

HVAD VED VI OM INDLANDSISEN?

Af cand. mag. *Børge Fristrup*

Indlandsisen dækker hele det indre af Grønland; den strækker sig praktisk talt fra det sydlige Grønland på $63^{\circ} 30'$ nordl. br. og op til sydranden af Pearyland på 82° nordl. br. Dens største længde er 2400 km, eller samme afstand som fra København til det sydlige Tunis i Nordafrika; den største bredde er 1000 km. Indlandsisen har altså stort set form som et ret slankt æg, der står på spidsen. Medens den kun er få hundrede km bred i det sydlige Grønland, er den i det nordlige Grønland omkring 1000 km bred, og den gennemsnitlige bredde er 920 km. Centrum for indlandsisen, d. v. s. det punkt som ligger længst væk fra randen er ca. $77^{\circ} 30'$ nordl. br. og $43^{\circ} 30'$ vestl. lgd., og her er afstanden til isranden ca. 430 km.

Arealet af indlandsisen kan i øjeblikket kun fastslås med en vis tilnærmelse. I følge den officielle danske statistik opgives Grønlands samlede areal til 2 182 000 km², og heraf skulle indlandsisen udgøre 1 869 000 km². Disse opgivelser er imidlertid baseret på en ældre planimetrering af Geodætisk Instituts kort, og særlig den nyeste luftfotografering har afsløret, at der bl. a. i Nordgrønland er betydeligt større isfrie arealer end tidligere antaget, og hertil kommer, at det på basis af de ældre kort er uhyre vanskeligt at afgøre, hvad der morfologisk hører sammen med den egentlige indlandsis, og hvad der må betragtes som lokale gletschere, hvis hele materialehusholdning er uafhængig af indlandsisen, selv om deres firnområder kan være smeltet sammen med indlandsisen. Arealet af den egentlige indlandsis er derfor rimeligvis for stort efter den officielle statistik. På basis af det amerikanske luftvåbens flyverkort over Grønland giver en planimetrering Grønlands samlede areal til 2 186 000 km², og heraf dækker indlandsisen 1 726 400 km², og lokale gletschere udenfor indlandsisen (inclusive Sukkertoppen Iskappe og Flade Isblink) dækker 76 000 km², medens det isfrie areal bliver 383 000 km². I betragtning af, at den her omtalte planimetrering er udført af den franske glaciolog Albert Bauer netop med henblik på at bestemme indlandsisens areal, så må det antages, at det er det bedste tilgængelige tal for øjeblikket, omend en planimetrering af Geodætisk Instituts nye kort rimeligvis vil give et noget afvigende, men mere nøjagtigt tal.

Forholdet mellem isfrit og isdækket land i Grønland er derfor 1:5, og indlandsisen selv dækker næsten 4/5 af hele Grønlands areal. Det er så afgjort det stærkest nedisede område på den nordlige halvkugle, og den grønlandske indlandsis er den eneste større indlandsis udenfor Antarktis. Jordens samlede landmasser opgøres til 15–16 mill. km² eller 11 % af jordens samlede areal, 12 % af jordens samlede gletscherareal findes i Grønland.

Indlandsisen har ikke form af en regelmæssig kuppel, men består i virkeligheden af to kupler, en mindre sydlig, der når en højde af 2850 meter og en nordlig, der omkring 72° nordl. br. har en højde på over 3200 meter over havet. Indlandsisens største højde er ikke med sikkerhed fastslået, men ligger antagelig omkring 3300 meter. På de amerikanske kort angives det, at flyvere skulle have konstateret højder på 3500 meter i det indre af Grønland, men disse observationer er i hvert fald ikke blevet bekræftet ved observationer fra jorden, og flere forhold taler for, at man ikke skal fæste for megen lid til disse angivelser. De to kupler er adskilt af en lavning, der strækker sig fra den sydlige del af Disko Bugten og mod sydøst over mod det lave land syd for Angmagssalik. Denne lavning er kun svagt markeret i terrainet, men er dog sikkert fastslået af de forskellige ekspeditioner, som har arbejdet i området. Det højeste punkt i lavningen er ca. 2000 meter. De højeste dele af indlandsisen ligger ikke i midten, der er således ikke tale om nogen regelmæssig kuppel, hverken for den sydlige eller den nordlige domes vedkommende. Indlandsisens højdeakse ligger forskudt så langt mod øst som 37° vestl. lgd., og at dømme efter observationer af sastrugi og den dermed konstatering af den dominerende vindretning, er det endda sandsynligt, at de danske kort ikke er helt korrekte, men at højdeaksen ligger forskudt endnu mere mod øst end angivet på kortet over Grønland i 1:5 000 000 udgivet af Geodætisk Institut.

Med den store geografiske udstrækning fra syd til nord er de klimatiske forhold på indlandsisen meget varierende, og der er i virkeligheden lige så stor forskel på klimaet her over den sydlige og nordlige del, som der er mellem København og Middelhavsområdet. Det er derfor ikke muligt at generalisere fra enkelte målinger til forholdene på hele indlandsisen. Det er dog noget der ofte synes imod såvel i populærvidenskabelige som i egentlige videnskabelige afhandlinger, og som regel med yderst uheldige følger.

Set udefra synes indlandsisen at stige meget stejlt, og dette gælder også i selve randzonen, men er man først kommet virkelig ind på isen, er stigningen ringe, og overfladen forekommer at være ganske flad. I de centrale dele er det uden direkte målinger meget vanskeligt at afgøre, om isen stiger i den ene eller den anden retning.

Udtegnes en såkaldt hypsometrisk kurve, d. v. s. en kurve over den procentvise højdefordeling, viser det sig, at over 65 % af indlandsisens overflade ligger højere end

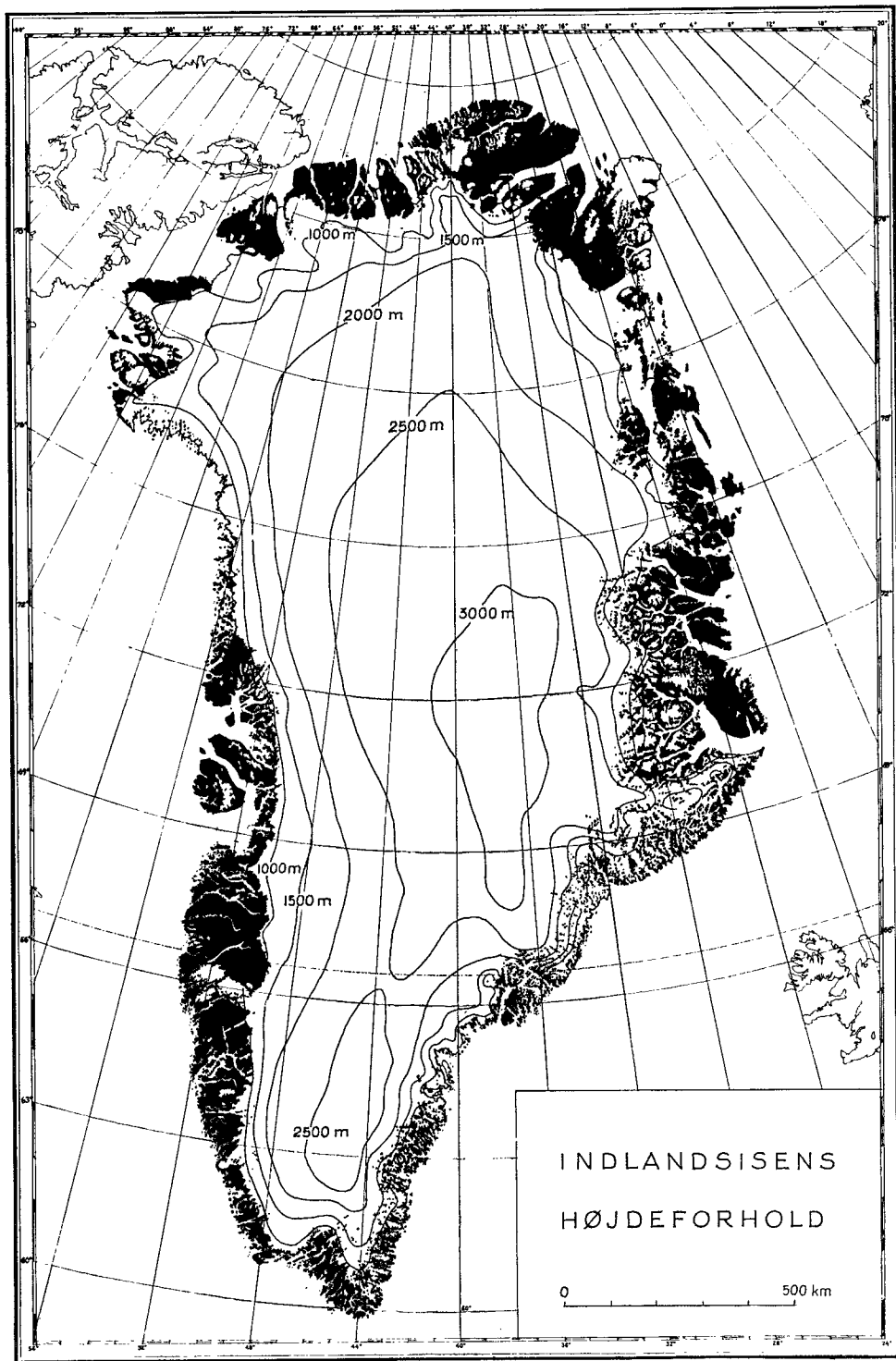


Fig. 1. Kort over indlandsisens højdeforhold.

2000 meter over havet. En tilsvarende hypsometrisk kurve kendes også for Antarktis, men eller ikke for noget større landområde. Grønland er derfor et af jordklodens mest extreme højlandsområder og overgår i den henseende kun af Antarktis.

På de fleste skematiske tegninger af indlandsisen ser man den som regel som en ret stærkt hvælvet kuppel, men dette skyldes alene, at man af tekniske grunde altid tegner sådanne figurer i en anden målestok i højdeforholdene end i længderetningen. Der er tale om en overhøjning; hvis indlandsisens højdeforhold skulle afbildes i samme målestok som længderetningen, ville den kun være en linie lige tyk eller praktisk talt lige tyk overalt.

Der er ingen borerer ført gennem indlandsisen og ned til bunden; istykkelsen må derfor bestemmes ad anden vej dels ved seismiske målinger, d. v. s. ved registrering af forplantningen af rystelser fra kunstige jordskælv, og dels ved tyngdemålinger. Begge metoder er blevet anvendt i Grønland. De vigtigste istykkelsesmålinger er blevet udført af de franske polarekspeditioner under ledelse af Paul-Émile Victor i 1950 og 1951. I 1952 og 1953 foretog en af Victors folk J. Holtzschere også tykkelsesmålinger i Nordgrønland mellem Thule Air Base og bunden af Danmarks Fjorden. Der er også foretaget bestemmelser af den britiske North Greenland Expedition 1952-1954, og meget detaljerede undersøgelser er fra amerikansk side gennemført i området indenfor Thule Air Base. Resultatet af alle disse målinger viser, at bunden af indlandsisen for størstedelens vedkommende ligger i niveau med eller lidt under havet. Ca. en trediedel af undergrunden ligger mellem \pm 400 og 0 meter i forhold til havniveauet, og en anden trediedel ligger i en højde mellem 0 og 1000 meter over havet. Grønland kan derfor betragtes som en kæmpemæssig skål, hvis begrænsning dannes af kystbjergene, og skålen er fyldt med is til op over randen. Dette gælder dog ikke for det sydlige Grønlands vedkommende; her hviler indlandsisen på et ca. 1000 meter højt bjerglandskab. Særlig fra vestkysten skærer en række dybe dalstrøg, som fortsættelse af de grønlandske fjorde, sig ind under isen, og de kan med dybder på 200-250 meter under havet følges langt mod øst, men der er ingen af disse dalstrøg, som skærer sig tværs over Grønland. Der er derfor ikke tale om, at Grønland, som det undertiden ses angivet skulle bestå af flere øer, der kun for tiden er bundet sammen af en fælles ismasse. Dette gælder dog delvis for Antarktis, men altså ikke for Grønland, og hvis indlandsisen smeltede væk, ville man i det centrale Grønland få et lavtliggende næsten fladt klippelandskab, der hist og her rummede lange fjorde, og som sikkert på mange måder kunne sammenlignes med forholdene, som man i dag finder det omkring Hudson Bay i Canada. Indlandsisens største tykkelse er 3000 meter, og dens gennemsnitlige istykkelse er 1515 meter. Isen i Grønland er væsentlig tyndere end den antarktiske ismasse, der har en gennemsnitlig istykkelse af 2000-2500 meter. Indlandsisens samlede volume er 2,6 mill. km³ is svarende til en vand-

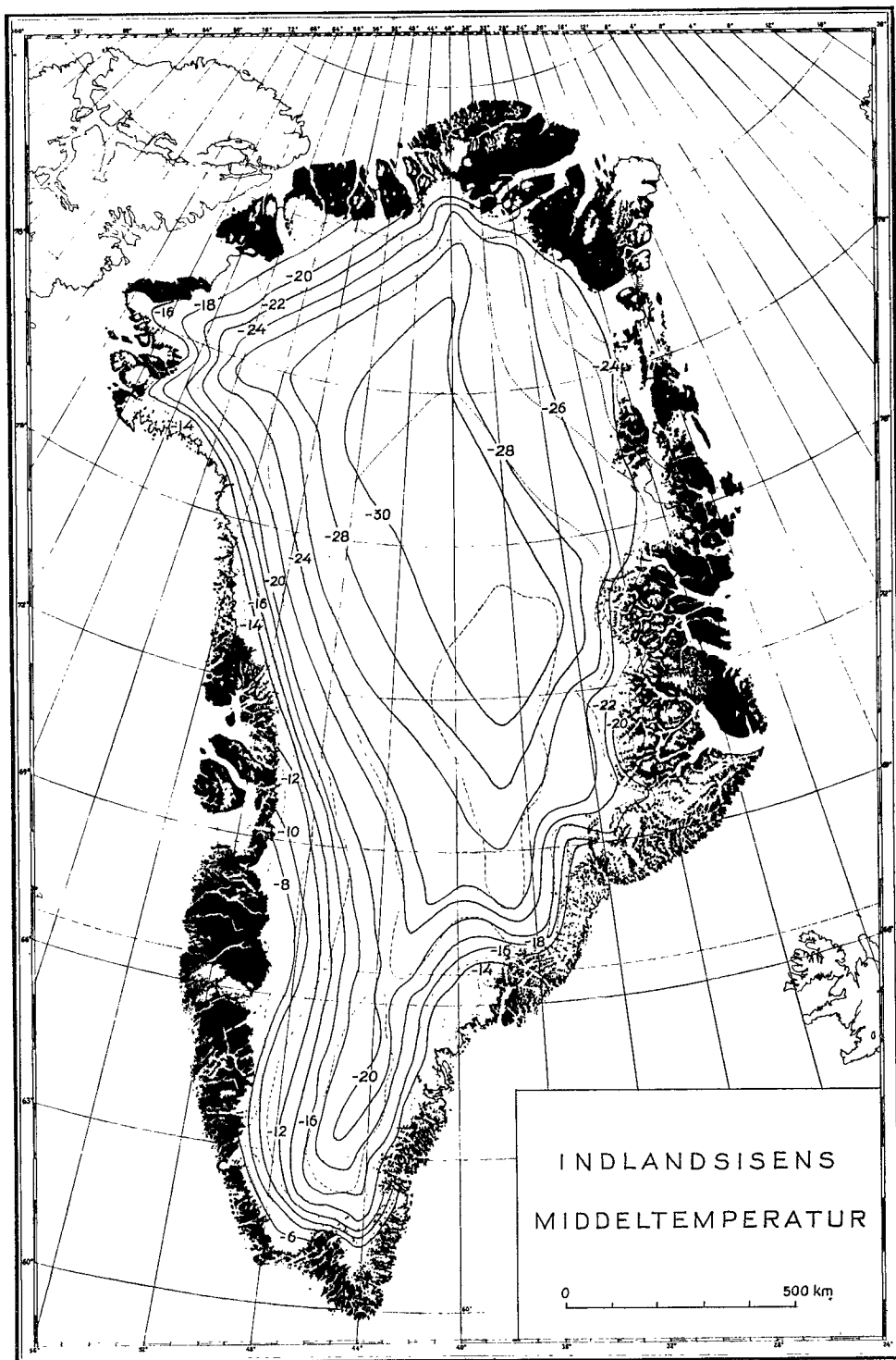


Fig. 2. Kort over den årlige middeltemperatur på indlandsisen, udarbejdet på grundlag af arbejder af Carl S. Benson, R. W. Gerdel, H. Bader, C. Langway m. fl.

mængde af 2 350 000 km³, og i tilfældet af at isen smeltede helt væk, ville det betyde en vandstigning i verdenshavene på ca. 6,5 meter.

Al nedbør af betydning over indlandsisen falder i form af sne, kun i selve randområdet kan det regne i sommertiden, men denne regn vil enten strømme af eller fryse til is ved berøring med den kolde is. Snepålejringen er stærkt varierende efter geografisk bredde og afstand fra kysten. Den største nedbør falder i Sydgrønland, medens den mindste falder i det nordlige centrale område af indlandsisen. Sneaflejringen varierer således mellem sne svarende til under 15 cm vand og op til 80 cm. Stort set kan man sige, at snepålejringen vokser med ca. 2,5 cm vand for hver breddegrad, man går sydover fra ca. 79–80° nordl. br. Disse værdier er baseret på måling af snepålejringen og ikke på egentlige nedbørsmålinger, idet sådanne næsten helt mangler fra Grønland, og længere tids nedbørsmålinger har kun kunnet foretages ved de mere langvarige amerikanske stationer. I tallene er derfor alene taget hensyn til den egentlige aflejrede sne. Fra de centrale områder af isen blæser en del af sneen ud mod randen; hvor stor en rolle snefygning betyder i retning af at føre sneen fra det centrale Grønland ud mod randen eller endog ud over kanten af indlandsisen, har man ikke rede på. Det er i det nordlige Grønland på basis af stratigrafiske studier blevet påvist, at nedbørsmængden er aftagende særlig efter 1932.

Indlandsisens klima karakteriseres naturligvis først og fremmest ved de meget lave temperaturer, som kan optræde, og desuden ved store og ofte hurtige temperatursvingninger. Radiosondemålinger har vist, at der over isoverfladen er et relativt tyndt luftlag, der er stærkt afkølet på grund af udstrålingen. Dette lag er kun et par hundrede meter tykt, og ovenover laget er temperaturen ofte højere, således at man over isen har en udpræget temperaturinversion. Den laveste registrerede temperatur for Grønland og for indlandsisen er $+66^{\circ}$ målt ved den britiske overvintringsstation Northice, medens man ved station Centrale kun har målt $+65^{\circ}$; ved overvintringen i 1949–50 havde man 6 dage minimumstemperaturer på under $+60^{\circ}$. De laveste temperaturer træffes om foråret og ikke midt om vinteren. Dette skyldes forholdet mellem ind- og udstråling. Gennem hele mørketiden, d. v. s. fra november til februar for hovedparten af indlandsisen, er der ingen indstråling, kun udstråling, og overfladen afkøles derfor stærkt. Med solens tilbagekomst begynder indstrålingen, men da 70–90 % af denne tilbagekastes fra den hvide sneoverflade, vil udstrålingen endnu i lang tid være større end indstrålingen, og isoverfladen afkøles derfor stadig. Februar eller marts er således den koldeste måned med gennemsnitstemperaturer, der for Northice androg $+43,3^{\circ}$ og $+40^{\circ}$ for Station Centrale. Juli er overalt den varmeste måned med en gennemsnitstemperatur på ca. $+10^{\circ}$. Kun undtagelsesvis kan maximumtemperaturen i sommertiden komme op på 0° og vil praktisk talt ikke komme højere.

Baseret paa målinger af temperaturen i firnen har man fremstillet kortet fig. 3. Det ses her, at med undtagelse af det allersydligste område er temperaturen i firnen overalt negativ og i de centrale dele af indlandsisen endog $\div 30^{\circ} - \div 31^{\circ}$ svarende omtrent til stedets middeltemperatur. Firnens temperatur er praktisk talt d. v. s. indenfor $1-2^{\circ}$ identisk med årets middeltemperatur. I randzonen, hvor sommertemperaturen kan komme op over 0° , gælder dette naturligvis ikke, da isen jo ikke kan komme over 0° ; i denne zone er isen derfor koldere end luften.

Den nutidige klimaændring med stigende middeltemperatur kan også konstateres i indlandsisen, idet man f. eks. ved dybdeboringen ved Site II nok fandt talrige islag stammende fra varme sommerperioder i lagene tilbage til 1920, men næsten ingen dybere nede.

Temperaturen i bunden af indlandsisen kendes kun gennem indirekte målinger. Gennem de franske seismiske undersøgelser er det fastslået, at temperaturen i bunden af det centrale Grønland er negativ, og at isen er frosset fast til undergrunden, der er frossen til en dybde af et par hundrede meter under isen. Det synes derimod på basis af de britiske undersøgelser at være sandsynligt, at bundtemperaturen i det nordlige Grønland ligger ved smeltepunktet, og indlandsisen her er ikke frosset fast til undergrunden undtagen i randzonen, hvor istykkelsen er ringe. Dette i og for sig overraskende resultat bekræftes ud fra rent teoretiske betragtninger og beregninger over temperaturforholdene på basis af isens varmeledningsevne m. v. I bunden vil isen modtage en vis varmemængde på grund af jordens udstråling, denne varme udgør 38 gcal. pr. cm^2 pr. år. Kun hvis temperaturgradienten i isen er større end $2,5^{\circ}$ pr. 100 meter vil varmen kunne ledes op i isen; hvis gradienten ikke er så stor, vil varmen medgå til smeltning af den is, der er i kontakt med undergrunden. Da våd is ikke leder varmen, vil det sige, at varmeafgivelsen fra undergrunden ikke når op i isen, og der kan derfor ikke blive tale om større smeltevandsmængder. Samtidig vil isen, der flyder udad og nedad, opvarmes efterhånden som isen kommer i lavere højde. Denne varmeafgivelse vil medføre en temperaturstigning, der svarer til $0,47^{\circ}$ pr. 100 meter isen synker nedad. Da isens bevægelse afhænger af snepålejringens størrelse, vil temperaturgradienten også afhænge af den årlige snepålejring, og rent teoretiske beregninger kan vise, at med den nuværende ringe nedbør i Nordgrønland må der her være temperaturer omkring smeltepunktet i bunden af indlandsisen og negative i det mellemlige Grønland.

Isens bevægelse og afstrømning er temmelig kompliceret på grund af den stadig varierende istykkelse, varierende temperaturforhold og varierende snepålejring, isstrømme o. s. v. Der må derfor stadig i de enkelte områder ske en tilpasning til de forskellige forhold. Indlandsisen må i virkeligheden betragtes som labil i sit stadige forsøg på tilpasning til de aktuelle forhold. Sammenlignet med Antarktis skulle den

grønlandske indlandsis reagere hurtigere på forskellige påvirkninger. Der foreligger talrige teorier om, hvorledes indlandsisen bevæger sig, men der er langt fra fuld klarhed over problemet i øjeblikket.

Bevægelsen i de gletschere, som fra indlandsisen skyder sig frem til havet eller i det isfrie land foran randen, er relativt velkendt. Det fremgår af en række målinger fra slutningen af det 19. årh. og op til vore dage, at bevægelsen i mange af de grønlandske gletschere er meget hurtig. Jakobshavns Isbræ, der kan bevæge sig med en hastighed af op til 30 meter i døgnet, er måske verdens hurtigst strømmende gletscher. Isbevægelsen kan bestemmes ved, at man med en theodolit indmåler en række punkter, der enten er naturlige, som sten på isen, særlige markante isspidser o. l., eller hvis der ikke er tilstrækkelige naturlige punkter, da en række bambus- eller aluminiumsstager, som bliver boret ned i isen. I 1928 begyndte den tyske glaciolog R. Finsterwalder at anvende fotogrammetri til at bestemme bevægelsen. De første forsøg gennemførtes på Nanga Parbat Gletscheren i Karakorum, og det viste sig her muligt ved to fotograferinger med nogle dages mellemrum at bestemme isbevægelsen for en lang række punkter. Metoden er også blevet anvendt på Grønland, og i forbindelse med den internationale glaciologiske ekspedition lykkedes det at finde frem til en metode, hvor man på basis af fotograferinger fra to flyvninger hen over bræen kunne bestemme hastigheden. Ved særlig detaljerede målinger har man både i Alperne og i Grønland registreret bevægelsen af en række stager boret ned i isen og ved hjælp af invartråde forbundet stagerne med et viserinstrument, der via en registreringstrømle har optegnet stagerens bevægelse. Invartrådene er praktisk talt upåvirkelige af temperatursvingningerne, og selve registreringsinstrumentet har været anbragt på fast klippe udenfor isen. Sådanne målinger er bl. a. gennemført af dr. R. P. Goldthwait ved randen af Nordisen på Nunatarssuaq halvøen.

Nøjagtige gletschermålinger har vist, at isbevægelsen i en gletscher ikke er konstant, men der forekommer både døgn- og årsvariationer foruden tilsyneladende helt uregelmæssige svingninger. I alpegletscherne er isbevægelsen gennemgående størst om vinteren og mindst sidst på sommeren, svarende til at man om vinteren har den største snebelastning i gletscherens øvre zone. Det må formodes, at lignende årstidsvariationer gør sig gældende for de grønlandske gletschere. De daglige variationer er i Grønland bl. a. påvist for isvæggen ved Red Rock, hvor den daglige isbevægelse varierer mellem 6,8 og 18,0 mm. Her er bevægelsen hurtigst på den tid af døgnet, hvor temperaturen er højest eller stigende og mindre om natten. De store gletscherhastigheder på op til 30 meter i døgnet er undtagelsestilfælde; selv for aktive gletschere i Grønland er en hastighed af 2–5 meter i døgnet ret betydelig, og de fleste steder er hastigheden mindre.

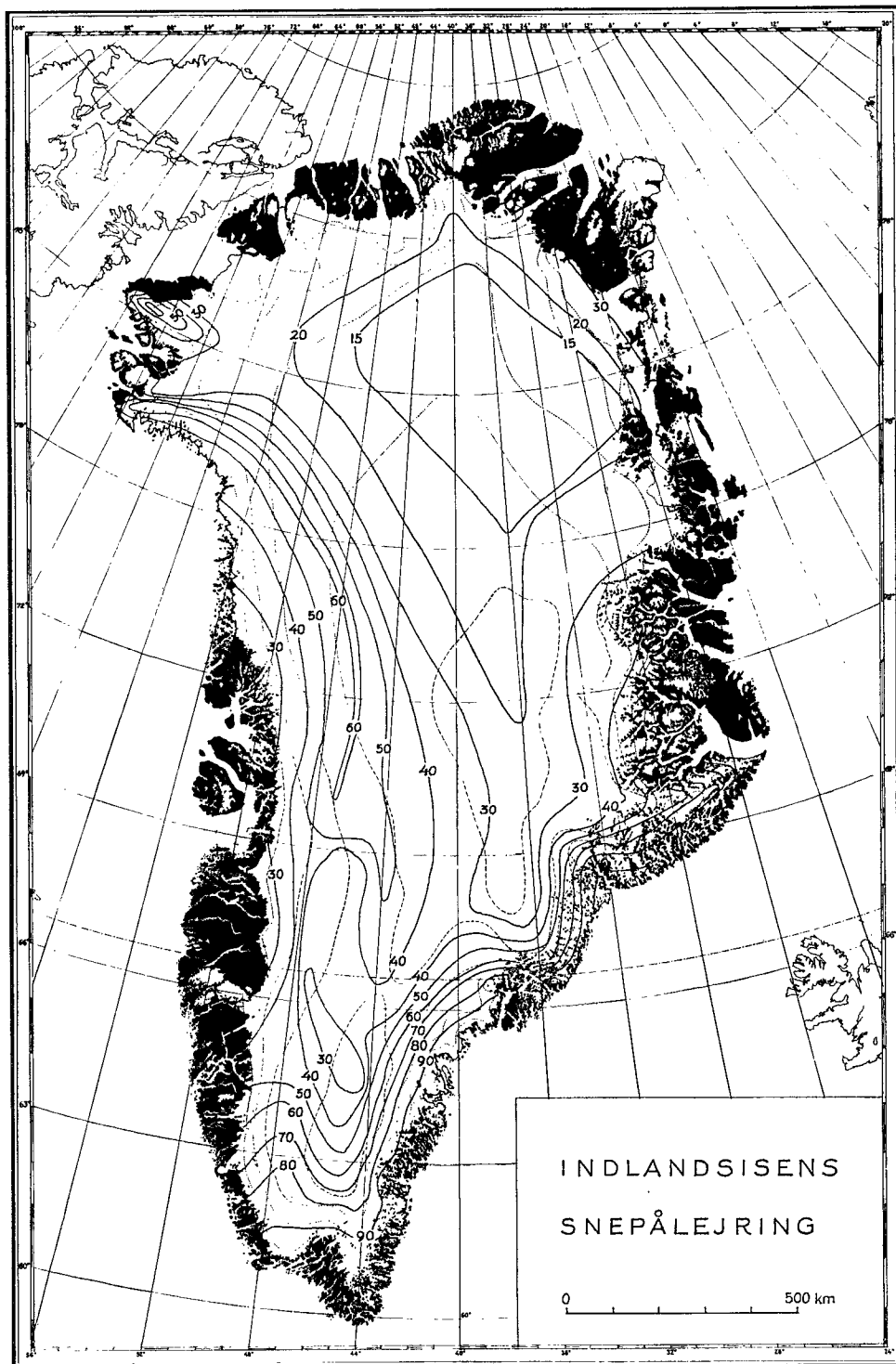


Fig. 3. Kort over den årlige snepålejring over indlandsisen. Kortet er udarbejdet på grundlag af arbejder af Carl S. Benson, R. W. Gerdel, H. Bader, C. Langway m. fl., og kurverne angiver pålejringen i cm. vand ækivalent med den aflejede sne.

Medens man har et nogenlunde kendskab til hastigheden i udløberne fra indlandsisen, så er kendskabet til bevægelsen i det indre af indlandsisen meget ringe. Der foreligger ingen direkte eller i hvert fald kun usikre målinger for det centrale Grønland. I forbindelse med de franske polarekspeditioner under ledelse af Paul-Emile Victor blev der foretaget meget omhyggelig stedsbestemmelse af Station Centrale. Målinger gennemførtes både i 1950 og 1951. Ved et amerikansk besøg ved Station Centrale i 1955 foretoges en ny stedsbestemmelse, der viste, at stationen skulle have bevæget sig 774 meter i sydlig retning. Da dette af mange grunde forekom ganske usandsynligt, foretoges en ny fransk beregning af koordinaterne, som nu viste en bevægelse, der i årlig gennemsnit skulle være 170 meter. En fornyet stedsbestemmelse ved den internationale glaciologiske ekspeditions besøg i 1959 viste dog omtrent samme koordinater som de oprindelige franske og derfor ingen egentlig bevægelse, hvad der sikkert er rigtigt, og det er sandsynligt, at de amerikanske koordinater er forkerte, og at der i virkeligheden ikke er foregået nogen væsentlig bevægelse af isen i området omkring Station Centrale.

Alle målinger af indlandsisens bevægelse er foretaget i overfladen, og der findes ingen direkte måling af bevægelsen i de dybere liggende lag. Det vides derfor heller ikke, hvorledes bevægelsen sker her, men der foreligger en række teorier derom, som mere eller mindre bekræftes af indlandsisens form og ligevægt.

Det har længe været kendt, at i Alpernes dalgletschere er bevægelsen hurtigst i isens midte og aftager mod gletscherens rand, og at den i bunden er yderst ringe. Bevægelseshastigheden stiger fra firnområdets øvre grænse og ned mod snelinien for igen at aftage ned mod gletschertungens rand. Den kontinuerlige vækst af hastigheden kan dog ikke påvises for alle gletschere. Allerede Drygalski påviste for Store Karajaq's vedkommende, at hastigheden ændrede sig springvis, og det samme er blevet påvist f. eks. for en lang række bræer på Spitsbergen samt for Rhakiot Gletscheren i Karakorum. For den sidstnævnte voksede isbevægelsen til at være 142 meter pr. år allerede 5 meter fra kanten, og dens maximale hastighed var 147 meter om året. Denne bevægelse, der med et tysk udtryk er blevet kaldt block-schollen bevægelse er konstateret for en lang række af de meget store grønlandske gletschere som Store Karajaq, Umiamako, Rinks Gletscher og Jakobshavns Isbræ, og den synes at være karakteristisk for sådanne meget aktive gletschere.

De fleste gletschere bevæger sig dog kontinuerlig. Ved at antage, at isen betragtes som et viskøst stof, lykkedes det i 1920-erne og 1930-erne på basis af principperne for hydrauliske beregninger at opstille en kvantitativ lov for isstrømningen og at bestemme en formel for relationen mellem istykkelse og isbevægelse, således at det ud fra kendskabet til bevægelsen i midten af gletscheren, dennes bredde og hældning samt stedets tyngdeacceleration var muligt at bestemme istykkelsen. En række kon-

trolmålinger på alpegletschere gav en meget fin overensstemmelse mellem teorier og de fundne værdier.

Gletschererosionen lader sig imidlertid ikke forklare ud fra, at isbevægelsen skulle være en simpel laminar-strømning, og på grundlag af sine iagttagelser over iserosionen på Nugssuaq halvøen fremsatte den unge amerikanske glaciolog Max Demorest i årene omkring udbrudet af den anden verdenskrig sin såkaldte udpresningsteori. Demorest antog, at isen i større dybde på grund af det store hydrostatiske tryk ville presses ud mod randen, og at der derfor i bunden af en indlandsis måtte ske en meget hastig bevægelse, og at der måske endda under visse omstændigheder ville kunne forekomme turbulente isbevægelser. Demorest antog, at isens viskositet ville stige stærkt med stigende hydrostatisk tryk, og at den kraftigste iserosion derfor måtte findes, hvor istykkelsen var størst. Demorest antog endvidere, at isbevægelsen dels måtte skyldes simpel tyngdestrømning, hvor hældningen var tilstrækkelig stor til at overvinde friktionen fra underlaget, og dels udpresningsstrømning (extrusion flow), hvor hældningen ikke var tilstrækkelig til at overvinde modstanden fra undergrunden. I en indlandsis måtte udpresningen ske til alle sider; og ud fra beregninger mente han, at udpresningen ville kunne ske allerede når vægten af den overliggende ismasse androg mere end 4 kg pr. cm² svarende til isdybder større end ca. 45 meter.

Demorest's teorier fik støtte af målinger fra en række alpegletschere, bl. a. ved de meget omhyggelige målinger af afstrømning og snepålejring på den lille østrigske Claridenfirn. Den årlige snepålejring i firnområdet udgør her i gennemsnit af årene 1916–37 3,167 meter, og da firnoverfladens højde har været konstant, måtte det betyde, at der fra firnområdet strømmede ligeså meget is ned gennem gletschertungen, som der pålejredes i firnområdet. Ved på forskellig vis at beregne tværsnitarealet af et profil tværs over bræen, kom den østrigske geograf Streiff-Becker imidlertid til det resultat, at isbevægelsens gennemsnitlige hastighed måtte være ca. 3 gange så stor som den, han havde bestemt ved sine målinger i overfladen, og at der derfor måtte være en betydelig større hastighed i bunden. Flere målinger på Aletschgletschere har givet tilsvarende resultater.

Diskussionen for og imod udpresningsstrømningen har været ført med stor heftighed i den geografiske og glaciologiske faglitteratur, og i 1948 blev der på Aletschgletschere i Schweiz gjort forsøg på direkte at måle udpresningen. Hvis der er tale om udpresningsbevægelse vil hastigheden tiltage nedefter. Forskellen mellem isbevægelsen i overfladen og i dybet skulle derfor kunne registreres ved et rør, der bores ned og fryses fast i isen; hvis der er tale om udpresning skulle rørets nedre ende bevæge sig hurtigere end dets nedre del, og røret ville blive krummet. Ved hjælp af et elektrisk ophedet bor smeltede man sig ned gennem den øvre del af Aletschlet-

scheren, indtil man i en dybde af 136 meter stødte på sten, der antagelig var undergrunden under isen. Borehullet blev nu udført med et 7,5 cm vidt stålrør, og ved hjælp af et specielt bygget elektrisk clinometer var det nu muligt at bestemme hældningen i forskellig dybde. Målingerne viste, at borerørets øvre del i løbet af et år havde bevæget sig 38 meter nedad brænen, medens den nedre del kun havde bevæget sig 14 meter, og at der derfor ikke kunne være tale om udpresning. Boringen var foretaget i den øvre del af firnområdet og tilhængerne af Demorest's teori henviste til, at netop her skulle der på grund af lokale forhold ikke være de rette betingelser til stede for udpresningen; men at man ville have fundet det, hvis man havde foretaget boringen noget længere nede på gletscheren. Tilsvarende boringer er blevet foretaget på Malaspina Gletscheren i Alaska, men også her uden at man med sikkerhed har kunnet påvise udpresningsbevægelsen.

Demorest's teori om udpresningsstrømning hviler på, at isens deformation vokser med stigende hydrostatisk tryk, og dette var ikke blevet bevist ved direkte forsøg eller målinger. I en oversigt over resultaterne af den schweiziske isforskning skrev R. Haeffeli i 1948, at gletscherne stadig søgte at bevare deres hemmeligheder og kun ville afgive dem til dem, der søgte løsningen gennem experimentelle studier og ikke til den spekulative tænker. Dette kan stå som et motto for den moderne glaciologi, der gennem laboratorieforsøg og exakte detailmålinger i naturen søger at aflokke ismasserne deres hemmeligheder.

Under den anden verdenskrig gjorde den tekniske og geofysiske forskning store fremskridt, og dette gjaldt også indenfor isforskningen. Under krigen, da England måtte regne med muligheden af en tysk invasion og besættelse af selve Storbritanien, gav Churchill i 1942 ordre til at studere mulighederne for at anvende en naturlig eller kunstig isflage som flydende base for bombemaskiner. Projektet blev hemmeligholdt, og oplysningerne herom er først kommet frem efter krigen. Det stod militæret klart, at is som konstruktionsmateriale for militære operationer måtte have mange fordele. Is beskadiges kun yderst vanskeligt af sprængstoffer, og selv tynde islag giver en god beskyttelse mod riffelkugler, samtidig med at en sådan isflage kun vanskeligt kunne sænkes selv ved det kraftigste bombardement. Rekognosceringer udført af RAF viste, at man ikke i det Arktiske Ocean havde tilstrækkelig store isflager til formålet, man måtte have en startbane for flyene på 600 meter. Det blev derfor overdraget til marinens forskningslaboratorier at konstruere en sådan isflage eller „isskib“, der kunne anvendes. Det viste sig imidlertid, at man ikke havde tilstrækkeligt kendskab til isens fysiske egenskaber til at kunne løse den stillede opgave, og man gik derfor i gang med en serie eksperimenter til bestemmelse af isens fysiske konstanter. I 1944 blev hele planen imidlertid opgivet, da det viste sig, at Storbritannien ikke faldt; og da de nye bombemaskiner i mellemtiden havde fået en be-

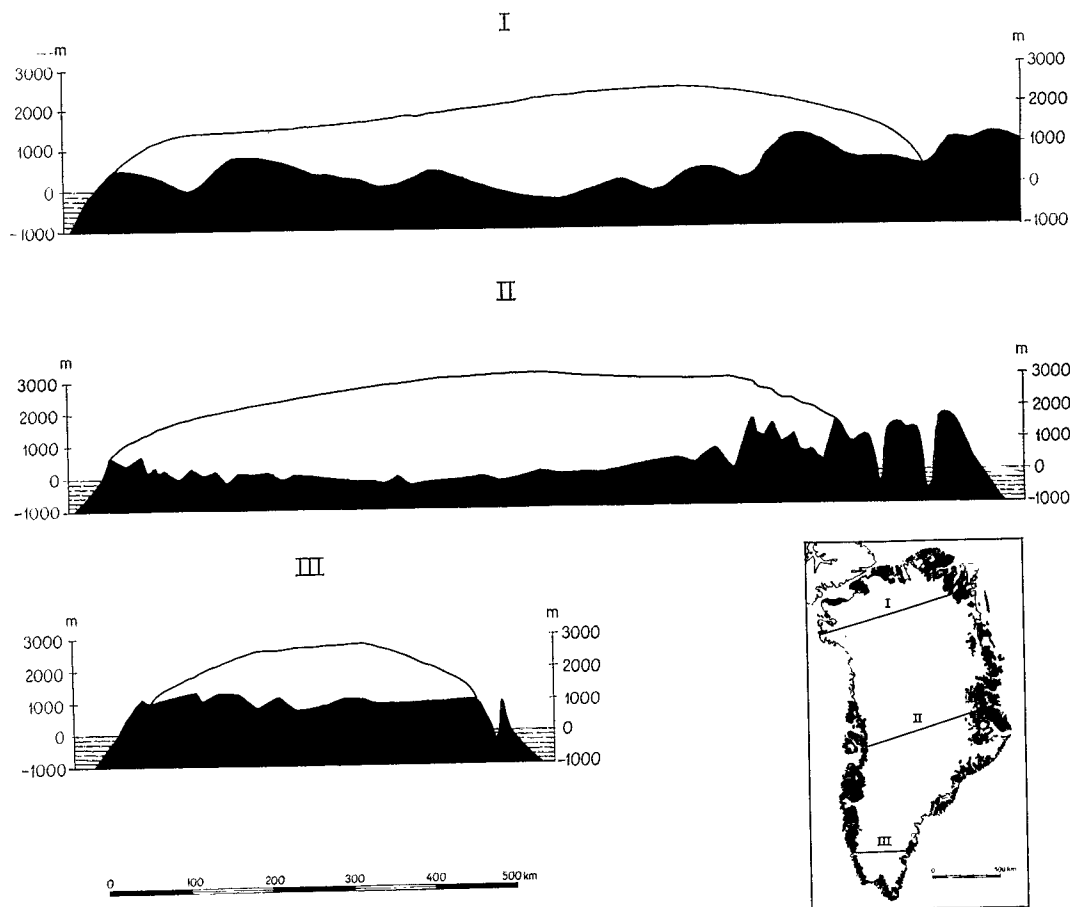


Fig. 4. Tre tværsnit af indlandsisen på grundlag af målinger udført af Jean-Jacques Holtzscherer. I: snit fra Thule Air Base til Cap Georg Cohen ved bunden af Danmarks Fjord, II: snit fra Quervains havn over Station Centrale til Cecilia Nunatak og III: snit fra I. A. D. Jensens Nunatakker til Skjoldungen.

tydelig længere aktionsradius, blev en sådan flydende base i Atlanterhavet derfor overflødig.

Laboratorieforsøgene under krigen havde vist, at isens viskositet afhang både af temperaturen og af trykbelastningen. Medens man hidtil havde betragtet is under tryk som en sejtflydende masse, som f. eks. flydende beg, viste forsøgene nu, at isen i højere grad havde egenskaber fælles med metaller, der er under tryk ved temperaturer, der ligger omkring smeltepunktet. Ved en række belastningsforsøg af isblokke i laboratorier vistes det, at hvis belastningen ikke oversteg en ikke nærmere defineret grænse: tryk-flydegrænsen, så skete der en deformation, og at formændringen voksede med en potens af den stigende spænding. Fjernedes belastningen,

holdt deformationsbevægelsen op, dog skete der også efter at belastningen var op-
hørt en ganske svag formændring svarende til det, man indenfor metallurgien kal-
der krybning. Under belastningen steg isens flydehastighed meget stærkt indtil en
vis størrelse for derefter at blive konstant trods stadig stigende belastning. Indenfor
et vist interval vil selv en ringe forøgelse af belastningen give anledning til en stærk
forøget flydehastighed. Målinger af Jungfraugletscheren og Claridenfirn i Østrig
har vist, at en belastningsforøgelse i firnområdet på grund af vintersnefaldet på kun
1 % er tilstrækkelig til at forøge isstrømningens bevægelse med 100 %.

Medens de tidligere forsøg havde været foretaget uden tilstrækkelig nøje kontrol
af temperaturforholdene, isens krystalstørrelse, krystalorientering o. s. v., gennem-
førte den britiske fysiker J. W. Glen fra Cavendish Laboratoriet nu en række meget
nøjede kontrollerede forsøg og nåede i 1952 frem til defineringen af en flydelov for
is under spænding. Belastes is så stærkt, at der sker flydning eller krybning, vil de-
formationshastigheden være afhængig af en potens af forskydningsspændingen. Ma-
tematisk kan det udtrykkes ved en formel:

$$\bar{\mathcal{E}} = k\sigma^n$$

hvor $\bar{\mathcal{E}}$ er forlængelsen (sammenpresningen) pr. længdeenhed pr. år, σ er for-
skydningsspændingen målt i bar og k er en konstant, der afhænger af isens krystal-
struktur, temperatur o. s. v., n er en eksponent, der varierer mellem 2 og 4. Flyde-
loven gælder kun indenfor et vist interval, og ved meget ringe belastninger vil der
ikke være nogen deformation; ved store belastninger er deformationshastigheden
konstant eller, hvis belastningen er for stor sprænges isen. Hvis is var en ren vædske,
ville deformationen være direkte proportional med forskydningsspændingen og føl-
gelig $n=1$. Indenfor metallurgien taler man om, at et stof er plastisk, hvis det kan
ændre blivende form uden at dets indre struktur ændres. Hvis is var et rent plastisk
stof skulle n tangere mod uendelig stor, og man har derfor betegnet is som pseudo-
plastisk eller quasiviskost stof.

Uafhængigt af Glen nåede den schweiziske forsker S. Steinemann frem til den
samme afhængighed mellem formændring og forskydningsspænding baseret på for-
søg foretaget på det schweiziske sneforskningslaboratorium i Weissfluhjoch og på
det mineralogisk-petrografiske institut i Zürich.

Både Glen's og Steinemann's påvisning af, at isbevægelsen måtte opfattes som en
plastisk deformation og ikke som en viskos strømning mødte modstand fra mange
sider, og man fremhævede bl. a., at isen på grund af trykket i større dybde vil smelte,
og at det udskilte vand vil virke som et smøremiddel for bevægelsen mellem iskry-
stallerne. Selv om det kun drejer sig om små vandmængder, skulle det dog kunne
være nok til, at isen under tryk ikke opførte sig som andre krystallinske stoffer.

Glen's flydelev er bestemt på grundlag af forsøg foretaget med tilstrækkelig stort tryk til, at der sker en tydelig deformation. Studier over isdeformationen i de grønlandske istunneler ved Thule viser, at der ved lave spændinger er en direkte eller praktisk talt direkte proportionalitet mellem forskydningspændingen og deformationen. Medens alle disse forsøg er foretaget på grundlag af direkte målinger over belastede isblokkes formændringer, forsøgte den japanske isforsker Ukichiro Nakaya på indlandsisen indenfor Thule-området at bestemme isens viskositet ved hjælp af en sonisk måling, idet han ved hjælp af et særligt apparat bestemte isens og sneens resonans på udsendte svingninger. Målingerne viste bl. a., at isens elasticitetskoefficient er stærkt afhængig af isens vægtfylde.

For at efterprøve, om forudsætningen for Demorest's teori var rigtig, nemlig om deformationen voksede med stigende hydrostatisk tryk, gennemførte George P. Rigsby i 1954—55 en række forsøg med belastning af iskrystaller i et forsøgs-kammer, der kunne tage belastninger op til 350 atm., svarende til det tryk, der hersker i bunden af indlandsisen. Forsøgene viste, at hvis man holdt en konstant temperatur-differens mellem isen og dens smeltepunkt ved det pågældende tryk, var deformations-hastigheden praktisk talt uafhængig af trykket, medens der, hvis iskrystallernes tem-peratur holdtes konstant, konstateredes en tydelig forøgelse af deformations-hastigheden med stigende hydrostatisk tryk. Forsøgene viste således, at kun under visse specielle betingelser ville der være mulighed for udpresningsstrømning.

Et forsøg på at bestemme isbevægelsens hastighed i den grønlandske indlandsis også i større dybde er gjort gennem studiet af iltisotopernes forekomst. Vanddam-pen i luften består foruden de normale molekyler også af mindre mængder, hvor ilten har atomvægten 18 i stedet for 16 og med brint med atomvægt 22, det såkaldte deuterium. Hvis luften tvinges til vejrs og afkøles, vil de tunge molekyler først ud-skilles som is, og den resterende luftmasse vil derfor være relativt fattigere på de tunge isotoper. I sne vil forholdet mellem ilt¹⁶ og ilt¹⁸ derfor være afhængig af højden, hvori is- eller snekrystallerne er dannet. Den danske fysiker professor W. Dansgaard har således påvist, at der er en lineær korrelation mellem den årlige mid-delværdi af lufttemperaturen og ilt¹⁸ indholdet i nedbør faldet ved ocean-kyststatio-ner ved havets overflade, og den amerikanske fysiker S. Epstein viste, at forholdet mellem de to iltisotoper kunne bruges til at fastlægge forekomsten af sommer- og vin-tersnelag i den dybe del af borekernerne fra dybdeboringen ved Site II. Gennem et nærmere studie af iltisotopernes udbredelse på den grønlandske indlandsis påviste Dansgaard en lineær afhængighed af ilt¹⁸ forekomsten i sneen og stedets højde over havet og også en afhængighed af stedets geografiske bredde. Idet nu en ekspedition organiseret af det amerikanske arktiske institut i 1960 foretog indsamlinger af isprø-ver fra fronten af stærkt aktive kælvende gletschere i Vestgrønland, benyttedes ma-

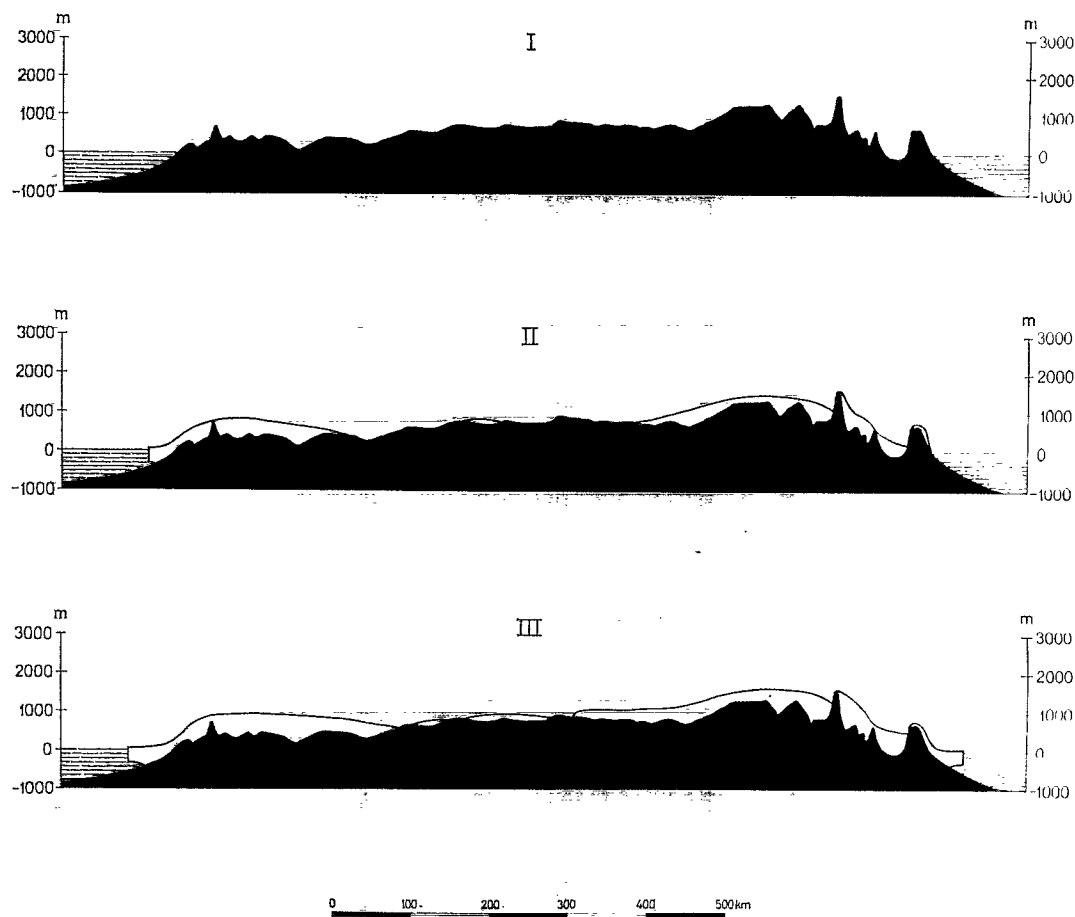


Fig. 5. Rekonstruktion af indlandsisens udvikling. I: det isfrie land i slutningen af tertiærtiden før nedisningen begyndte. II: efterhånden dannes der iskapper i kystområderne både på vest- og østkysten, og der begynder at dannes en shelfis foran kysten. III: da klimaet forværres, vokser randområdernes gletschere, og der dannes nu lokale sne- og iskapper af varierende størrelse i det indre af landet.

terialeet herfra til bestemmelse af iltisotoperne. Ved at sammenholde de fundne resultater med et kort over indlandsisens middeltemperaturer lykkedes det dr. Dansgaard at bestemme, fra hvilket område af isen prøven oprindelig måtte stamme. Da der samtidig blev foretaget en aldersbestemmelse af isen baseret på kulstof-14-dateringer af isens kulsyreindhold, var det derigennem muligt også at bestemme isens bevægelsehastighed. I modsætning til hvad man på forhånd havde ventet, viste det sig, at isen i de aktive gletscherfronter var meget ung, i de fleste af prøverne var isen under 1000 år, og den ældste fundne is var 3100 ± 150 år. Sammenholdes dette med Dans-

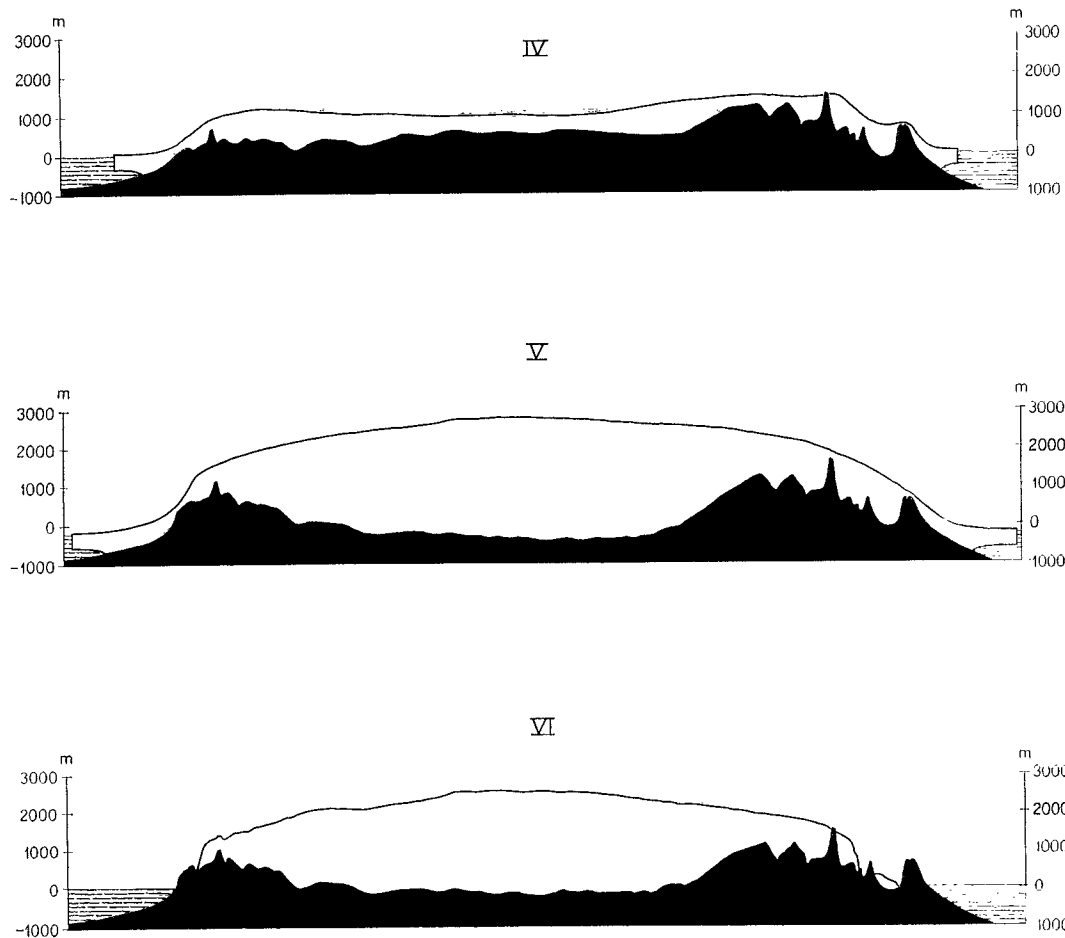


Fig. 6. IV: efterhånden smelter kystområdernes gletschere sammen med de centrale lokale snemark, og der dannes herved én sammenhængende iskappe, der efterhånden vokser i tykkelse. V: under isens største udbredelse har indlandsisen bredt sig ud over det nu isfrie kystland. Samtidig har havoverfladen på grund af de store vandmasser, der har været bundet af isen, ligget lavere end i nutiden. På grund af isens vægt er de centrale dele af landet nu presset ned, og der er sket en svag opløftning af randzonens bjerge. VI: det nuværende stadium.

gaardts metode til bestemmelse af oprindelsesstedet fås, at bevægelsen af isen har en hastighed af 110 ± 30 til 270 ± 140 meter pr. år. En betragtning af de fundne resultater viser altså, at den konstaterede is i de aktive fronter ikke kan have passeret indlandsisens dybeste lag, og det må derfor antages, at disse aktive gletschere i virkeligheden er at betragte som isstrømme, der danner hurtigt svømmende is i en mere langsomt bevægende indlandsis. Dette støtter i og for sig også antagelsen af, at de dybere centrale dele af indlandsisen kun har yderst ringe bevægelse.

Ud fra Glen's flydelov er det efterhånden lykkedes at opstille en række formler og parametre, der angiver sammenhængen mellem istykkelsen og isbevægelsen, således at man ud fra målinger af overfladens hældning og bevægelse m. v. kan beregne istykkelsen, forudsat at isen er i ligevægt. Ved at beregne den mængde is, der må strømme igennem et givet tværprofil af isen i forhold til den samlede snepålejring mellem profilet og isens centrum, er det lykkedes at bestemme et ligevægtsprofil for en indlandsis, og det viser sig, at både den grønlandske og den antarktiske indlandsis svarer meget nær til ligevægtsformlen, der dog kun gælder for de centrale dele og ikke for den egentlige randzone. Det fremgår endvidere af ligevægtsformlen, at istykkelsen i de centrale dele er meget lidt påvirket af eventuelle variationer i snepålejringens størrelse. Vokser snetykkelsen vil der samtidig ske en noget hurtigere afstrømning, og selv en fordobling af snepålejringen over den grønlandske indlandsis vil kun betyde en tykkelsestilvækst af 4-9 % (afhængig af hvilke værdi man vil tillægge n som exponent i Glen's flydelov). For Antarktis ville en tidobling af snepålejringen kun betyde en tykkelsestilvækst på 26 %. Dette medfører bl. a., at man må regne med, at selv under kulminationen af nedisningen under den store istid har de centrale dele af indlandsisen ikke ligget så meget højere end i øjeblikket, hvilket også stemmer overens med de nyeste undersøgelser, som viser, at Pearyland har haft sin egen lokale nedisning og at den grønlandske indlandsis nok har været sammenhængende med isen på Ellesmereland, men ikke har strømmet hen over landet. Den største variation i istykkelse vil være at finde i indlandsisens randområde, og naturligvis vil isranden have ligget længere borte fra centrum end i øjeblikket.

For fastlæggelse af ligevægtsformlen for indlandsisen er der tre variable, nemlig snepålejringen i akkumulationsområdet, afsmeltningen i afsmeltningsområdet og endelig højden over havet af den linie, der adskiller afsmeltningsområderne fra akkumulationsområderne. Hvis afsmeltning og pålejring er konstant, skulle det derfor for en indlandsis i ligevægt være tilstrækkelig til at bestemme højden af grænselinien mellem overskuds- og underskudssnelejring. Denne linie er ikke identisk med sne- eller firnlinien, idet der er overskudspålejring også nedenfor firnlinien på grund af dannelsen af pålejret is, d. v. s. is dannet ved frysning af smeltevand eller våd sne, der kommer i kontakt med den kolde gletscheris, og særlig for polare gletschere spiller denne pålejring af is en meget stor rolle. Den amerikanske fysiker J. Wertman har videreført beregningerne foretaget over ligevægtsformlen og har bl. a. påvist, at selv ganske små ændringer i accumulationen vil kunne bevirke, at indlandsisen ikke længere er i ligevægt, og at den derfor må søge at tilpasse den nye ligevægt; dette vil ofte kunne udløse en meget stærk ændring af gletscherens hele materialehusholdning. Selv en ringe klimatisk ændring kan derfor få en gletscher til at vokse meget stærkt (ved udvidelse i randområdet) eller til helt at forsvinde. Disse forhold er af den største

betydning for forståelsen af forholdene i forbindelse med istiden over det nordlige Eurasien og Nordamerika.

Der er fremsat flere teorier for dannelsen af indlandsisen. Den amerikanske geolog Hobbs har bl. a. villet forklare væksten af isen som en randvækst dannet ved at nedstigende luft, der over den centrale del af indlandsisen kom i berøring med den kolde isoverflade, skulle give anledning til dannelse af rimfrost, som af de katabatiske faldvinde ville føres ud mod isranden og aflejres her. De nye meteorologiske betragtninger over vindforholdene og konstateringen af, at man normalt ikke har større mængder af rimfrost på indlandsisen taler imod denne teori. Betragtes et kort over indlandsisens undergrund, vil det også ses, at dette ikke kan være tilfældet. Indlandsisen er ikke oprindelig opstået som én stor gletscher, der stadig har vokset sig større og større; den nordlige og den sydlige kuppel er i virkeligheden dannet på hver sin måde og er først senere smeltet sammen til én eneste indlandsis.

Den sydlige kuppel er dannet ved at en oprindelig mindre højlandsgletscher er begyndt at vokse og efterhånden har bredt sig ud over det omliggende lavland. Den store nordlige del af indlandsisen er derimod opstået ved sammensmeltning af en række gletschere, som har dannet sig på toppen af kystbjergene. Rimeligvis på grund af øget nedbør har der dannet sig en række piedmontgletschere, som har bredt sig ud både over kystlandet og efterhånden også ind over det lave indre Grønland, indtil gletscherne fra øst- og vestkysten er smeltet sammen. Hvor denne sammensmeltning har fundet sted, vides ikke, og det er først herefter, at indlandsisen er blevet opbygget til den nuværende kuppelform, ligesom den efterhånden er groet sammen med den sydlige kuppel.

Der foreligger en række forsøg på beregning af hele indlandsisens materialeholdning. Ved forelæggelsen af resultaterne fra de franske ekspeditioner under Victor har Albert Bauer publiceret et budget. På basis af de amerikanske flyverkort over Grønland fastlægges højden af snelinien for hvert blad, og han kommer til det resultat, at der sker pålejring over 83,5 % af indlandsisen eller over 1 439 800 km², og at afsmeltningssonen andrager 286 600 km². Baseret på gamle målinger fra Wegeners Eismitte-station anslår Bauer den samlede pålejring til at være gennemsnitlig 0,31 cm vand, og ud fra hans egne målinger i Eqip sermia angiver han afsmeltningen til gennemsnitlig 1,1 meter vand om året. Foruden afsmeltning sker der også en produktion af isfjelde. For at bestemme denne produktion anslår han hastigheden af de meget hurtige gletschere til at være 20–30 meter i døgnet, for de mindre aktive til 3–10 meter i døgnet og kun 30 meter om året for de stagnerende gletschere. I det Bauer ud fra søkort og flyverkort søger at bestemme istykkelsen og bredden for de store gletschere fås en samlet isfjeldsproduktion af 240 km³ is, heraf skulle 120 km³

stamme fra vestkysten og 90 km³ fra østkysten. Bauer kan nu opstille regnskabet som følger:

årlig snepålejring		446 km ³
årlig afsmeltning	315 km ³	
isfjeldsproduktion	240 km ³	
årligt tab	555 km ³	555 km ³
årligt underskud		109 km ³

Ifølge denne beregning skulle indlandsisen altså formindskes meget stærkt. Hele talmaterialet er imidlertid så usikkert, at beregningen ikke har nogen egentlig videnskabelig værdi. For det første er afsmeltningen baseret på en enkelt serie målinger et sted på vestkysten, og man har ikke i øjeblikket noget virkeligt kendskab til afsmeltningen andre steder på indlandsisen ud over i randområdet ved Thule; dertil kommer at beregningen af produktionen af isfjelde er meget tvivlsom.

Den tidligere leder af de amerikanske sneundersøgelser dr. Henri Bader har også publiceret en beregning af indlandsisens budget. Baseret på de nye meget indgående amerikanske sneundersøgelser på indlandsisen kommer han til en årlig gennemsnitlig pålejring af 36,7 cm vand; heraf modtager den sydlige iskuppel, der kun dækker ca. 1/8 af arealet, ca. 1/4 af nedbøren. Bader tager også hensyn til, at der sker en pålejring af is også inden for firnlinien og kommer til følgende resultat:

årlig snepålejring		630 km ³
årlig afsmeltning	120–270 km ³	
produktion af isfjelde	240 km ³	
årligt tab	360–510 km ³	510–360 km ³
årlig tilvækst		120–270 km ³

Bader mener dermed at fastslå, at selv om der i øjeblikket er en tilbagerykning af isranden og udtynding af isen i randområderne, så sker der i de centrale dele en kraftig tilvækst af isens tykkelse og volumen. Han peger særlig på, at der trods den store samlede nedbør over den brede del af indlandsisen kun er meget få aktive gletschere indenfor dette område, og langt fra nok til at kunne skaffe overskudspålejringen bort.

I Folia Geographica Danica 1961 har den amerikanske sneforsker Carl S. Benson publiceret en tredje beregning på grundlag af egne målinger af snepålejringen mellem Thule Air Base og Station Centrale og er kommet til, at den årlige gennem-

snitlige snepålejring er 34 cm vand. Han viser nu, at indlandsisen praktisk talt er i ligevægt eller med en ganske svag positiv balance.

Det vil ses på grundlag af de foreliggende resultater, at det ikke er muligt med nogen som helst sikkerhed at opstille noget materialehusholdningsbudget for indlandsisen, og kun fremtidige undersøgelser af nøje afmærkede profiler tværs over isen kan afgøre, om denne i øjeblikket er under nedbrydning eller opbygning, eller om den eventuelt er i ligevægt. Et sådant profil er nu opmålt af den internationale glaciologiske ekspedition fra Disko Bugten over Station Centrale til Cecilia Nunatak i Østgrønland. Et lignende profil er af amerikanerne blevet oprettet fra den nordlige del af Melville bugten over Camp Century til bunden af Inglefield fjorden.

Det vil derfor, foruden den egentlige dybdeboring gennem isen, være en af de vigtigste opgaver for glaciologien at oprette sådanne profiler og holde dem under observation så længe, at det virkelig derigennem er muligt at få tilstrækkeligt materiale til belysning af om indlandsisen i øjeblikket er i ligevægt eller ikke. ...

SUMMARY

The present paper summarizes the results of the last years investigations on the Greenland ice cap. Figures and maps are given over snow accumulation as well as the yearly mean temperature for the ice cap.

Based upon the French investigations the average thickness of the ice is 1500 meters and the maximum depths is so that parts of the bottom of the ice cap are below sea level. But no evidence is found that Greenland should not be one single island, even if the ice should melt away. Based upon the present information of the bottom topography a reconstruction (fig. 5 and 6) is given of the growth and the shrinkage of the ice cap. In opposition to previous ideas the ice has developed by coalescens of piedmont glaciers developed from the marginal zone and not by a growing central highland glacier, and possibly is also the local glazieriation in the central part of importance. This hypotesis is not valuable for the southern dome which has developed from a central highland glacierization.

Several calculations over the budget of the ice cap have been made. A. Bauer estimated an annual loss of round $\frac{1}{3}$ of the accumulation and H. Bader argues for a growing ice cap in the central part with an annual total surplus accumulation. Carl S. Benson considers the ice cap to be very near equilibrium. As long as there are no more precise measurements of the ice berg production and the ablation it is of a limited value to discuss the budgets. Only precise measurements during a long period of special established profiles will be able to give the answer upon the question if the ice cap is in balance or not.