudy bands in the glacial ice to be caused by these impurities, and we relate the intensity of the cloudy bands to the impurity content of the ice.

[42] A method for obtaining the annual layer thickness from the VS profile has been demonstrated. Briefly, the method consists of a frequency analysis of an idealized profile of the "most prominent" cloudy bands in the ice, which are identified from the VS profile. The method depends on a small number of parameters, which need to be calibrated. For this study, we have calibrated the method according to the timescale provided by the model "ss09sea." The obtained annual layer thickness profile shows a strong correlation to climate with the thinnest annual layers occurring during the coldest periods, and a reduced thinning of annual layers toward the bottom of the ice in comparison to other Greenland locations with no bottom melt.

[43] Because our method is calibrated, we do not claim that our results provide an absolute dating of the NorthGRIP ice core. However, we do believe that the general pattern of increased annual layer thicknesses during interstadials is correctly recognized by the method, and we see VS as having a great potential for obtaining an ice core chronology for the deeper part of the NorthGRIP ice core at least down to 2700 m depth (90 kyr BP).

[44] **Acknowledgments.** This work is a contribution to the NorthGRIP ice core project, which is directed and organized by the Department of Geophysics at the Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen. It is being supported by funding agencies in Denmark (SNF), Belgium (FNRS-CFB), France (IFRT and INSU/CNRS), Germany (AWI), Iceland (RannIs), Japan (MEXT), Sweden (SPRS), Switzerland (SNF) and the United States of America (NSF). This work is also a contribution to the Copenhagen Ice Core Dating Initiative that is supported by a grant from the Carlsberg Foundation.

References

- Alley, R. B., A. J. Gow, D. A. Meese, J. J. Fitzpatrick, E. D. Waddington, and J. F. Bolzan (1997a), Grain-scale processes, folding, and stratigraphic disturbance in the GISP2 ice core, *J. Geophys. Res.*, *102*(C12), 26,819–26,830.
- Alley, R. B., et al. (1997b), Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core: Basic, reproducibility, and application, *J. Geophys. Res.*, *102*(C12), 26,367–26,381.
- Barnes, P. R. F., R. Mulvaney, K. Robinson, and E. W. Wolff (2002), Observations of polar ice from the Holocene and the glacial period using the scanning electron microscope, *Ann. Glaciol.*, *35*, 559–566.
- Barnes, P. R. F., E. W. Wolff, H. M. Mader, R. Udisti, E. Castellano, and R. Röthlisberger (2003), Evolution of chemical peak shapes in the Dome C, Antarctica, ice core, *J. Geophys. Res.*, *108*(D3), 4126, doi:10.1029/2002JD002538.
- Bigler, M. (2004), Hochaufösende Spurenstoffmessungen an polaren Eisbohrkernen: Glazio-chemische und klimatische Prozessstudien, Ph.D. thesis, Univ. of Bern, Bern, Switzerland.
- Dahl-Jensen, D., T. Thorsteinsson, R. Alley, and H. Shoji (1997), Flow properties of the ice from the Greenland Ice Core Project ice core: The reason for folds?, *J. Geophys. Res.*, *102*(C12), 26,831–26,840.
- Dahl-Jensen, D., N. Gundestrup, H. Miller, O. Watanabe, S. J. Johnsen, J. P. Steffensen, H. B. Clausen, A. Svensson, and L. B. Larsen (2002), The NorthGRIP deep drilling program, *Ann. Glaciol.*, *35*, 1–4.
- Gow, A. J., D. A. Meese, R. B. Alley, J. J. Fitzpatrick, S. Anandakrishnan, G. A. Woods, and B. C. Elder (1997), Physical and structural properties of the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: A review, *J. Geophys. Res.*, *102*(C12), 26,559–26,575.
- Johnsen, S. J., D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, J. P. Steffensen, H. B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, A. E. Sveinbjörnsdóttir, and J. White (2001), Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *J. Quaternary Sci.*, *16*(4), 299–307.
- Kipfstuhl, S., F. Pauer, W. F. Kuhs, and H. Shoji (2001), Air bubbles and clathrate hydrates in the transition zone of the NGRIP deep ice core, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(4), 591–594.
- Meese, D. A., A. J. Gow, R. B. Alley, G. A. Zielinski, P. M. Grootes, M. Ram, K. C. Taylor, P. A. Mayewski, and J. F. Bolzan (1997), The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results, *J. Geophys. Res.*, *102*(C12), 26,411–26,423.
- North Greenland Ice-Core Project (NorthGRIP) Members (2004), High resolution climate record of the Northern Hemisphere reaching into the last Glacial Interglacial Period, *Nature*, *431*, 147–151.
- Ram, M., and G. Koenig (1997), Continuous dust concentration profile of pre-Holocene ice from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: Dust stadials, interstadials, and the Eemian, *J. Geophys. Res.*, *102*(C12), 26,641–26,648.
- Ram, M., J. Donarummo Jr., M. R. Stolz, and G. Koenig (2000), Calibration of laser-light scattering measurements of dust concentration for Wisconsinan GISP2 ice using instrumental neutron activation analysis of aluminum: Results and discussion, *J. Geophys. Res.*, *105*(D20), 24,731–24,738.
- Röthlisberger, R., M. Bigler, M. Hutterli, S. Sommer, B. Stauffer, H. G. Junghans, and D. Wagenbach (2000), Technique for continuous high-resolution analysis of trace substances in firn and ice cores, *Environ. Sci. Technol.*, *34*(2), 338–342.
- Ruth, U., D. Wagenbach, J. P. Steffensen, and M. Bigler (2003), Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period, *J. Geophys. Res.*, *108*(D3), 4098, doi:10.1029/2002JD002376.
- Shimohara, K., A. Miyamoto, K. Hyakutake, H. Shoji, M. Takata, and S. Kipfstuhl (2003), Cloudy band observations for annual layer counting on the GRIP and NGRIP, Greenland, deep ice core samples, *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, *57*, 161–167.
- Thorsteinsson, T., J. Kipfstuhl, and H. Miller (1997), Textures and fabrics in the GRIP ice core, *J. Geophys. Res.*, *102*(C12), 26,583–26,599.
- Wang, Y., T. Thorsteinsson, J. Kipfstuhl, H. Miller, D. Dahl-Jensen, and H. Shoji (2002), A vertical girde fabric in the NGRIP deep ice core, North Greenland, *Ann. Glaciol.*, *35*, 515–520.
- M. Bigler and R. Röthlisberger, Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Sidlerstrasse 5, CH-3012 Bern, Switzerland.
- S. J. Johnsen, S. W. Nielsen, J. P. Steffensen, and A. Svensson, Department of Geophysics, University of Copenhagen, Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen Ø, Denmark. (as@gfy.ku.dk)
- S. Kipfstuhl and U. Ruth, Department of Geophysics/Glaciology, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, P. O. Box 12 01 61, D-27515 Bremerhaven, Germany.