

Varhaisholoseeninen kylmä kausi 8200 a BP

J. Sakari Salonen

6.11.2005

LuK-tutkielma # 114

Geologian laitos

Helsingin yliopisto

SISÄLLYSLUETTELO

1. Johdanto	1
2. Myöhäiskvartaarin ilmastohistoria	1
2.1. Weichsel	3
2.2. Holoseeni	6
2.3. Eem	7
3. 8200 a BP kylmä kausi	10
3.1. Grönlanti	10
3.2. Keski-Eurooppa	13
3.3. Pohjois-Eurooppa	15
3.4. Britteinsaaret	17
3.5. Pohjois-Amerikka	18
3.6. Eteläiset alueet	19
4. 8200-tapahtuman mahdolliset syyt	20
4.1. Astronomiset ja vulkaaniset tekijät	20
4.2. Pohjois-Atlantin termohaliinikierto	22
4.3. Ilmaston syklisyys holoseenissa	28
5. Johtopäätökset	29
Lähdeluettelo	30

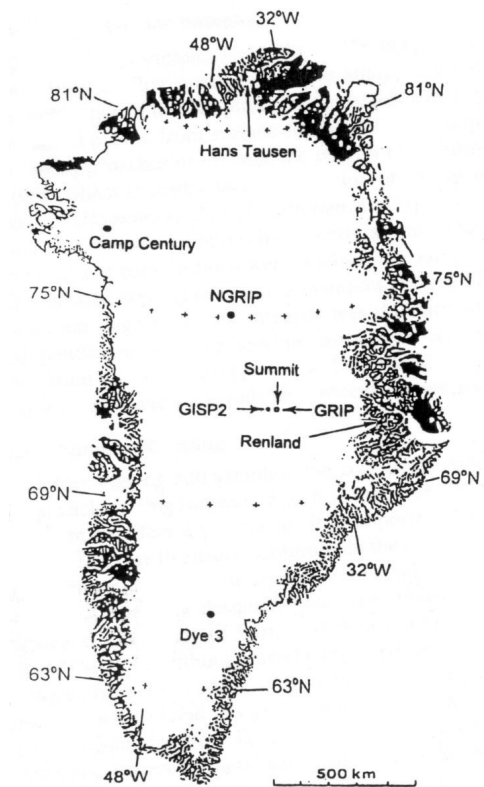
1. JOHDANTO

Jääkausitutkimus on luonut meille käsityksen holoseenista erityisen vakaana ja suotuisana jaksena verrattuna sitä edeltäneeseen, jääkauden mullistuksien leimaamaan aikaan. Varhaisholoseenissa, n. 8000-8400 vuotta sitten tapahtui kuitenkin raju ilmaston kylmeneminen, joka suuruusluokaltaan lähestyi jääkaudesta, vaikka olikin kestoltaan paljon lyhyempi (Alley *et al.* 1997). Tämä ns. 8200-tapahtuma (*8200 event*; 8200 cal. a BP eli n. 7500 ^{14}C a BP) on saanut osakseen suurta huomiota, koska se muodostaa niin rajun poikkeaman holoseenin pitkäaikaisesta - vaihtelevan pituisten, mutta poikkeuksetta amplitudiltaan paljon pienempien syklien leimaamasta - ilmastollisesta trendistä. Ilmaston merkittävästä kylmenemisestä tai muunlaisesta muuttumisesta onkin löydetty viitteitä useiden eri maanosien geologisista aineistoista.

Toisaalta 8200-tapahtumaa on tarkasteltu osana pidempiaikaista, ainakin koko Weichselin läpi ulottuvaa ilmaston nopeiden heilahteluiden sarjaa (kohta 2), johon se saattaa kytkeytyä. Keskeinen tavoite 8200-tapahtuman globaalin luonteen (kohta 3) selvittämisessä onkin selvittää, missä määrin se rinnastuu Weichselin interstadiaaleihin ja mahdollisiin sitä vanhempiin stadiaalikausiin. Laajemmin motiivina on halu selvittää näiden ilmaston heilahteluiden syyt (kohta 4) ja edelleen globaalin ilmaston herkkyyys erilaisiin muutoksiin ympäristön tilassa. Osin taustalla on ihmiskeskeinen huoli holoseenin ilmaston vakauden jatkumisesta toimintamme vaikuttaessa mm. ilmakehän kasvihuonekaasupitoisuuksien kaltaisiin tekijöihin.

2. MYÖHÄISKVARTÄÄRIN ILMASTOHISTORIA

Astronomisen ilmastovaihteluteorian mukaisten maapallon kiertoradan syklisten muutosten voimakas yhteys myöhäiskvartäärin ilmastoon osoitettiin ensimmäistä kertaa 1970-luvulla. Intian valtameren sedimenttikairojen foraminifeerien happi-isotooppisuhteissa ja radiolaariyhteisöissä ilmeni muutoksia, joita hallitsivat Milankovićin ennustamat jaksollisuudet (Hays *et al.* 1976). Myöhemmät merisedimenttien ja mannerjään kairaukset ovat vahvistaneet Milankovićin syklien hallitsevan kvartäärin ilmastomuutosta satojen tuhansien vuosien aikaskaalassa. Maan kiertoradan muutosten käsitetään aiheuttavan muutoksia ilmastossa, joita voimistavat



Kuva 1. Vasemmalla: GISP2-kairausasema (Kuva: Mark Twickler, GISP2 SMO, University of New Hampshire); Oikealla: Grönlannin syväkairauspaikat. (Johnsen *et al.* 1997)

albedon kasvun ja ilmakehän kasvihuonekaasupitoisuuksien nousun kaltaiset mekanismit (*positive feedback loops*) (Petit *et al.* 1999).

Grönlannissa 60-luvulta alkaen tehtyjen syväkairausten (Camp Century ja Dye 3, kuva 1) tulokset herättivät epäilyjä ilmaston toistuvasta, nopeasta heilahtelusta Weichsel-jäätiköitymisen aikana, mutta silloisten analyysien perusteella asiaa ei voitu varmasti osoittaa. Tämän kysymyksen tutkiminen oli tärkeä motiivi kahdelle uudelle syväkairaukselle 1989-93. Amerikkalainen GISP2 (*Greenland Ice Sheet Project 2*) ja eurooppalainen GRIP (*Greenland Ice Core Project*) suoritettiin yht'aikaisesti Keski-Grönlannissa Summit Campin lähialueilla (kuva 1) vain muutaman kymmenen kilometrin päässä toisistaan. Kahdella rinnakkaisella jääkaira-aineistolla ja parantuneilla analyysimenetelmillä katsottiin voitavan todistaa Weichselin ilmaston heilahtelu ja selvittää sen luonne (Hammer *et al.* 1997).

GRIP saavutti peruskallion 3029 metrin syvyydessä vuonna 1992 ja GISP2 seuraavana vuonna 3053 metrissä. Saatu aineisto tarjosi tarkan ja enimmäkseen

yhtenäisen kuvan viimeisen 250000 vuoden ilmastohistoriasta, ja sillä onnistuttiin myös todistamaan nopeat ilmaston heilahtelut hitaiden jääkausisykliä aikana (Nesje & Dahl 2000, s. 23).

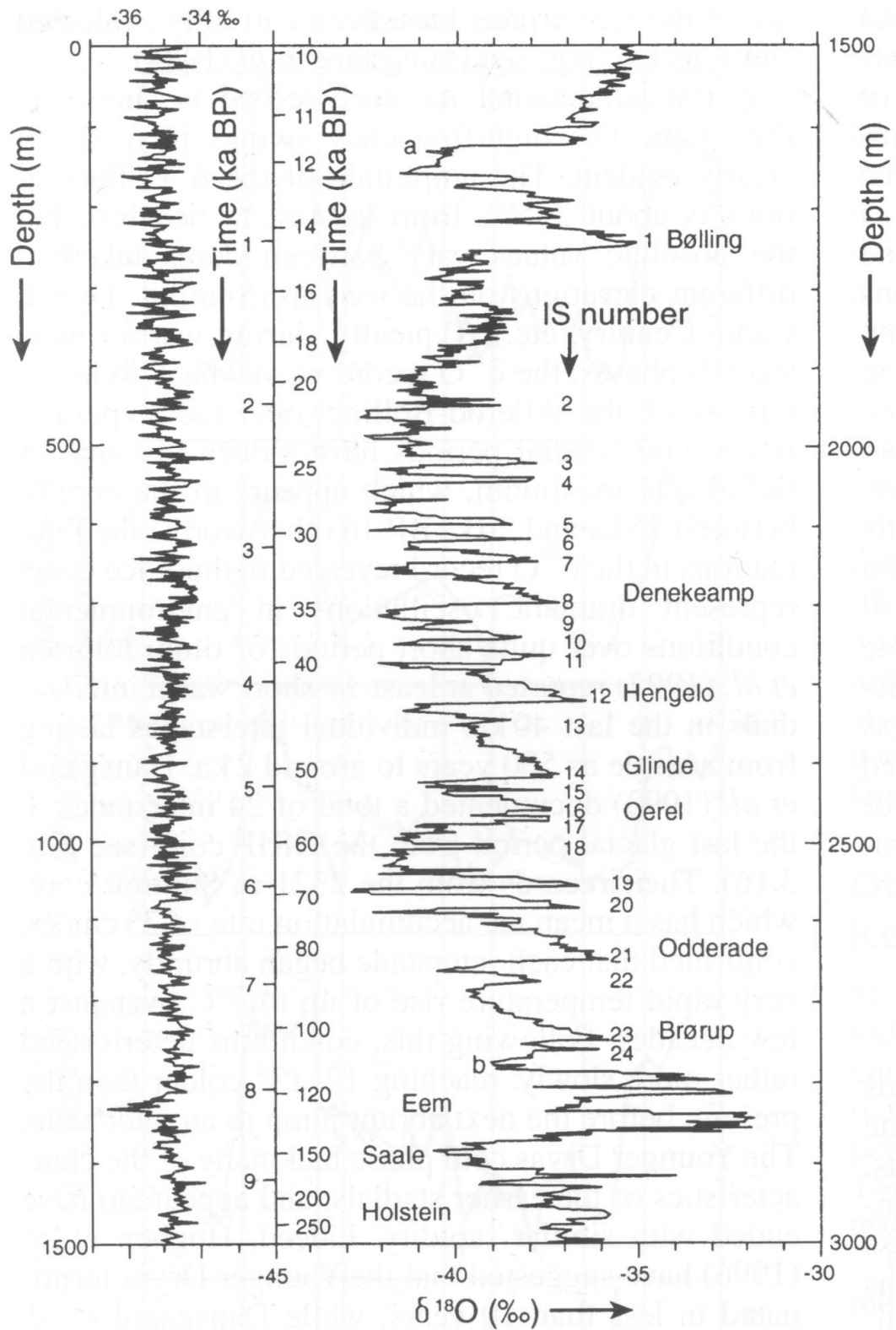
2.1. Weichsel

GRIP:n jään happi-isotooppianalyysi (kuva 2) paljasti Keski-Grönlannin ilmastossa tapahtuneen ennen enimmäkseen hyvin vakaata holoseenia kerta toisensa jälkeen toistuvia, rajuja lämpötilan heilahduksia. Dansgaard *et al.* (1993) laskevat Weichselin aikana tapahtuneen yli 20 tällaista noin parin tuhannen vuoden pituista ns. Dansgaardin-Oeschgerin sykliä (*Dansgaard-Oeschger events*). Dansgaardin-Oeschgerin syklien sukkessiolle Weichselissa on ominaista sahalaitamainen muoto, jossa jokaisessa syklissä vähittäistä kylmenemistä seuraa hyvin nopea, jopa muutamassa kymmenessä vuodessa tapahtuva lämpeneminen interstadiaalitasolle.

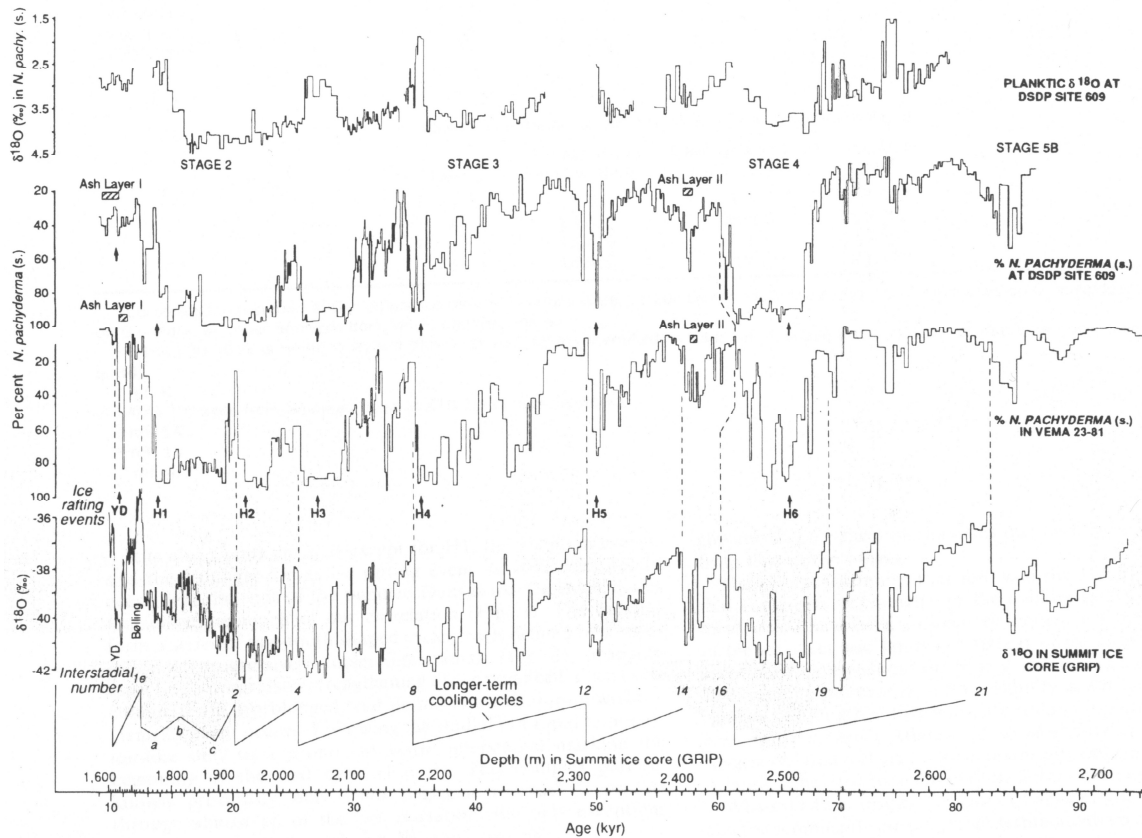
Bond *et al.* (1993) tutkivat Pohjois-Atlantin lämpötilan vaihteluita viimeisten 90 ka:n aikana käyttäen aineistonaan kahdesta eri kohteesta kairattuja merenpohjan sedimenttejä. Menetelmänä oli pintaveden lämpötilan vaihteluiden rekonstruointi kylmiä olosuhteita indikoivan *Neoglobobulimina pachyderma* (s.)-foraminifeerin suhteellisen runsauden perusteella. Molempien kohteiden lämpötilakäyrissä esiintyy muodoltaan – nopea lämpeneminen hitaan kylmenemisen jälkeen n. parin tuhannen vuoden aikana – huomattavasti Dansgaardin-Oeschgerin syklejä muistuttavia heilahduksia. Molemmassa sedimenttisarjassa esiintyvät myös Heinrichin (1988) Pohjois-Atlantin sedimenteistä kuvaamat kuusi *dropstone*-kerrosta (*Heinrich layers*), joita hyödyntäen aineistot saatiin ajoitettua ja korreloitua keskenään.

Bond *et al.* (1993) onnistuivat myös sovittamaan lämpötilakäyränsä yhteen Grönlannin jään happi-isotooppikäyrän kanssa (kuva 3) siten, että usealla heilahdusta vastaa suoraan jokin Dansgaardin-Oeschgerin sykli. Tätä he pitävät vahvana osoituksena siitä, että Weichselin aikana todella on tapahtunut voimakkaita ilmastovaihteluita ja että ne ovat ilmentyneet paitsi Grönlannin ilmastossa myös Pohjois-Atlantin meriveden lämpötilassa.

Dansgaardin-Oeschgerin syklien selittämisen kannalta on merkittävää, että ne esiintyvät Etelämantereen Vostokin mannerjään happi-isotooppikäyrässä huomattavasti vähäisempinä. Tämän vuoksi - ja koska ne toisaalta ovat liian lyhytkestoisia astronomisen ilmastovaihteluteorian puitteissa selitettäväksi - näiden Pohjois-



Kuva 2. GRIP:n happi-isotooppikäyrä: *vasemmalla* jääkairan holoseenia edustava ylempi puolisko; *oikealla* Weichsel-Holsteinia edustava alempi puolisko numeroituine interstadiaaleineen. (Williams *et al.* 1998)



Kuva 3. Pohjois-Atlantin foraminifera-käyrien korrelaatio Grönlannin $\delta^{18}\text{O}$ -käyrän kanssa: *ylimpänä* planktisten foraminiferien $\delta^{18}\text{O}$ -käyrä; 2.-3. *ylhäältä* kylmää pintavettä indikoivan *Neogloboquadrina pachyderma* (s.) suhteellinen runsaus kahdessa eri sedimenttikairassa ja Heinrich-kerrostumien sijainnit (nuolet H1-H6); 2. *alhaalta* GRIP:n $\delta^{18}\text{O}$ -käyrä; *alimpana* interstadiaalien ryhmittäminen pidempiin viilenemissykleihin. (Bond *et al.* 1993)

Atlantin alueella niin voimakkaina esiintyvien ilmiöiden syytä on etsitty kyseisellä merialueella vaikuttavista tekijöistä (Bender *et al.* 1994, Dansgaard *et al.* 1993). Yhtenä mahdollisuutena on esitetty jonkinlaista vuorovaikutusta Pohjois-Atlanttia ympäröivien mannerjäätiköiden ja tämän alueen ilmastoon merkittävästi vaikuttavan valtameren termohaliinikierron välillä (Bond *et al.* 1993). Tämäntyyppisen mekanismin mahdollista roolia nopeiden ilmastomuutosten aiheuttajana käsitellään kohdassa 4.

Bond *et al.* (1993) kiinnittävät erityistä huomiota siihen, miten Dansgaardin-Oeschgerin syklit sijoittuvat suhteessa toisiinsa ja Heinrich-kerrostumien edustamiin jäävuoripurkauksiin Pohjois-Atlantille. Interstadiaalit ryhmittyvät useassa tapauksessa pitkiin, yleisen viilenemisen luonnehtimiin sykleihin (*Bond cycles*) siten, että jokainen interstadiaali on edellistä viileämpi. Tällainen sukkessio jatkuu noin 10000 vuotta

kunnes sykli kulminoituu kylmään kauteen jolloin Atlantille purkautuu suuria määriä jäävuoria.

On esitetty, että tässä pitkässä 7000 - 12000 vuoden syklissä voi olla kyse jäätikön sisäisestä, ulkoisista ilmastotekijöistä riippumattomasta prosessista Laurentian mannerjäätiköllä Pohjois-Amerikassa. Glasiologisen mallinnuksen perusteella näyttää mahdolliselta, että jäätikkö luontaisesti värähtelee – vuoroin supistuu ja laajenee – n. 10000 vuoden syklissä. Hitaan viilenemisen aikana jäätikkö paksuuntuu, mistä seuraa jäätikön pohjaosan lisääntyvä geoterminen lämpeneminen ja sulaminen. Lopulta jäätikkö lähtee valumaan alustansa pitkin, ja kitkan lämmittäessä sen pohjaa edelleen jäätikkö romahtaa menettäen jopa toista kilometriä paksuudestaan. Ohenemisen seurauksena geoterminen lämpö pääsee taas pakenemaan jäätikön läpi ja sen pohjaosat jäätyvät uudelleen, ja sykli alkaa alusta. Mahdollisesti myös Dansgaardin-Oeschgerin syklit voisivat selittyä osana tällaista oskillaatiota, jäätikön jäädessä jokaisen pulssin jälkeen ”soimaan” itselleen ominaisella taajuudella (Bond *et al.* 1993, Williams *et al.* 1998, s. 60).

2.2. Holoseeni

Edellä mainittua (ja kohdassa 3 tarkemmin kuvailtua) n. 8200 vuotta sitten esiintynyttä kylmää kautta lukuunottamatta, on Grönlannin happi-isotooppihistoria holoseenin osalta (kuva 2) merkittävän vakaa. Siitä puuttuvat Weichselille tyypilliset, korreloinnissa käyttökelpoiset voimakkaat muutokset, joiden sijasta ilmenee vähäisempää heilahtelua n. yhden tai muutaman vuosikymmenen periodeilla ja vielä pienempää vaihtelua muutaman sadan vuoden periodilla. Näitä periodeja on yritetty selittää – joitakin enemmän, toisia vähemmän onnistuneesti – auringon säteilyaktiiviteetin jaksottaisella muuttumisella. Tulivuorenpurkausten vaikutus maapallon ilmastoon on voitu osoittaa Grönlannin happi-isotooppistratigrafian perusteella, joskin se näyttää olevan verraten vähäinen ja lyhykestoinen; $\delta^{18}\text{O}$ -arvot palaavat purkauksen jälkeen ennalleen n. 3-4 vuodessa (Grootes & Stuiver 1997).

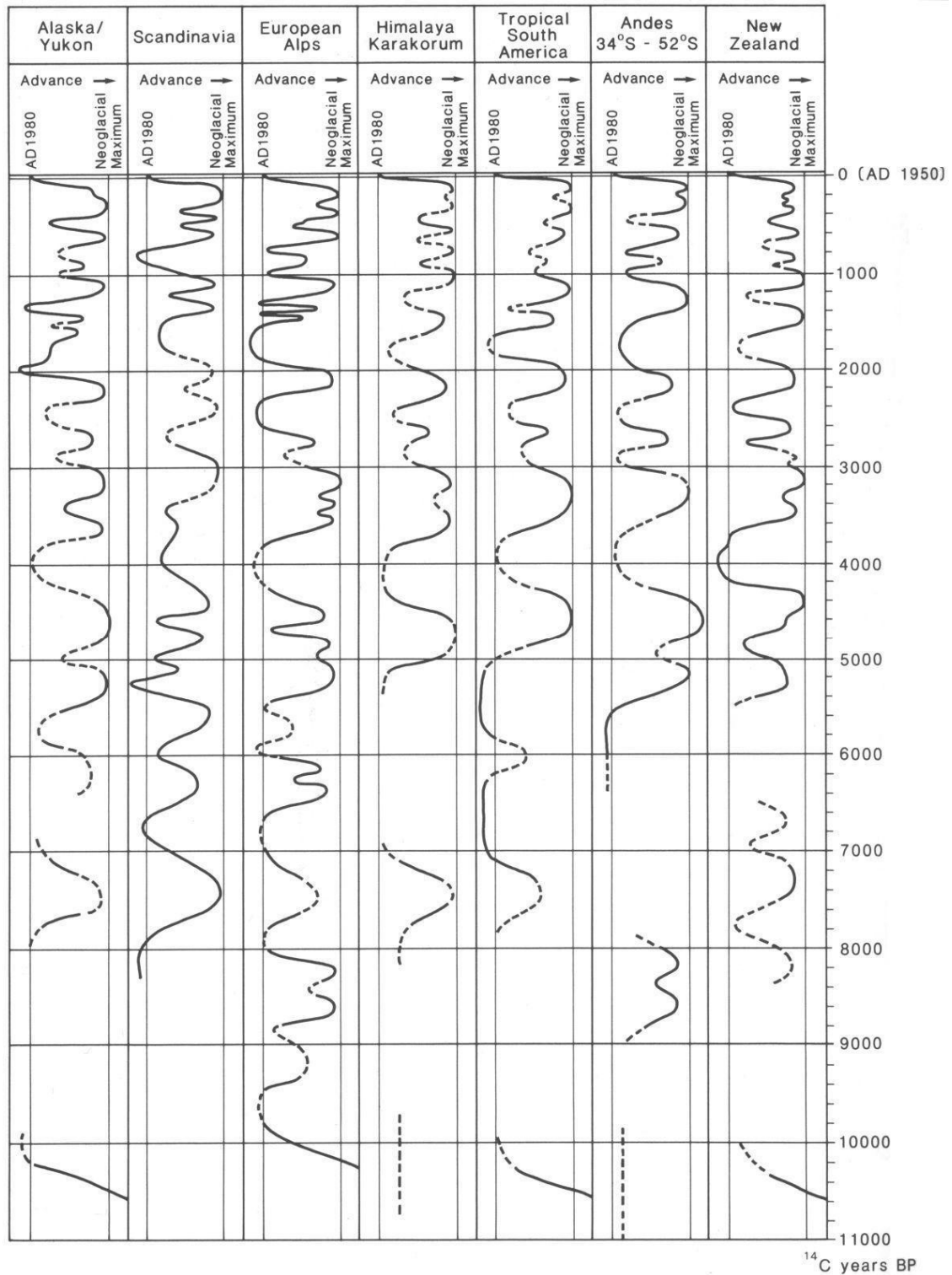
Mannerjäätiköiden hidas reagoiminen ilmaston muuttumiseen aikaansai Weichselin deglasiaation ulottumisen pitkälle holoseenin puolelle. Näin huolimatta ilmaston vakaudesta holoseenissa on tapahtunut suurta merenpinnan eustaattista nousua. Barbadoksella ajoitettujen korallitasojen perusteella (Fairbanks 1989) suurin osa glasiaalieustaattisesta noususta näyttää tapahtuneen kahdessa n. 3000 vuoden jaksossa

14,5 ja 10,5 ka alkaen - so. nuoremman Dryas-kauden molemmin puolin - hidastuen tämän jälkeen siten, että viimeisten 5 ka aikana muutokset ovat olleet hyvin vähäisiä.

Jäätiköiden muutokset. Maapallon jäätiköiden holoseenikautista neoglasiaatiota on tutkittu kaikissa maanosissa. Parhaiten tunnettuja ovat ns. Pienen jääkauden aikaiset laajentumiset ja niiden jälkeiset muutokset, mutta monilla jäätiköillä tunnetaan useita vanhempiakin laajentumisvaiheita. Eri maanosien jäätiköiden muutoksissa ilmenee merkittäviä yhtäläisyyksiä. Jäätiköt näyttävät laajentuneen ja supistuneen noin 1000 - 1500 vuoden syklissä, laajan ja suppean vaiheen ollessa karkeasti ottaen yhtä pitkiä. Eteläisen ja pohjoisen pallonpuoliskon jäätiköiden on esitetty kasvaneen ja pienentyneen synkronisesti useita kertoja holoseenin aikana (kuva 4). Tämän perusteella jäätikön muutosten on katsottu johtuvan ennen kaikkea globaaleista lämpötilan muutoksista, joidenkin kohdalla havaittavien poikkeamien selittyessä alueellisilla eroilla sadannassa (Grove 1988, s. 297 - 353). Jos useissa eri maanosissa n. 7500 ^{14}C a BP tapahtuneeksi ajoitetut laajenemiset ovat synkronisia, saattaa niillä olla yhteys maapallon ilmaston viilenemiseen 8200 a BP.

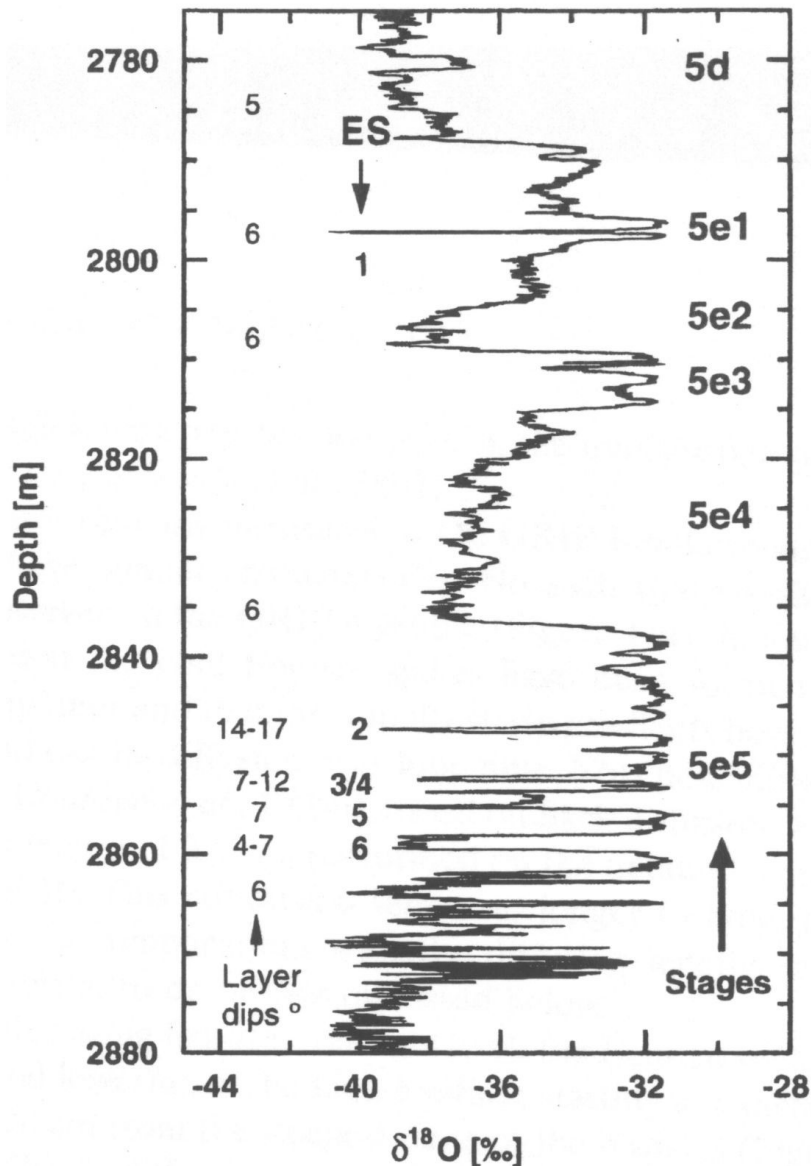
2.3. Eem

Grönlannin happi-isotooppikäyrissä suurta huomiota ovat herättäneet Eem-interglasiaalin edustavassa jäässä esiintyvät hyvin voimakkaat ja nopeat heilahtelut. Tämä eroaa suuresti perinteisestä käsityksestä Eemistä vakaana ja holoseenia muutaman asteen lämpimämpänä kautena. Toisaalta on huomattava, että n. Eemin loppua edustavalla syvyydellä GRIP- ja GISP2-kairojen happi-isotooppien ylempänä hyvä keskinäinen korrelaatio hajoaa. Myöskään Vostokin aineistoa ei voida Eemin osalta ja tämän alapuolella korreloida Grönlannin aineiston kanssa. Näiden seikkojen ja eräiden jään rakenteessa havaittavien piirteiden vuoksi on Grönlannin jään epäilty häiriintyneen pohjaosissaan vieraan jään intruusioiden, poimuttumisen tai jääkerrosten erisuuruisen ohenemisen (*boudinage effect*) seurauksena. Erityisen vahvoja nämä epäilyt ovat olleet GISP2:n kohdalla.; GRIP:n aineistossa jään suurimittaista poimuttumista ei pidetä todennäköisenä. GRIP:n kairauspaikan alapuolella peruskallio on vain loivasti viettävä, ja paikka on vain 5 km päässä Grönlannin jäätikön pitkäaikaisesta jään virtaussuuntien määräämästä keskilinjasta (*ice divide*) (Bender *et al.* 1994, Dansgaard *et al.* 1993, Grootes *et al.* 1993).



Kuva 4. Jäätiköiden muutokset holoseenissa. (Grove 1988)

GRIP:n Eemiä edustavassa happi-isotooppikäyrässä (kuva 5) esiintyy kaksi pitkää, tuhansien vuosien pituista kylmää kautta ja kuusi hyvin voimakasta kylmää piikkiä. Pitkien kausien jään katsotaan mahdollisesti olevan muualta nykyiseen asemaansa kulkeutunutta – kenties Eemiä vanhempaa - sillä sen kaasusisältö ei vastaa



Kuva 5. GRIP:n happi-isotooppikäyrä Eemin osalta pitkine (5e2 ja 5e4) ja lyhyine (ES1 – ES6) kylmine kausineen. (Johnsen *et al.* 1997)

Vostokin saman ikäistä jäätä. Olettaessa, ettei jokin mekanismi muuta kaasujen pitoisuuksia niiden sulkeuduttua jäähän, pitäisi kaasusisällön ilmakehän verraten nopean sekoittumisen vuoksi olla tietyn ikäisessä jäässä maailmanlaajuisesti samankaltainen (Johnsen *et al.* 1997).

Lyhyemmistä isotooppisesti raskaista piikeistä erityisesti viimeisen (ES1) Johnsen *et al.* (1997) katsovat hyvin todennäköisesti edustavan todellista kylmää ilmastovaihetta. Ylipäänsä he eivät pysty osoittamaan näitä piikkejä jääkerrostumien mekaanisen häiriintymisen muodostamiksi. Vertailukohtana käytettiin voimakkaasti poimuttuneita osia vanhemmasta Dye 3-jääkairasta, jossa intruusioiden kohdalla

esiintyy hyvin teräviä $\delta^{18}\text{O}$ -muutoksia – GRIP:n Eem-piikeissä muutokset ovat huomattavasti pehmeäpiirteisempiä. Lisäksi Camp Century'n happi-isotooppikäyrässä esiintyy ES1:tä vastaava hyvin syvä piikki.

Se mahdollisuus, että Eemin ilmasto olisi ollut huomattavasti tähän asti luultua epästabiilimpi, on herättänyt GRIP- ja GISP2-kairausten jälkeen suurta mielenkiintoa. Jos Eemin ilmasto osoittautuisi olleen näin epävakaa, pakottaisi se tarkastelemaan holoseenin stabiilia ilmastoa aivan uudessa valossa. Interglasiaali-ilmaston normina ei välttämättä voitaisikaan pitää viimeisten 8000 vuoden suotuisaa ajanjaksoa, vaan 8200-tapahtuman kaltaisten tai sitä voimakkaampien kylmien jaksojen pilkkomaa kehityskulkua. Näin ollen ihmissivilisaatioiden nousu ja kehitys olisi tapahtunut ilmastossa, joka on poikkeuksellisen - ellei ainutlaatuisen - suotuisa satojen tuhansien vuosien aikaskaalassa.

Eemin ilmastohistorian selvittämiseksi ryhdyttiin Pohjois-Grönlannissa uuteen, monikansalliseen NGRIP-kairaushankkeeseen (*North Greenland Ice Core Project*, kuva 1). NGRIP:n aineisto ulottuu häiriintymättömänä 123 ka:n päähän. Aineiston pohjaosien luonne on sikäli erilainen kuin Keski-Grönlannin kairoissa, että vanhimmat kerrostumat ovat sulaneet pohjalla ja alimpien osien vuosilustojen paksuus on monta kertaa suurempi. NGRIP:n ajallinen ulottuvuus on siis vain noin puolet GRIP:stä ja GISP2:sta, joskin häiriintymätön aineisto saattaa olla pidempi. NGRIP:n ensimmäisissä tuloksissa happi-isotooppikäyrässä ei esiinny Eemin aikana äkillisiä kylmenemisiä, vaan lämpötila laskee interglasiaalitasolta hiljalleen n. 7000 vuoden aikana alhaisemmalle tasolle, jolla ne pysyvät ensimmäisen Dansgaardin-Oeschgerin syklin alun lämpenemiseen asti (North Greenland Ice Core Project members 2004).

3. 8200 A BP KYLMÄ KAUSI

3.1. Grönlanti

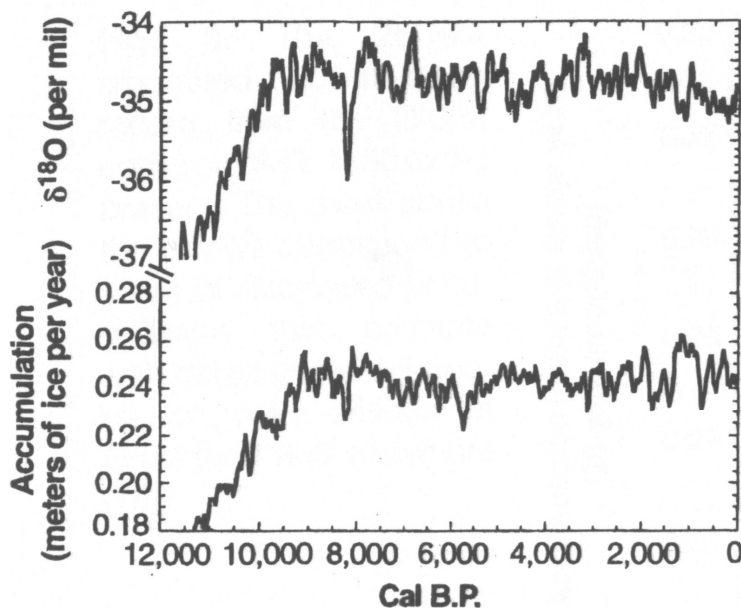
8200-tapahtuma tunnistettiin merkittävimmäksi holoseenin ilmaston ekskursioksi Grönlannin jääkairausten perusteella, joissa se ilmenee voimakkaana $\delta^{18}\text{O}$ -miniminä (kuva 6). Muilta osin happi-isotooppisuhteen muutokset ovat olleet holoseenissa huomattavan vähäisiä, verraten lyhytjaksoisia ja amplitudiltaan vähäisiä muutoksia, yleisen trendin ollessa holoseenin alkupuolen jälkeen lievästi laskeva (Grootes &

Stuiver 1997, Johnsen *et al.* 1997). Jään isotooppikoostumuksen lisäksi on analysoitu myös useita muita sen piirteitä, kuten fyysistä rakennetta, kemiallisia epäpuhtauksia, sähkönjohtavuutta ja sen sisältämien kaasukuplien koostumusta (esim. Nesje & Dahl 2000, s. 17-38).

N. 8200 a BP jään vuotuisten kerrosten paksuudessa (kuva 6) ilmenee selvä alenema GISP2-jääkairassa. Yleisesti akkumulaation ja $\delta^{18}\text{O}$:n muutokset korreloivat hyvin GISP2:n aineistossa, so. sadanta vähenee kylmien ja nousee lämpimien kausien aikana. Poikkeuksena tähän ovat hyvin lyhytaikaiset muutokset, sillä toisin kuin vuosiluston paksuus, happi-isotooppikoostumusmittauksen tulos ei ikinä edusta vain yhtä vuotta vaan usean vuoden keskiarvoa (Meese *et al.* 1994).

Holoseenin vuosilustoissa esiintyy myös toisinaan ohuita sulamiskerroksia, jotka indikoivat kesälämpötilojen nousseen Keski-Grönlannissa nollan yläpuolelle. Näitä esiintyy holoseenin aikana 0 - 4 kertaa vuosisadassa, eniten holoseenin alkupuolella 8 - 5 ka BP mutta ei kuitenkaan kertakaan välillä 8,5 - 8,2 ka BP (Meese *et al.* 1994, Nesje & Dahl 2000, s. 29 - 30).

Metaani. Antarktisen ja Grönlannin mannerjään sisään sulkeutuneiden kaasukuplien analyysi on osoittanut ilmankehän metaanipitoisuuksien seuraavan jään happi-isotooppipitoisuuden muutoksia jääkausisykliä aikana, pitoisuuden noustessa interglasiaalien aikana noin kaksinkertaiseksi verrattuna glasiaalikausiin. Asian



Kuva 6. $\delta^{18}\text{O}$ (ylhäällä) ja akkumulaatio (alhaalla) GISP2-jääkairassa. (Meese *et al.* 1994)

tutkiminen tarkemmalla resoluutiolla GRIP-kairauksen yhteydessä osoitti metaanipitoisuuksien myös nousevan Grönlannin interstadiaalien (Dansgaardin-Oeschgerin syklien) aikana ja laskevan 8200 a BP. Metaani on voimakas kasvihuonekaasu, mutta sen pitoisuuden muuttuminen ei yksinään riitä selittämään näitä globaalin ilmaston muutoksia; metaanin pitoisuudet ilmakehässä liikkuvat muutamissa sadoissa miljardisosissa, eikä sen kaksinkertaistuminen nostaisi maapallon lämpötilaa kuin n. asteen kymmenysosalla. Koska metaanin ja lämpötilan muutokset ovat synkronisia, pitäisi jonkun tekijän selittää molemmat ilmiöt. Sinällään metaanipitoisuuden kasvu lämpötilan kohotessa muodostaa ilmastomuutosta vahvistavan *positive feedback*-mekanismin, joskin heikon sellaisen (Chappellaz *et al.* 1993).

Metaanipitoisuuden muuttuminen 8200-tapahtuman aikana on huomionarvoista, koska ilmakehän metaanipitoisuus on riippuvainen maapallon mantereilla laajoilla alueilla tapahtuvista prosesseista, ja näin ollen muutos metaanipitoisuudessa saattaa indikoida muutosta ympäristön tilassa koko pallonpuoliskolla tai globaalisti. Street-Perrott (1993) kuvaa kolme mekanismia, joita on ehdotettu ilmakehän metaanipitoisuuden muutoksia selittämään:

1. Korkeiden leveyksien suoalueet vapauttavat ilmakehään metaania. Näiden alueiden laajentumisen jääkauden jälkeen ja muiden lämpimien kausien aikana on ehdotettu nostaneen ilmakehän metaanipitoisuutta. Tämä hypoteesi on kuitenkin ongelmallinen, koska Grönlannin aineiston perusteella metaanipitoisuuksien nousu deglasiaation yhteydessä alkoi jo aikana, jolloin jäätiköt vielä peittivät monia nykyisistä suoalueista.
2. Deglasiaatio on saattanut aiheuttaa ikeroutaan mannerjäätiköiden alaisissa ja mannerjalustojen sedimenteissä varastoituneiden metaaniklatraattien vapautumisen ilmakehään. Tämän tapahtuman uskottaisiin kuitenkin aiheuttaneen ilmakehän metaanipitoisuuden hyppäyksittäisen nousun, mistä ei jääkaira-aineistossa löydy merkkejä. Ei voida kuitenkaan sulkea pois, että klatraatit olisivat olleet osatekijänä.
3. Korkeat metaanipitoisuudet jääkaira-aineistossa korreloivat niiden aikojen kanssa, jolloin järvet laajenivat suuresti Saharan alueella. Korkeiden metaanipitoisuuksien on ehdotettu olevan seurausta kosteiden alueiden

laajentumisesta tropiikissa, mikä aiheuttaisi lisääntyvää metaanin vapautumista kasvien biomassan käymisreaktioissa.

Street-Perrott (1993) ja Chappellaz *et al.* (1993) pitävät kolmatta hypoteesia vahvimpana. Jos troopikin kuivuminen on metaanipitoisuuden laskun takana, olisi 8200-tapahtumaan liittynyt muutos laajojen matalilla leveyksillä sijaitsevien alueiden hydrologiassa. Street-Perrott ehdottaa metaaniklatraattien ja trooppisten alueiden roolien tutkimista mittaamalla jääkairojen sisältämän metaanin radiohiili-ikiä. Trooppisista kosteikoista vapautuneessa metaanissa hiilen tulisi olla suurin piirtein saman ikäistä kuin sitä ympäröivän jään, klatraattiperäisessä metaanissa huomattavasti vanhempaa.

8200-tapahtuman luonne. Grönlannin jääkaira-aineistossa 8200-tapahtuma muistuttaa lyhyempää kestoansa lukuun ottamatta suuresti nuorempaa Dryas-kautta ja sitä vanhempia stadiaaleja. Kaikkien kohdilla lämpötila ja ilmakehän metaanipitoisuus laskevat ja kuivia ja tuulisia olosuhteita indikoiva minerogeenisen aineksen kulkeutuminen Grönlantiin kasvaa. Taulukossa 1 on esitetty eri Grönlannin paleoilmastoproksien muutokset 8200-tapahtuman ja nuoremman Dryaksen kohdalla. $\delta^{18}\text{O}$:n tapauksessa muutos 8,25 ka BP on vähän yli puolet nuoremman Dryaksen aikaisesta. Tämä merkitsisi 6 ± 2 °C:n muutosta lämpötilassa 8200-tapahtuman yhteydessä. Minerogeenisten aineksen suurta laskeumaa indikoivien ionien pitoisuuksien paljon suurempi kasvu nuoremmassa Dryaksessa voi selittyä eolisesti kulkeutuvan aineksen määrän herkällä reagoimisella tuulen nopeuteen. Metsäpalojen määrää indikoivassa proksissa esiintyy 90% kasvu 8200-tapahtuman kohdalla, mutta tässä vertailua nuorempaan Dryakseen ei ole pystytty tekemään (Alley *et al.* 1997).

3.2. Keski-Eurooppa

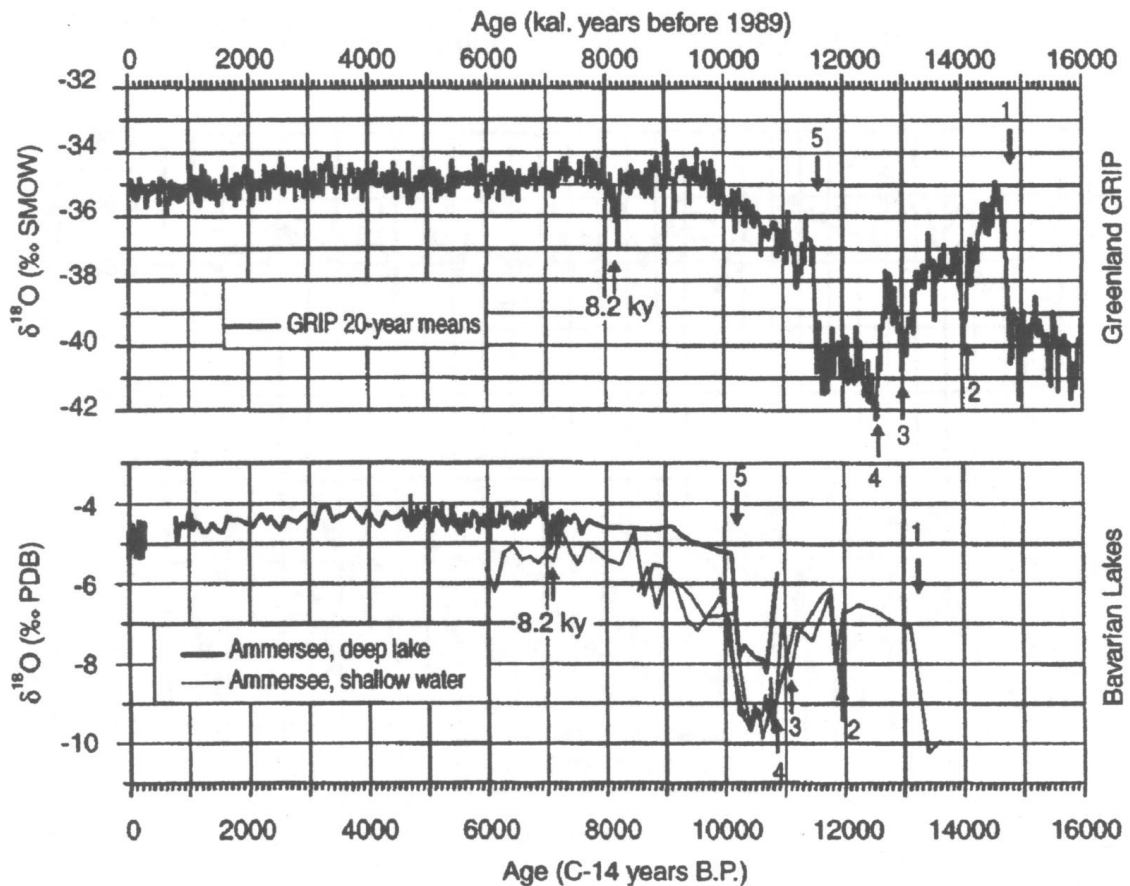
GRIP- ja GISP2-jääkairausten jälkeen Grönlannin 8200-tapahtuman kanssa likimain samanaikaisia muutoksia on havaittu lukuisissa erityyppisissä geologisissa aineistoissa Euroopassa ja muilla mantereilla. Von Grafenstein *et al.* (1998) laativat Etelä-Saksan Ammerseen sedimentin raakkuäyriäisten (*ostracoda*) kuorista happi-isotooppikäyrän (kuva 7), jossa esiintyy selvä anomalia n. 8200 a BP. Järvisedimenttien happi-isotooppikäyriä on pidetty ongelmallisina kerrostumisaltaiden erityispiirteiden mahdollisesti suuren vaikutuksen vuoksi, mutta von Grafenstein *et al.* katsovat Ammerseen $\delta^{18}\text{O}$ -vaihteluiden edustavan pitkälti todellista ilmastollista signaalia, koska

Taulukko 1. Paleoilmastoproksien muutokset Grönlannissa 8,25 ka BP huipun kohdalla suhteessa 8,0 ja 8,4 ka BP tasoon, sekä nuoremman Dryaksen aikana suhteessa preboreaalitasoon. (Alley *et al.* 1997)

	8200 a BP	Nuorempi Dryas
Akkumulaatio	-20 %	-50 %
CH₄	-10...-15 %	-30 %
Na⁺	+60 %	+260 %
Cl⁻	+60 %	+200 %
Ca⁺⁺	+60 %	+600 %
Mg⁺⁺	+40 %	+370 %
K⁺	+110 %	+230 %
NO₃⁻	+20 %	+10 %
δ¹⁸O_{ice}	-2 ‰	-3,5...-4 ‰

ne korreloivat vahvasti Grönlannin aineiston kanssa. Ammerseen negatiivinen δ¹⁸O-anomalia 8200-tapahtuman kohdalla on pienempi kuin Grönlannissa (1 ‰ vs. 2 ‰) ja se on arvioitu kestoltaan lyhyemmäksi (180 a vs. 200 a).

On myös merkkejä 8200-tapahtuman vaikutuksesta Euroopan metsäkasvillisuuteen. Bambergissa Etelä-Saksassa tammen vuosirenkaiden paksuus on vähentynyt, mikä todennäköisesti johtuu laskeneista kesälämpötiloista ja lyhyemmästä kasvukaudesta (Klitgaard-Kristensen *et al.* 1998). Tinner & Lotter (2001) havaitsivat kahden Etelä-Saksassa ja Sveitsissä sijaitsevan järven siitepölystössä merkittävän muutoksen 8200-tapahtuman aikoihin. Siitepölystössä esiintyy voimakas pähkinäpensaän väheneminen, männyn, koivun ja lehmuksen osuuksien kasvaessa. Samalla siitepölystöön ilmaantuu siitä aikaisemmin liki kokonaan puuttunut pyökki. Mikäli puuston muuttumisen aiheutti ilmaston kylmeneminen 8200 a BP, on se tapahtunut merkillä pantavan nopeasti, muutaman kymmenen vuoden kuluessa Grönlannin ja Ammerseen happi-isotooppisuhteiden muutoksista – usein siitepölystön holoseenisten muutosten on katsottu heijastavan ilmaston lisäksi puulajien hidasta, satoja tai tuhansia vuosia kestävästä migraatiota. Tinner & Lotter katsovat ilmastollisen selityksen olevan kuitenkin todennäköinen kuvaamiensa muutosten kohdalla, viitaten pähkinäpensaän osuuden yleiseen korrelaatioon happi-isotooppisuhteiden kanssa. He



Kuva 7. Ammerseen (*alhaalla*) ja GRIP:n (*ylhällä*) happi-isotooppikäyrät. (von Grafenstein *et al.* 1998)

ehdottavat ilmaston muuttuneen 8200 a BP merellisemmäksi, mikä olisi tuonut aiemmin pähkinäpensaun ja harvemman puuston luonnehtimalle alueelle lisää huonosti kuivuutta sietäviä puita. Tämä olisi lisännyt varjoisuutta ja heikentänyt paljon valoa vaativan pähkinäpensaun asemaa. Osittain metsäkasvillisuuden muutokset jäivät pysyviksi – pähkinäpensas ei enää saavuttanut varhaisholoseenista yleisyyttään, ja pyökki jäi merkittäväksi lajiksi puustoon.

3.3. Pohjois-Eurooppa

Rõuge-järvi, Viro. 8200-tapahtuma esiintyy selvänä Etelä-Viron Rõuge-järven bio- ja litostratigrafioissa. Rõuge-järveen kerrostuu kerrallista sedimenttiä, joten tässä tapauksessa anomalian ajallinen kesto on hyvin mitattavissa. Iän arvioiminen kalenterivuosina nojaa sedimentin ^{14}C -ikiin ja paleomagneettisiin piirteisiin, sillä laminoita on laskettu vain varhaisholoseenia edustavasta osasta (Veski *et al.* 2004).

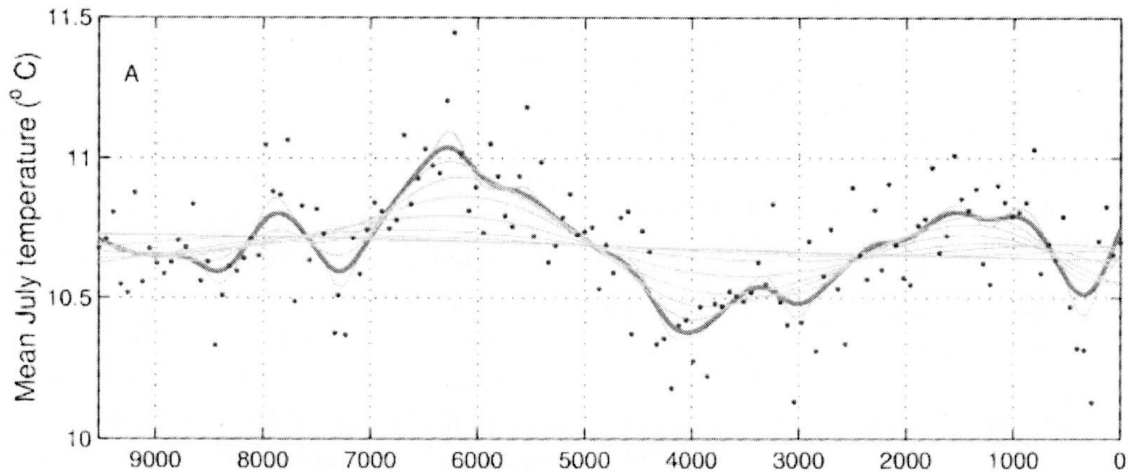
Sedimentin laminat vaalenevat 8400 a BP ja tummenevat uudestaan 8080 a BP. Laminoiden vaalenemisen taustalla on minerogeenisen aineen osuuden kasvu, jonka katsotaan edustavan lumien sulamisaikana järven valuma-alueelta huuhtoutuvaa sedimenttiä. Näin laminoiden vaaleus indikoi runsaslumisia talvia. Samalla kun laminat vaalenevat vähenevät sedimentissä termofiilisten, Virossa esiintymisalueidensa rajoilla esiintyvien lehtipuiden siitepölyt. Siitepölystön perusteella rekonstruoiduissa vuotuisissa keskilämpötiloissa esiintyy selvä lasku. Viilenemismaksimin aikana 8250-8150 a BP lämpötilat olivat n. 2,0 °C viilenemistä edeltäneen ja n. 3,0 °C sitä seuranneen tason alapuolella (Veski *et al.* 2004).

Norja. Nesje & Dahl (2001) havaitsivat viiden Etelä-Norjan järven sedimenttien hehkutushäviökäyrissä aleneman n. 8400 - 8000 a BP. Hehkutushäviön muutosten katsotaan olevan riippuvaisia järven biologisesta tuotannosta ja jäätikön edustalla sijaitsevien järvien kohdalla myös jäätikön aktiivisuudesta. Nesje & Dahl katsovat hehkutushäviökäyriä voitavan käyttää ilman lämpötilan muutosten rekonstruoimiseen ja huomauttavat että Grönlannissa ne korreloivat läheisten jääkairojen happi-isotooppisuhteiden muutosten kanssa.

Hehkutushäviön alenema Norjan järvissä kestää n. 500 vuotta, ja siinä esiintyy kaikissa järvissä kaksi erillistä huippua. Nesje & Dahl katsovat tämän aleneman edustavan samaa kylmää kautta, joka vallitsi Grönlannissa n. 8200 a BP.

Tsuolbmajavri, Suomi. Korhola *et al.* (2000) tutkivat Pohjois-Suomen ilmastomuutosta holoseenissa pienen Tsuolbmajavrin sedimentin piilevästön perusteella. Korhola *et al.*:in tutkimus perustui laajempaan Lapin nykyisen piilevästön tutkimukseen 38 järven pintasedimentistä. Nämä järvet sijaitsevat Länsi-Lapissa Ruotsin ja Norjan rajojen tuntumassa, pitkällä alueella ”käsivarren” kärjestä napapiirille. Järvien nykyisten piilevästöjen ja ko. alueiden ilmastojen erojen – eteläisimpien ja pohjoisimpien kohteiden kesälämpötiloissa 7°C ero – pohjalta Korhola *et al.* kehittivät siirtofunktion, jolla Tsuolbmajavrin piilevästön muutosten perusteella rekonstruointiin deglasiaation jälkeiset kesälämpötilat.

Tsuolbmajavrin lämpötilakäyrässä (kuva 8) esiintyy varhaisholoseenin aikana kaksi alenemaa 8300 ja 7200 a BP ennen nousua keskiholoseenin lämpöoptimiin. Korhola *et al.* pitävät näitä tilastollisesti merkittävinä, todeten käytettyjen menetelmien huomattavasti pehmentävän lämpötilakäyrän muotoa mahdollisten äkillisten poikkeamien kohdalla. Lisäksi he kiinnittävät huomiota kausista varhaisemman mahdolliseen yhteyteen 8200-tapahtumaan.



Kuva 8. Pohjois-Suomen heinäkuinen keskilämpötila holoseenissa Tsuolbmajavrin piilevästön perusteella. (Korhola *et al.* 2000)

3.4. Britteinsaaret

Holywell Coombe, Englanti. Myös Englannin ilmaston kylmenemisestä 8200-tapahtuman aikoihin on merkkejä. Rousseau *et al.* (1998) tutkivat Kentin etanalajiston muutoksia Myöhäis-Weichselin ja holoseenin aikaisissa kerrostumissa. Vertaamalla tuloksia nykyiseen lajistoon pitkällä linjalla Pohjois-Skandinaviasta Etelä-Ranskaan he rekonstruoivat tutkimuspaikan helmi- ja elokuun – etanafaunan kehityksen kannalta erityisen kriittisten aikojen – lämpötilojen muutokset. Välillä 8500-8000 a BP he arvioivat lämpötilojen laskeneen noin 1°C:llä molempina vuodenaikoina.

Crag Cave, Irlanti. Baldini *et al.* (2002) tutkivat 8200-tapahtuman hydrologista luonnetta Irlannissa erään stalagmiitin kemiallisen profiilin perusteella. Kyseisen stalagmiitin rakenteessa oli aikaisemmassa tutkimuksessa havaittu negatiivinen $\delta^{18}\text{O}$ -anomalioita kerroksissa, jonka on tulkittu edustavan 8200-tapahtumaa. Baldini *et al.* tutkivat samalta kohdalta stalagmiitin kalsiitin strontium- ja fosforipitoisuuden muuttumista. Stalagmiitin Sr- ja P-profiilien piirteiden katsotaan olevan riippuvaisia alueen ilmaston kosteudesta. 8200-tapahtuman kohdalla Sr-pitoisuuksissa esiintyy nousu, jonka tulkitaan johtuvan ilmaston kuivumisesta. Sateiden vähentyessä sadevesi kulkeutuu maa- ja kallioperän läpi hitaammin niiden alapuoliseen karstiluolaan, ja siihen ehtii liueta maaperästä enemmän strontiumia. Sekä strontiumin että fosforin pitoisuuksissa esiintyy myös nopeampaa, vuodenaikaista vaihtelua. Näiden syklien määrän perusteella yllä mainitun Sr-anomalian pituudeksi on laskettu 37,5 vuotta.

Vuodenaikaisten Sr- ja P-syklejä edustavien kerroksien paksuuden väheneminen vahvistaa sitä kuvaa, että alue on kuivunut 8200-tapahtuman aikana.

Baldini *et al.* kiinnittävät huomiota nopeiden Sr- ja P-syklien rytmiin pitkän Sr-anomalian aikana. Strontiumin ja fosforin muutokset esiintyvät selvästi vastakkaisina, niiden maksimien esiintyessä vuorotellen. Tämänäyttöyppisen kemiallisen profiilin on havaittu syntyvän karstimuodostumiin alueilla, joilla vuodenaikojen väliset erot ovat suuria.

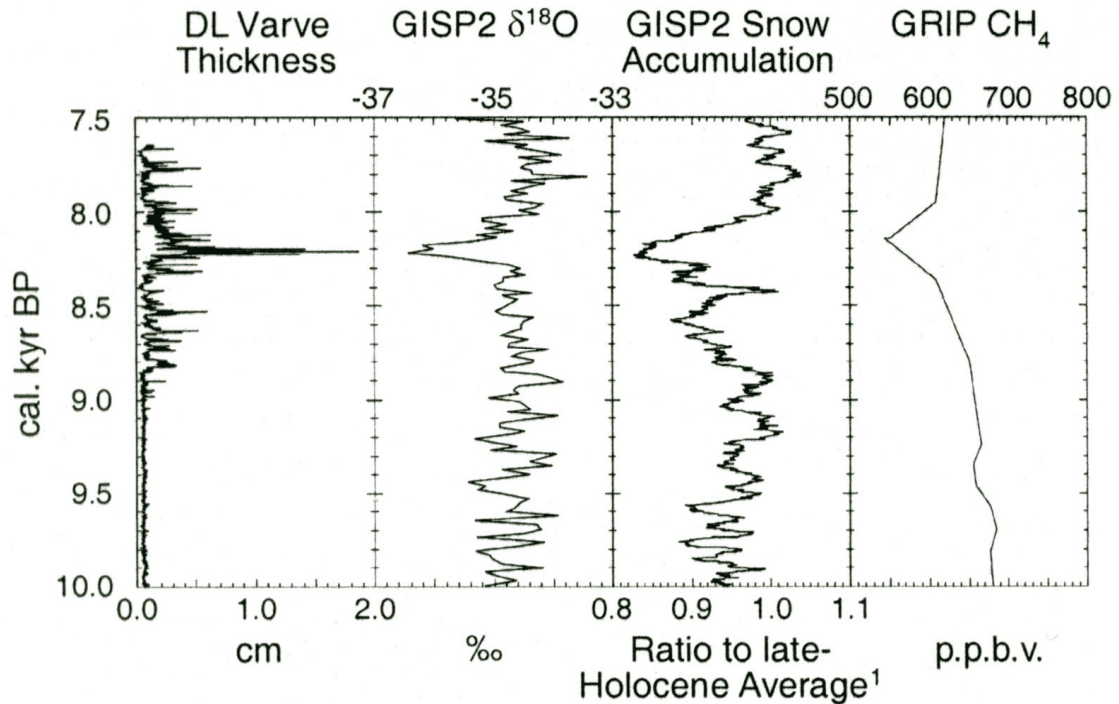
Crag Caven stalagmiitissa 8200-tapahtumalla on samanlainen kaksihuippuinen muoto kuin Nesjen & Dahlin (ks. kohta 3.2) norjalaisessa aineistossa. Toisaalta sen kesto on huomattavan lyhyt, mikä saattaa johtua paikallisen hydrologian epälineaarista reagoinnista alueelliseen ilmastoon (Baldini *et al.* 2002).

3.5. Pohjois-Amerikka

Deep Lake, Minnesota. Hu *et al.* (1999) tutkivat Pohjois-Amerikan varhaisholoseenista ilmastohistoriaa Minnesotan Deep Laken sedimenttisarjan perusteella. Järven kerrallinen sedimentti mahdollisti tarkan ajoittamisen ja sedimentaationopeuden muutosten määrittämisen. Lisäksi laminoiden karbonaatista laadittiin happi-isotooppikäyrä.

Deep Laken happi-isotooppikäyrässä ilmenee pitkä $\delta^{18}\text{O}$:n alenema välillä 8,9 – 8,3 ka BP, jonka Hu *et al.* katsovat johtuvan järven valuma-alueen sadannan kylmentymisestä. Tämän tulkitaan olleen seurausta Minnesotan alueella kohtaavien arktisen, Tyynenmeren ja Meksikonlahden ilmamassojen uudelleenjärjestäytymisestä siten, että arktinen ilmamassa ulottautui etelämmäksi. Sadanta lienee tässäkin tilanteessa ollut peräisin Meksikonlahdelta saapuvista lämpimistä virtauksista, mutta vasta niiden noustua arktisen ilmamassan päälle, mikä aiheuttaisi sateen lankeamisen isotooppisesti kevyempänä.

Samalla kun sedimentin $\delta^{18}\text{O}$ -laskee 8,9 ka BP, lisääntyy laminoiden paksuus ja klastisen aineksen määrä niissä kasvaa. Laminoiden paksuus pienenee 8,3 ka BP, mitä seuraa niiden dramaattinen paksuuntuminen 8,2 ka BP ympärillä (kuva 9). Hu *et al.* katsovat tämän johtuvan eolisesti kulkeutuneen sedimentin määrän kasvusta; Deep Lake sijaitsee vain n. 45 km päässä preerian nykyisestä itärajasta. Tulkintaa olosuhteiden muuttumisesta aridisemmiksi tukee puiden siitepölystön suhteellinen väheneminen samaan aikaan.



Kuva 9. Deep Laken sedimentin vuosilustojen paksuus (vasemmalla) verrattuna Grönlannin $\delta^{18}\text{O}$ -, akkumulaatio- ja metaanipitoisuusmuutoksiin. (Hu *et al.* 1999)

3.6. Eteläiset alueet

Sahel. Saharan etelärajan tuntumassa sijaitseva Sahelin alue on tunnettu sitä 20 vuoden ajan 1960-80-luvuilla riivanneesta poikkeuksellisesta kuivuudesta. Alueen pidempiaikaista ilmastohistoriaa on tutkittu sen järvien pinnankorkeuden muutosten perusteella. Lasku-uomattomien järvien veden korkeus reagoi herkästi sateisuuden muutoksiin. Järvien pinnat näyttävät olleen viimeiset 3-4 ka holoseenisten maksimitasojensa alapuolella. Edeltävinä vuosituhansina niiden pinnankorkeus on noussut ja laskenut useita kertoja. Holoseenien korkeimpien tasojen välillä on esiintynyt vuosisatoja kestäneitä laskuja, joista kaksi vanhinta 10,4-9,8 ja 7,8-7,2 ^{14}C ka BP ovat samanaikaisia nuoremman Dryaksen ja 8200-tapahtuman kanssa (Street-Perrott & Perrott 1990).

Arabianmeri. Arabianmereltä Omanin eteläpuolelta kairatussa sedimenttisarjassa on havaittu Myöhäis-Weichselin ja holoseenin aikaisia negatiivisia $\delta^{18}\text{O}$ -anomalioita. Yksi näistä osuu karkeasti 8200-tapahtuman kohdalle 7300 ^{14}C a BP ja kestää n. 300 vuotta. Happi-isotooppisuhteen muutosten syyt näiden tapahtumien

kohdalla ovat epäselviä, mutta samanaikaisesti sedimentissä esiintyy selvää minerogeenisen aineksen määrän lisääntymistä (Sirocko *et al.* 1993).

Minerogeenisen aineksen on dolomiittipitoisuutensa vuoksi tulkittu kulkeutuneen Arabian niemimaan yli puhaltavien luoteistuulien mukana joko Pohjois-Arabian mesotsooisista kerrostumista tai Persianlahden alueen *sabkha*-sedimenteistä. Sirocko *et al.* tulkitsevat tämän aineksen lisääntyneen eolisen kulkeutumisen indikoivan Intian valtameren monsuunin heikentymistä. Arabianmeren halki kohti Intiaa puhaltavan monsuunin heikentyminen mahdollistaisi luoteistuulien tunkeutumisen etelämmäksi Arabian niemimaalta.

Cariacon allas, Karibianmeri. Cariacon allas sijaitsee Karibianmerellä Venezuelan rannikon edustalla. Altaan hapettomalla pohjalla kerrostuu kerrallista sedimenttiä, jossa vuorottelevat kesällä ja talvella muodostuvat tummat ja vaaleat kerrokset. Kesän sadekautena kerrostuva aines on peräisin mantereelta. Talvella mereltä puhaltavat pasaatituulet aiheuttavat altaassa syvän veden kumpuamista ja planktonin lisääntymistä, mikä johtaa vaalean karbonaattirikkaan kerroksen muodostumiseen (Hughen *et al.* 1996).

Hughen *et al.* havaitsivat Cariacon sedimentin vaalenevan (so. karbonaattisen talvikerroksen suhteellisen paksuuden kasvavan) samanaikaisesti monen Grönlannin happi-isotooppisuhteen heilahdusten indikoiman kylmän kauden kanssa, mm. nuoremman Dryaksen ja 8200-tapahtuman yhteydessä. He tulkitsevat pasaatituulien voimistuneen Pohjois-Atlantin kylmien kausien aikana.

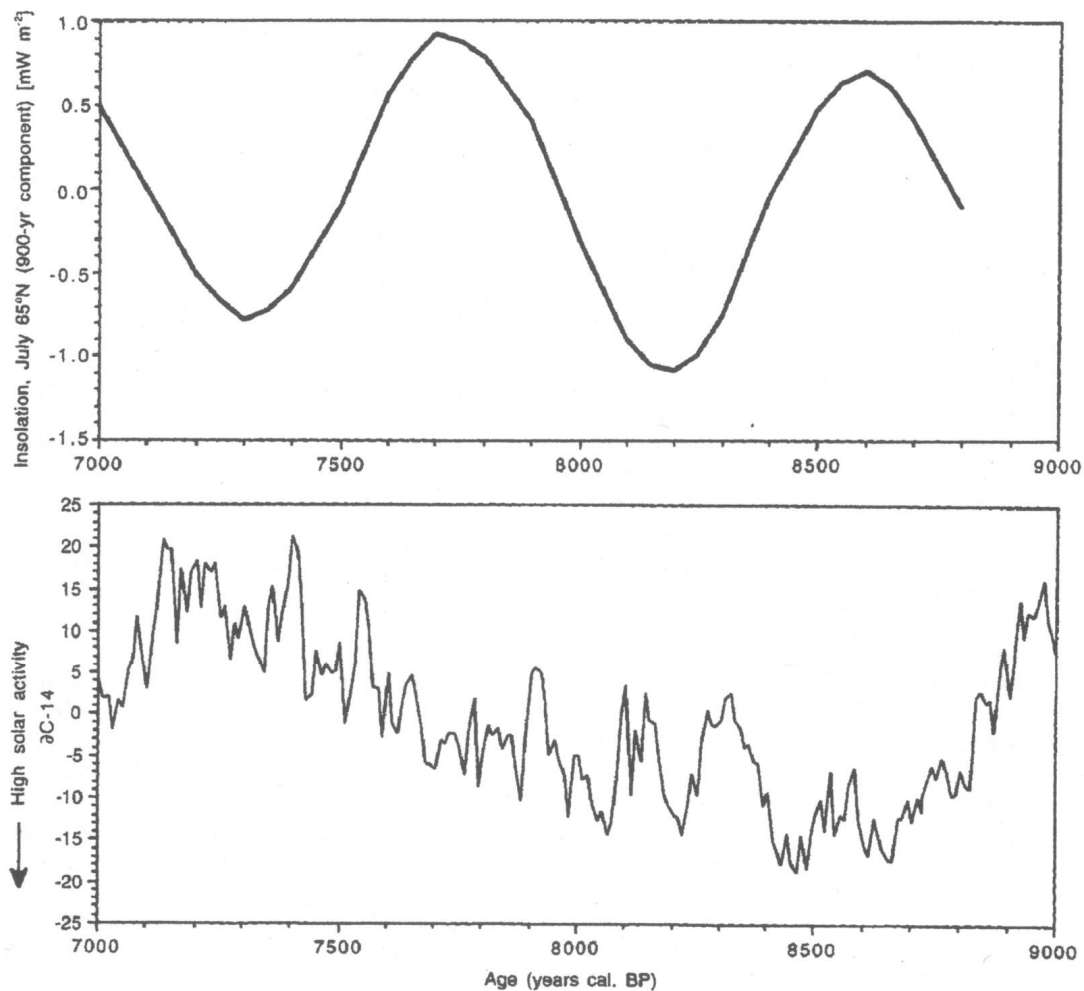
4. 8200-TAPAHTUMAN MAHDOLLISET SYYT

4.1. Astronomiset ja vulkaaniset tekijät

Maan pinnalle saapuvan Auringon säteilyenergian määrän vaihteluiden on katsottu vaikuttaneen merkittävästi maapallon ilmastoon kvartaarikauden aikana (ks. kohta 2). Näitä vaihteluita aiheuttavat paitsi Maan albedon ja ilmakehän, myös Auringon säteilyaktiiviteetin ja Maan radan muutokset.

Maapallon kiertoradan eksentrisyydessä esiintyy pitkän 100 ka:n syklin lisäksi nopeampia muutoksia 900 vuoden jaksossa. Auringon säteilyn voimakkuuden muuttuminen heinäkuussa 65. pohjoisella leveyspiirillä 7000 - 9000 a BP on esitetty

kuvassa 10. Maapallon kiertoradan aiheuttamista vastaanotetun säteilyn määrän muutoksista on kvartääritutkimuksessa pohjoisten alueiden kesäkuukausia koskevia pidetty tärkeinä, koska niillä on mahdollisesti suuri vaikutus jäätiköitymiskehitykseen. 900-vuotisen syklin minimi osuu juuri kohdalle 8200 a BP. On kuitenkin huomattava, että syklin amplitudi on vain n. 1 mWm^{-2} , mikä on hyvin vähäinen muutos 65. leveyspiirin nykyään heinäkuussa vastaanottamassa 427 Wm^{-2} säteilyssä. Suurimmat Milankovićin syklien yhteisvaikutuksesta syntyneet negatiiviset ja positiiviset poikkeamat viimeisten 200 ka:n aikana ovat olleet -35 Wm^{-2} 114 ka BP ja $+60 \text{ Wm}^{-2}$ 126 ka BP. Myös auringon säteilyaktiiviteetin muutosten vaikutukset Maan pinnalla ovat noin sata kertaa suurempia (Nesje & Dahl 2001, Williams *et al.* 1998, s. 86 - 87). Nesje



Kuva 10. Astronomisten tekijöiden vaikutus 7 - 9 ka BP: *ylhäällä* maapallon radan eksentrisyyden 900 vuoden syklin vaikutus auringon säteilyn voimakkuuteen heinäkuussa 65° pohjoista leveyttä; *alhaalla* auringon aktiivisuuden muutokset. (Nesje & Dahl 2001)

& Dahl (2001) eivät pidä todennäköisenä, että parin mWm^{-2} :n lasku auringon säteilyssä yksinään aiheuttaisi muutosta ilmastossa, joskin he toteavat GISP2:n happi-isotooppiaineistosta löytyneen merkkejä 900 vuoden jaksollisuudesta. Joka tapauksessa se ei vaikuta riittävältä selittämään holoseenin kontekstissa niin poikkeuksellisen voimakasta ilmaston muuttumista.

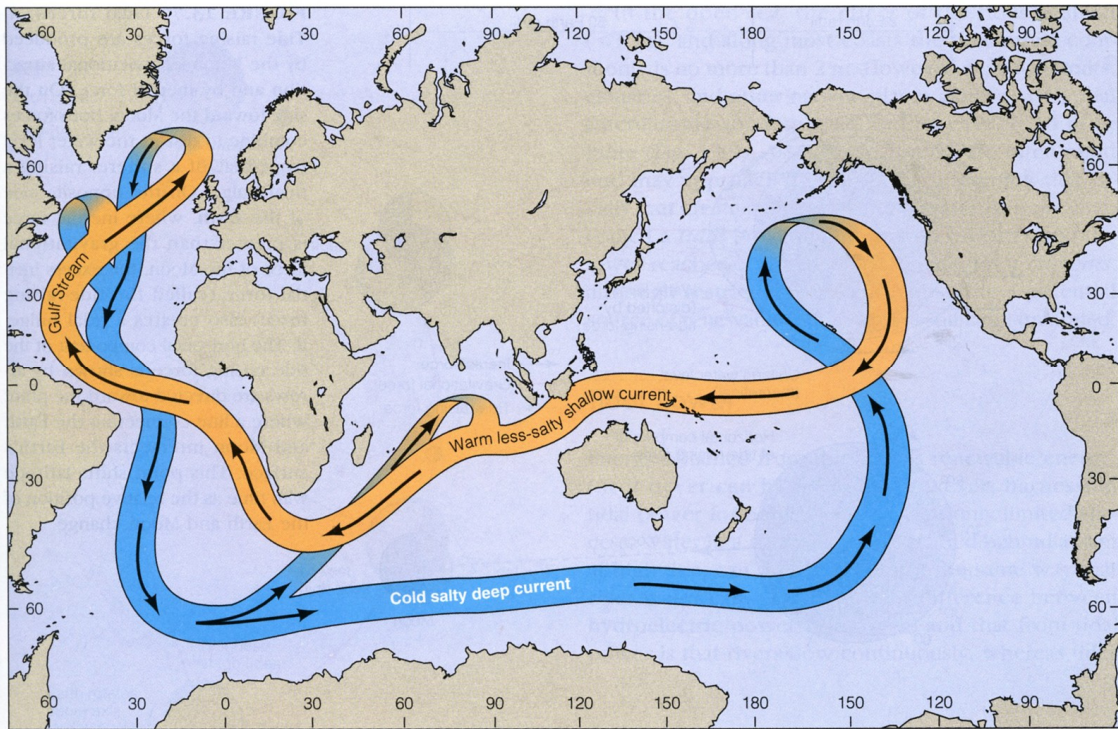
Auringon säteilyaktiviteetin muutoksia varhaisholoseenissa on tutkittu mittaamalla radiohiili-ikiä sellaisista puiden vuosirenkaista, joiden todellinen ikä tunnetaan osana dendrokronologista sarjaa (kuva 10). Tämän aineiston perusteella auringon aktiivisuudessa olisi ollut alenema n. 8400-8200 a BP. Pidemmällä aikavälillä tarkasteltuna radiohiilen tuotanto ei kuitenkaan ollut tuolloin alhainen, vaan se oli alempana sekä 9000 BP että 7100-7400 BP (Nesje & Dahl 2001).

Tulivuorenpurkauksissa ilmakehään nousee suuria määriä sulfaattiaerosoleja, joilla on osoitettu aiheuttavan ilmaston kylmenemistä (Grootes & Stuiver 1997). Aerosolien laskeutuminen ilmakehästä aiheuttaa happaman laskeuman, joka voidaan tunnistaa jääkairoissa sähkönsäilyvyyden (ECM) muutoksena. GRIP:n ECM-käyrän perusteella vuoden 8200 a BP tienoilla ei kuitenkaan ole tapahtunut merkittäviä tulivuorenpurkauksia (Nesje & Dahl 2001).

4.2. Pohjois-Atlantin termohaliinikierto

Ilmaston nopeiden heilahdusten painottuminen Pohjois-Atlantin ympäristössä sekä samanaikaisten muutosten ilmeneminen Pohjois-Atlantin sedimenteissä (Bond *et al.* 1993, Bender *et al.* 1994) ovat herättäneet epäilyjä niiden yhteydestä kyseisen valtameren kiertokulkuun. Pohjois-Atlantin merivirtojen potentiaali maapallon ilmaston muokkaamiseen on hyvin tunnettu. Nykytilanteessa Pohjois-Atlantilla kohti Eurooppaa kulkevat lämpimät merivirrat tuovat mukanaan valtavasti lämpöenergiaa ja lauhentavat ratkaisevasti Euroopan ja Pohjois-Amerikan itäosien ilmastoa (Alley 2004, Rahmstorf 1997).

Pohjois-Atlantin lämmin virtaus on vain osa laajempaa maapallon meren kiertokulkua, jossa merivesi vuosituhansien kuluessa kiertää kaikki valtamerialtaat (kuva 11). Tätä kiertokulkua kutsutaan *termohaliinikierroksi*, koska sitä ylläpitävät vesimassojen lämpötilan ja suolaisuuden eroista johtuvat tiheyserot.



Kuva 11. Maapallon valtameren termohaliinikierto. (Skinner & Porter 1995)

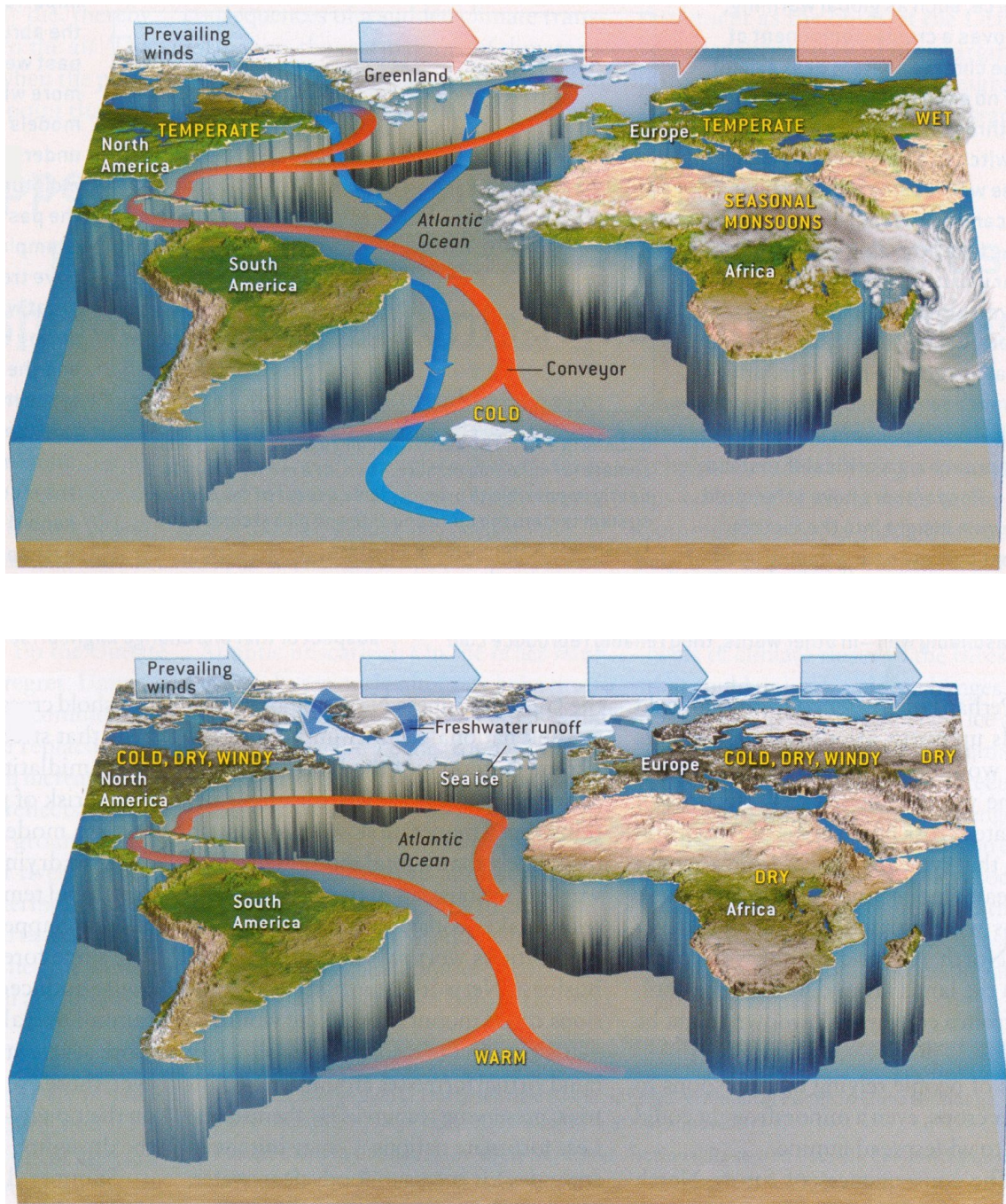
Nykyään Pohjois-Atlantin vesi on verraten suolaista ja tiheää, koska haihdunta Atlantilla on hyvin suurta subtropiikissa Karibian lähistöllä. Pohjois-Atlantin vesi on myös Pohjois-Tyynenmeren vettä suolaisempaa, sillä iso osa subtrooppisella Atlantilla haihtuvasta vedestä kulkeutuu Keski-Amerikan yli Tyynellemerelle. Kohti pohjoista virratessaan Atlantin vesi viilenee ja tihenee entisestään, kunnes se alkaa vajota korkeilla leveyksillä, muodostaen kylmän ja syvän, takaisin etelään kilometrien syvyydessä suuntautuvan virtauksen (*North Atlantic Deep Water* = *NADW*). Pohjoisen matkansa aikana Pohjois-Atlantin lämpimät merivirrat vapauttavat ilmakehään suuruusluokkaa $5-7 \cdot 10^{14}$ W lämpöä, mikä on huimat 20-30 % Pohjois-Atlantin auringonsäteilystä vastaanottamasta energiasta. Pohjois-Atlantilta syvä virtaus suuntautuu kohti Eteläistä valtameriä, missä se yhtyy Etelämannerta itään päin kiertävään sirkumpolaarivirtaan. Näin kiertokulku jatkuu Intian ja Tyynen valtameriin, joissa syvä vesi tietyillä alueilla kumpuaa takaisin pinnalle. Tyyneltämereltä lämmin pintavirtaus kulkee Indonesian salmien läpi Intian valtamerelle. Sieltä lämpimät merivirrat saapuvat Afrikan eteläkärjen ympäri Atlantille tuoden mukanaan jopa $5 \cdot 10^{14}$ W lämpöä ja päättäen valtameren suuren ”kuljetushihnan” (*conveyor belt*) kierroksen (Broecker 1987, Street-Perrott & Perrott 1990).

Koska NADW:n muodostuminen ja termohaliinikierron toiminta Pohjois-Atlantilla edellyttää Pohjois-Atlantin pintaveden suurta tiheyttä, on kysytty mitä tapahtuisi pintaveden tiheyden pienentyessä, esimerkiksi runsaan makean veden valuman seurauksena. Useiden tietokonemallien mukaan näyttää mahdolliselta, että Pohjois-Atlantin kiertokulku sietää suolaisuuden vähenemistä tiettyyn rajaan asti, mutta tämän jälkeen sen äkillinen pysähtyminen on mahdollinen (Rahmstorf 1997). Toiset tutkijat eivät kuitenkaan usko termohaliinikierron käyttäytymisen olevan ”päälle/pois”-tyyppistä, vaikka sen mahdollisten muutosten ilmastovaikutukset voisivat silti olla rajuja (Alley 2004). Jonkinasteisilla termohaliinikierron häiriöillä on epäilty olleen osuutta sekä nuoremman Dryas-kauden että 8200-tapahtuman äkillisiin kylmenemisiin.

8200-tapahtuma. 8200-tapahtumasta yllä kuvattujen geologisten aineistojen perusteella rakentuva kuva sopii pääpiirteissään yhteen Pohjois-Atlantin kierron häiriintymistä simuloivien ilmastomallien ennustaman kanssa (kuva 12). Grönlannin ja pohjoisten mantereiden aineistojen indikoima kylmyys, kuivuus ja tuulisuus ovat kaikki odotettuja piirteitä. Ilmastomallien mukaan myös tropiikissa havaitut muutokset pasaatituulissa (Hughen *et al.* 1996), monsuunissa (Sirocko *et al.* 1993) ja Sahelin alueella (Street-Perrott & Perrott 1990) näyttävät mahdollisilta (Alley *et al.* 1997).

Sahelin tapauksessa tilanne on sikäli mielenkiintoinen, että alueella on päästy 1900-luvulla tutkimaan vakavaa kuivuuskautta. Atlantilla liikennöivien laivojen mittaamista meriveden lämpötiloista ilmenee, että 1968-1988 suuren kuivuuden aikana kontrasti Atlantin pohjoisten ja eteläisten osien välillä oli poikkeuksellisen suuri. Myös Pohjois-Atlantin suolaisuuden havaittiin vähentyneen 0,1-0,2 ‰ vuosina 1968-1982. Tilanne Atlantilla Sahelin kuivuuden aikana näyttää muistuttaneen sellaista, jonka odotettaisiin syntyvän NADW:n muodostumisen heikentyessä. Lisäksi tiedetään, että Sahelia vuosina 1908-1914 koetelleen kuivuuden aikoihin Arktiksella purkautui valtamereen suuria määriä makeaa vettä (Street-Perrott & Perrott 1990)

8200-tapahtumaa kvalitatiivisesti muistuttavan (Alley *et al.* 1997) nuoremman Dryas-kauden on ehdotettu olleen seurausta suuresta makean veden purkauksesta Pohjois-Amerikasta Atlantille. Weichselin deglasiaation aikana Pohjois-Amerikan mannerjäätikön sulamisvedet suuntautuivat pääasiassa Mississippin alueen halki Meksikonlahdelle. Nuoremman Dryaksen aikana jäätikön patoaman Agassiz’n jääjärven katsotaan kuitenkin väliaikaisesti päässeän purkautumaan Suurten järvien alueen ja Saint Lawrencen lahden kautta Pohjois-Atlantille (Broecker *et al.* 1989).



Kuva 12. Maapallon ilmasto Pohjois-Atlantin kiertokulun ollessa nykyisen kaltainen (*ylhäällä*) ja syvänveden muodostumisen häiriintyessä makean veden valuman seurauksena (*alhaalla*): Muutos Pohjois-Atlantilla aiheuttaa kylmemmän, kuivemman ja tuulisemman ilmaston Euroopassa, Pohjois-Amerikassa ja Keski-Aasiassa; trooppisille alueilla kausittain saapuvat monsuunisateet lakkaavat; Etelä-Atlantin ympäristö lämpenee. (Alley 2004)

Viitteitä termohaliinikierron mahdollisesta häiriintymisestä on löydetty Pohjois-Atlantin merisedimenttikairoista. Lehman ja Keigwin (1992) havaitsivat Weichselin lopussa useita muutaman sadan vuoden pituisia kausia, joiden aikana *Neogloboquadrina pachyderma* (s.) –foraminifeerin runsaus nousi n. 15 %:n pohjatasolta 70-95 %:iin, mikä indikoi ainakin 5°C laskua meriveden pintalämpötilassa. Pisin ja voimakkain anomaliaista vastaa iältään nuorempaa Dryas-kautta. Lehman ja Keigwin tulkitsevat arktisten vesimassojen tunkeutuneen etelämmäksi Pohjois-Atlantin termohaliinikierron häiriinnytyä. Samantyyppisiä merkkejä Pohjois-Atlantin termohaliinikierron yhteydestä 8200-tapahtuman yhteydessä löytyy Klitgaard-Kristensen *et al.*:n (1998) analysoimasta pohjoisen Pohjanmeren sedimenttikairasta. Tällä Pohjois-Atlantin merivirran välittömällä vaikutusalueella sijaitsevalla alueella tapahtui n. 8300 a BP voimakas meriveden kylmeneminen, jota indikoi *Neogloboquadrina pachyderma* (s.):n runsauden kolminkertaistuminen. Klitgaard-Kristensen *et al.* arvioivat pintaveden lämpötilan laskeneen vähintään 2°C noin sadan vuoden ajaksi.

Ongelmana 8200-tapahtuman kohdalla on ollut vaikeus identifioida mitään nuorempaa Dryasta vastaavaa suurta makean veden lähdeä. Onko kylmenemisen taustalla jokin muu tekijä, vain onko jokin tapahtunut makean veden purkaus jäänyt havaitsematta? Yksi mahdollisuus on, että termohaliinikierto reagoi odottamattoman voimakkaasti pienempiinkin makean veden purkauksiin (Alley *et al.* 1997).

Barber *et al.* (1999) katsovat Pohjois-Amerikan mantereelta tapahtuneen suuren makean veden purkauksen Labradorinmerelle n. 8470 a BP. Näihin aikoihin Laurentian mannerjätikön sulamisvedet suuntautuivat Agassiz’n ja Ojibwayn jääjärivistä Saint Lawrencen lahden kautta Atlantille. Hudsonin lahden kohdalla jääjärviä padonneen Laurentian mannerjätikön jäänteiden katsotaan kuitenkin romahtaneen, mikä aiheutti järvien veden purkautumisen Hudsoninlahden ja Hudsoninsalmen kautta Labradorinmerelle. Yhtenä todisteena tästä Barber *et al.* esittävät Hudsoninsalmen pohjalla 700 km:n matkalla esiintyvän punaisen, hematiittipitoisen sedimenttikerroksen, jonka lähdealueena pidetään Hudsonin lahden sekä Agassiz’n ja Ojibwayn jääjärvien sedimenttejä. Hudsoninsalmen sedimenttien happi-isotooppikäyrissä esiintyy 8,5 - 8,3 ka BP $\delta^{18}\text{O}$:n vähenemä, mikä myös osaltaan indikoi isotooppisesti kevyen jätikön sulamisveden ilmestymistä. Agassiz’n ja Ojibwayn yhteistilavuudeksi Barber *et al.* arvioivat $2 \cdot 10^{14} \text{ m}^3$, mikä kokonaisuudessaan 1 vuoden

aikana purkautuessaan aiheuttaisi 6 sverdrupin ($1 \text{ sverdrup} = 1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) makean veden virtauksen Labradorinmerelle.

Renssen *et al.* (2001) mallinsivat Agassiz'n ja Ojibwayn purkautumisen vaikutusta maapallon ilmastoon valtameret, merijään ja ilmakehän kattavalla mallilla. He ajoivat malliaan skenaarioissa, joissa Labradorinmerelle purkautuu vakio $4,67 \cdot 10^{14} \text{ m}^3$ (eri arvioiden yläpäättä – mm. yllä esitettyä Barber *et al.*:n arvioita suurempi – edustava arvo) makeaa vettä, veden valumaan kuluvan ajan vaihdellessa välillä 10 - 500 vuotta. 20-vuotisella purkauksella malli tuottaa 320 vuotta pitkän aleneman NADW:n tuotannossa, mikä vastaa hyvin 8200-tapahtuman pituutta eri proksiaineistoissa. NADW-tuotannon alenemassa esiintyy myös 8200-tapahtumassa monissa aineistoissa näkyvä kaksihuippuinen muoto. Simulaatioissa, joissa purkaus tapahtui selvästi 20 vuotta hitaammin ja nopeammin, NADW:n tuotanto ei reagoinut laisinkaan tai se jäi pysyväksi. 20 vuoden purkauksella Renssen *et al.*:n mallissa ilmenee monilla alueilla samanlaisia muutoksia, kuin mitä niiden geologisissa aineistoissa on havaittu: 2-5 °C:n lämpötilan alenema sekä akkumulaation lasku Grönlannissa, vähäisempi 1-2 °C:n alenema Luoteis-Euroopassa ja sateisuuden väheneminen Pohjois-Afrikassa.

8200-tapahtuman ja muiden termohaliinikierron muutosten aiheuttamaksi epäiltyjen ilmaston heilahdusten tutkimus on tärkeää ilmaston tulevan kehityksen ennustamisen kannalta. On mahdollista, että ihminen toiminnallaan aikaansaa Pohjois-Atlantilla samankaltaisen tilanteen, jonka epäillään laukaiseen nuoremman Dryaksen ja 8200-tapahtuman kylmenemiset. Sille ”superinterglasiaaliselle” ilmastolle, jota kohden saatamme olla kulkemassa, ei tietenkään löydy suoraa vertailukohtaa geologisesta aineistosta, ja ilmastomallienkin ennustusvoima on rajallinen. Huolenaiheena kuitenkin on, että teollisella aikakaudella rajusti kohonneet ilmakehän kasvihuonekaasujen pitoisuudet saattavat olla aiheuttamassa Arktiksen jäätiköiden sulamista siinä määrin, että Pohjois-Atlantin muuttuessa vähäsuolaisemmaksi NADW:n muodostuminen vähenee tai lakkaa. Ottaen ilmaston kylmenemisen lisäksi huomioon mahdollisen laajamittaisen kuivuuden ja monsuunien lakkaamisen eräillä maapallon väkirikkaimmista alueista saattaisivat seuraukset olla hyvin vakavat (Alley *et al.* 1997, Alley 2004, Broecker 1987, Schwarz & Randall 2003).

4.3. Ilmaston syklisyys holoseenissa

Vaikuttaa mahdolliselta, että holoseenin ilmastossa on vaikuttanut n. 1500 vuoden pituinen lämpötilasykli. Tämän syklin ilmentymiin kuuluisivat niin 8200-tapahtuma, keskiajan lämmin kausi kuin Pieni jääkausikin – sekä vuoden 2400 aikoihin kulminoituva lämmin kausi (Campbell *et al.* 1998).

Bond *et al.* (1997) havaitsivat kahdessa Pohjois-Atlantin sedimenttikairassa jäävuorten kuljettaman minerogeenisen aineksen lisääntyvän syklisesti 1400, 2800, 4200, 6900, 8100, 9400, 10300 ja 11100 vuotta sitten. He katsovat myös Pienen jääkauden osaksi tätä sarjaa. Minerogeenisen aineksen lisääntymiset korreloivat kylmiä pintavesiä indikoivien foraminifeerien lisääntymisten kanssa sekä Grönlannin jääkaira-aineiston minerogeenisen aineksen eolista kulkeutumista indikoivien kaliumpiikkien kanssa.

Paleoklimatologisen proksiaineistonsa tilastollisen analyysin perusteella Bond *et al.* (1997) katsovat sen ilmaston vaihtelun, jota Weichselin yhteydessä on kutsuttu Dansgaardin-Oeschgerin sykleiksi, jatkuneen taukoamatta holoseeninkin ajan. Huomattakoon kuitenkin, että minerogeenisen aineksen kasvut Atlantin sedimenteissä ovat huomattavasti vähäisempiä kuin Weichselin Heinrich-kerroksissa. Syytä tälle ilmeisen jatkuvalla ja muista ilmastosykleistä riippumattomalle syklille ei tiedetä. Samoin on epäselvää, miksi 8200-tapahtuma ilmenee niin paljon muita holoseenin kylmiä vaiheita voimakkaampana; Bond *et al.* katsovat jonkin mekanismin voimistaneen ilmastollista signaalia 8200-tapahtuman yhteydessä.

Tällaista syklisyyttä ehdotettiin jo yli 20 vuotta sitten kohdassa 2.2 kuvattujen jäätiköiden muutosten globaalin samankaltaisuuden perusteella. Grönlannin jääkairojen happi-isotooppikäyrissä vastaavaa syklisyyttä ei holoseenissa kuitenkaan ole havaittu (Bond *et al.* 1997). Toisaalta sen on katsottu esiintyvän mantereisen Kanadan ja Intian valtameren paleoilmastoprosseissa (Campbell *et al.* 1998). On huomattava, että 8200-tapahtuman ja erityisesti nuoremman Dryaksen amplitudit näyttävät olleen selvästi holoseenin muita ilmaston heilahteluja suurempia. Lisäksi niitä selittämään on tarjottu yllä kuvattuja, ilmeisen kertaluontoisia tapahtumia Pohjois-Amerikassa.

5. JOHTOPÄÄTÖKSET

Holoseenin merkittävin ilmaston ekskurssi tapahtui n. 8,4-8,0 ka BP. Pohjois-Atlantin ympäristön paleoilmastoprokseista löytyy laajalti merkkejä ilmaston kylmenemisestä, joka oli Grönlannissa suuruusluokkaa 6°C ja Euroopassa tätä vähemmän, n. 2°C. Grönlannin jääkairoissa esiintyy myös muita, mm. lisääntynyttä kuivuutta ja tuulisuutta indikoivia muutoksia, jotka laadullisesti muistuttavat myöhäisjääkausia, joskin jäävät määrällisesti vähäisemmiksi.

8200-tapahtuma on holoseeninen vastine Weichselissa havaituille äkillisille ilmaston heilahduksille, joista lähimmän vertailukohdan muodostaa nuorempi Dryas-kausi. Nämä vain kymmenien vuosien aikaskaalassa tapahtuvat muutokset ovat liian nopeita selitettäväksi astronomisen ilmastovaihteluteorian puitteissa. Vahvin hypoteesi muutoksia selittämään on termohaliinikierron häiriintymisestä johtuva Pohjois-Atlantin voimakas kylmeneminen. Valtamerten kiertoa simuloivien malleihin perustuen termohaliinikierron katsotaan olevan altis häiriöille makean veden valuman lisääntyessä syvänveden muodostumisalueille Pohjois-Atlantilla. Ilmastomallien ennustamat seuraukset ympäröivillä manneralueilla muistuttavat proksiaineistoissa havaittuja. Mahdolliseksi makean veden lähteeksi 8200-tapahtuman yhteydessä on tunnistettu Agassiz'n ja Ojibwayn jääjärvistä tapahtunut purkaus Labradorinmerelle.

LÄHDELUETTELO

- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. ja Clark, P. U.** (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* **25**, 483-486.
- Alley, R. B.** (2004) Abrupt Climate Change. *Scientific American* **291**, nro 5, 40-47.
- Baldini, J. U. L., McDermott, F. ja Fairchild, I. J.** (2002) Structure of the 8200-Year Cold Event Revealed by a Speleothem Trace Element Record. *Science* **296**, 2203-2206.
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D. ja Gagnon, J.-M.** (1999) Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* **400**, 344-348.
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M.-L., Orchard, J., Grootes, P., Mayewski, P. A. ja Meese, D. A.** (1994) Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature* **372**, 663-666.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. ja Bonani, G.** (1993) Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* **365**, 143-147.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. ja Bonani, G.** (1997) A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* **278**, 1257-1266.
- Broecker, W. S.** (1987) Unpleasant surprised in the greenhouse? *Nature* **328**, 123-126.
- Broecker, W. S., Kennett, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonani, G. ja Wolfli, W.** (1989) Routing of meltwater from the Laurentine Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature* **341**, 318-320.
- Campbell, I. D., Campbell, C., Apps, M. J., Rutter, N. W. ja Bush, A. B. G.** (1998) Late Holocene ~1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology* **26**, 471-473.
- Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J. M., Schwander, J. ja Stauffer, B.** (1993) Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature* **366**, 443-445.

- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J. ja Bond, G.** (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- Fairbanks, R. G.** (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* **342**, 637-642.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J. ja Johnsen, S.** (1998) The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* **14**, 73-81.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. ja Jouzel, J.** (1993) Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.
- Grootes, P. M. ja Stuiver, M.** (1997) Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10^{-3} - to 10^5 -year time resolution. *Journal of Geophysical Research* **19**, nro C12, 26455-26470.
- Grove, J. M.** (1988) *The Little Ice Age*. Routledge, Lontoo, 500 s.
- Hammer, C., Mayewski, P. A., Peel, D. ja Stuiver, M.** (1997) Preface. *Journal of Geophysical Research* **19**, nro C12, 26315-26315.
- Heinrich, H.** (1988) Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quaternary Research* **29**, 142-152.
- Hays, J. D., Imbrie, J. ja Shackleton, N. J.** (1976) Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* **194**, 1121-1132.
- Hu, F. S., Slawinski, D., Wright, H. E. Jr., Ito, E., Johnson, R. G., Kelts, K. R., McEwan, R. F. ja Boedigheimer, A.** (1999) Abrupt changes in North American climate during early Holocene times. *Nature* **400**, 437-440.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Peterson, L. C. ja Trumbore, S.** (1996) Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature* **380**, 51-54.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Andersen, U., Andersen, K. K., Hvidberg, C. S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Shoji, H., Sveinbjörnsdóttir, Á. E., White, J., Jouzel, J. ja Fisher, D.** (1997) The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of Geophysical Research* **19**, nro C12, 26397-26410.

- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H. P., Hafliðason, H., Johnsen, S. ja Spurk, M.** (1998) A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? *Journal of Quaternary Science* **13**, 165-169.
- Korhola, A., Weckström, J., Holmström, L. ja Erästö, P.** (2000) A Quantitative Holocene Climatic Record from Diatoms in Northern Fennoscandia. *Quaternary Research* **54**, 284-294.
- Lehman, S. J. ja Keigwin, L. D.** (1992) Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature* **356**, 757-762.
- Meese, D. A., Gow, A. J., Grootes, P., Mayewski, P. A., Ram, M., Stuiver, M., Taylor, K. C., Waddington, E. D. ja Zielinski, G. A.** (1994) An Accumulation Record from the GISP2 Core as an Indicator of Climate Change Throughout the Holocene. *Science* **266**, 1680-1682.
- Nesje, A. ja Dahl, S. O.** (2000) *Glaciers and Environmental Change*. Arnold, Lontoo, 216 s
- Nesje, A. ja Dahl, S. O.** (2001) The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journal of Quaternary Science* **16**, 155-166.
- North Greenland Ice Core Project members** (2004) High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* **431**, 147-151.
- Petit, J. R., Jousel, L., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Rits, C., Saltzman, E. ja Stievenard, M.** (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, 429-436.
- Rahmstorf, S.** (1997) Risk of sea-change in the Atlantic. *Nature* **388**, 825-826.
- Renssen, H., Goosse, H., Fichefet, T. ja Campin, J.-M.** (2001) The 8.2 kyr BP event simulated by a global atmosphere-sea-ice-ocean model. *Geophysical Research Letters* **28**, 1567-1570.
- Rousseau, D.-D., Preece, R. ja Limondin-Lozouet, N.** (1998) British late glacial and Holocene climatic history reconstructed from land snail assemblages. *Geology* **26**, 651-654.

- Schwartz, P. ja Randall, D.** (2003) An Abrupt Climate Change Scenario and Its Implications for United States National Security. *Global Business Network* (<http://www.gbn.com/ArticleDisplayServlet.srv?aid=26231> 2.12.2004).
- Sirocko, F., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Lange, H., Arnold, M. ja Duplessy, J. C.** (1993) Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. *Nature* **364**, 322-324.
- Skinner, B. J. ja Porter, S. C.** (1995) *The Dynamic Earth*. John Wiley & Sons, New York, 640 s.
- Street-Perrott, F. A. ja Perrott, A.** (1990) Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature* **343**, 607-612.
- Street-Perrott, F. A.** (1993) Ancient Tropical Methane. *Nature* **366**, 411-412.
- Tinner, W. ja Lotter, A.F.** (2001) Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology* **29**, 551-554.
- Veski, S., Seppä, H. ja Ojala, A. E. K.** (2004) Cold event at 8200 yr B.P. recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. *Geology* **32**, 681-684.
- Williams, M., Dunkerley, D., De Deckker, P., Kershaw, P. ja Chappell, J.** (1998) *Quaternary Environments*. Arnold, Lontoo, 348 s.