Indlandsisen, kvartærgeologi og landskab omkring Kangerlussuaq, Vestgrønland

Niels Tvis Knudsen & Søren Munch Kristiansen

2025

AARHUS
UNIVERSITET
INSTITUT FOR GEOSCIENCE

Titel	Indlandsisen, kvartærgeologi og landskab omkring Kangerlussuaq, Vestgrønland
Forfatter(e)	Niels Tvis Knudsen Søren Munch Kristiansen
Institut	Institut for Geoscience, Aarhus Universitet
ISBN	978-87-7507-583-6
DOI	https://doi.org/10.7146/aul.588
Publikations år	2025
Redigering afsluttet	Juni 2025
Finansiering	En kortere, ikke-publiceret version blev udarbejdet i 2004 på foranledning af turistoperatører i Kangerlussuaq. Her modtog en anden kollega støtte til at bl.a. NTK kunne besøge området første gang. Siden er der ikke modtaget økonomisk støtte.
Akademiske kommentarer	Skiftende kladder er siden 2004 udleveret på ekskursioner i området. Nærværende version er derfor et resultat af mange års formidling i området. SMK er medforfatter fra 2023. Der skal rettes stor tak til Keld R. Rasmussen, Ruth Nielsen, John Korstgård, Jesper Hannibalsen, Jacob C. Yde, Christian Kronborg, og mange flere, for faglige diskussioner og ideer. Jesper H. Langhoff skal have tak for at bidrage med fotos, ligesom Pernille L. Ottosen takkes for hjælp med illustrationer.
Citer som	Knudsen, N.T., Kristiansen, S.M. (2025). Indlandsisen, kvartærgeologi og landskab omkring Kangerlussuaq, Vestgrønland. AU Library Scholarly Publishing Services. https://doi.org/10.7146/aul.588.
Version	1
Keywords	Geomorfologi, Glacial geologi, Glaciologi, Grønland, Indlandsisen, Klima, Kvartær geologi
Layout	Forfatterne
Forside foto	Fronten af Indlandsisen ved Russells Gletscher i 2004.
illustrationer	Forfatterne, og ellers er det anført. QGIS Greenland v3 er anvendt til at tegne kort.

Indholdsfortegnelse

Indholdsfortegnelse 3
1. Forord 4
2. Klimaet i området 6
3. Overblik over indlandsisen udbredelse og tilbagetrækning 9
3.1 Indlandsisen i dag 9
3.2 Indlandsisens tilbagerykning efter den sidste istid 10
3.3 Polerede overflader på løse klipper og grundfjeldet 14
3.4 Områdets moræner, marine terrasser og smeltevandsaflejringer 15
4. Landskaber og processer udenfor Indlandsisen 22
4.1 Smeltevandssletter og –deltaer 22
4.2 Sedimenterne i smeltevandsdalene 24
4.3. Flydejord og landskred 26
4.4 Iskiler og polygonjorde 27
4.5 Pingo 29
4.6 Klitter og flyvesand 30
4.7 Erosionssidedale - kildedale 33
5. Processer og landskaber umiddelbart foran Indlandsisen 35
5.1 Randmoræner i området øst for Aajuitsup Tasia 36
5.2 Smeltevand som drænes fra isen 39
5.3 Isdæmmede søer og Jökulhlaup (jøkelløb) 40
6. Indlandsisens og processer ved dens rand 46
6.1 Indlandsisens front af Russells Gletscher i Israndsdalen 46
6.2 Randmoræne dannelse - nordranden af Russell gletscher 48
6.3 Indlandsisen ved Insunnguata Sermia 51
6.4 Dannelse af nyt dødislandskab 51
7. Overfladen af Indlandsisen og processerne inden i den 53
7.1 Overfladen af Indlandsisen 53
7.2 Isens bevægelser 54
7.3 Sprækker og spalter i isen 54
7.4 Smeltevand oven på isen 55
7.5 Forskydningsplaner og jordmaterialer oven på isen 56
8. Yderligere læsning 60

1. Forord

Denne bog giver et overblik over Indlandsisen og landskabets opståen og udvikling omkring Kangerlussuaq (tidligere Søndre Strømfjord) i Vestgrønland. For landskabet omkring 30 km veje fra Kangerlussuaq til Indlandsisen, illustrerer glimrende hvordan alle typer af landskaber i Grønland og – overraskende – i Danmark, er opstået under og siden istiden. I Kangerlussuaqområdet er processerne blot aktive i dag, og kan dermed umiddelbart ses.

Der er næsten alene beskrevet lokaliteter som ses fra områdets køreveje, og bogen er tænkt som en slags "vejsideguide". Bogen er samtidig en illustreret og letforståelig indføring i den dynamik som har skabt landskaberne. Målgruppen er besøgende i Vestgrønland og ved Indlandsisen, og som har interesse for at forstå hvordan isen, smeltevandet og landskabet er opstået og hvordan de spiller sammen.

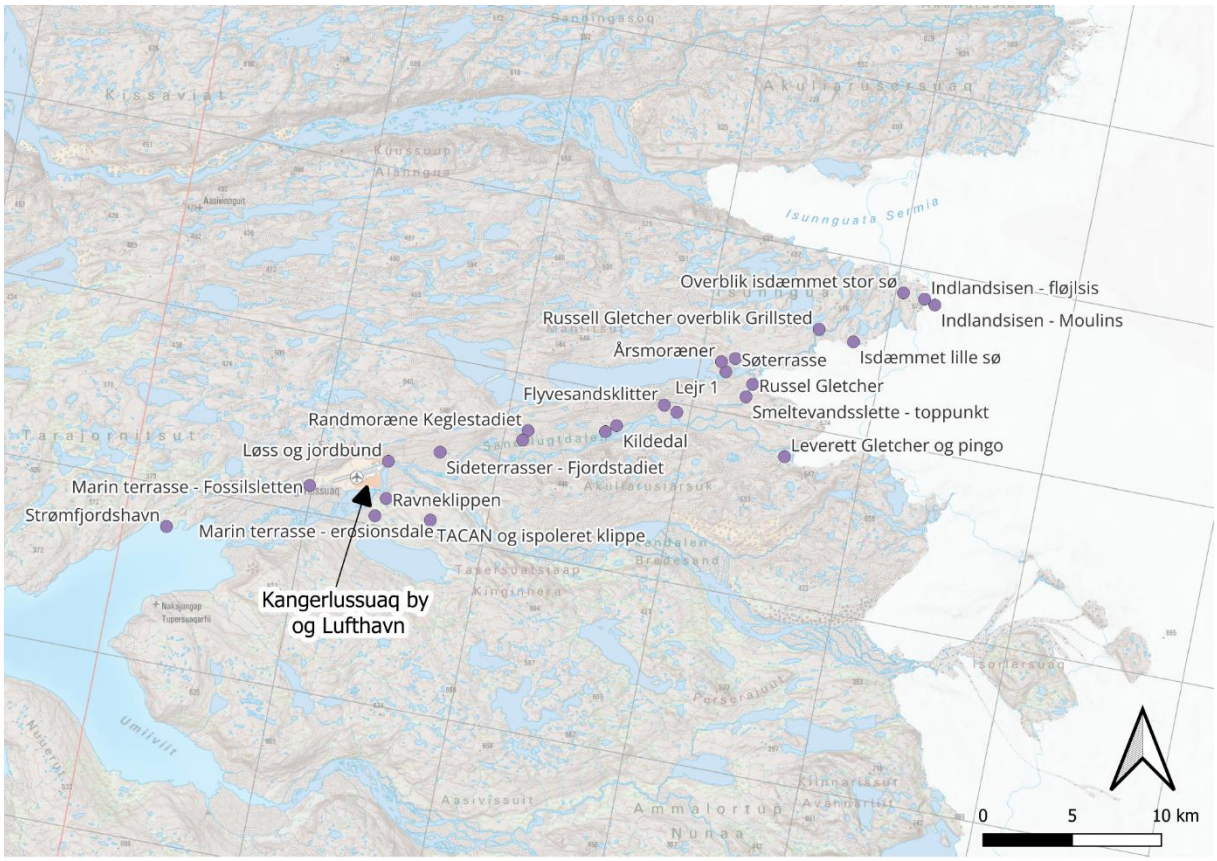
Opbygningen er som følger:

1. kapitel 2 omhandler klimaet, som det var omkring år 2000, hvor Indlandsisen i området nåede sin maksimale udbredelse inden for de seneste ca. 6000 år,
2. kapitel 3 giver overblik over det regionale landskab skabt af Indlandsisens under dennes maksimale udbredelse for ca. 14.000 år siden, samt under dens tilbage- og fremrykninger sidenhen, og
3. kapitel 4 til 7 gennemgår nutidens landskabsdannende processer via en række lokaliteter langs kørevejene og selve den dynamiske Indlandsis.

Bemærk, at grundfjeldet ikke gennemgås, ligesom de bekymrende effekter af nutidens klimaforandringer i Arktisk, samt Indlandsisens dannelseshistorie og Kangerlussuaq områdets flora, fauna, og kulturhistorie heller ikke behandles. Disse emner hører hjemme i andre sammenhænge.

Navngivning af stadier i isens tilbagetrækning og lokaliteter følger i nogle tilfælde beskrivelserne i de første videnskabelige publikationer. Ellers er nutidige grønlandske stavemåder for lokaliteter forsøgt anvendt.

De vigtigste lokaliteter som omtales, er vist på oversigtskortet i Figur 1.



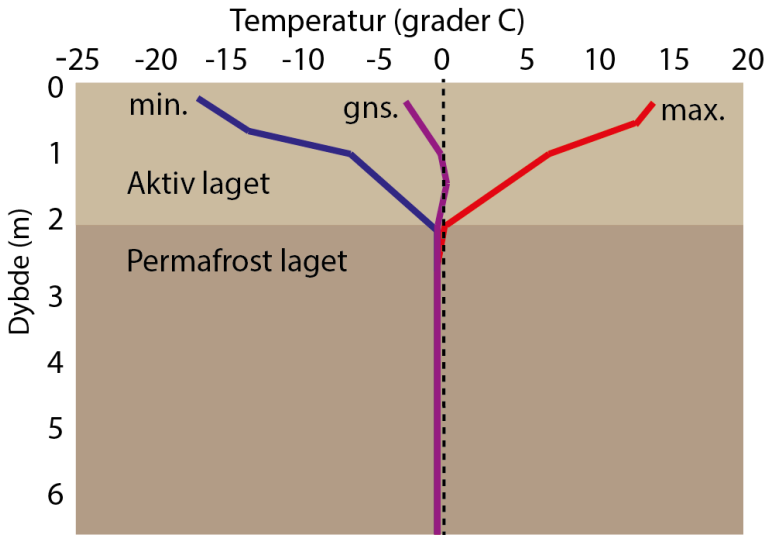
Figur 1. Overblik over de primære lokaliteter som omtales i Kangerlussuaq området. Baggrundskort fra QGIS.

2. Klimaet i området

I dette afsnit er det valgt at beskrive klimaet i området omkring år 2000. Dette falder sammen med, at Indlandsisen her havde sin maksimale udbredelse de seneste ca. 6000 år. Siden ca. år 1000 efter vores tidsregning blev Grønland koldere, den såkaldte Neoglaciale nedkøling, men i 1900-tallet ophørte denne nedkøling. Den globale opvarmning forandrer nu hastigt klima, vegetation, og Indlandsisen. Årsager til de bekymrende og accelererende klimaforandringer ligger udenfor emnet af denne bog, men virkninger man i dag ser i landskabet udenfor og i selve Indlandsisens rand gennemgås i kapitlerne 4 til 6.

Landet uden for Indlandsisen har et klima, der er et kontinentalt, tørt, og polart tundraklima. Det kaldes for en arktisk ørken. Området er præget af meget svingende temperaturer gennem året. Der kan således opleves temperaturer mellem +20°C i juli og august og ned til -50°C i januar og februar. Gennemsnitstemperaturen for juli er +10°C og for februar -20°C. Den årlige gennemsnitstemperatur er -6°C.

Dette kolde klima medfører, at der i hele området ind mod Indlandsisen optræder permafrost i jorden (se kapitel 4), fra overfladen og ned til >200 meters dybde. I forår og sommer findes et tyndt øvre lag som gradvist smelter fra overfladen og ned, se Figur 2. Dette årligt optøede lag kaldes aktivlaget, og det indeholder ofte betydelige mængder af vand. Maksimal tykkelse i sensommeren varierer fra 20-30 centimer og op til 2-3 m, afhængig af materialer, snedække, sommerregn, vegetation og orientering i forhold til solen. Den største tykkelse nås, hvor der er sand og grus, ringe vegetation og hvor overfladen vender imod syd. Den mindste tykkelse findes på nordvendte, bevoksede skråninger hvor sne akkumuleres. Hver efterår genfryser det aktive lag, således, at der ikke findes flydende vand i vinteren. Se mere om landskaberne som opstår som følge af årlige optøninger i kapitel 3.



Figur 2. Permafrost og aktiv laget i jorden i Kangerlussuaqområdet målt i perioden 2018 til 2019. Baseret på data fra DMI. Det aktive lag er ca. 2 m tykt her.

Nedbøren i området er lav sammenlignet med meget af det isfrie Grønland og udgør i gennemsnit <200 mm om året. Heraf falder omkring 100 mm overvejende som regn om sommeren, medens vinteren er ekstrem nedbørsfattig med typisk kun 30 mm, der falder som sne. Da solen skinner meget om sommeren, og der er lav luftfugtighed, fordamper mere vand end nedbøren tilfører. Til sammenligning får Sisimiut 130 km længere ude mod Davis Strædet, ca. 340 mm per år. En opgørelse viser, at området i perioden maj-august i gennemsnit har 230 timer med solskin pr. måned. Til sammenligning er gennemsnittet i Danmark i de samme måneder omkring 200 timer. Fordampningen når op på 300 mm om året. Området kan derfor betragtes som en ørken, hvor nedbøren er mindre end fordampningen. Mindre lavninger og søer tørrer ud hen over sommeren, og mange søer i området har derfor ikke et overjordisk afløb i tørre somre. Større søer bliver mere salte end normalt ferskvand, pga. stor fordampning. Øst for TACAN klippen findes fx en sådan sø, med navnet Store Saltsø.

Nogle af de lavvandede ferskvandssøer i Kangerlussuaq området, må være dannet i lavninger skabt af optøning af isrig permafrost, som kaldes thermokarst søer. Sådanne søer er almindelig i arktiske og subarktiske landskaber. Optøningen af jord med meget is her, vil få overfladen til at sænke sig, hvilket kan føre til dannelsen af fordybninger, der derefter fyldes med vand, hvilket skaber termokarst søen. Præcist hvilke søer som er opstået ved thermokarst i Kangerlussuaq området er ukendt.

Vandet i de store vandløb i området stammer om sommeren næsten udelukkende fra Indlandsisens smeltende sne og is. Vandet i vandløb fra Indlandsisen har højt indhold af suspenderet sediment, og kendes let på den grålige, grumsede farve. Søer og vandløb der alene modtager vand fra sommerregn og smeltning af sne og permafrost kendes omvendt på deres klare vand.

I de senere somre er der sket en øgning af temperatur og længevarende store nedbørsbegivenheder, med meget stor sandsynlig som følge af de globale klimaforandringer. Dette har i somrene betydet større mængder vand der løber ud af søerne, samt en øget forekomst af skred på stejle dalsider (se kapitel 5).

Området er stærkt præget af faldvinde, også kaldet føhnvinde, fra Indlandsisen. Vinden blæser normalt inde ved Indlandsisen, oftest fra sydøst mod nordvest. I større afstand fra isen påvirkes vinden af landskabets niveauforhold, hvilket betyder, at faldvindene blæser især ned gennem dalene, der overvejende har samme retning som fjordsystemet. De højeste vindhastigheder observeres om vinteren. Stærkt ødelæggende faldvinde (piteraq), som fx kendes fra Østkysten omkring Tasiilaq, opstår dog ikke her ved Kangerlussuaq.

I tusinder af år har Grønlands klima og øens isolerede geografi forhindret, at træer naturligt er indvandret. I 1970-erne blev der for første gang plantet nåletræer i

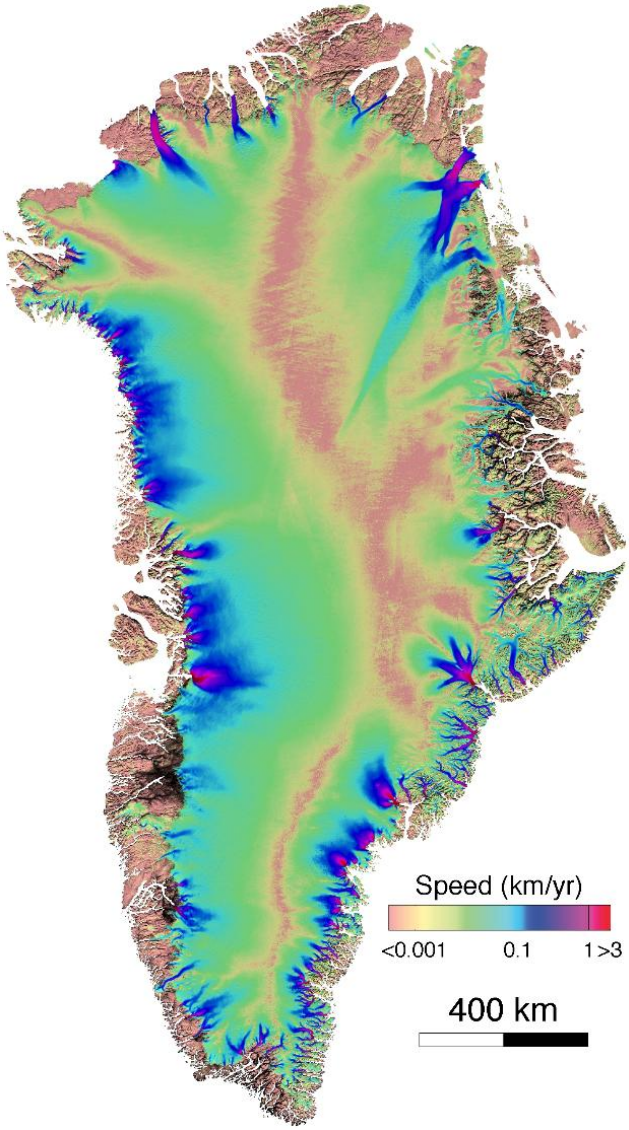
området som et forsøg, kaldet et arboret. Disse nåletræer selvforynger nu, se Figur 3. Det forventes, at visse af disse, såkaldt indslæbte, trærarter kan trives og sprede sig yderligere. Klimaet i dag, og jordbundsforholdene i øvrigt, er nemlig velegnet til visse nåletræer fra andre nordlige egne.

Figur 3. Indslæbte fyrre- og nåletræer spreder sig nu naturligt og findes fx blandet ind i krattet af piletræer i dalen øst for Kangerlussuaq by. Her bruges de bl.a. til rekreative formål. Foto: Jesper H. Langhoff, 2024.

3. Overblik over indlandsisen udbredelse og tilbagetrækning

3.1 Indlandsisen i dag

Et isskjold, kaldet en indlandsis, har ifølge iskerneboringer eksisteret i Grønland i mere end 1 mio. år. Den grønlandske Indlandsis har dækket hele Kangerlussuaq området i dele af denne periode, og kan have været op til 2 km tyk her. Hastigheden i Indlandsisens overflade i dag er vist i Figur 4.

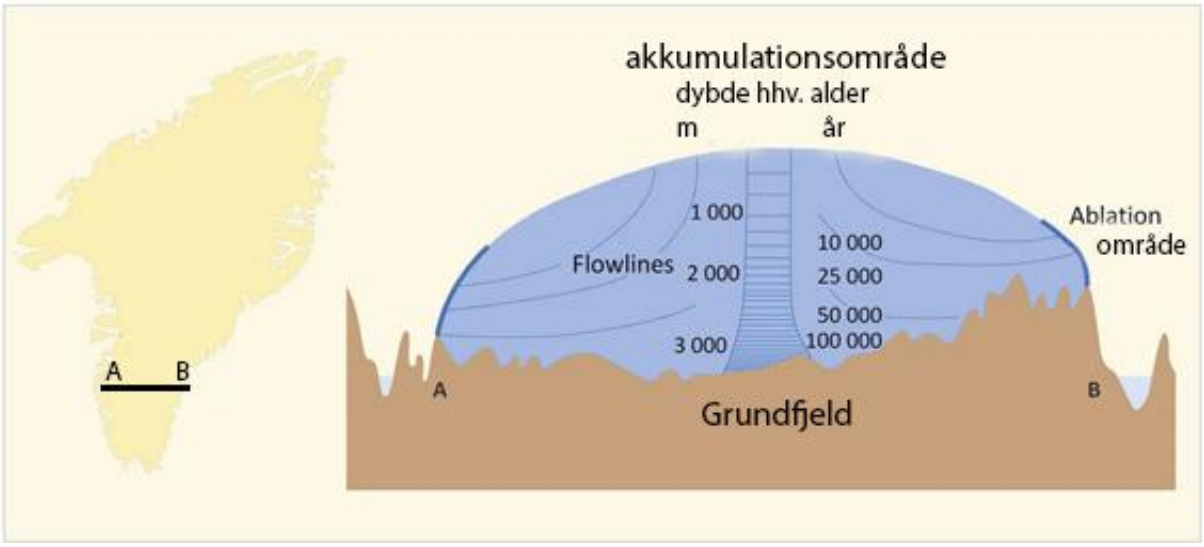


Figur 4. Farvet mosaik som viser nuværende bevægelseshastigheder af Indlandsisens overflade. ESA data ©.

Såkaldte glaciale dale i grundfjeldet, og deres sider, oplevede meget stor erosion. De højeste fjeldetoppe stak op, såkaldte nunatakker, og var udsat for langt mindre erosion af indlandsisen. De dybe dale som løber øst-vest i området er sådanne overuddybede glaciale dale. Flere er blevet mere end 1 km dybe alene som følge af glacial erosion igennem istiderne.

Kangerlussuaq områdets gletsjere ligger i den såkaldte nordlige dome, som udgør 85% af hele indlandsisen, og her i Sydvest Isstrømmen. Hastigheder som isens

overflade i dag rykker frem med ses i Figur 4. Princippet i Indlandsisen alder og strømning, og deres forbundne dybder, ses i Figur 5, og er mellem 10 til >100 m pr. år.

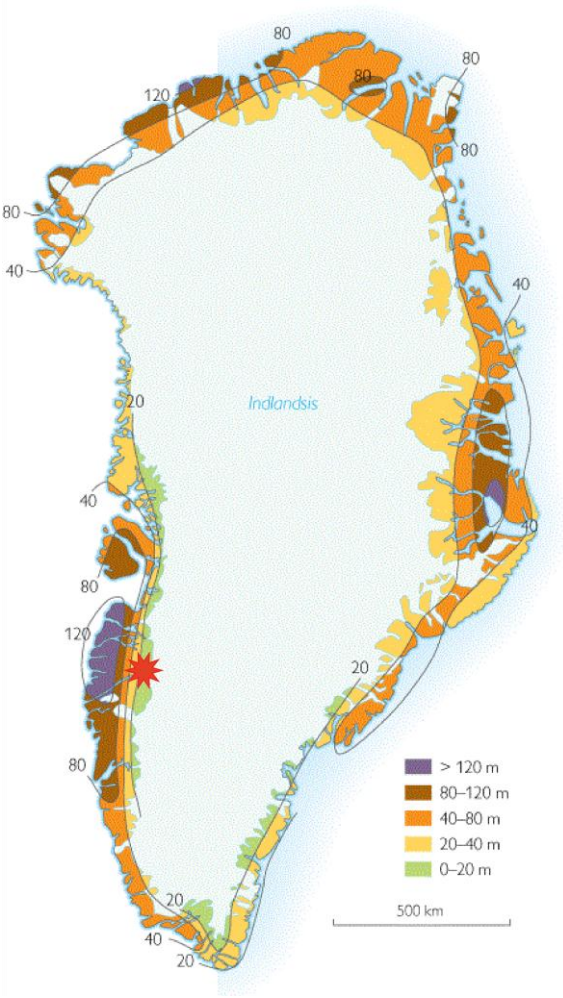


Figur 5. Principskifte der viser indlandsisens aldre og dybde i et øst-vest tværsnit. Kangerlussuaq befinder sig ved "A" mens "B" er på østkysten ved Tasiilaq.

3.2 Indlandsisens tilbagerykning efter den sidste istid

Med baggrund i ovenstående korte oversigt over Indlandsisens dynamiske forhold gennemgår det følgende de landskaber som opstod, dengang isen stod vest for nutidens gletsjerfront.

Efter den forrige varme periode endte for omkring 115.000 år siden (Eem mellemistid/MIS 5e), voksede Indlandsisen sig igen større. Først for omkring 14.000 år siden begyndte den grønlandske Indlandsis at smelte tilbage, efter det sidste store fremstød i sidste Istid (LGM). På det tidspunkt stod isens rand langt udenfor den nuværende grønlandske vestkyst. Vandstanden i verdenshavene var dengang 80-100 m lavere end i dag, mens de store mængder is, der var ophobet, omvendt indebar, at landområderne var presset mere ned i jordens skorpe end i dag, se Figur 6.



Figur 6. Landhævning siden istiden, hvor farverne og linjerne angiver hvor højt oppe gamle havaflejringer kan findes i landskabet i dag. Den nuværende udbredelse af Indlandsisen er markeret med hvidt. Kangerlussuaq ved rød stjerne. GEUS (CC-BY).

I denne del af Vestgrønland omtaler man dette sidste isfremstød som Sisimiut glaciationen. Spor efter fremstødet findes i dag som undersøiske morœnerygge på kontinentalsoklen langt udenfor kysten. Man ved ikke ret meget om den første del af afsmeltningen, da den fandt sted i områder, der er dækket af havet i Davis Strædet. Kœlvning af gletsjeris i havet var dog en vigtig proces, især hvor de dybe fjorde skœrer sig ind.

Der hvor Indlandsisen dækkede grundfjeldet på landoverfladen, forsvandt isen derimod ved smeltning, når fronten trak sig tilbage. De store landskabsformer, som dale og bjergtoppes placering, er sandsynligvis dannet langt før denne tid, men er "genbrugt" også i denne nedisning. Et eksempel kan være formen på det ca. 200 m høje bjerg Sugar Loaf (Keglen), som overalt bærer præg af kraftig erosion under isen, se Figur 7. Andre eksempler på isens tryk ses fx på klippevœggen overfor lufthavnen,

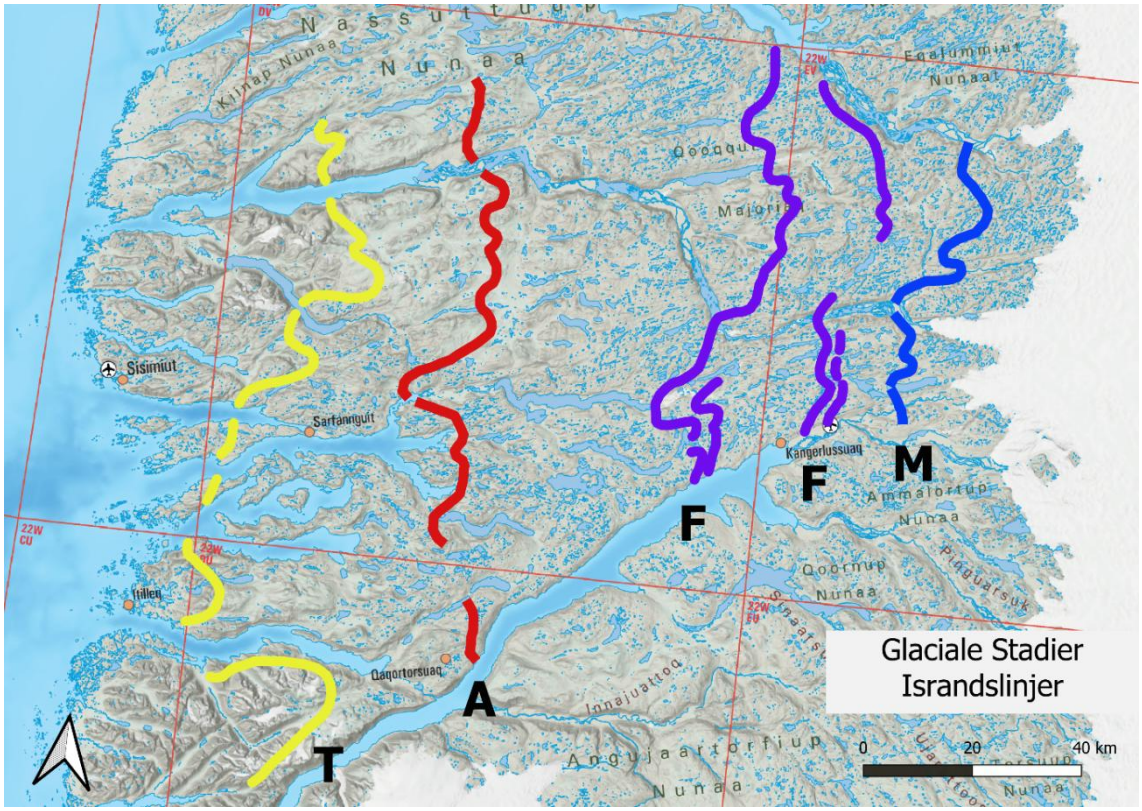
hvor store stykker af den lodrette klippe er "skallet af" (exfoliation), sandsynligvis pga. trykaflastning siden isens bortsmeltning.

Figur 7. Bjerget Sugar Loaf (Keglen) set imod øst. Den har en fladere og mindre stejl vestside, pga. trykaflastning væk fra isens trykretning, og en stejlere østside som skyldes isens direkte tryk og erosion herpå. Klippens overflade er yderligere tydeligt poleret imod øst pga. kraftig erosion af is under gentagne gletsjerfremstød. Navnet skyldes, at formen minder om en gammeldags sukkertop (engelsk sugar loaf). Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Placeringen af de største israndslinjer mellem Sisimiut og Kangerlussuaq dannet under afsmeltningen i denne periode ses i Figur 8. Aflejringer afsat på havbunden i de ydre dele af fjordene indeholder marine muslinger og gravegange som viser, at for ca. 9500 år siden var isens rand rykket ind bag den nuværende kyst. Dette kaldes Tasergat stadiet. I dag kan man følge mange morænesystemer dannet ved isens rand fra dette stadie og alle er orienteret i nord-sydlig retning. I løbet af de næste 800 år smeltede isen hurtigt længere tilbage, men for ca. 8700 år skete et mindre gen-fremstød, Avadtleq-stadiet, der dannede nye randmoræner ca. midtvejs mellem Sisimiut og Kangerlussuaq.

Den næste fase af afsmeltningen bestod overvejende af is, der smeltede bort på overfladen. Den hurtigste afsmeltning skete i de varme og tørre områder i Vestgrønland, hvor en 200 km bred bræmme var smeltet fri af Indlandsisen i løbet af kun 3000-4000 år. I denne periode var der kortere stadier, hvor isen igen rykkede frem og dannede randmoræner. I Kangerlussuaq området var den indre del af fjordsystemet frilagt for omkring 8000 år siden. Herefter smeltede isen igen hurtigt

tilbage, og nåede sandsynligvis en position mere end 30 km bag ved den nuværende isrand. Hele området mellem Kangerlussuaq og randen af den nuværende Indlandsis var således sandsynligvis isfrit for omkring 6000 år siden.



Figur 8. Primære israndslinjer i området fra Sisimiut til Kangerlussuaq. Tasergat-stadiet – T, Avadtleq-stadiet – A, Fjord-stadiet – F, og Keglen-stadiet – M. Modificeret efter især Weidick (1968).

For omkring 3000 år siden begyndte Indlandsisen, nok i flere stadier, igen at rykke frem. Mange steder nåedes et nyt maksimum for isens udbredelse først for nyligt. Dette ligger på linje med, at satellit observationer af de gletsjere som kælver i havet langs Grønlands kyster, begynder at rykke tilbage omkring år 2000. Andre steder i Grønland tyder flyfotos og feltobservationer på, at landbaserede gletsjere begynder at rykke tilbage tidligt i 1900-tallet. Det er altså først for nyligt, at der overalt igen sker tilbagesmeltning. I området er der altså dele af Indlandsisens rand, som først for få årtier siden nåede den mest fremskudte position i de sidste cirka 6000 år.

Aflejringerne fra Indlandsisen kan, set fra vest imod øst, inddeles i tre grupper:

- Hhv. Tasergat (vist med T) stadiet indtil for 9500 år siden, og Avatdleq (A) stadiet indtil for 8700 år siden. Datidens havniveau findes i dag 130-140 m over havets nuværende overflade (m o. h.).
- Fjord-stadiet (vist med F) fra 8400 til 8100 år siden. Havniveau dengang findes i dag op til 90-110 m o.h.
- Keglen-stadiet (vist med M) for 7200 år siden: Havniveau dengang findes op til 40-50 m o.h.

De forskellige højder for havniveau skyldes kombinationen af global havspejlsstigning og landskabets lokale hævning. Sideløbende med isens tilbagesmeltning skete nemlig samtidig ændringer, der indebar både landhævning og stigende havniveau. Når isens rand smeltede tilbage, begyndte landet at hæve sig på grund af den lavere eller manglende vægt af den is, der var forsvundet. Samtidig begyndte havniveauet i oceanet at stige, som et resultat af højere temperaturer i verdenshavene samt tilløb af vand fra afsmeltende gletsjere globalt.

3.3 Polerede overflader på løse klipper og grundfjeldet

Ved bunden af Indlandsisen bliver der optaget store mængder sand og sten. Mens isen glider fremad, skraber disse mod det underliggende fjeld. Sand, sten og grus i Indlandsisen, har altså virket som sandpapir, når de er transporteret hen over opragende grundfjeld. Hvis der er vand til stede, bliver processen yderligere øget. I stor skala har denne proces været den vigtigste, der har været med til at forme landskabet omkring Kangerlussuaq, som vi ser det i dag. Der er således ingen skarpe fjeldtinder, hvilket skyldes, at Indlandsisen flere gange i løbet af de sidste 2,5 mio. år har overskredet og jævnet fjeldene.

Figur 9. t.v.: Glat, poleret klippeoverflade på toppen af TACAN bjerget. Poleringen skyldes sand og finere materiale som blev transporteret ved bunden af Indlandsisen, mens dens isrand stod længere imod vest. T.h.: Hestesko-formet brud i klippen på toppen af TACAN bjerget. Opstået da en særlig stor sten i Indlandsisen, er "hoppet" hen over grundfjeldet. Stenen, og dermed isen, har bevæget sig fra øst mod vest, hvorved "hesteskoen" bliver åben imod vest. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Fjeldsider der er fint polerede, og ikke sidenhen forvitrede, reflekterer ofte sollyset, selvom det er tørt. Et meget flot eksempel findes på toppen af TACAN bjerget, hvor grundfjeldet i form af gneis er særlig hård, se Figur 9.

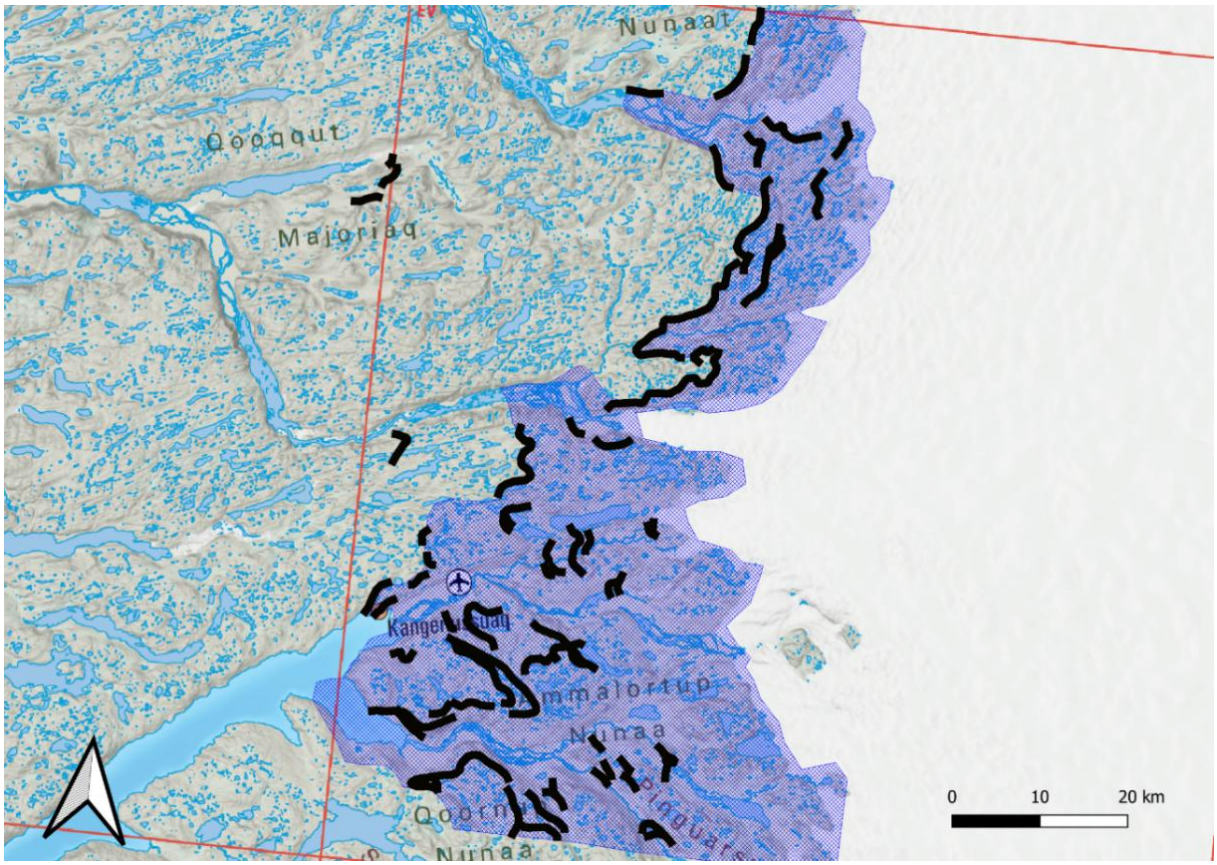
På de isslebne overflader ser man også ofte ridser (skurestriber) og hestesko-formede brud, der kan anvendes til at bestemme isens bevægelsesretning, se også Figur 9 . Det ses f.eks. ved TACAN, umiddelbart foran Russells Gletscher og ved Grillstedet. I alle tilfælde ses, at bevægelsen var fra øst mod vest.

3.4 Områdets moræner, marine terrasser og smeltevandsaflejringer

I området mellem Kangerlussuaq, den sydlige sidefjord Umiiviit og ind til Indlandsisen opdeler man Fjordstadiets (F i Figur 8) moræne- og smeltevandsaflejringer i 2 zoner: Hhv. "den ydre" og "den indre". I den "ydre zone" er aflejringerne afsat parallelt med den nuværende isrand i en afstand på 5 – 40 km. I Kangerlussuaq og området syd for, når zonen en afstand på næsten 40 km fra den nuværende isrand, medens afstanden aftager til nogle få km i området nord for Isunnguata Sermia (Figur 10). Den indre zone er fra Keglen stadiet til Indlandsisens nuværende rand.

I Sønder Strømfjords indre dele, f.eks. i Umiivit, findes flere flade terrasser op til 40-50 m o.h. bestående af marint ler med mange marine skaller. Ligeledes øst for og under startbanen ved lufthavnen findes en sådan marin terrasse. I højere niveau findes derimod grovere, sandede til stenede aflejringer, dannet af materialer transporteret af smeltevand. I højder op til over 300 m o.h. findes isaflejrede moræner. Disse moræner er ældre end de marine og smeltevandsaflejringerne længere nede i landskabet.

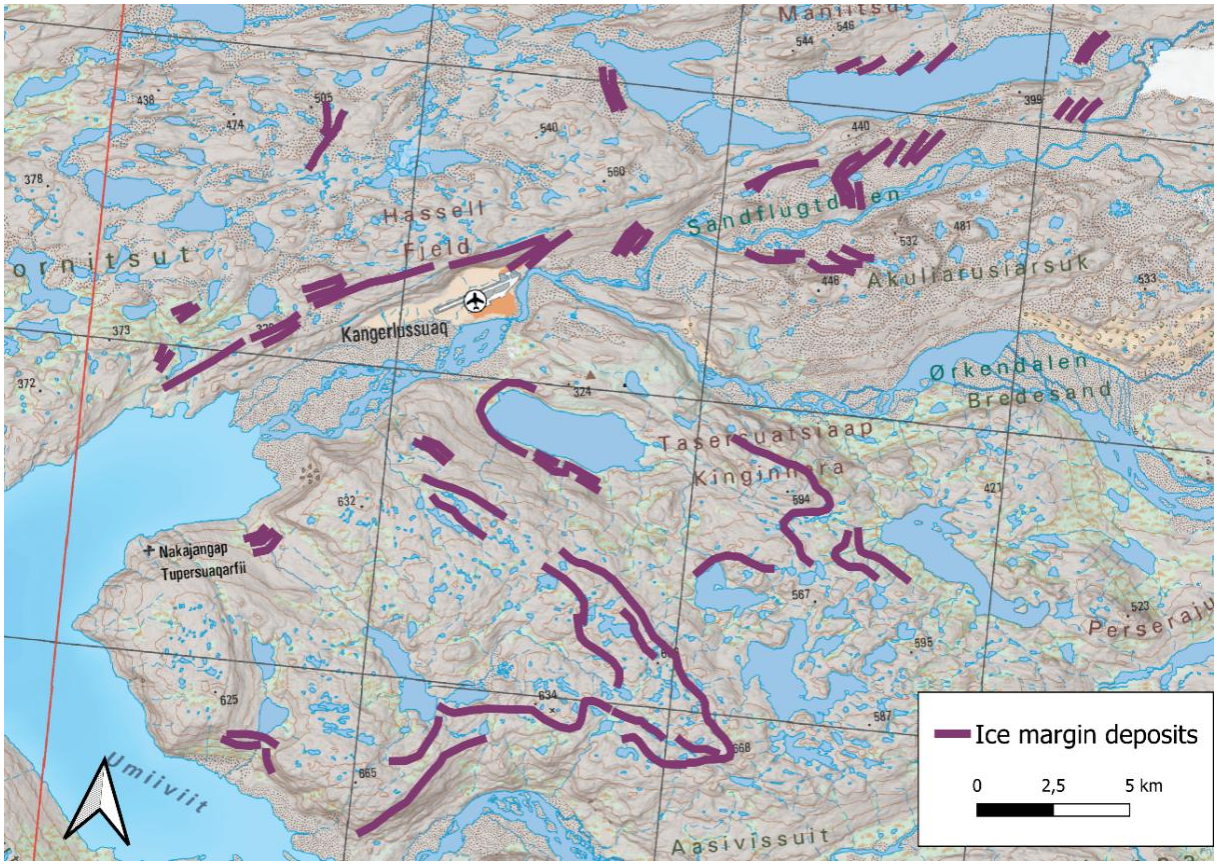
Randmoræner i den "ydre zone" ses fx ved Strømfjordshavn, se Figur 11. I dette område findes der foran randmorænerne relativt flade områder med fine smeltevandssedimenter i ca. 60 m o.h. De har alle en tydelig hældning mod vest, og menes at være dannet tæt på et havniveau, der var som nu eller 10 m lavere, så landhævningen ligger samlet på 50-60 m i dette område.



Figur 10. Udbredelsen af Fjord-stadiet og Keglen-stadiet foran Indlandsisen vist med lilla skravering i området fra Kangerlussuaq i syd til nord for Isunnguata Sermia. Markante randmoræner er vist med sort streg. Opdateret efter især Weidick (1968).

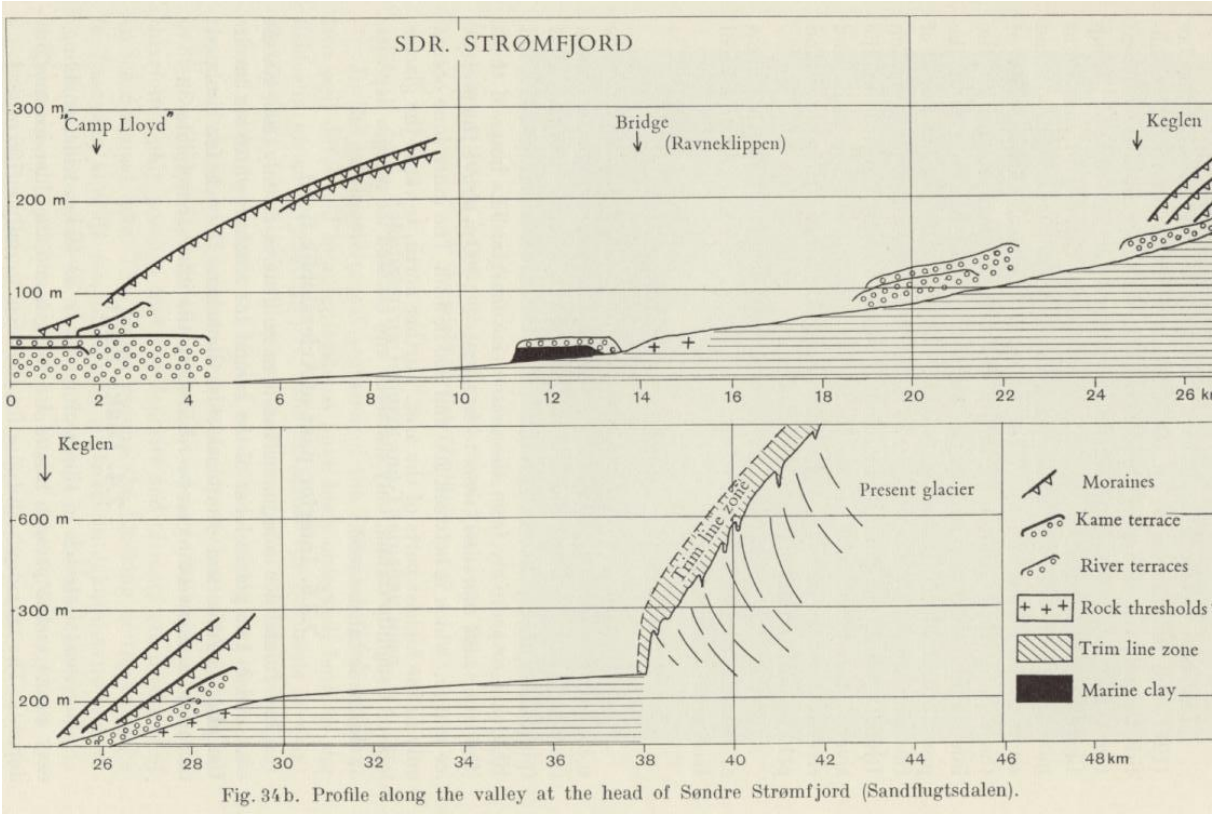
Figur 11. Markant sidemoræne fra "den ydre zone" stadiet. Lokaliteten ligger umiddelbart nord for Strømfjordshavn og i dalen op mod Kellyville. Foto Søren M. Kristiansen, 2024.

Omkring Kangerlussuaq by findes mange veludviklede randmoræner. Fx ses disse langs den vestlige ende af Lake Ferguson, og det er morænen som holder søens vandspejl oppe. Vest for Kangerlussuaq by, ved Strømfjordshavn, ses en meget markant randmoræne parallelt med fjorden. Den gennemskæres af en erosionsdal op mod Kellyville, se Figur 11.



Figur 12. Kort over lokalområdet omkring Kangerlussuaq. På kort er indtegnet randmoræner dannet af Indlandsisen (lilla), da den dækkede og smeltede tilbage i området for 8000 – 7200 år siden. Opdateret efter især Weidick (1968).

I Figur 13 ses et tværsnit af strækningen fra Strømfjordshavn til fronten af Russells Gletscher med angivelse af de vigtigste morænesystemer, smeltevandsterrasser og marine terrasser opstået under isens generelle tilbagesmeltning gennem de to zoner (Weidick 1968). I det følgende gås i detaljer med hvordan man ser dette i området.



Figur 13. Profil der stort set følger vejen fra Strømfjordshavn (Camp Lloyd) til fronten af over keglen til Russells Gletscher i Sandflugtsdalen (present glacier). De vigtigste randmoræner, samt marine aflejringers og smeltevands aflejringers beliggenhed og højder over nuværende havniveau er vist. Efter Weidick (1968) (CC-BY-4.0).

I området fra Kangerlussuaq by ind mod Keglen findes et terrassesystem udviklet i forbindelse med nedsmeltningen efter at Indlandsisen stod ved den "indre zones" og skabte Keglen stadiets de yderste randmoræner. Terrasserne viser, at smeltevands-aflejringerne er yngre end morænerne aflejret ved Strømfjordhavn.

Terrasser er veludviklede og tværsnit ses i skrænterne ned mod Qinnguata Kuussua (smeltevandsløbet i Ørkendalen) nord for Ravneklippe Figur 14. De består nederst af marint ler med konkretioner, gravegange og skaller Et profil i denne terrasse kan ses i *Figur 15*. Disse marine lag ses også vest for lufthavnen, den såkaldte Fossilslette og langs fjordens kyster, og her alle steder består de hævede, marine lag af sekvenser af tynde horisontale lag af silt og finsand. Det marine ler går opad gradvist over i grove smeltevandsaflejringer fra ca. 25-35 m o.h. Smeltevandsaflejringer i disse øvre dele er afsat af ferskvand, der strømmede væk fra isranden i Keglen stadiet (Figur 10 og Figur 13). Senere har smeltevandsfloder, fra yngre isrande længere imod øst, skåret sig ned i disse terrasser, for at tilpasse sig det nuværende havniveau.

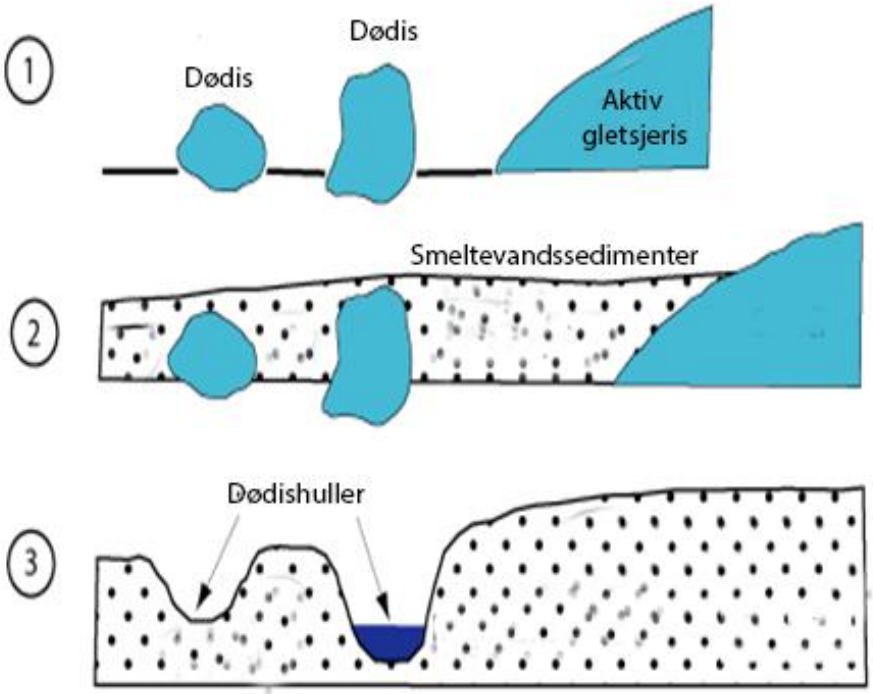
Figur 14. Terrasser som nederst består af marint ler, og øverst af smeltvandsaflejringer fra Keglen-stadiet. Profil langs Watson-floden umiddelbart øst for Kangerlussuaq by. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Figur 15. Marin terrasse med siltet og leret sediment aflejret i et marint floddelta under Keglen-stadiet. Profil fra erosionsdale syd for Watson floden. Foto: Niels Tvis Knudsen.

Den "indre zone" løber parallelt med, og i en afstand på 0,5 til 15 km fra den nuværende rand af Indlandsisen. I området mellem Kangerlussuaq og Sandflugtsdalen ses den "indre zone" i området umiddelbart øst for Keglen, hvor den markeres af flere randmoræner. Disse randmoræner tilhører Keglen stadiet (opkaldt efter klippen "Sugar Loaf" midt i Sandflugtsdalen), og ligger 12-13 km vest for Russells Gletscher' nuværende front.

Længere mod nord repræsenterer morænerygge og morænematerialer omkring Aujuitsup Tasia og Isunnguata Sermia den "indre zone". Mellem Keglen og Kangerlussuaq er der aflejret smeltevandssedimenter i terrasser, der falder fra ca. 30 m til 15 m over Watson Rivers nuværende niveau. Den nordlige af disse smeltevandsterrasser lige udenfor Keglen, er på nordsiden præget af hvad man forsigtigt kan tolke som dødishuller, se Figur 16. En skematisk figur som viser hvordan dødislandskab opstår ses i Figur 17.

Figur 16. Fossil smeltevandsslette foran Keglen. Er i den nordlige del præget af store lavninger, der tolkes som dødishuller. I dag er disse fyldt af mindre søer, som delvist er forbundne via tærsklen hvori der om sommeren løber små vandløb. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.



Figur 17. Skitse som viser hvordan et dødislandskab opstår. 1) Store blokke af is efterlades i forbindelse med en tilbagetrækning af gletsjerfronten, 2) der aflejres efterfølgende smeltevandssedimenter også oven på isen, nu kaldet dødis, og 3) at når dødisen senere bortsmelter, opstår større lavninger i smeltevandssletten kaldet dødishuller.

I nyere tid er den viden, der findes om Indlandsisens variationer i Kangerlussuaqområdet sparsom, da egentlige observationer først begyndte i 1930-érne. Som tidligere nævnt tyder observationerne på, at isranden i området ved Kangerlussuaq mange steder står tæt ved den mest fremskudte position, den har haft i de sidste ca. 6000 år. I andre dele af Vestgrønland har udviklingen varieret, men generelt er isranden først begyndt af smelte tilbage efter år 1900.

Man kan fx ved selvsyn konstatere, at Russells Gletscher indtil for få år siden har været under fremrykning (se kapitel 6). I dag er især frontområdet her meget aktiv. Langs mange dele af isfronten er der mellem 2005 og 2020, begyndt en tilbagesmeltning, der har ført til ændringer i smeltevandsløbene, tømning af isdæmmede søer samt frilæggelse af tidligere isdækkede områder bag den yderste moræneryg. Yderligere ses bag isranden i dag også markant sænkning af Indlandsisens overflade, mange 10-tals meter, pga. øget netto afsmeltning.

4. Landskaber og processer udenfor Indlandsisen

I samspillet mellem klima, geologiske materialer, vegetation og landskab udvikles en række såkaldte periglaciale landskabsformer, der også benævnes permafrostfænomener, og som er direkte relateret til forekomsten af frossen jord og om sommeren vand i undergrunden. En række lokaliteter langs kørevejene i Kangerlussuaq området beskrives for at illustrere landskabets udvikling de sidste omkring 8700 år, altså siden Indlandsisen trak sig tilbage herfra.

4.1 Smeltevandssletter og –deltaer

Smeltevandet med sedimenter fra Indlandsisen skaber de meget markante fladbundede dale, med smeltevandssletter, i området. I Sandflugtsdalen er der en for vestgrønlandske forhold typisk succession af smeltevandssletter dannet foran isranden. Da isen smeltede, efterlod den et landskab med langstrakte dale med flere, store fordybninger, som vandet strømmede ind i og igennem og dannede en række søer, som begyndte at fyldes med sediment.

Når smeltevandet strømmer under og bort fra indlandsisen, medtages det ofte store mængder sediment, der stammer fra dens underlag. Det iagttages let ved, at smeltevandet herfra er meget gråt og grumset af det finere, medens det grovere transporteres langs bunden. Desuden varierer vandmængden meget både døgnligt og gennem sommerperioden. Under vandtransporten sorteres og aflejres dernæst materialet, så det groveste aflejres først og senere det finere materiale. Som det første opbygges ofte en sedimentkegle foran isen bestående af meget materiale, ofte store blokke og mindre sten (se Figur 18). Når vandet derimod strømmer ud i en sø opbygges et delta, der langsomt fylder søen op med sediment. I den ende af søen der ligger længst fra isranden kan der om vinteren, hvor der ikke strømmer vand og søen dækkes af is, sedimenteres fint materiale i form af varv. Senere udvikles der på overfladen af deltaet over søens vandspejl en smeltevandsslette. På den aktive del af smeltevandssletten ser man ofte et såkaldt flettet vandløb, se Figur 19. Smeltevandet løber her i adskillige løb, der ofte ændrer placering, da der hele tiden aflejres materiale, der ændrer bundforholdene, så man får en veksling imellem højere partier, såkaldte barrer, og lavere, hvor vandet derefter løber. Til sidst udfylder deltaet hele søen med en smeltevandsslette på toppen.

Da der samtidig er sket en landhævning fremkaldt af isens tilbagesmeltning, der er mindst ved isranden og størst længst væk fra isranden, så kan de dele af smeltevandsletten der ligger tættest på isranden komme til at ligge så højt, at den fremtræder som en fossil smeltevandslette uden strømmende vand. Et meget fint eksempel på dette ses i Sandflugtsdalen på nordsiden af dalen ca. 2-5 km nedenfor Russells Gletschers rand.

Figur 18. Smeltevandsvandløb umiddelbart uden for gletsjerporten er domineret af sedimenter som blokke, sten og grus. Her foto fra august foran Russell gletsjeren. Foto: Søren M. Kristiansen, 2023.

Figur 19. Den flettede flodslette med smeltevandsfloden, her ca. midt i dens løb igennem Sandflugtsdalen. Sletten består af flettede og langstrakte striber af sand og vandløb. Foto fra først i august under normal vandføring. Under særlig stor afstrøming kan hele flodsletten dækkes af smeltevand. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Figur 20. Den flettede smeltevandsløb ved udløbet i fjorden. Smeltevandsdeltaet består af en bred, svagt hældende flade. Med vekslende tidevand, er den dækket af sand hhv. lavt vand. Saltvandet i fjorden ses i baggrunden som en ændret farve på vandet, hvor Strømfjordshavn ses til højre. Foto fra toppen af Ravneklippen. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Når smeltevandet når frem til det inderste af Sønder Strømfjord sker der også dannelse af et marint delta med en smeltevandsslette på toppen, se Figur 20. Her aflejres de sidste smeltevandssedimenter. Desuden er området præget af tidevand. Vandet inderst i fjorden er meget lavt, og sejlrenden ind til Strømfjordshavn må derfor oprenses ofte. En bredde på 24 meter og en dybde på mellem 3,5 og 5 meter forsøges opretholdt.

4.2 Sedimenterne i smeltevandsdalene

Watson floden transporterer store mængder ler, sand og grus fra Indlandsisen og ud til Sdr. Strømfjord. Det fine silt og ler ser man ikke direkte, men dette giver smeltevandet den karakteristiske grålige, mælkede farve, se Figur 18 og Figur 19. Det er også silt og ler som bevirker, at man ikke skal drikke smeltevand fra en gletsjer. Silt og ler partiklerne falder først til bunds, når smeltevandet når saltvandet i fjorden. Der skal nemlig en høj koncentration af salte i vand til, før end fint bjergartsmel kan flokkulere, altså klumpe sammen, og derefter falde til bunds. Derfor sker det først i fjorden.

De steder, hvor flodløbet snævres ind pga. klipper og store blokke i dens bund, stiger vandhastigheden og dermed flodens evne til at transportere sedimenter. Her dannes ofte strømhvirvler, stående bølger eller turbulent vand, som kan erodere og forme klippeoverfladen. Det sker i dag i Sandflugtsdalen ved Ekkodalen, vandfaldet og

broen over Watson River i Kangerlussuaq by. En række spektakulære former kan især iagttages fra broen over Watson River, se Figur 21. Under forårsflommen eller når en isdæmmet sø tømmes, er denne proces meget intens.

Bundformerne man ser på smeltevandssletten afhænger af de lokale strømforhold. Under stabile vandhastigheder bliver overfladen af sten langsomt poleret. Dette er dog oftest umulig at se, da overfladen med sten er dækket af et tyndt lag ler og silt, som smeltevandet også fører med i store mængder. Her kan ribber og andre små bundformer let iagttages, især når vandstanden er lav og hvor der er sandbund. De opstår hvor smeltevandet strømmer fra langsomt til relativt hurtigt.

Når der er stærk turbulens i vandet, dannes der større ribber, men også såkaldte jættegryder. Jættegryder er fordybninger i klippeoverfladen, som er op til en meter i diameter og et til flere meter dybe, se Figur 21. De er en særlig form for polerede overflader. Disse spektakulære former i flodens bund dannes ved, at en strømhvirvel gennem lang tid har roteret grus og sten på samme sted. Efterhånden opstår en grydeformet struktur, ved at stenene har slebet sig ned i klippen. Nogle steder kan man se de afrundede rester af stenene i bunden af jættegryderne.

Figur 21. Jættegryder i flodbunden under broen over Watson floden. Opstået når der har været ekstremt stærk strøm i floden, hvorunder sten i det turbulente smeltevand har kunnet erodere sig ned i grundfjeldet. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Bemærk, at nyere forskning indikerer, at ekstreme begivenheder som jökulhlaup i Kangerlussuaq området, sammenlignet med jökuhllaup f.eks. i Island og Zackenberg

i Østgrønland, bidrager begrænset til sedimenttransporten, men lokalt kan de skabe meget markante erosionsdale på meget kort tid - se kapitel 5.

4.3. Flydejord og landskred

Flydejord og landskred foregår i svagt til stærkt hældende terræn med permafrost og over klipper. Dette kaldes for peri-glaciale processer, og opstår især når permafrost i jorden tør op. Det er ikke undersøgt, om klimaforandringerne i Grønland gør, at disse opstår hyppigere i området.

Årsagen til at overjorden kan skride og flyde er, at når aktivlaget tør om sommeren, kan dette lag indeholde meget vand fra smeltning af sne på overfladen og fra vand, der var frosset i aktivlaget. Ofte er det vanskeligt for smeltevandet at dræne bort, da kun horisontal dræning er mulig pga. permafrosten i dybden. Der dannes derfor et jordlag nederst i aktivlaget, lige over permafrosten, der er vandmættet og nærmest mudderagtigt pga. manglende kohæsion. Dette lag, og det overliggende optøede lag, vil hvert år kunne flyde ned gennem terrænet og danne flydejordslober. Da processen er langsom, viser den proces sig primært som udposninger på selv mindre skråninger, bestående af vegetation og jordbund ved foden af skrænterne Figur 22.

Figur 22. Jordflydning og frost-tø processer. De små tuer dækket af græs kaldes hummocks, og er resultat af små frost-tø processer i jorden, mens jordflydningslober der ses som større former, opstår når det aktive lag hvert forår langsomt glider lidt længere ned ad bakken. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

I Kangerlussuaq-området ses flydejordsfænomener især på nordvendte skråninger. Generelt er disse koldere og fugtigere end de sydvendte skråninger. På stejle skråninger, her især hvis en tynd, løs topjord ligger på et fast underlag af klippe, kan

der opstå landskred, hvor større eller mindre partier af vegetation og underliggende jordmaterialer pludseligt glider ned, og lægger sig som dynger i en skredfod nedenfor skrænten (Figur 23).

4.4 Iskiler og polygonjorde

Andre typer af periglaciale jordbundsprocesser er såkaldte iskiler i polygonjord. Disse dannes hvor jordlag i selve permafrosten, med et højt indhold af vand trækker sig sammen ved meget lave frostgrader. For vand udvider sig, når det fryser men ved temperaturer fra -20 til -30°C vil vandet og jorden igen trække sig sammen. Herved opstår der om vinteren så store spændinger i jorden, at få mm til cm brede sprækker opstår. Sprækkedannelsen kan opleves som høje knald, der opstår i det øjeblik jorden sprækker op.

Figur 23. Landskred på stejl nordvestvendt klippeoverflade. Vegetationen og den løse jordbunden på klippen er skredet ned over skråningen. Opstået på en dag i sensommeren 2008 efter stærk regn, hvorunder den umættede zone er blevet vandmættet. For skala, se person nedenfor skredet. Foto: Niels Tvis Knudsen, 2008.

Der kan ske det, at nye sprækker opstår på tværs af allerede dannede. Typisk fører dette til, at et større område opdeles i adskillige flerkantede områder. Kantlængderne på denne form for polygon jord, kan være op til 20-50 m, og hver polygon er typisk afgrænset af 4-6 sprækker.

Om foråret, når sne i området smelter, strømmer jordmateriale og smeltevand ned i de åbne sprækker, hvor det genfryser som en iskile fra jordoverfladen til bunden af

sprækken. Alene i den del af topjorden, som tør op om sommeren smelter iskilen, og iskilen findes derfor alene fra bunden af aktivlaget. Næste vinter sprækker jorden op igen, og da isen i kilen er svagere end den omkringliggende frosne jord, vedligeholdes sprækkerne som iskiler. Herefter gentager processen sig. Kilen af is i polygonen, kan vokse til mange 10-tals cm bredde ved bunden af aktivlaget. Permafrosten, i form af ren is uden mineraljord, kan findes bare 20-30 cm under overfladen. Oven på iskilerne er der nogle gange alene mosser, mens der i de indre dele af polygonjorden altid er mineralsk jordbundsmateriale. I iskilen kan lidt løst mineraljord nemlig hvert forår falde ned i kilen i forbindelse med at den smelter lidt i toppen. Toppen af en iskile ses i Figur 25.

I Kangerlussuaq området ses iskilerne i landskabet som polygonformede strukturer på nordvendte skråninger, se Figur 24. Årsagen til, at de især findes her, er at gennemsnits temperaturerne er lavere. Hvorvidt også mere sne akkumuleres her hver vinter, er betinget af de helt lokale forhold. Vegetationen er også anderles over iskilen, hvilket bidrager til at iskile-polygonerne fremstår tydeligt i landskabet.

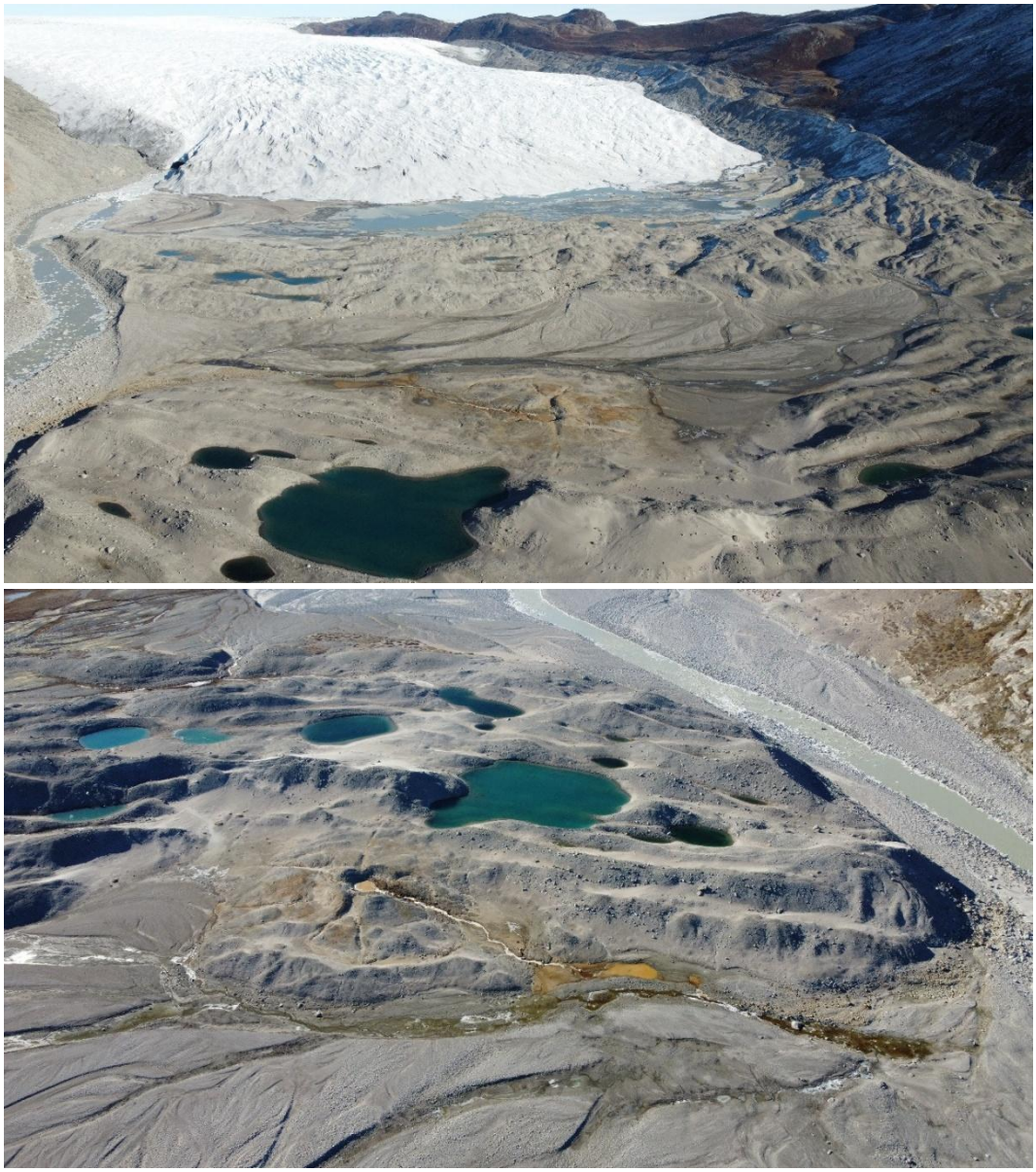
Figur 24. Polygonjord på nordvendt skråning. Iskilerne i polygonens sider ses som sprækker i vegetationsoverfladen. Permafrosten findes her som ren is uden mineraljord. Da iskilerne opstår både horisontalt og vertikalt, så opdeles skrænten i polygoner, som udgøres af frosset jord, mens striberne består af ren is. Foto: Niels Tvis Knudsen, 2004.

Figur 25. I selve polygonernes rand findes iskiler, og dermed permafrost, bare 30 cm under overfladen. Iskilen bedstår oftest af ren is og strækker sig flere meter ned i jorden, mens materialet over iskilen alene består af mosser nogen gange iblandet lidt sandløss. Foto: Søren M. Kristiansen, 2023.

4.5 Pingo

En markant landskabsform, der kan observeres i periglaciale områder med permafrost, er pingoer. En pingo opstår hvor grundvand presses op igennem sprækker i permafrossen jord hver sommer. Der var ikke observeret og beskrevet sådanne i Vestgrønland syd for Diskobugten, før en pingo i 1996 blev påvist i området foran Leverett Gletscheren (Figur 26). Desværre kan pingoen her ikke ses fra kørevejen. Betingelserne der skal være for deres dannelse, optræder ikke hyppigt i Kangerlussuaq området. Denne landskabsform kan forveksles med dødishuller, se Figur 17,

En pingo er en kegleformet dannelse med en afrundet top. Den kan blive 15-20 m høj, og få en diameter på 50-60 m. I 1996 lå pingoen ved Leverett Gletscher ca. 200 vest for isranden, fra hvilken den var adskilt med en flad smeltevandsslette. Pingoen består af sandede materialer og sten og grus. På siderne findes en del furer nær toppen. Sådanne kan ikke ses på de omkringliggende morænerygge. På toppen findes en kraterlignende lavning, og der kan om sommeren iagttages en kilde, der afgiver ca. 2 liter klart vand hvert sekund. Ved gravning i bakken fandtes i lav dybde ren is. Pingoen består altså af en kerne af is overlejret og omgivet af løst jordmateriale, hvor igennem smeltevand, nærmere bestemt artetisk grundvand, strømmer op under tryk hver sommer.



Figur 26. Pingo foran Leverett Gletscher i Ørkendalen set fra drone. Øverst ses pingoen midt i fotoet, hvor jorden er rødfarvet af udfældet okker fra det udstrømmende grundvand, og med gletsjerfronten i baggrunden. Nederst ses pinogens åbning, hvorfra det okkerholdige grundvand strømmer ud imod smeltvandsløbet. Lokaliteten kan kun nås, når der ikke løber smeltevand i Sandflugtsdalen. Fotos: Rune Kraghede, 2020.

4.6 Klitter og flyvesand

På smeltevandssletterne der afdræner Indlandsisen, flytter smeltevandet hvert år kolossale mængder sand og finere materiale ud mod kysten. Når der bliver lav vandstand i floderne fra sent på sommeren, blottes disse aflejringer og sedimenterne tørrer ud. Sand og silt som findes mellem stenene vil herefter kunne flyttes af vinden. Sandstorme opstår hyppigt om efteråret i Kangerlussuaq, hvor føhnvinde fra Indlandsisen har mulighed for at få fat i sandet på de vegetationsløse sletter. Det opleves allerede, når det blæser mere end 5-8 m per sekund.

Afblæsningsflader, hvor vegetationen mangler pga. vinderosion, ses hyppigt i landskabet tæt ved isranden. Afblæsningsfladerne leverer flyvesand og ses som mørkere områder pga. småsten og grus der danner en brolægning. De to største smeltevandsdale, Ørken- og Sandflugtsdalen, er især udsatte for sandflugt pga. deres orientering parallelt med faldvinden fra isen. Begge dalene er også karakteriseret af sandflugt, og disse processer har nok været aktive siden isen smeltede bort. Flyvesand herfra aflejres som små klitter, især på dalenes nordsider.

Figur 27. Forrest flyvesandslandskab med små klitter, hvor vegetationen har fanget flyvesand fra sletten. Aktiv i tørre perioder, når sand fra smeltevandssletten flyttes af vinden, og dernæst fanges bag vegetation. Foto: Søren M. Kristiansen, 2023.

I Ørkendalen findes det største område med sandaflejringer, medens Sandflugtsdalen har et smallere, men længere, klitlandskab. Såkaldte indlandsklitter uden megen vegetation ses tydeligt, hvor vejen forløber nede i Sandflugtsdalen. Imellem de små klitter ses afblæsningsflader uden sand, men dækket af et tyndt lag med grus og småsten, som vinden ikke kan flytte, se Figur 27.

I nogle områder udenfor smeltevandsdalene findes der et op til ½ meter tykt lag af finere materiale (finsand og silt), der som en dyne dækker klippeoverflader, marine terrasser og moræneaflejringer, se Figur 28. Dette fine materiale øverst er aflejret af vind. Det kaldes løss, og enten sand- eller siltløss afhængig af hvor fint det er. Det grovere sandløss findes tættere på kildeområdet på smeltevandssletterne, mens det finere siltløss findes længere ude, gerne mange km, da siltkorn kan flytte længst som

suspenderet materiale af vind. Det forventes fra andre lokaliteter i Grønland, at løss især er aflejret kort tid efter, at Indlandsisen forlod området. Omkring Kangerlussuaq by viser undersøgelser med optisk stimuleret luminescensens dog, at løssen er aflejret i to faser; først for omkring 4000 år siden og igen indenfor de seneste 1000 år.

Det skal i dag således ikke blæse meget, før støvet rejser sig fra smeltevandssletterne., og med en fremherskende vind fra sydøstlig retning, blæser det finere materialer imod vest- og nord. Nogle af de opragende sten er visse steder på nordsiden af dalene poleret glattere på denne side imod Indlandsisen. Vindpolerede løse sten kan også findes på gamle smeltevandsletter, f.eks. foran Russells Gletscher, samt andre steder, hvor sten i længere tid har været eksponeret for sandflugt og faldvinde fra Indlandsisen.

Figur 28. Flyvesand og sandløss i jordbundsprofil. Øverst ses ca. 30 cm velsorteret flyvesand. Herunder findes 50 cm med skiftevis brun tørv, som er aflejret i en lille mose eller et kær, hvori lag af gullig sandløss samtidigt blev aflejret af vinden under storme. Nederst ses stenet smeltevandsaflejring og moræne aflejret før Kegle-stadiet. Profil umiddelbart øst for Kangerlussuaq by. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Sandklitter, der bevæger sig op af bjergsider, findes også i området. Disse såkaldte klatrende klitter findes på nordsiden af Ravneklippen, se Figur 29. Her blæser flyvesand fra smeltevandssletten op af bjergsiderne under storme, men aflejres ved foden af bjerget, da vinden ikke kan flytte grovere sandkorn højt op. Grovere sandkorn hopper nemlig. Der ses ikke klitformer på overfladen af de klatrende klitter. De ligger alene som en dyne af sand, som lokalt kan være mange meter tyk.

Figur 29. En klatrende klit på nordskråningen af Ravnefjeldet. Her er flyvesand fra Sandflugtsdalen aflejret langt op ad bjergsiden. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

4.7 Erosionssideddale - kildedale

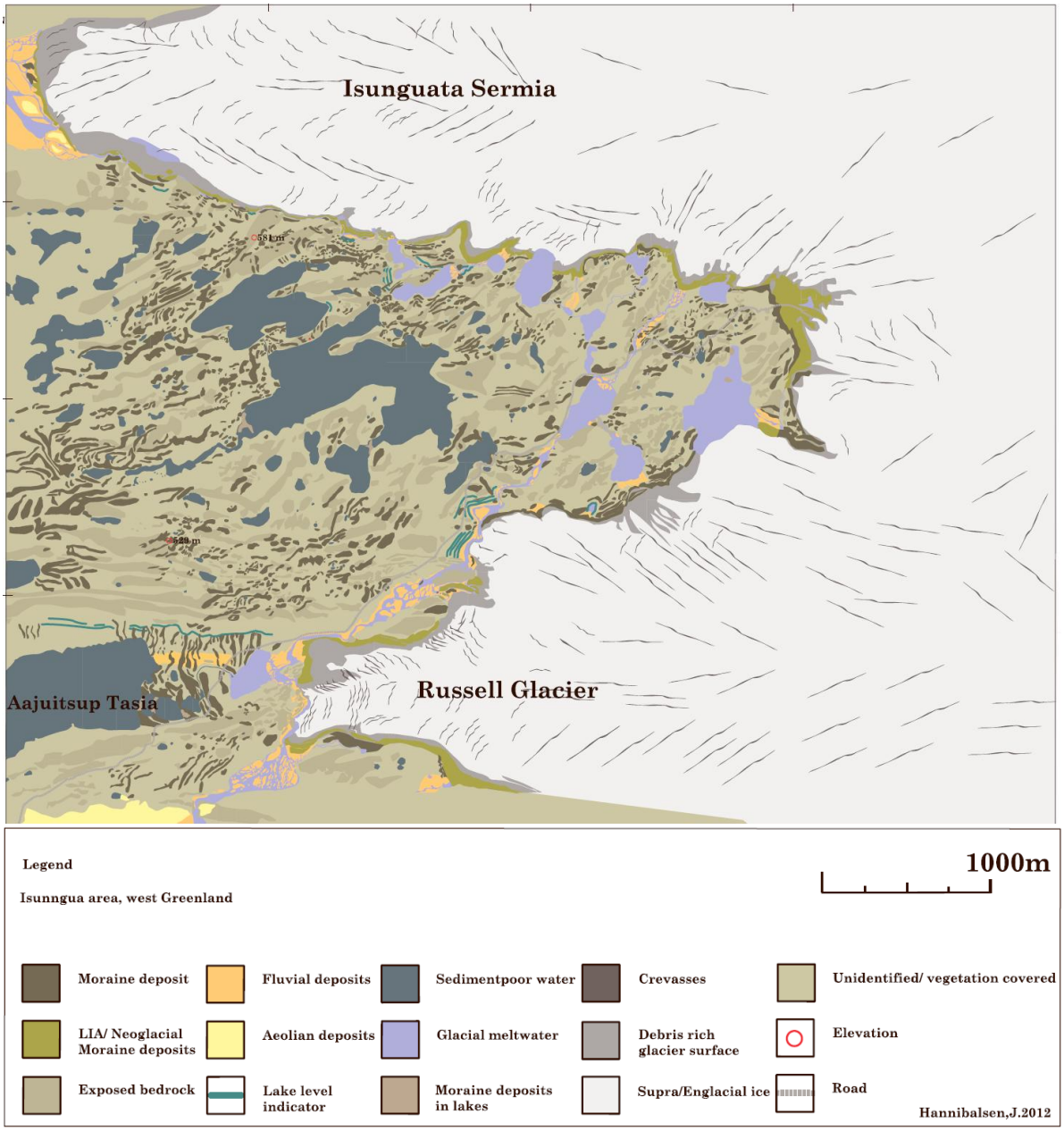
Dale kan hurtigt opstå i et periglacialt landskab i forbindelse med kraftig tø eller regn, og sådanne dale kan iagttages på nordsiden af Sandflugtsdalen. Regnvand løber her oven på klipperne, og samles derefter nede i kanten af flyvesandaflejringer langs smeltevandssletten, hvorved der opstår markante, vandførende lag lige ovenpå permafrosten, Når vandet løber underjordisk hurtigt igennem sandjorden, vil den overliggende løse flyvesand blive undermineret. På kort tid kan en karakteristisk dal med flad bund og stejle sider skabes, mens dalen langsomt bevæger sig bagud i det ellers flade landskab, se Figur 30. Centralt i den lille dal kan man iagttage, at grundvandet bobler op, da vandet her er under tryk, såkaldt artetisk grundvand. Fænomenet hedder på engelsk retrogressive thaw failure.

Figur 30. Kildedal under dannelse i flysandsklitterne på Sandflugtsdalens nordside. Efter kraftig regn om sommeren, kan man se, hvordan en lille dal med flad bund og stejle sider eroderes af udsivende grundvand. På få dage bevæger den sig baglæns ind og op i landskabet mens der dannes et lille delta nedstrøms. Foto Søren M. Kristiansen, 2023.

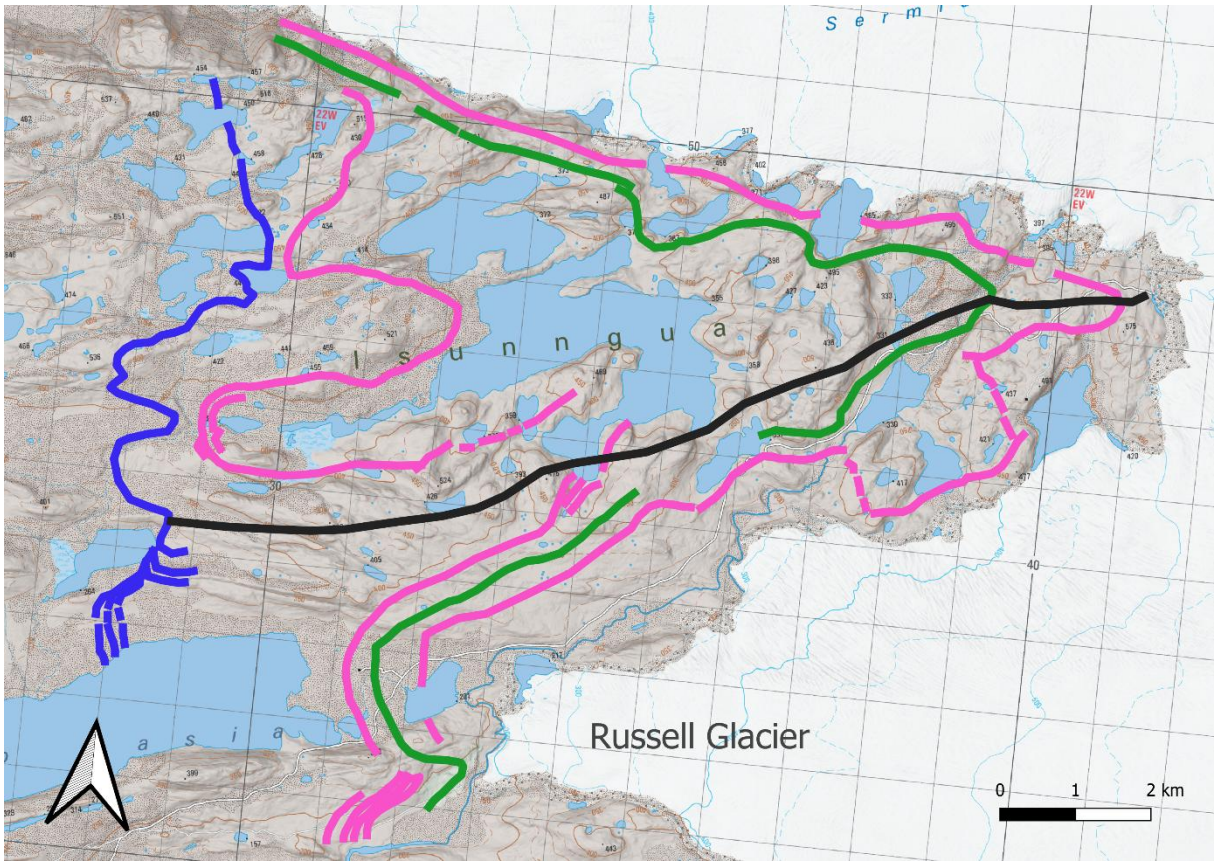
I Sandflugtsdalen ses mange år sådanne kildedale. De kan her være 10-tals meter lange, og med op til 1 meter høje sider. De genopstår selvom de kan fyldes op, når meget sand fyger i efterår eller vinter. Der findes fossile eksempler på sådanne kildedale fra sidste istid med op til 500 m lange og 30-40 meter høje sider i Midtjylland i Danmark, mens moderne eksempler i Sibirien kan være flere km lange, og opstå på få år når permafrosten tør hurtigt op.

5. Processer og landskaber umiddelbart foran Indlandsisen

I Isunngua-området ses klare spor fra tidligere isfremstød i form af især randmoræner. Se kapitel 3 for den overordnede udvikling i isfremstød i området. Et geomorfologisk kort over området er vist i Figur 31, mens figur 32 alene viser tolkede markante israndslinier i området mellem Isunguata Sermia og Russell Gletscher under tilbagesmeltningen fra Aajuitsup Tasia og den nuværende israndslinier. I alt kan skelnes mindst 5 israndslinier markerende, fornyede fremstød under tilbagesmeltningen.



Figur 31. Geomorfologisk kort over området mellem Russells Gletscher og isunnguata sermia. Efter Hannibalsen (2012).



Figur 32. Fortolkede isfremstød under Indlandsisens generelle tilbagetrækning, i området mellem Russell Gletscher og Insunnguata Sermia. Isdeleren mellem de 2 gletschere er vist som en sort-linie fra den nuværende vestligste position af isranden. Modificeret efter især Hannibalsen (2012).

5.1 Randmoræner i området øst for Aajuitsup Tasia

Nord for det øst-vest orienterede højdedrag, hvis højeste toppe når op over 400 m o.h., og som udgør Sandflugtsdalens nordlige side, ligger en stor sø, Aajuitsup Tasia. Denne sø i bunden af en bred dal er mere en 10 km lang og næsten 2 km bred (se Figur 1 og Figur 12). Søens vandspejl ligger i dag i lidt under 250 m o.h. Søen har et tilløb fra vest fra Sanningasoq, men dens afløb sker mod øst imod Indlandsisen. Afløbet sker gennem et lille vandløb der strømmer ind i en sø, der siden drænes gennem smeltevandsløbet i Israndsdalen og derfra langs med Russells Gletschers rand til Watson floden.

Udløbet fra denne sø ligger tæt ved 200 m o.h. Man kan derfor forestille sig, at hvis Russells Gletscher rykker frem og spærrer for afløbet nord om højderyggen, kan der opstemmes en meget stor sø foran gletscheren. En sådan sø ville i dag få afløb mod vest gennem Sanningasoq i et niveau mellem 250-275 m o.h. Hvis det skete, ville vandføringen fra Russells Gletscher mindskes med størstedelen af den mængde vand, der nu strømmer gennem Israndsdalen.

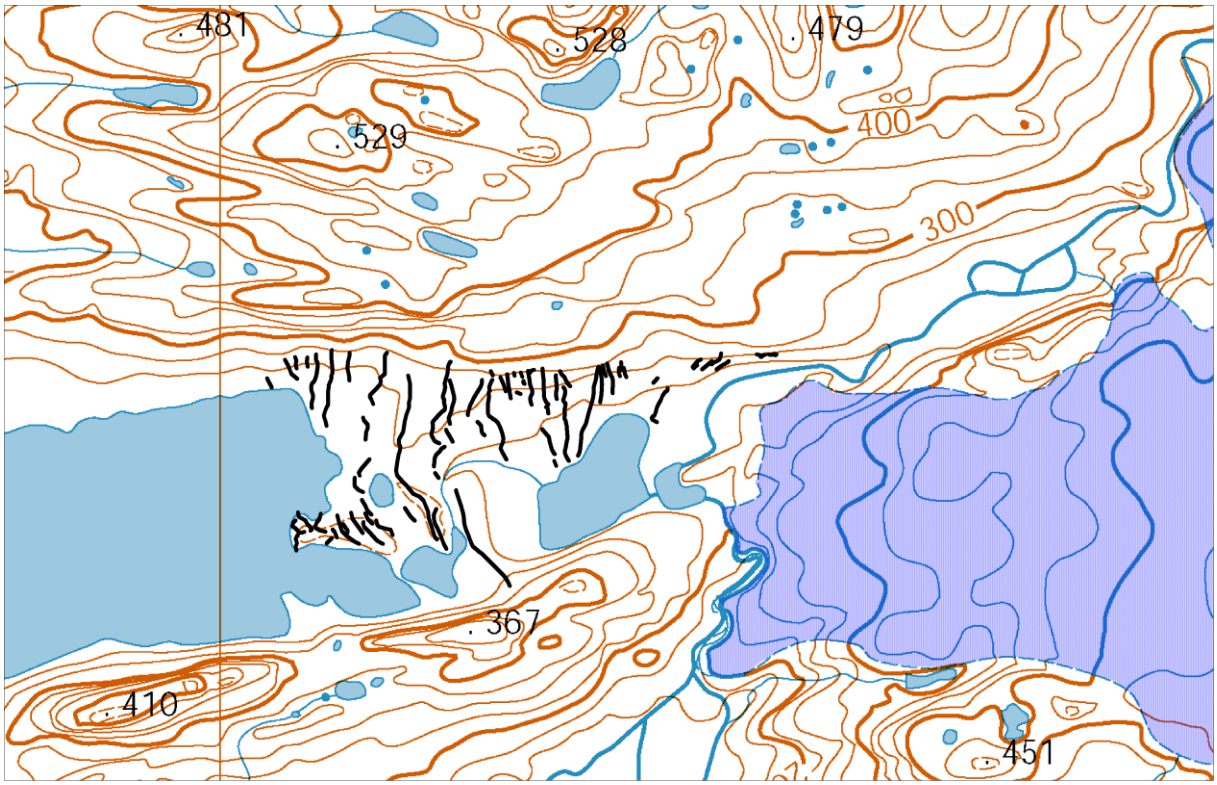
Figur 33. Terrasser fra isdæmmet sø ses som næsten horisontale områder uden den mørkegrønne vegetation. Området her i den østlige ende af Aajuitsup Tasia har desuden lave rygge, der udspringer i det næsten horisontalt niveau (et tidligere søniveau) på den nordlige side af søen. De strækker sig på tværs af dalen. Ryggene ses tydeligt, da vegetationen er anderledes på end mellem ryggene. Bakkerne er skubbet op af gletsjeren under et mindre fremstød om vinteren, hvor gletsjeren derefter er smeltet tilbage gennem søen om sommeren. Orange telte viser skalaen. Foto: Niels Tvis Knudsen, 2004.

På et tidspunkt under Indlandsisens afsmeltning tyder meget på, at det meste eller hele Aajuitsup Tasia var fyldt af en istunge. Smeltevandet fra Israndsdalen måtte dengang strømme ud den nævnte vej gennem Sanningasoq, afhængig af om niveauforholdene dengang var som i dag. Man kan imidlertid sagtens forestille sig, at der stadig lå begravede ismasser i området, som forhindrede smeltevandet i at bruge denne dræningsvej. Hvis det var tilfældet, ville vandet strømme af gennem et lavt pas nord for Keglen, og ned til Sandflugtsdalen. Der ville derfor opstå et markant vandfald på nordsiden af skråningen lige nord for Keglen (se beskrivelse af fossilt vandfald senere). Pashøjden her gav værdier tæt på 270 m o.h, hvilket svarer til den nuværende pashøjde i dalsystemet nordvest for Sanningasoq. Målingerne antyder derfor, at afstrømning fra den isdæmmede sø gennem passet var mulig i forbindelse med Indlandsisens tilbagesmeltning.

Terrassesystemet i den østlige ende af Aajuitsup Tasia med en næsten horisontal overflade på 273 m o.h., hvilket svarer nøje til en flere km lang næsten horisontal flade af 10-20 meters bredde på nordsiden af søen i en højde af ca. 275 m o.h. Dette kan være resterne af en fossil strandbred fra en sø stemmet op af en større Russells

Gletscher (se placering på Figur 32). Disse landskabselementer og niveauforhold tyder alle på, at der har været en meget større sø med dette søvandspejl i området. Sandsynligvis var søen aktiv fra det tidspunkt hvor Indlandsisens rand stod ved Keglen, og til den var smeltet tilbage til tæt ved Russells Gletschers nuværende rand. Terrassen er dog ikke absolut dateret.

I området mellem den østlige ende af Aajuitsup Tasia og fronten af Russells Gletscher findes mange lave langstrakte bakkekamme på tværs af dalen (Figur 33 og Figur 34). Bakkekammene er meget tydelige i terrænet, da de har en helt anden vegetation end de mellemliggende områder. De største kamme er nogle få meter høje og kan følges hele vejen på tværs af dalen, medens mange, lavere bakkekamme findes som korte afbrudte stykker, der ikke når hele vejen på tværs. Det er i øvrigt karakteristik, at de fleste af bakkerne standser i omkring 275 m o.h., tæt ved den tidligere søbred på nordsiden af dalen



Figur 34. Årsmorænerygge i området mellem Russells Gletscher og Aajuitsup Tasia. Med sorte streger er afbilledet de tydeligste morænerygge på tværs af dalen mellem søen og gletscheren. Ryggene er sandsynligvis skubbet op af gletscheren under årlige, vinter-genfremstød i forbindelse med den genelle tilbagerykning.

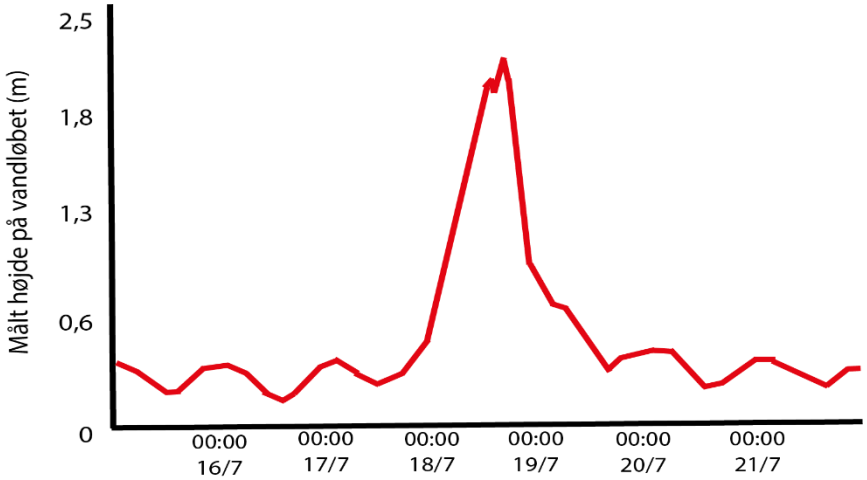
På dalens sydside findes kun enkelte af disse langstrakte bakker, ligesom spor efter en tidligere søbred kun findes enkelte steder, hvor der så i øvrigt findes meget veludviklede iskilepolygoner, typisk som tegn på højt vandindhold i jorden. Formen og placeringen af bakkekammene tyder på, at de kan være dannet som randmoræner ved fronten af gletscheren, der stod i den isdæmmede sø. De er så

dannet når gletscheren under sin generelle tilbagesmeltning i korte perioder, sandsynligvis om vinteren, rykkede lidt frem i den issøen. Den følgende sommer smeltede isen så mange 10-tals meter tilbage, inden der i den følgende vinter blev dannet en ny ryg, dvs. en ny randmorœne på søens bund. Sådanne rygge kaldes også for årsmorœner.

Et kort med alle rygge, der kunne identificeres, er vist i Figur 34. Udviklingen kan have været regelmœssig, måske en periode på 25-30 år, mens Russells Gletscher er smeltet og kœlvet tilbage gennem den isdœmmedesø. Hver vinter har der været et mindre gen-fremstød, der har dannet nye randmorœner foran isranden. Dette kaldes årsmorœner. At de er mindre veludviklede i den sydlige del af bassinet, kan skyldes, at da isens overflade var smeltet ned til et niveau tœt på søens niveau, blev det muligt for smeltevandet at drœne mod syd rundt om den højderyg, der i dag ligger lige vest for Russells Gletscher. I den forbindelse kan det strømmende vands hastighed være blevet så stor, at søens vandoverflade nåede ned til morœneryggenes niveau, hvorefter ryggene ganske enkelt blev eroderet bort af strømmende smeltevand. Derefter kunne vandet fra Israndsdalen frit løbe ud til Sandflugtsdalen, som det fortsat gør i dag.

5.2 Smeltevand som drœnes fra isen

Det første smeltevand begynder at løbe bort fra Indlandsisen i april, mens der i oktober nœsten ikke løber smeltevand. Noget smeltevand løber oven på isen, mens hovedparten transporteres gennem isen eller løber langs bunden (subglacialt).



Figur 35. Vandstanden i smeltevandfloden i Israndsdalen gennem 7 dage i juli måned. Tidsforskellen mellem den største afsmeltning og største vandstand er et udtryk for den tid, det tager for vandet fra smeltevandsløbets opland imod Indlandsisen, at nå frem til målestationen. I dette tilfælde ca. 12 timer, da toppene ligger ved midnat og isafsmelgningen sker om dagen. Midt i perioden ses vandstandens variation når en mindre isdœmmet sø tømmes, et jökulhlaup. Efter Russell, 1989.

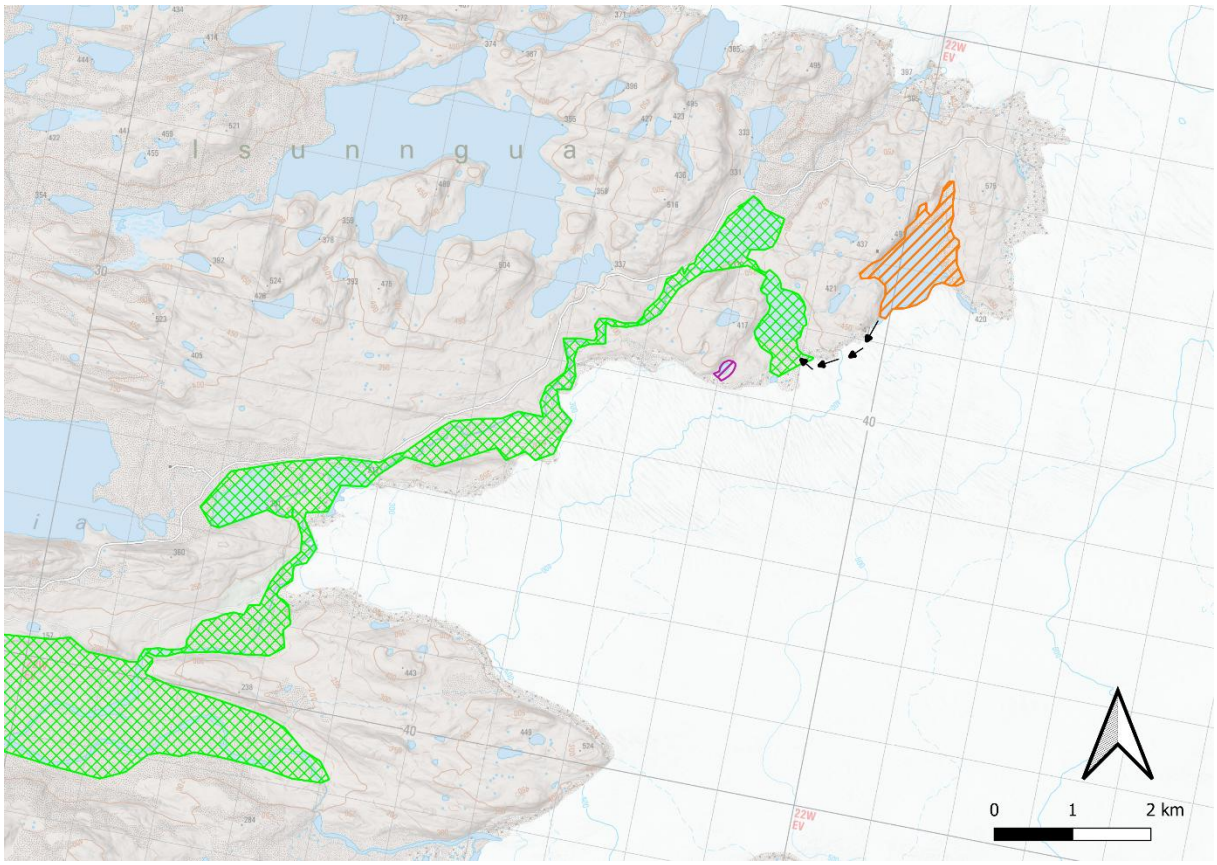
Typisk varierer vandstanden i smeltevandsfloden foran gletscherfronten gennem døgnet, men er ikke i fase med afsmeltningen af is på Indlandsisen. Variationer i smeltevandsløbets vandføring over en uge i juli kan ses i
Figur 35. Den højeste vandstand måles kort efter midnat og den laveste vandstand måles første på eftermiddagen. En måling af afsmeltning på en solskinsdag på Indlandsisen, viser størst afsmeltning mens indstrålingen er højest, altså først på eftermiddagen. Forsinkelsen skyldes at smeltevandet skal nå at strømme igennem sprækker og spalter inden i isen, inden det når fronten samt foran gletscheren frem til målestedet.

Man kan ved direkte observationer af flodbredden også se, at der er tydelige vandstandsvariationer i vandløbet, idet vandstanden om formiddagen er betydeligt lavere end senere om eftermiddagen. Fra den foregående højeste vandstand falder den til den følgende dags formiddag. Ofte ses der spor efter tidligere vandniveauer som små vandrette hylder i aftagende højde. På tidspunktet for laveste vandstand kan man normalt også se mange flere blokke i vandløbet end senere på dagen, hvor vandstanden stiger igen og dækker dem. Smeltevandsløbet forhindrer størstedelen af sommeren, at man kan komme på tværs og over til selve isranden.

Smeltevandet fra isen har et højt indhold af suspenderede materialer, der giver vandet en karakteristisk grålig farve. Materialet er finkornet, silt, og det er et erosionsprodukt fra gletschere. En populær betegnelse for materialet er bjergsarts-mel. Dette viser tydeligt, at materialet er dannet ved, at gletscheren som en kværn har malet større partikler ned til meget fine materiale, se også kapitel 4.

5.3 Isdæmmede søer og Jökulhlaup (jøkelløb)

Mange steder langs Indlandsisens rand findes der søer, som dæmmes op af fronten af indlandsisen. Disse søer i lavninger i fjeldterrænet er fyldt med smeltevand, da isen forhindrer smeltevand i uhindret at strømme bort. En del af søerne har et naturligt overløb, når vandoverfladen når op i et givent niveau i terrænet. Gennem afløbet kan vand strømme bort fra søen. Det sker imidlertid også, at vandet i søerne pludseligt drænes helt eller delvist ind under isen eller gennem isen. De kaldes et jökulhlaup efter det islandsk navn for katastrofale strømme af smeltevand. Langs nordranden af Russells Gletscher findes to bassiner af denne type, hvoraf den største kan ses tydeligt fra anlægsvejen, se
Figur 35 og *Figur 36*.



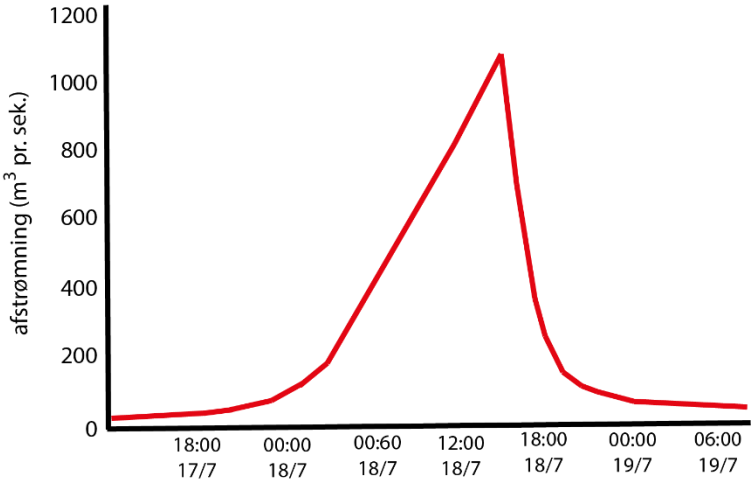
Figur 36. Placering af det store drænede søbassin (orange skravering) og øvre dele af det område (grøn ternet) som blev oversvømmet under et stort jökulhlaup i 2007. Pilene viser hvor smeltevandstunnelen under isen løb (se foto i Figur 39). Den lille issø er vist med lilla skravering (se Figur 40). Delvist omtegnet efter Mikkelsen et al., 2013 og Carrevick et al., 2018.

Arealet af den fyldte opdæmmede sø er næsten 1 km^2. Da søen var maksimalt fyldt i 2007, og overløbet over fjeldet fungerede, lå vandspejlet i ca. 420 m o.h. I den situation drænes vandet bort fra søen gennem et vandløb, der afsluttes i et flot vandfald, hvorfra vandet løber ind i en sø, der ligger ca. 1,5 km mod vest. Vandføringen i dette vandfald blev i august 2004 vurderet til 10-20 m^3 pr. sekund. Søen opdæmmes af Indlandsisen på en strækning af 1,2 km hvor isfronten står næsten lodret i en højde på 25-30 m. Fra fronten skete der regelmæssigt kælvning af is ud i søen, og der flød derfor mange isskosser i søen. De bliver af vinden, der for det meste blæser bort fra Indlandsisen, ført over mod søens udløb.

Denne opdæmmede sø er observeret tømt for vand flere gange. De beskrevne observationer omfatter årene 1974, 1982, 1984 og 1987. Søen blev senest igen tømt sent på sommeren 2007, og et billede fra 2008 viser søen under opfyldning. De senere år er der sket mindre tømninger, hvor søen kun delvist har været fyldt op. I 2024 står fronten stadig lodret i søen, men vandet strømmer nu væk gennem et løb langs nordsiden af Russells Gletscher, og søen fyldes ikke mere.

Figur 37. Isdæmmet sø ved nordlige rand af Russell Glacier, set gennem flere år fra den samme position ved vejen. A) foto fra 2004 hvor søen er fyldt op til højeste niveau, og der er afløb fra søen mod vest (til højre på fotoet) gennem fjeldet. Isfronten, der står lodret i søen i baggrunden, hvorfra der jævnligt sker kælvning, er 25-30 m høj. B) Foto af 2008 hvor søen er helt tømt efter jökulhlaup 10 måneder tidligere, c) foto fra juli 2014 af den nu ca. 1 km brede isdæmmede sø i en halv-afdrænet tilstand (Carrevik m.fl. 2018), og D) 2024 hvor søen nu alene dræner under fronten af Indlandsisen til Russells Gletscher. Fotos er ikke taget med helt med samme zoom, men benyt linjen hvor vegetationen begynder, til at se kote for søens maksimale vandspejl før tømningen i 2007. Fotos Niels T. Knudsen.

Da søen tømtes i 1984, skete det den 20. august og varede 24 timer. I 1987 skete det i dagene 17-19. juli og varede 36 timer. Figur 38 viser hvordan vandføringen ændrede sig i Israndsdalen under denne katastrofale tømning. Vandet drænede gennem en tunnel inden i isen, og vandet strømmede ud ca. 2 km længere nede langs isranden. Vandet strømmede derfra ind i samme sø, som overløbet strømmer til, når der er overløb. Ved en tømning fra maksimal højde på søen, er det dog meget større vandmængder, der transporteres pr. sekund.



Figur 38. Vandføringen i smeltevandsfloden i Israndsdalen under et mindre jökulhlaup. Dato og klokkeslæt ses på x-aksen. Efter Russell, 1989.

Kurven, der viser vandføringens variation under tømningen er typisk for det, vi kalder et jökulhlaup. Figur 38. Figuren viser, at ved tømningens begyndelse er vandføringen omkring 30 m^3 pr. sekund. Den største vandføring, der måltes, var tæt på 1100 m^3 pr. sekund. Herefter falder vandføringen i løbet af de næste 2-3 timer til den størrelse, der var før tømningen begyndte, fordi søen bliver tømt for vand og ikke længere kan levere vand til tunnelsystemet. Den kraftigt øgede vandføring har stor effekt i dalen i form af erosion, transport og senere aflejring af materialer. Altså en forøgelse af vandføringen 35-40 gange i forhold til det normale. Ved den højeste vandføring vil endog meget store blokke kunne transporteres af vandet. Vandstanden faldt næsten 50 m, så kun en mindre sø var tilbage i lavningen efter tømningen.

Det samlede volumen der blev drænet i 1987, var omkring 36 millioner m^3. Ved tømningen i 1984 var volumen mindre, men nåede dog en størrelse omkring 22 millioner m^3. Imellem 1984 og 1987 tømtes søen ikke, og den var ikke helt fyldt med vand før umiddelbart før tømningen. Søen var på det tidspunkt altså næsten 3 år om at fyldes og situation igen kunne opstå, hvor forseglingen mellem søen og bunden af isen kunne brydes.

Observationer efter tømningen i 1987 af jordbunds- og vegetationsrester næsten 40 m under det naturlige udløb, viser at søen i en periode forud for 1974 kun blev fyldt med vand til et meget lavere niveau. Det må derfor have været muligt for smeltevand at strømme fra bassinet og ud under eller henover isen. I perioden efter 1987 er der heller ikke observeret tømning før 2007, men kun afløb af vand gennem det nye, naturlige overløb. At der ikke havde været tømninger i den periode blev bekræftet af fundet at lagdelt (varvigt sediment) aflejret på bunden af bassinet. Årsagen til disse ændringer skal sandsynligvis kobles med fremrykningen af nordranden af Russells Gletscher igennem 1900-tallet.

I sommeren 2004 var søen tømt i begyndelsen af august, og der var ikke spor af en tømning tidligere det år. Der var mulighed for at krybe et kortere stykke ind i et tunnelsystem under gletsjerfronten. Russells Gletscher er siden rykket så langt tilbage, at der nu er permanent åbent for dræning af vand bort fra søen, uden at der løber smeltevand fra gletscheren ind i bassinet. Efter tømningerne, fx i 1984 og 1987 og igen i 2024, er der observeret en tunnel med en diameter på 10-15 m i isfronten i den vestlige del af søen, se situationen i 2024 i Figur 39.

Når en gletsjer rykker frem i terrænet, kan det medføre at lavninger, der tidligere kunne drænes langs med isranden, i stedet bliver fyldt med vand, som så tømmes med mere eller mindre regelmæssige mellemrum. Det kan være forklaringen på, at den største af de isdæmmede søer tilsyneladende først begynder at tømmes efter 1974. En tømning kræver desuden, at forseglingen mellem isen og vandet i søen brydes. Dette sker bedst, hvis vandsøjlen i søen bliver så høj, at vandets tryk kan løsne og løfte isen fra underlaget, så vandet kan strømme væk gennem en tunnel inde i og/eller ved bunden af isen.

Figur 39. Bag personen ses en åben tunnel i isen, som er opstået efter tømning af issø i bl.a. 2007 (se forløb i Figur 36). I august 2024 observeredes det, at tunnel ikke længere havde et aktivt smeltevandsløb, og at dele af den var styrtet sammen. Randen af Russells Gletscher. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Den mindste af de to isdæmmede søer i området ses i Figur 40 (se også kort i *Figur 36*) og er kun observeret drænet én gang; natten mellem 15. og 16. juli 1988.

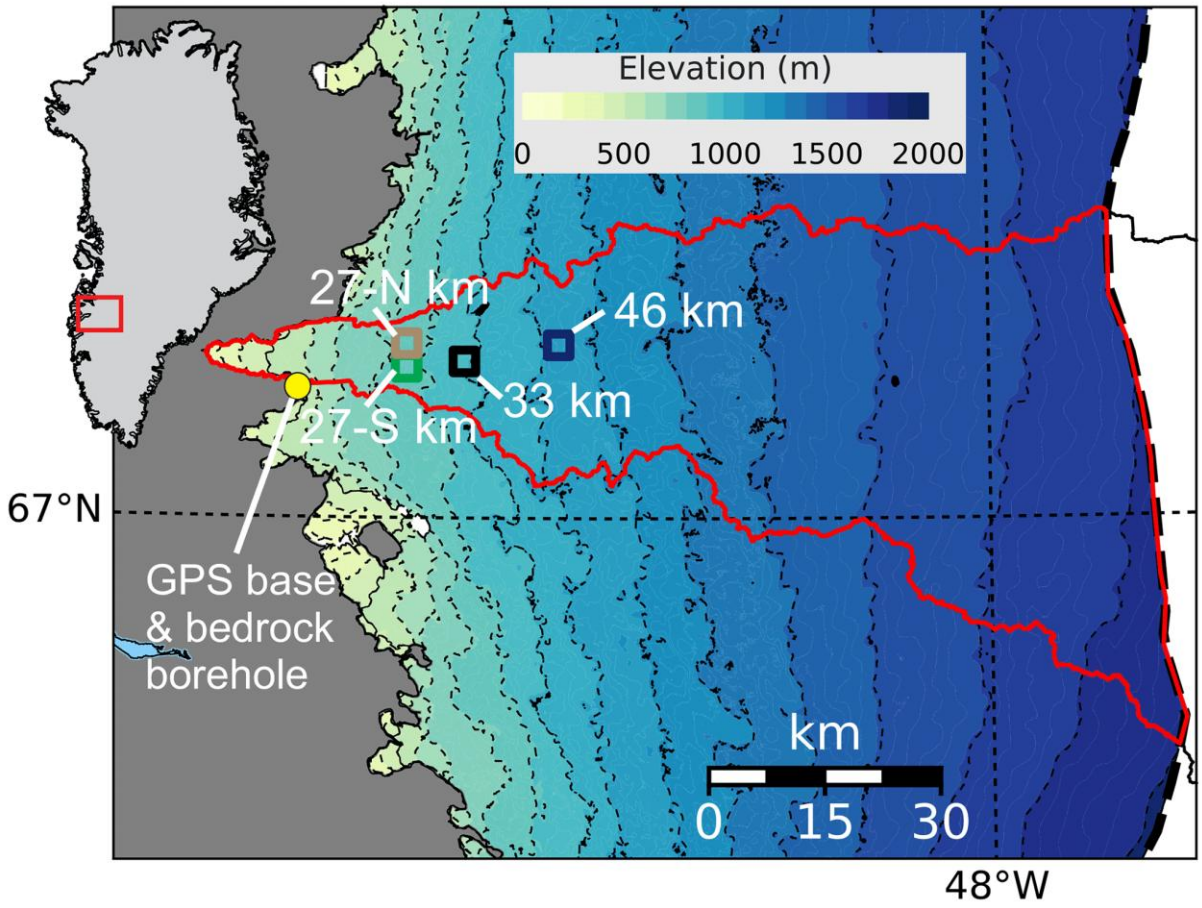
Observationer antyder at søen tømtes i juni det år. Der blev ikke observeret vand, der strømmede væk fra søen forud for tømningen, hvilket antyder at tilløb blev drænet bort igennem eller ind under gletscheren. Søen var forud for tømningen dæmmet over en længde på 250 m langs isranden, og vandspejlet i søen stod ved den øverste strandlinje dagen før. Den 15. juli kl. 21.30 var vandstanden i søen faldet 9,9 m og mindre isskosser lå strandet på søbunden. Vandstanden faldt yderligere 2,9 m før midnat, hvor søen deltes i to mindre bassiner af en moræneryg. Derefter tømtes bassinet ind mod gletsjeren hurtigt og afslørede en tunnelindgang gennem hvilket vandet blev drænet. Den samlede sænkning af søens vandflade blev målt til 22 m. Det blev efterfølgende beregnet at 330.000 m^3 vand blev drænet bort fra søen i løbet af 5 timer svarende til næsten 18 m^3 per sekund.

Figur 40. Lille isdæmmet sø ved nordranden af Russells Gletscher som netop er blevet drænet i i 2024 og nu helt uden kontakt med Gletscheren. Man ser tydeligt den tidligere sø's strandlinje, som det niveau, hvor vegetationen i fjeldet begynder. Det var i 2004 her muligt at komme ind under indlandsisen i det tunnelsystem, hvor afløbet fra søen i dens nordlige ende, drænede bort under isen. Foto: Niels Tvis Knudsen.

En tredje form for jökulhlaup skyldes søer som findes indeni og ovenpå Indlandsisen. Det største kendte jökulhlaup i området skete i 2012 og må skyldes denne type sø. Smeltevand fra den skyllede dele af broen over Watson floden i Kangerlussuaq by bort. Den kom sandsynligvis fra en sø i Ørkendalen, som må have ligget et stykke inde på Indlandsisen. Dens placering er dog ikke kendt.

6. Indlandsisens og processer ved dens rand

Oplandet af indlandsisen hvorfra gletcheris kontinuert strømmer hen imod Kangerlussuaq befinder sig op til 200 km øst herfor, og når en højde af over 2000 m. I de følgende afsnit gennemgås egenskaber og processer man kan iagttage umiddelbart i dens randzone.



Figur 41. Kort, der viser oplandet (supraglacial, rødt omrids) til Isunnguata Sermia-gletscheren i det vestlige Grønland. Bemærk, at det subglaciale opland givetvis er anderledes. Fra: Harper m.fl., 2021 (CC-A-4.0). Den gule prik er Russells Gletscheren.

6.1 Indlandsisens front af Russells Gletscher i Israndsdalen

Et af de mest dynamiske steder i området er fronten af Russells Gletscher, hvor is, smeltevand og landskab mødes. Selve gletsjeren består af en tunge af is, der skyder sig frem i landskabet med en hastighed, der i øjeblikket lige netop balancerer med afsmeltningen og kælvningen af fronten. Dog sker der en nedsmeltning af isen og stedvis tilbagesmeltning langs det meste af randen. Tilbagesmeltningen her følge sandsynligvis det generelle mønster for Vestgrønland. Fra 1985 til 2021 er der ca. 0,5 m tabt isoverflade (målt som m vandsøjle) pr. år, og overfladen af Indlandsisen er blevet 20 m lavere, mens ligevægtslinjen for hvor afsmeltning hhv. akkumulation sker oppe på isen, er rykket ca. 150 m højere op.

I Figur 42 giver et tydeligt indtryk af de dynamiske forhold langs isens rand. Man ser fx en næsten lodret gletsjerfront, der i 20024 rejser sig vertikalt ca. 40 m i vejret, men siden bliver langt lavere. Man ser også, at isen er gennemskåret af næsten horisontale smalle, mørke bånd. Det viser, at isen ved bunden et kort stykke bag fronten er i bevægelse fremad, og at der herved dannes såkaldte forskydningsplaner. De har deres udspring ved bunden af gletsjeren, hvor der opstår brud, så overliggende is bevæger sig op- og henover underliggende is. Da det sker gentagne gange og inden for en smal zone af varierende bredde ved bunden af gletsjeren, skærer planerne ofte hinanden under skæve vinkler, når man ser dem i fronten.

Figur 42. Fronten af Russells Gletscher. Øverst i 2004: Her havde den sin maksimale højde og udbredelse. Man fornemmer det dynamiske miljø, hvor gletsjeren, der underskæres af smeltevandsfloden, ofte kælver. I den stejle front ser man tydelige striber, som er forskydningsplaner inden i gletscheren. Midterste foto i 2017, og nederst i 2024 hvor tilbage- og nedsmeltningen er begyndt. De striber man ser på isens overflade er tætliggende forskydningsplaner. Foto: Niels Tvis Knudsen (2004), Søren Munch Kristiansen (2017) og Jesper H. Langhoff (2024).

Smeltevandet, der løber langs randen, smelter sig ind i isen, som bliver overhængende, så der efterfølgende kan ske store skred, som et resultat af dette og isens stadige bevægelse fremad. De største kælvninger kan være voldsomme, og isskosserne kan spredes i op på tværs af vandløbet. De største begivenheder spærrer for vandstrømmen, og det er først, når en større mængde vand er stemmet op opstrøms for skredet, at det kan sættes i bevægelse og med stor kraft strømme ned gennem løbet. I den situation kan det være livsfarligt at opholde sig nedstrøms.

Figur 43. Tunge af is, der skyder frem i terrænet fra nordranden af Russells Gletscher. Øverst i 2004: ved randen af tungen ser man svagt en randmoræne under dannelse. Mellem 2004 og 2024 ses, at isranden smelter tilbage mens randmorænen kommer frem. Fotos: Niels Tvis Knudsen.

6.2 Randmoræne dannelse - nordranden af Russell gletscher

På hele vejstrækningen gennem Israndsdalen kører man langs Russell Gletscherens nordrand. Foran isen løber en stadig aktiv smeltevandsslette hvori der mellem vejen og isens rand løber et større smeltevandsløb, der dræner smeltevand fra mange små og større tilløb også fra området udenfor isen.

I Figur 43 ses fronten af Russells Gletscher i hhv. 2004 og 2024. På fotoet fra 2004 ses randmorænen under aktiv dannelse. Denne består af løse blokke og andet materiale, der transporteres hertil af gletsjeren. De striber man ser på isens overflade er tætliggende forskydningsplaner. Foran gletsjeren ses en lav, gennembrudt og bevokset ryg, der er resterne af en endnu ældre randmoræne, dannet ved et tidligere isfremstød. I 2024 ses at istungen er smeltet tilbage, og at også højden er lavere pga. afsmeltning. En stor del af den ældre moræne, samt morænen som var under dannelse, er også forsvundet, som et resultat af smeltevandets erosion.

Mange steder ses den ofte markante randmoræne, der består af mange sten og blokke og finere gråligt materiale. Randmorænen har flere steder været delvist overskredet af isen, som tegn på at isen for kort tid siden har været eller nu er under fremrykning, se Figur 44. Materialet i randmorænen adskiller sig tydeligt fra området foran, der ofte er vegetationsdækket, hvorimod randmorænen typisk mangler bevoksning. Randmorænen er desuden ustabil, fordi der ofte findes enten sne eller is i den og isen bagved skubber på den. Desuden kan smeltevand fra isen erodere ned i materialet, ligesom nedbør kan flytte rundt med materialerne. Morænen er nogle steder mere end 15-20 m høj. Den opstår ved at isen hele tiden har en tendens til at skubbe på den, medens den samtidigt smelter bort. Herved frigives materiale fra isen som hobes op i en bakke parallelt med isranden.

Figur 44. Randmoræne bestående af en regelløs blanding sten, grus, sand og finere materialer. Foran Russell Gletscher. Foto: Niels Tvis Knudsen, 2024.

Når isen presser ind mod den, vil materiale blive presset i vejret, og når det når toppen af ryggen, styrter det ned over den. Figur 44 viser de fleste af de fænomener. Mange steder kan man se store blokke, der er rullet ned af bakken og ligger i vegetationen foran randmorænen.

Figur 45. Dødislandskab i Indlandsisens randområde. Til højre i billedet ses is, der smelter bort under et lag af materiale. Variationerne i overfladen skyldes først og fremmest at materialetykkelsen ikke er lige stor overalt. Der hvor laget er tykkest smelter isen langsomst. I randzonen findes typisk mange småsøer i lavninger og sedimenter der dækker underliggende is, hvorved de næste trin i landskabs-udviklingen, fx en flyde-till, langsomt dannes. Insunnguata Sermia. Foto: Niels Tvis Knudsen, 2024.

Isen bag randmorænen er forholdsvis jævn, selv om mindre sprækker kan iagttages (fx Figur 44). Man kan også se, at isen mange steder er stribet parallelt med randen. Dette er tegn på, at der i isen er kræfter, der presser højere liggende is op over lavere liggende is. Det er igen forskydningsplaner, der dannes, og som er omtalt i forbindelse med fronten af Russells Gletscher.

6.3 Indlandsisen ved Insunnguata Sermia

For enden af anlægsvejen når man Indlandsisens randzone imellem Isunnguata Sermia mod nord og Russells Gletscher mod syd. Man er her nået op over 500 m o.h. Ofte kan man mærke den tørre, kolde føhnvind (se kapitel 2), der blæser inde fra isen og ud i områderne foran. Man vandrer først ind over et område, der består af dødis, der er mere eller mindre dækket af materialer, se død is i Figur 45. I området sker konstant ændringer, når det bliver så varmt, at isen under overfladen kan smelte. Det viser sig fx ved, at stier ikke er stabile, men der dannes større og mindre huller i dem og siderne skrider ud. Samtidigt smelter isen under stier ganske langsomt ned, så de kommer til at ligge i stadig lavere højde.

6.4 Dannelse af nyt dødislandskab

Dødislandskabet i randzonen af Indlandsisen udgør et puslespil af sedimenter og landskabsformer opstået ved aflejring og omlejring af materiale oven på den smeltende stagnerede gletscheris. Figur 45 viser et typisk eksempel på landskabsudviklingen der sker i et dødisområde, hvor isen smelter væk under et dække af sedimenter af varierende tykkelse. Noget af det materiale, som isen transporterer ud mod isranden, kan med isbevægelsen føres op mod overfladen og smelte her ud. Det skyldes at isbevægelsen i randzonen har en opadrettet bevægelse i forhold til gletscheroverfladen. Ofte skubber gletscherisen så meget bagfra, at der opstår brud i den foranliggende is, langs hvilke materialet føres op til overfladen. Des mere materiale der føres op mod overfladen, des større mængder materiale vil der frigives på overfladen, når isen smelter væk. Hvor sedimentlaget er tykkest smelter isen underneden langsomst bort.

Det udsmeltede materiale kan glide eller krybe ned over overfladen, som en rodet masse af sten, grus, sand og ler. Et sådant materiale kaldes en flyde-till. Processen kan hjælpes af regnvand og smeltevand, som man nu ved, findes i isen året rundt. Når materiale flyder væk som en større masse, frilægges underliggende is, og så kan afsmeltningen og udsmeltningen af materiale fortsætte. Hvis materialet bliver liggende på overfladen, vil det på et tidspunkt blive så tykt, at det effektivt forhindrer afsmeltningen af den underliggende gletsjeris, der kan bevares indtil, der ikke længere er permafrost. Tilbageblevet sediment kaldes en udsmeltnings-till.

Hvis gletsjeren stagnerer i en bredere zone, og der udvikles et større dødisområde, taler man om areal afsmeltning. Efterhånden som dødisen smelter sænkes overfladen i landskabet. Derved bliver det oprindelige meget markante landskab væsentligt mindre iøjefaldende. Hvor der under landskabsudviklingen opstod søer

med til- og gennemstrømning af vand med et stort materiale indhold af sand og grus, aflejres der ofte så meget materiale, at det, når isen er smeltet helt bort, kommer til at fremstå som bakker, der rager op over den øvrige landoverflade. Disse bakker kaldes issøbakker, men er ikke umiddelbart lette at erkende i området langs Indlandsisens rand.

7. Overfladen af Indlandsisen og processerne inden i den

7.1 Overfladen af Indlandsisen

Hvis man samler et stykke is op, eller hugger det ud, kan man se, at det består af krystaller. Desuden indeholder isen luftbobler, der ofte vil være aflange. Deres form afspejler de trykforhold isen har været udsat for på sin rejse gennem gletscheren. Isen fremstår glasklar, og man kan nemt se gennem den. Når man ser gennem tykkere lag af is eller op igennem et tykt lag af is ser det blåt ud. Det skyldes lysets brydning i isen. Det er desuden sådan, at den is, der befinder sig i randen, er den ældste is, der findes i gletscheren. Går man fra randen og ind over Indlandsisen møder man yngre og yngre is. Undersøgelser har vist, at isen ved randen stammer fra slutningen af den sidste istid. Så isen her faldt for mere end 11.700 år siden som sne på Indlandsisen.

Figur 46. Såkaldt fløjlsis på overgangen til dødisområdet i randen af Indlandsisen. Man ser den jævne mørke isoverflade i billedets forgrund, og den materialedækkede dødis i baggrunden. Foto: Niels Tvis Knudsen, 2004.

Går vi bare nogle få hundrede meter ind på Indlandsisen, hvor den er lysere, er isen allerede 5.000 – 6.000 år yngre og er dannet i den første varme del af perioden efter sidste istid.

Isen er oprindeligt faldet som sne inde på og nær de centrale dele af Indlandsisen og har derfra bevæget sig ned og ind i ismassen næsten lodret ned til bunden og derfra

ud mod isranden, hvor den til sidst smelter væk. Derfor kan vi konstatere at endnu ældre is allerede er smeltet bort i randen af Indlandsisen. Når den is smelter bliver overfladen jævn og kommer til at se ud som fløjl, hvilket har givet ophav til betegnelsen fløjlsis. Sådan fløjlsis, her på overgangen, fra isen til dødisområdet, ses i Figur 46.

7.2 Isens bevægelser

Det typiske for isen er, at den er i bevægelse fra Indlandsisens centrum ud mod randen. I de centrale dele omkring domen er isbevægelsen ganske lille, i størrelsen nogle få meter om året. Herfra vokser det ud til det område, hvor det man kalder ligevægtslinien, ligger. Det er området, hvor der falder samme mængde sne om vinteren, som der smelter væk om sommeren. Her er hastigheden i isens overflade øget til 100-200 m per år. Dette område befinder sig i dag 50-100 km inde på Indlandsisen. Herfra ud mod randen øges bevægelsen i de områder, hvor isen strømmer gennem markante, dybe og stejle glacialt eroderede dale, og hastigheden kan nå op på flere kilometer om året. I andre områder aftager isbevægelsen til en hastighed, der ikke er større end den mængde is, der smelter af randen om sommeren. Her taler man om henholdsvis aktive og rolige sektorer af Indlandsisen. Isstrømningen sker især pga. deformation i selve isen og glidning på tværs af underlaget, som samlet leverer is til lavere niveauer, hvorfra den kan smelte

De senere år, har man lært meget om isens bevægelsen og vandet inden i den. Fx at smeltevand lagres under Indlandsisen om vinteren. Dette vinter-lag af vand, er primært placeret på grundfjeldsrygge højere end 200 m, hvorfra det så i løbet af smeltesæsonen bevæger sig til de subglaciale lavninger, og videre ud til randen.

I Kangerlussuaq området kan Isunnguata Sermia, samt Russells og Leverett Gletscher betragtes som aktive sektorer, medens området, hvor vejen ender, kan betragtes som en rolig sektor. At det er en rolig sektor betyder ikke, at der slet ikke er bevægelse i isen, men at bevægelsen ikke er stor. Dog vil isen også i rolige områder fremvise tegn på, at isbevægelsen tidligere har været anderledes og større. Og at isen har gennemgået en bevægelseshistorie og stadigt gør det, og som giver sig til kende på forskellig måde. Vi kan dog konstatere at den alleryderste del af isen lige nu er stagneret, og derfor næsten uden bevægelse. Det er dødislandskabet udvikles.

7.3 Sprækker og spalter i isen

Et af de mest typiske tegn på at is bevæger sig er tilstedeværelsen af sprækker eller spalter (crevasser). De opstår på steder hvor isbevægelsen accelererer, og hvor trækket i ismassen bliver så stor, at den simpelthen ikke længere kan hænge sammen. Spalter kan være både dybe og brede, se Figur 47. Det er dog også sådan, at de ikke kan blive lige så dybe som isen er tyk, fordi isens deformation under sin egen vægt sørger for at de lukkes i bunden, når isens tykkelse overstiger 40-50 m. Ofte er de ikke bredere end man kan skræve eller hoppe over dem, men hvor isen

virkeligt sprækker meget op, kan de blive lige så brede som dybe. Nede i spalten kan man i øvrigt ofte se nedstyrtede snemasser, som fyldte toppen af dem om vinteren og istapper opstået fra genfrosset smeltevand.

Spalter skal man altid passe på, og især undgå at gå på sne der ligger langs med eller som måske dækker spalter. Nær gletscherranden aftager isbevægelsen og her presses isen sammen, hvorfor spalterne har en tendens til at lukkes. Hvis de lukker helt vil man ofte kunne se spor efter de tidligere spalter i form af et bånd, der strækker sig hen over isen. Man erkender et sådant bånd, fordi isen har en anden farve (oftest på grund af et andet bobleindhold i isen) end den omgivende is. Man taler om, at der kan iagttages foliation i isen.

Figur 47. Spalter i Indlandsisen. Øverst i billedets midte anes et smeltevandsløb, der styrter ned i en gletsjerbrønd. Denne brønd er udviklet i forbindelse med en spalte, som fanger vandet i smeltevandsløbet. Generelt skal det bemærkes, at færdsel som her, på selve isen og tæt på store sprækker, kun kan ske under kyndig vejledning. Foto: Niels Tvis Knudsen, 2003.

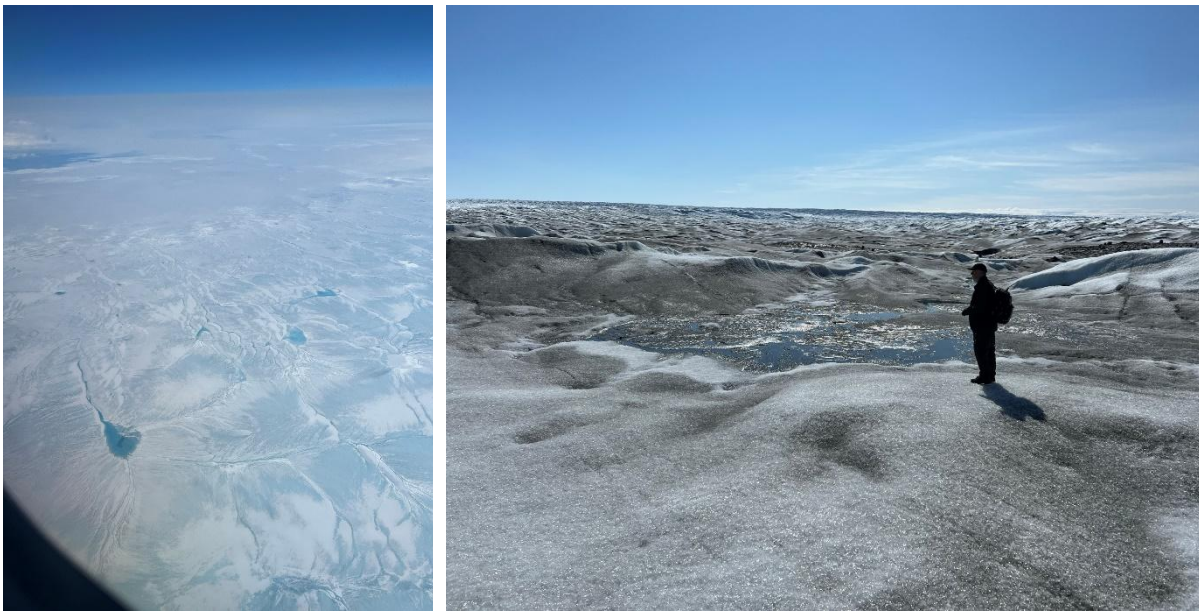
7.4 Smeltevand oven på isen

Da is smelter, når dets temperaturen bliver over 0°C, vil der ofte være smeltevand på overfladen om foråret og sommeren. Smeltevandet strømmer først i små smeltevandsløb på overfladen. Vandløbene samles ofte i mindre smeltevands-bassiner eller smukke, dybblå søer, som samler vandet op fra et mindre eller større område. Det sted, hvor der kan skabes et afløb fra bassinet, strømmer vandet bort i et

lidt større vandløb. Dette mødes ofte med andre vandløb og på vejen ud mod randen, og vokser til større og større smeltevandsløb, der ofte slynger sig smukt i en nedsmeltet kanal i isens overflade. Hvis vandet på sin vej ikke møder en spalte, der kan fange vandet, kan det løbe på overfladen helt ud til isranden, og her strømme af som et vandløb, der drænер et afgrænset område af isoverfladen. Dette ses bedst fra luften, se Figur 48. Hvis smeltevandet møder en spalte, vil det strømme ned i isen i en gletsjerbrønd (moulin) som måske når helt ned til bunden af isen.

Hvis vandet møder en spalte i isen, styrter det ned i denne, og så er der mulighed for, at der kan opstå en gletsjerbrønd. Hvis vandmængden er stor nok og fortsætter længe nok, eventuelt gennem flere somre, kan brønden blive stor med en diameter på mange meter og meget dyb.

Der er flere steder i Indlandsisens randområde observeret gletsjerbrønde der er 200-300 m dybe. Fra bunden af brønden strømmer vandet mod isranden gennem et rørsystem, der munder ud ved isranden. Hvis istykkelsen er mindre kan vandet nå helt ned til bunden af gletsjeren og strømme bort langs denne og dukke frem ved en såkaldt gletsjerport ved isranden.



Figur 48. langs randen af Indlandsisen kan man se smeltevandet i små søer og små vandløb (til højre), mens man fra fly ser tydeligt forbundne søer og smeltevandsløb (kaldet supraglaciale) oven på isen (til venstre). Foto: Søren M. Kristiansen, 2023.

7.5 Forskydningsplaner og jordmaterialer oven på isen

I randzonen ser man også ofte spor efter forskydningsplaner i isen, se Figur 49. Langs disse har isen på oversiden af planet bevæget sig hurtige end isen under, så ismasserne på de to sider af planet er blevet forskudt i forhold til hinanden. Man kan ofte se, at der på oversiden af forskydningsplanet er et overhæng, som et resultat af denne forskel i bevægelse. Hvis forskydningsplanet når igennem gletsjeren til dens

bund, bliver der ofte ført materiale op langs planet. Det er den væsentligste årsag til materiale på overfladen af isen i randen af iskapper. Når isen smelter frigøres materialet og der kan opstå markante overfladeformer og fænomener.

Figur 49. Øverst: forskydningsplaner ses som mørkere, sediment berigede bånd i overfladen af Indlandsisen, og som rækker af sediment som forskydes op på isens overflade. Nederst: sedimenter som smelter frem af isens overflade. Her randen af Insunnguata Sermia. Foto: Niels Tvis Knudsen, 2024.

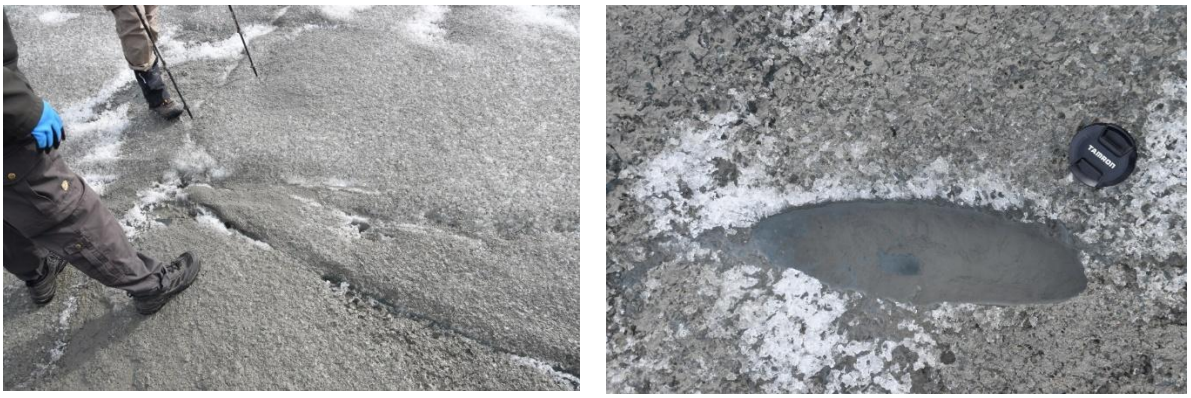
Hvis der er meget groft materiale, især store flade sten, kan der opstå det, man kalder et gletsjerbord, se Figur 51. Det består af en piedestal af is, hvorpå der ligger en flad sten. De opstår, fordi stenen beskytter den underliggende is mod smeltning. Isen udenom, og et stykke ind under stenen, smelter hurtigere og efterhånden kommer stenen til at ligge på en issøjle. Når søjlen når en vis højde vil den styrte sammen, hvorefter processen starter forfra. Ofte ser man nedstyrtede sten imod rester af issøjler.

Mindre sten har modsatte effekt. De vil nemlig, især hvis rige på mørke mineraler, varmes hurtigere op af solen og smelte sig vej ned i isen i et lodret hul. Hvis der er tilstrækkeligt mange små sten eller grus, fremtræder overfladen af isens overflade gennemhullet. Dette kaldes en forvitringsskorpe, kryokronit (cryoconite), se Figur 52. Kryokonit er små huller i isens overflade, der fungerer som en fælde for fint materiale. Det mørkere sediment i kryokoniten har lav albedo – den absorberer solstråling og fremmer ismeltning under den, og derved opstår delvist cylindriske huller.

Figur 50. Snavskegle (dirt cones) ses foran personen. Uregelmæssige kegler af is med et tyndt dække af fint sediment. Sediment som er smeltet ud oven på isen bevirker, at isen under dem afsmelter relativt langsommere. En kegle af is nedenunder langsommere vil bortsmelte end omkring snavset. Indlandsisen ovenfor Russell Gletscher. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.

Efterhånden som sedimentlaget på bunden bliver tykkere, isoleres den underliggende is og en omvendt situation opstår. Isen omkring kryokonitten smelter nu hurtigere, og der dannes en lille kegle af is med et låg af sedimenter. I kryokonithuller opstår særegne mikro-økosystemer der indeholder bl.a. makroskopiske alger og såkaldte "gigant" virusser.

Figur 51. Gletsjerbord hvor en stor sten ligger frit, ovenpå isen. Opstår ved at en større sten af isens bevægelser transporteres op på overfladen, hvor den virker den isolerende, således at den omkring liggende is bortsmelter hurtigere end isen under stenen. Indlandsisen ved Insunnguata Sermia. Foto: Søren M. Kristiansen, 2024.



Figur 52. Forvitringsskorpe, kaldet kryoconite, opstår som følge af uregelmæssig smeltning af isens overflade pga. tilstedeværelse af fine sedimenter der kan enten isolere eller virker som varmeledere der øger smeltning. Foto: Søren M. Kristiansen. 2024.

8. Yderligere læsning

Formidling af læring og erfaringer for geologer som har besøgt området.

Madsen, HB. Silkjær O. 2004. Det glaciale produktionsanlæg. GeologiskNyt 4/04. s. 26-29. https://tidsskrift.dk/gn/article/view/3699/3215.

Generelt om indlandsisen i Grønland, generelt om processer foran isen, samt kvartærgeologien i Vestgrønland.

Brink, N. and Weidick, A., 1974: Greenland Ice Sheet History of the Last Glaciation. Quartenary Research, 4, 429-440.

Brink, Norman W. Ten, 1975: Holocene History of the Greenland Ice Sheet based on Radiocarbon dated moraines in West Greenland. Meddelelser om Grønland, v. 201, no. 4. p. 6-38.

Bennike, O., and Bjørck, S., 2002: Chronology of the last recession of the Greenland Ice Sheet: Journal of Quaternary Science 17, 211-219.

Chu, W., Schroeder, D. M., Seroussi, H., Creyts, T. T., Palmer, S. J., and Bell, R. E.: Extensive winter subglacial water storage beneath the Greenland Ice Sheet, Geophys. Res. Lett., 43, 12484–12492.

Forman, S.L., Marin, L. van der Veen, C. Tremper, C. and Csatho, B. 2007: Little Ice Age and neoglacial landforms at the Inland Ice Margin, Isunguata Sermia, Kangerlussuaq, west Greenland. Boreas, Vol 36, pp. 341 – 351.

Funder, S., K. K. Kjeldsen, K. H. Kjær, C. Ó Cofaigh, 2011: The Greenland Ice Sheet During the Past 300,000 Years: A Review. In: Quaternary Glaciations - Extent and Chronology - A Closer Look,. Developments in Quaternary Science 15, doi: 10.1016/B978-0-444-53447-7.00050-7.

Greene, C. A. et al., 2024: Ubiquitous acceleration in Greenland Ice Sheet calving from 1985 to 2022. Nature 625, 523–528. www.nature.com/articles/d41586-023-04108-w

Hannibalsen, J., 2012: Holocene deglaciation and glacier dynamics of the adjoining glaciers in the Isunngua area, west Greenland. MSc Geology, Department of Geoscience, Aarhus University. p.1-.

Henekemans, E., 2016: Geochemical Characterization of Groundwaters, Surface Waters and Water-Rock Interaction in an Area of Continuous Permafrost Adjacent to the Greenland Ice Sheet, Kangerlussuaq, Southwest Greenland. PhD thesis. Waterloo, Ontario, Canada, 327 p.

JRC. Soil Atlas of the Northern Circumpolar Region. Catalogue Number: LB-NA-23499-EN-C. ISBN: 978-92-79-09770-6, ISSN: 1018-5593. 144 pp.

Kjær K.H., A. A. Bjørk, et al. 2022: Glacier response to the Little Ice Age during the Neoglacial cooling in Greenland. Earth-Science Reviews 227.

Larsen, N. K., K. H. Kjær, B. et al., 2015: The response of the southern Greenland ice sheet to the Holocene thermal maximum. Geology 43, 291-294.

Levy, L.B., Kelly, M.A.,Howley, J.A. and Ross, A.V: Age of the Ørkendalen moraines, Kangerlussuaq, Greenland: constraints on the extent of the southwestern margin of the Greenland Ice Sheet during the Holocene. Quartenary Science Review, 52 (2012) 1-5.

Meierbachtol, T., Harper, J., and Humphrey, N. 2013: Basal drainage system response to increasing surface melt on the Greenland Ice Sheet, Science, 341, 777–779.

Rinterknecht, V., Gorkhovich, Y., Schaefer, J. and Cafee, M., 2008, Preliminary 10Be chronology for the last deglaciation of the western margin of the Greenland Ice Sheet. Journal of Quartenary Science, DOI:10.1002/jqs.1226.

Sechi, D., Stevens, T., Hällberg, P., Smittenberg, R.H., Molnár, M, Kertész, G.T., Knudsen, N.T., Rasmussen, K.R., et al. High resolution luminescence and radiocarbon dating of Holocene Aeolian silt (loess) in west Greenland. Quaternary Geochronology 2024, 84.

Strunk, A., S. Krüger, J. F. Jensen, J. Olsen and C. Jessen. Two millennia of climate change, wildfires, and caribou hunting in west Greenland. The Holocene 2024.

Tatenhove, Frank G.M. van, 1995, The dynamics of Holocene deglaciation in west Greenland with emphasis on recent ice-marginal processes. Ch. 1, Ch. 3. and Ch. 6 (p. 47- 68 and p. 114-127).

Weidick, A. some Glacial Features at the Inland Ice Margin South of Sdr. Strømfjord. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 1963 Vol. 15 Pages 189-199.

Weidick, A., 1968, Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland: Meddelelser om Grønland, v. 165, no. 6, p. 83 – 88 og 104-107.

Områdets Gletschere, Jökuhllaup til Watson-floden og smeltevand generelt:

Carrivick, JL , JC Yde, NT Knudsen, C Kronborg. 2018: Ice-dammed lake and ice-margin evolution during the Holocene in the Kangerlussuaq area of west Greenland. Arctic, antarctic, and alpine research 50 (1), S100005.

Cowton, T., P. Nienow; I. Bartholomew; A. Sole; D. Mair. 2012: Rapid erosion beneath the Greenland ice sheet. Geology 40: 343–346.

Harper, J., Meierbachtol, T., Humphrey, N., Saito, J., and Stansberry, A. 2021: Generation and fate of basal meltwater during winter, western Greenland Ice Sheet, The Cryosphere, 15, 5409–5421.

Mernild, S and Hasholt, B., 2008: Jökulhlaup observed at the Greenland Ice Sheet. EOS 89, 35

Mikkelsen AB, B Hasholt, NT Knudsen, MH Nielsen. 2013: Jökulhlaups and sediment transport in Watson River, Kangerlussuaq, west Greenland. Hydrology Research 44 (1), 58-67.

Nielsen M. H., N. T. Knudsen, B. Hasholt and A. B. Mikkelsen, 2013: Jökulhlaups and sediment transport in Watson River, Kangerlussuaq, West Greenland. Hydrology Research 44, 58-67

Russell, A. J., 1989: A comparison of two recent jokulhlaups from an ice-dammed lake, Søndre Strømfjord, West Greenland. Journal of Glaciology 35, 157-162.

Russell, A. J., Aitken, J. F., and De Jong, C., 1990, Observations on the drainage of ice-dammed lake in west Greenland: Journal of Glaciology 36, 72-74.

Russell, A., Carrivick, J., Ingeman-Nielsen, T., Yde, J. and Williams, M. (manuscript). 2009. Repeated jökulhlaups at Russels Glacier, Kangerlussuaq; West Greenland: a reappraisel of the jökulhlaup cycle concept.

Scholz , H., B. Schreiner, H. Funk. Der Einfluss von Gletscherlaüfen Auf die Schmelzwasserablagerungen des Russell-gletschers bei Söndre Strömfjord (Westgrönland). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie, Band 24 1988 s. 55-74.

Sugden, D. E., Clapperton, C. M., and Knight, P. G., 1985, A jokulhlaup near Søndre Strømfjord, west Greenland, and some effects on the ice-sheet margin: Journal of Glaciology 31, 366-368.

Yde, JC, NT Knudsen, B Hasholt, AB Mikkelsen (2014). Meltwater chemistry and solute export from a Greenland ice sheet catchment, Watson River, West Greenland. Journal of Hydrology 519, 2165-2179.

Glaciale landskabsformer, samt permafrost, boringer i søer m.v.

Dijkmans, J. W. A., and Tornqvist, T. E., 1991, Modern periglacial eolian deposits and landforms in the Søndre Strømfjord area, West Greenland and their palaeoenvironmental implications: Meddelelser om Grønland Geosciences 25, 1-25.

Eisner, R.W, Törnquist, T.E., Koster, E.A., Bennike, O., and Leeuwen, J.F.N., 1995: Paleoecological studies of a Holocene lacustrine record from the Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) region of West Greenland, Quaternary Research 43, 55-66.

Grimes, M., J. L. Carrivick, M. W. Smith and A. J. Comber, 2024. Land cover changes across Greenland dominated by a doubling of vegetation in three decades. Sci Rep. 14, 3120.

Henkner J., T. Scholten, P. Kühn. 2016. Soil organic carbon stocks in permafrost-affected soils in West Greenland. Geoderma 282, 147-159
Liljedahl, L. C., T. Meierbachtol, J. Harper, D. van As, J.-O. Näslund, J.-O. Selroos, et al., 2021. Rapid and sensitive response of Greenland's groundwater system to ice sheet change. Nature Geoscience 14, 751-755.
Scholz, H., and Baumann, M., 1997: An "open system pingo" near Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord), West Greenland: Geology of Greenland Survey Bulletin 176, 104-108.
Sikunas, P., Cesnulevicius, A., Karmaza, B. and Baltrunas, V., 2009: Glacigenic landform features in marginal zone of Russell and Leverett glaciers, West Greenland. Geologija 51, 23-32.
Tatenhove, Frank G.M. van. and Olesen, O. 1995: Ground temperature and related permafrost characteristics in west Greenland, p. 93-111 (In Permafrost and Periglacial Processes, 5, 199-215).

Indlansisens randzone i området

Adam, W.G. and Knight, P. G., 2003: Identification of basal layer debris in ice-marginal moraines, Russell Glacier, West Greenland. Quaternary Science Reviews 22, 1407-1414.
Knight, P. G., 1989, Stacking of basal debris layers without bulk freezing-on: isotopic evidence from West Greenland: Journal of Glaciology 35, 214-216.
Knight, P. G., 1994, Two-facies interpretation of the basal layer of the Greenland ice sheet contributes to a unified model of basal ice formation: Geology 22, 971-974.
Knight, P. G., Sugden, D. E., and Minty, C. D., 1994: Ice flow around large obstacles as indicated by basal ice exposed at the margin of the Greenland ice sheet: Journal of Glaciology 40, 359-367.
Knight, P.G., 1997: The basal ice layer of glaciers and ice sheets. Quaternary Science Reviews 16, 975-993.
Securo A, Del Gobbo C, Citterio M, et al. Area, volume and ELA changes of West Greenland local glaciers and ice caps from 1985–2020. Journal of Glaciology. Published online 2024:1-12. doi:10.1017/jog.2024.76
Sugden, D. E., Knight, P. G., Livesey, N., Lorrain, R. D., Souchez, R., Tison, J. L., and Jouzel, J., 1987. Evidence for two zones of debris entrainment beneath the Greenland ice sheet: Nature 328, 238-241.
Waller, R. I., Hart, J. K., and Knight, P. G., 2000: The influence of tectonic deformation on facies variability in stratified debris-rich basal ice: Quaternary Science Reviews 19, 775-786.