



Pro gradu -tutkielma
Fysikaalisten tieteiden koulutusohjelma
Meteorologia

LUMIPALLOMAA KRYOGEENIKAUDELLA

Jenna Tuominen
1.9.2020

Ohjaaja: Jouni Räisänen
Tarkastajat: Heikki Järvinen ja Jouni Räisänen

HELSINGIN YLIOPISTO
MATEMAATTIS-LUONNONTIETEELLINEN TIEDEKUNTA
PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2a)
00014 Helsingin yliopisto

Tiedekunta – Fakultet – Faculty Matemaattis-luonnontieteellinen		Koulutusohjelma – Utbildningsprogram – Degree programme Fysikaalisten tieteiden koulutusohjelma Meteorologia	
Tekijä – Författare – Author Jenna Tuominen			
Työn nimi – Arbetets titel – Title Lumipallomaa kryogeenikaudella			
Työn laji – Arbetets art – Level Pro gradu		Aika – Datum – Month and year 1.9.2020	Sivumäärä – Sidantal – Number of pages 64
Tiivistelmä – Referat – Abstract <p>Maapallon historiassa epäillään tapahtuneen kaksi mittavaa jääkautta hieman ennen kambrikauden lajiräjähdyttä. Sturtin (~715 Ma sitten) ja Marinon jääkausien (~635 Ma sitten) meri- ja mannerjäätiköt levisivät ilmeisesti aivan päiväntasaajan ympäristöön ja jääkaudet kestivät useita kymmeniä miljoonia vuosia. Näitä jääkausia kutsutaan ‘lumipallomaksi’ niiden suuren jääpeitteen vuoksi. Tässä työssä tutustutaan aiheesta tehtyyn tutkimukseen eli mm. jääkausien todistusaineistoon, jääkaudet luoneisiin prosesseihin sekä siihen miten elämä pystyi selviämään samanaikaisesti näin laajalle levinneiden jäätiköiden kanssa. Erityisesti näistä viimeinen on mysteeri.</p> <p>Jäätiköiden leviäminen edistää ilmaston viilenemistä jään korkean albedon johdosta eli kyseessä on positiivinen palauteilmiö. Tämän lisäksi ilmastomallien avulla on huomattu, että jäätiköiden levittyä Hadley-solun alueelle myös Hadley-solu edistää matalien leveysasteiden jäätiköitymistä. Jäätiköiden levittäytyttyä matalille leveysasteille ne peittävät siis herkästi aivan kaiken. Fotosynteesi ei voi kuitenkaan jatkaa paksun jäätikön alla, joten lumipallomalle on kehitetty erilaisia skenaarioita, jotka mahdollistaisivat sulia ympäristöjä. Näihin lukeutuu mm. erilaiset jäärajan etenemisen pysäyttävät mekanismit (nk. vesikaistaletoria), ohuen jään teoria, geotermiset kohteet ja muut reiät merijäätikössä, sulavesilammikot sekä suojaisat merenlahdet ja sisämeret. Näiden sulana pysyminen miljoonien vuosien ajan on kuitenkin vaikea selittää ja todennäköisyyttä eri skenaarioille, joissa maapallo pysyy osittain sulana, on tutkittu monissa eri tutkimuksissa eri ilmastomalleilla.</p> <p>Skenaarioihin tutustumisen jälkeen työssä käsitellään myös sitä mitkä osatekijät malleissa voivat aiheuttaa liian suurta tai liian vähäistä jäätymistä. Esimerkiksi monesta mallista puuttuva merijään dynamiikka nopeuttaisi jäätymistä ja toisaalta kryogeenikauden mahdollisesti alemmat pinnan albedot lämmittäisivät ilmastoa. Työn lopuksi tutustutaan myös lumipallomaan kylmään ja kuivaan ilmastoon, sekä siihen miten lumipallomaa lopulta sulaa tulivuorien vapauttaman hiilidioksidin nostaessa ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden riittävän suureksi.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords lumipallomaa, kryogeenikausi, Sturtin jääkausi, Marinon jääkausi			
Säilytyspaikka – Förvaringsställe – Where deposited Kumpulan tiedekirjasto			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

Sisällysluettelo

1. Johdanto	1
1.1. Lumipallomaatutkimuksen historiaa.....	2
2. Geologinen todistusaineisto	4
2.1. Kryogeenikauden jääkausien ajoitus	6
3. Jääkausien alku	8
3.1. Jäätymiseen johtaneet olosuhteet	8
3.2. Jäätiköityminen	9
3.2.1. Merijäätiköiden leviäminen	9
3.2.2. Mannerjäätiköt.....	11
3.2.3. Manner- ja merijäätiköiden vaikutus toisiinsa.....	13
4. Eri hypoteesit jäätiköiden kattavuudesta	14
4.1. Kova lumipallo	15
4.2. Vesikaistaleteoria	17
4.2.1. Vesikaistale valtameriplaneetoilla.....	18
4.2.2. Vesikaistale mantereiden kanssa: kytketyt valtameri- ilmakehämallit	21
4.2.3. Vesikaistale mantereiden kanssa: yksinkertaisemmat mallit	24
4.3. Ohut jää.....	25
4.4. Sulat keitaat lumipallomaalla	27
4.4.1. Geotermiset kohteet.....	27
4.4.2. Railot, avaumat ja sulavesilammikot.....	27
4.4.3. Suojaisat merenlahdet ja sisämeret	28
4.5. Kryokoniitin luomat sulamisreiät	29
4.6. Korkea kallistuskulma	31
4.7. Mannerten vetoketjumainen erkaantuminen	31
5. Ilmastollisten suureiden vaikutus jäätymiseen	32
5.1. Luminositeetti	32
5.2. Hiilidioksidipitoisuus	33
5.3. Valittujen albedojen vaikutus jäätymiseen	33
5.3.1. Paljaan maanpinnan albedo.....	33
5.3.2. Merijään ja lumen albedo	34
5.3.3. Mannerjäätikön olemassaolon vaikutus	35

5.3.4. Sulalammikot ja -purot	35
5.4. Merijään mallitustavan vaikutus	36
5.5. Ilmakehän kiertoliikkeen vaikutus jäätymiseen	36
5.6. Meren kiertoliikkeen vaikutus jäätymiseen	37
5.7. Pilvien ja vesihöyryn vaikutus.....	37
5.8. Mantereiden vaikutus jääkauteen	38
5.9. Maapallon rataparametrit	39
6. Ilmasto jääkauden aikana	40
6.1. Lämpötila.....	40
6.2. Matala vesihöyrypitoisuus	41
6.3. Tropopausi	41
6.4. Ilmakehän kiertoliike ja energiankuljetus	42
6.5. Pilvisyys	44
6.6. Veden kiertokulku ilmakehässä	45
7. Meret jääkausien aikana	46
7.1. Auringon ja tuulen ylläpitämä merten kiertoliike.....	47
7.2. Geotermisen lämmön ylläpitämä merten kiertoliike	48
8. Jääkausien päättyminen	50
8.1. Syyt sulamisen alkamiselle	50
8.2. Lumipallomaan sulamisprosessi ja ilmasto sen jälkeen	52
9. Yhteenveto	53
Kirjallisuusluettelo	56
Liite 1. Lumipallomaan tutkimisessa käytetyt malleja sekä tutkimusten tavoitteet	

1. Johdanto

Kvartäärikausi, eli viimeiset noin 2,588 miljoonaa vuotta, luetaan maapallon historiassa kylmän jäätymisvaiheen kaudeksi, jona aikana pysyvää jäätikköä on löytynyt jatkuvasti vähintään navoilta. Tällaisen kylmän jäätymisvaiheen aikana ilmasto vaihtelee lämpimämpien interglasiaalien ja kylmempien glasiaalien, eli jääkausien, välillä. Kvartäärikauden tyypillisten jääkausien aikana napojen ja vuoristojen jäät ovat levittäytyneet laajoille alueille korkeilla ja keskileveysasteilla, ja esimerkiksi viimeisimmän jääkauden aikana enimmillään 3-4 kilometriä korkeat mannerjäät levisivät 40°N leveyspiirille saakka pohjoisella pallonpuoliskolla. Kvartäärikauden kaltaisten, keskileveysasteille levittyvien jääkausien lisäksi geologit ovat löytäneet viitteitä jääkausista, joiden aikana jäätiköt olisivat yltäneet lähes päiväntasaajalle asti (Huronin jääkausi: Schmidt ja Williams 1999, Sturtin ja Marinon jääkaudet: Embleton ja Williams 1986; Sumner et al. 1987; Williams ja Schmidt 2015; Hoffman et al. 2017; Yang et al. 2012a). Tällaisia jääkausia kutsutaan termillä 'lumipallomaa' (engl. Snowball Earth) ja niitä on oletettu tapahtuneen paleoproterotsooisella maailmankaudella eli Huron-kaudella (2,5-1,5 miljardia vuotta sitten) sekä neoproterotsooisella maailmankaudella (1000-542 miljoonaa vuotta sitten).

Huron-kauden jääkausi oli samanaikainen silloisen happikatastrofin (engl. Great Oxidation Event), eli ilmakehän happipitoisuuden räjähdysmäisen kasvun kanssa, ja oli sen seurausta (Gumsley et al. 2017). Neoproterotsooisella maailmankaudella epäiltyjä jääkausia on useita; Sturtin (~715 Ma sitten) ja Marinon (~635 Ma sitten) jääkaudet kryogeenikaudella sekä Gaskierin jääkausi (~580 Ma sitten) ediacarakaudella (Hoffman et al. 2017, Abbot et al. 2013). Näistä selvästi huomattavimmat ovat Sturtin ja Marinon jääkaudet, jotka kestivät nähtävästi useita kymmeniä miljoonia vuosia (Abbot et al. 2013). Ne tapahtuivat samanaikaisesti eläinten monisoluisiksi kehittymisen (Love et al. 2009) sekä silloisen trooppisen supermantereen hajoamisen kanssa (Hoffman et al. 2017).

Näiden jääkausien todistusaineiston tulkitseminen on luonnollisesti suuri haaste geologeille, mutta lumipallomaan muodostuminen on myös kiinnostava ongelma ilmastotieteilijöille. Sen lisäksi että ilmaston tulee olla suotuinen jäätiköiden leviämislle päiväntasaajalle asti, tulee jäätiköiden pystyä myös jollain tapaa myöhemmin sulamaan. Fysikaaliset rajoitukset eivät ole myöskään ainoa neoproterotsooisella maailmankaudella lumipallomaa-tiloja rajoittava tekijä vaan tilan on täytynyt olla myös sellainen, että maapallolla silloin eläneet lajit pääosin selvisivät jääkauden yli (Bechstädt et al. 2018).

Tässä tutkielmassa perehdytään siihen millaisten geologisten todistusaineistojen pohjalta lumipallomaan voidaan uskoa olleen todellinen ajanjakso maapallomme historiassa ja millaisessa ympäristössä jäätiköityminen alkoi. Kryogeenikauden olosuhteisiin tutustumisen jälkeen tutkitaan niitä monia hypoteeseja, joita lumipallomalle

on kehitetty. Hypoteesit vaihtelevat täyden ja osittaisen jäätyamisen välillä ja niillä pyritään selittämään sekä jääkauden jäljet että myös elämän selviytyminen jääkausien läpi. Näiden lumipallomaahypoteesien jälkeen käsitellään sitä miten ilmaston ja mallien eri osat vaikuttavat jäätymiseen ja millainen ilmasto lumipallomaan aikana olisi tarkemmin ottaen voinut olla. Lopuksi selvitetään vielä miten nämä mittavat jääkaudet lopulta sulivat, millainen maailma oli niiden jäljiltä ja miksi maapallo ei ole kryogeenikauden jälkeen jäätynyt uudelleen niin totaalisesti.

1.1. Lumipallomaatutkimuksen historiaa

Varhaisimmat geologiset viitteet kryogeenikauden jääkausista löytyivät jo 1800-luvulla. Hoffman (2011) kertaa julkaisussaan kuinka jääkausiin viittaavia kivikerrostumia löytyi ensin Skotlannista (1871) ja sitten eteläisestä Australiasta (1884), Norjasta (1891) (kuva 1), Huippuvuorilta (1898), Kiinasta (1904) ja Intiasta (1908). Tässä vaiheessa löydöt pystyttiin ajoittamaan oikealle maailmankaudelle, mutta kiviainesten paikantamiseen oikeille paleolatituteille päästiin vasta 1950- ja 1960-luvun vaihteessa paleomagnetismin avulla.

Tuolloin Harland ja Bidgood (1959) paikansivat löytöjä Norjassa, Grönlannissa ja Walesissa aivan ekvaattorin lähelle. Harland (1964) toi esiin muutamaa vuotta myöhemmin hypoteesinsä siitä, että kryogeenikauden jääkausi olisi ollut maailmanlaajuinen. Todisteita jääkaudesta oli siinä vaiheessa löydetty jo lähes kaikilta nykymantereilta. Näin oli siitäkin huolimatta, että osan löydöksistä oli pian julkaisun jälkeen päätelty olleen vain maanvyörymien jälkiä (Hoffman 2011). Varhaisimpia paleomagneettisen mittausaineiston tulkintoja ei enää pidetä luotettavina kiviainesten uudelleen magnetoiduttua jääkausien jälkeen (McCabe ja Elmore 1989). Myös tämän huomioon ottavilla, luotetummilla menetelmillä (McElhinny ja McFadden 2000) on kuitenkin paikannettu useita löytöjä (Embleton ja Williams 1986, Sumner et al. 1987, Schmidt et al. 1991, Schmidt and Williams 1995, Sohl et al. 1999) lähelle päiväntasaajaa (Hoffman ja Schrag 2002, Hoffman 2011).

Erikssonin (1968), Budykon (1969) ja Sellersin (1969) työ kvartaarikauden (viimeiset 2,6 miljoonaa vuotta) jäätiköitymisten parissa todisti ensimmäistä kertaa energiatasapainomallien avulla, että maapallon jäätyminen kokonaisuudessaan realistisilla



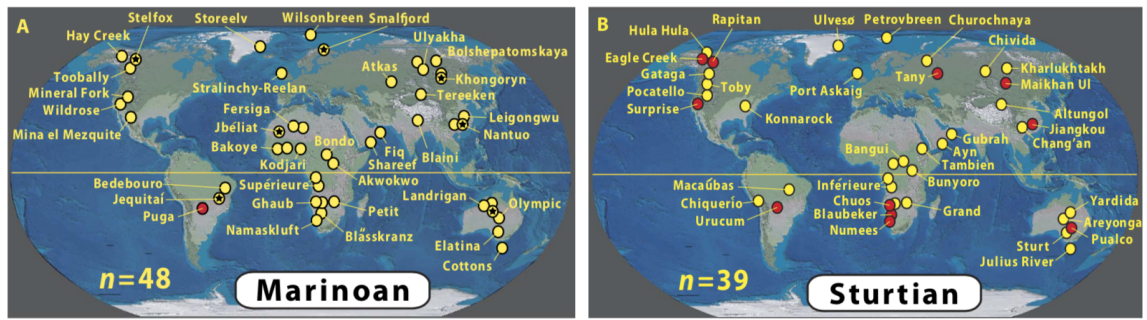
Kuva 1. Reuschin moreeni mannerjäätikön uurtaman kallion päällä Norjan Finnmarkin läänissä (Hoffman and Schrag, 2002). Kuvan soikiolla merkitty hakku on mittakaavan ymmärtämistä varten.

pakotteilla olisi mahdollista. Erikssonin tulosten mukaan aurinkovakion 4%:n pudotus voisi riittää käynnistämään seuraavan jääkauden, ja lisäksi jos jääpeite kasvaisi navoilta leveyspiireille 50°N/S, jääpeite leviäisi siitä nopeasti päiväntasaajalle saakka. Sellers tutki samaa ilmiötä ja päätyi siihen, että 2-5%:n pudotus aurinkovakiossa synnyttäisi jääkauden ja suurempi pudotus johtaisi jälleen maailmanlaajuiseen jäätymiseen. Budykon mallin mukaan jo vain 1,6% pudotus johtaisi jääpeitteen leviämiseen leveyspiireille 50°S/N ja siitä positiivisen albedopalautteen johdosta päiväntasaajalle.

Termin 'lumipallomaa' otti ensimmäisenä käyttöön Kirschvink (1992) selittämään geologien löytämät todistusaineistot, jotka selvästi viittasivat jääpeitteeseen päiväntasaajan lähellä kryogeenikaudella. Kirschvink päätteli maapallon keskilämpötilan olleen tuolloin normaalia alempi sen takia, että suuri osa mantereista oli matalilla leveysasteilla. Mantereiden albedo on suurempi kuin merien ja matalat leveyspiirit vastaanottavat eniten auringonsäteilyä, joten paremmin heijastavan pinnan sijoittuminen päiväntasaajalle kasvattaa pois heijastuvan säteilyn määrää enemmän. Lisäksi korkeiden leveysasteiden meret ovat usein sumun tai pilvien peitossa, jolloin albedo on sielläkin usein suuri. Kirschvink pohti myös mahdollisuutta, että jos matalien leveysasteiden meret olisivat olleet matalia, jäätiköiden muodostumisesta johtuva merenpinnan lasku olisi paljastanut entistä enemmän maata ja albedon nousun johdosta tämä olisi johtanut jäätyksen kiihtymiseen.

Jääkauden sulamisen Kirschvink oletti johtuneen tulivuorien vapauttaman hiilidioksidin kertymisestä ilmakehään. Jäätiköiden peittävyuden johdosta hiilidioksidin poistuminen ilmakehästä fotosynteesin ja silikaattien rapautumisen, eli kahden nykyisin tärkeimmän hiilidioksidinielun, avulla olisi ollut huomattavasti hitaampaa. Jos sulamisen oletetaan riippuneen näin hiilidioksidipitoisuuden kasvusta, on tärkeää lumipallomaahypoteesin kannalta, että ilmakehän viileneminen yhtäaikaaisesti sallii jäätiköiden leviämisen päiväntasaajalle asti muttei vielä mahdollista hiilidioksidin jäätymistä kiinteäksi hiilidioksidijääksi navoilla. Hiilidioksidin jäätyksen johdosta ilmakehän hiilidioksidipitoisuus jälleen alenisi ja maapallo olisi yhä jäätikön peitossa nykypäivänäkin.

Kirschvink luettelee julkaisussaan myös kolme merkittävää seikkaa, joiden pitäisi näkyä geologisissa kaivauksissa, jos maailmanlaajuinen jäätyminen on oikeasti tapahtunut: (1) jäätymisestä kertovien merkkien tulisi olla suhteellisen samanaikaisia, (2) jääkauden aikaisten kivikerrosten tulisi olla samankaltaisia ja (3) silloisten merien nousuvirtausten kohdalla tulisi olla nähtävissä rautakerrostumia. Perustelu rautakerrostumien synnylle on, että mittavat jäätiköt olisivat luonnollisesti vähentäneet haihtumista merestä, poistaneet tuulen ylläpitämät valtamerien kiertoliikkeet ja vähentäneet valtamerien ja ilmakehän välistä hapen vaihtoa. Näistä viimeisen johdosta merten pohjavedet olisivat seisottuneet ja muuttuneet hapettomiksi. Hapettomissa olosuhteissa veden rautapitoisuus olisi kasvanut kunnes jääpeite poistui ja rauta hapettui nousuvirtausten alueella.



Kuva 2. (A) Marinoan (635 Ma) ja (B) Sturtin (715 Ma) jääkausien ajalta löydetyt kivikerrostumat (Hoffman et al. 2017). Keltaiset pisteet vastaavat paikallisia jääkauteen liittyviä jälkiä ja punaisissa pisteissä jälkiin liittyä myös rautaoksidikerrostuma.

2. Geologinen todistusaineisto

Hoffman et al. (2017) laskevat julkaisussaan, että luotettavasti dokumentoituja jääkauden jäänteitä oli tuolloin jo yli 90 tapausta eri puolilta maapalloa (kuva 2). Jääkaudet voi tunnistaa maaperässä useista eri jäljistä. Itse jäätiköt jättävät alla olevaan kallioon jäätikköuurteita (kuva 1) ja ne kuljettavat mukanaan paljon sekoittunutta maa-ainesta, joka jää sekä jääkauden aikana että jäätikköiden sulaessa alla olevan kallion päälle moreenikummuiksi. Löydetyt moreenikummut ovat paikoin useita satoja metrejä paksuja (Macdonald et al. 2010a Supporting material, Hoffman et al. 2017). Lisäksi jäätiköt kuljettavat mukanaan suurempia kiviä, jotka jään sulaessa, suuremman vesistön kohdalle osuessaan tippuvat pohjaan sellaisella voimalla, että ympäröiviin maakerrokseen jää siitä jälki (engl. dropstone) (kuva 3). Jääkauden aikana, olosuhteiden ollessa suotuisia osan vuodesta sulana oleville järville voi niiden pohjasedimentteihin tallentua myös järvilustoja eli järvien “vuosirenkaita”. Näin käy kun eri vuodenaikoina pohjaan kertyy erilaisia maa-aineksia. Embleton ja Williams (1986) ja Sumner et al. (1987) ovat löytäneet tällaisia järvilustoja Elatina-muodostelman alueelta Australiasta. He ovat paleomagnetismin avulla jäljittäneet muodostelman olleen lähellä päiväntasaajaa lustojen syntymisen aikana, mikä viittaa lämpötilan vuodenaikojen välisen vaihtelun olleen voimakasta päiväntasaajalla. Nykyään lämpötilan vuodenaikojen välinen vaihtelu on suurinta korkeilla leveysasteilla lumirajan liikkumisen johdosta. Tämä tukisi hypoteesia, että lumiraja ylsi päiväntasaajalle. Embleton ja Williams tosin



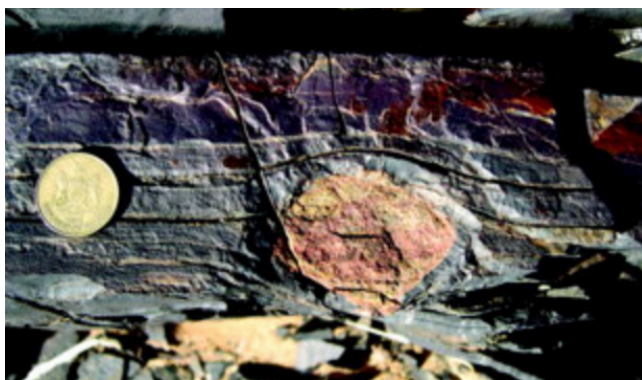
Kuva 3. Jäätikön sulaessa siitä vesistön pohjaan tippunut kivi, joka on painanut alle jääneitä maakerroksia kasaan (Hoffman ja Schrag 2002). Kyseinen kivi on löydetty Koillis-Namibian Fransfonteinista. Kuvaan on asetettu 2 cm halkaisijaltaan oleva kolikko mitaksi.

kyseenalaistivat lämpötilavaihtelun pohjalta määrittelemänsä paleolatitudin paikkansa pitävyyden ja lumipallomaahypoteesin, koska maapallon jäätyessä päiväntasaajalle asti edes ajoittain sulien ympäristöjen olemassaolo on kiistanalainen asia. Vähintään ajoittain sulien merien puolesta on todistusaineistoa aaltokuvioista (Williams 1996, Williams ja Schmidt 2004) ja jääkauden aikaisista tuhkerakeroista (Prave et al. 2016).

Moreenikerroksen lisäksi kivikerrostumat kryogeenikaudelta sisältävät kaksi muuta huomattavaa kivikerrosta; karbonaatti- ja rautakerrostuman. Löydetyt karbonaattikerrostumat ovat tyypillisesti alle 10 metriä paksuja (Giddings and Wallace 2009) ja ne peittävät useissa paikoissa kryogeenikauden epäiltyjä jääkauden aikaisia jälkiä (Macdonald et al. 2010a). Tämän johdosta niitä tyypillisesti kutsutaan karbonaattikansiksi (engl. cap carbonate). Karbonaattikansien olemassaolo puoltaa jääkausia. Jääpeite olisi pitkään estänyt ilmakehän hiilidioksidia siirtymästä meriin ja sitä kautta litosfääriin, joten ilmakehän hiilidioksidipitoisuus olisi noussut korkeaksi. Pitoisuuden noustua tarpeeksi korkeaksi sulattamaan täysin jäähän peittynyt maapallo, hiilidioksidia olisi riittänyt tarpeeksi luomaan paksut karbonaattikannet (Rose 2015, Hoffman et al. 2017). Marinon jääkauden karbonaattikannet ovat tarkemmin ottaen dolomiittia, joka antaa niille selkeästi Sturtin karbonaattikansista erottuvan pinkin sävyn. Rautakerrostumia (engl. banded iron formation, BIF) on toisaalta Sturtin jääkauden aikaisten karbonaattikansien ja moreenikerrosten yhteydessä (Kirschvink 1992, Macdonald et al. 2010b). Kirschvinkin alkuperäinen oletus rautakerrostumien synnystä jääkauden sulamisvaiheessa hapettomien ja rautapitoisten merien sekoittuessa ei selitä miten osa löydetyistä rautakerrostumista on ilmeisesti jo jääkauden aikaisia, joten myös vaihtoehtoisia teorioita on kehitetty. Hoffman et al. (2017) ehdottavat, että rautakerrostumia olisikin syntynyt jääkauden aikana vuonoissa jäätiköstä sulaneen makean ja hapekkaan veden sekoituttua hapettoman, rautapitoisen meriveden kanssa. Tämä olisi luonut

paikalliset, huomattavat rautaoksidikerrostumat (kuva 4). Marinon jääkauteen ei liity rautakerrostumia, mikä voi viitata muun muassa jäätikön vaillinaiseen peittävytyteen tai korkeampaan rikkipitoisuuteen merivedessä, jotka kummatkin voivat madaltaa veden rautapitoisuutta (Macdonald et al. 2010b).

Kivikerroksissa on lisäksi selkeitä muutoksia $\delta^{13}\text{C}$ -arvossa, joka on hiilen isotooppien C-13 ja



Kuva 4. Punertava rautakerrostuma ja sen alla vesistön pohjaan tippunut kivi Numees-muodostelmalla Namibian Dreigratberg -vuorella (Macdonald et al. 2010b). Kuvaan on asetettu 2,5 cm halkaisijaltaan oleva kolikko mitaksi.

C-12 pitoisuuksien suhde ja kuvaa orgaanisen hiilen tuotannon määrää. $\delta^{13}\text{C}$ -arvot ovat poikkeuksellisen pieniä jääkauden aikaisissa kivissä ja karbonaattikansissa (Giddings ja Wallace 2009), mutta huomattavan suuria ennen jääkausia (Kaufman et al. 1997). Yhteyttäminen olisi siis tämän perusteella selkeästi hidastunut oletettujen jääkausien ajaksi.

Useita geologisia todistusaineistoja voi myös lukea eri lailla ja epäilyksiä lumipallomaasta on yhä. Suurin epäily kohdistuu moreeneihin sillä moreenin kaltaista, sekoittuneesta maa-aineksesta koostuvaa kiveä (engl. diamictite) voi syntyä myös olosuhteissa, jotka eivät ole sidonnaisia jääkausiin (Eyles ja Januszczak 2004, Bechstädt et al. 2018). Eyles ja Januszczak (2004) luettelevat tällaisiksi olosuhteiksi mm. laharit eli tulivuorien purkausten aiheuttamat mutavyöryt, meteoriittien osumat ja sekä merenpinnan ylä- että alapuolella tapahtuvat maanvyörymät. Heidän mukaansa löydettyjen moreenikerrosten yhteydestä pitäisi löytyä myös muita jääkauteen viittaavia todisteita kuten jäätikköuurteita, jotta ne yhdessä tukisivat oletusta jäätikön olemassaolosta. Tällöinkin on mahdollista, että kyseessä on vain paikallinen, vuoristoon syntynyt jäätikkö.

Myös muille jääkautta näennäisesti puoltaville geologisille todistusaineistoille on esitetty vaihtoehtoisia selityksiä. Eyles ja Januszczak (2004) huomauttavat miten myös merenpinnanalaiset maanvyöryt voivat tuottaa vesistöjen pohjaan tippuneita kiviä (engl. dropstone), ja alhaisia $\delta^{13}\text{C}$:n arvoja voi selittää myös orgaanisen hiilen nopea hautautuminen hautavajoamissa, joita Rodinian hajotessa syntyi. Toisaalta Bechstädt et al. (2018) ehdottavat paikallisten rautakerrostumien synnyn tapahtuneen eristyneissä hautavajoamissa, joissa rautaionien suuri pitoisuus ja pohjan hapeton vesi olisivat olleet suotuisia raudan vajoamiselle pohjaan. Yksi huomattava lumipallomaateorian kyseenalaistava seikka olisi myös, jos jääkautta puoltavien maa-ainesten paleolatituteihin ei voisi luottaa vaan näytteet olisivat uudelleenmagnetisoituneet kryogeenikauden jälkeen (Eyles ja Januszczak 2004). Lumipallomaateoria nojaa voimakkaasti todisteihin siitä, että jäätiköitä on ollut laajalti päiväntasaajan tienoilla. Jos näin ei olisi ollutkaan, on mahdollista, että kryogeenikauden jääkausi olisi ollut perinteinen jääkausi, jonka jäätiköt eivät olisi edenneet keskileveysasteita lähemmäs päiväntasaajaa.

Jatkossa oletamme, että kryogeenikaudella Maa todella jäätynyt päiväntasaajalle asti lumipallomaateorian mukaisesti. Vaihtoehtoisiin hypoteeseihin palataan tutkielman kappaleessa 4.

2.1. Kryogeenikauden jääkausien ajoitus

Ennen 2000-lukua neoproterotsooisen maailmankauden jääkausien järjestystä pystyttiin tutkimaan vain stratigrafian avulla eli tutkimalla missä järjestyksessä erilaiset kivet ovat maahan kerrostuneet (Hoffmann et al. 2004). Tästä johtuen aika-arviot eri jääkausista olivat keskenään ristiriitaisia ja arviot erillisten jääkausien määrästä vaihtelivat.

Ensimmäinen uraani-lyijy-ajoitus Omanissa määrittä siellä tutkittavan jääkauden noin 713 miljoonan vuoden (Ma) ikäiseksi (Allen et al. 2002) ja toinen ajoitus Kanadassa Gaskier-muodostelman noin 580 Ma ikäiseksi (Bowring et al. 2003). Hoffmann et al. (2004) arvioivat uraani-lyijy-ajoituksella Namibian Ghaub-muodostelman $635,5 \pm 1,2$ Ma ikäiseksi. Nämä vastaavat Hoffmannin et al. (2004) mukaan Sturtin, Gaskierin ja Marinon jääkausia. Kyseiset nimet alkoivat vakiintua jääkausien nimiksi vasta ajoitusten tarkentumisen myötä. Tätä ennen jääkaudet oli nimetty löytöpaikan mukaan, joten erityisesti Marinon jääkaudesta näkee myös nimitystä Elatina.

Vanhin kryogeenikauden jääkausista on Sturtin jääkausi, joka on saanut nimensä Australian Adelaiden Sturt-joen rotkon esiintymien mukaan. Hoffman et al. (2017) arvioivat Sturtin jääkauden alkaneen eri puolilta maailmaa kerättyjen näytteiden perusteella 717,5 – 716,3 miljoonaa vuotta sitten ja uskovat sen olleen maailmanlaajuinen sen alusta lähtien. Sturtin jääkauden loppu näkyy selkeästi karbonaattikantena, joka on ajoitettu 659,3 – 658,5 Ma ikäiseksi (Hoffman et al. 2017). Täten jääkausi olisi ollut kestoaltaan lähes 60 miljoonaa vuotta. Vertailun vuoksi esimerkiksi viime jääkausi Pohjois-Euroopassa, Veiksel-jääkausi, kesti vain noin 100 000 vuotta. Arviot Sturtin jääkauden kestosta vaihtelevat paljon 5 miljoonasta vuodesta (Macdonald et al. 2010a) aina 70 miljoonaan vuoteen (Abbot et al. 2013) ja jääkauden on uskottu mahdollisesti olleen myös moniosainen (Macdonald et al. 2010a, Hoffman et al. 2017). Joka tapauksessa se on ollut poikkeuksellisen pitkä jääkausi. Sturtin jääkaudesta on käytetty ennen nimen vakiintumista myös nimeä Sinian Kiinassa ja Rapitan Kanadassa paikallisten esiintymien nimien johdosta (Eyles ja Januszczak 2004).

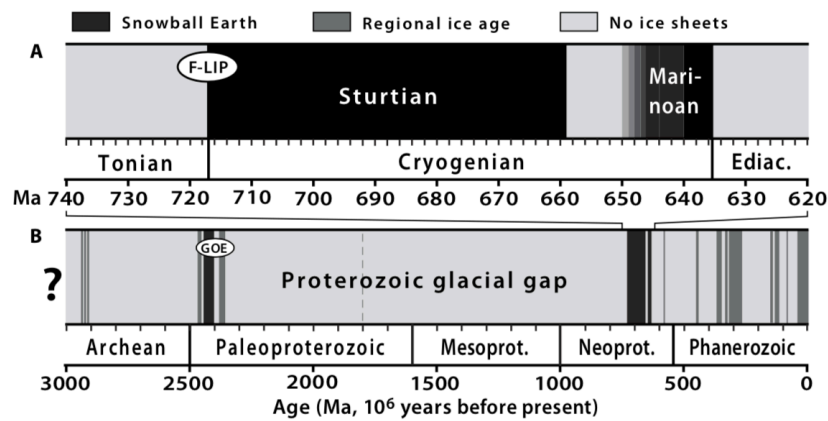
Lyhyempi Marinon jääkausi alkoi 10-20 miljoonaa vuotta Sturtin jääkauden loppumisen jälkeen, 649,9 – 639,0 Ma sitten (Hoffman et al. 2017). Sen aloituksen ajoittaminen on ollut epävarmempaa, mutta Marinon jääkauden lopussa syntynyt dolomiittikansi on ajoitettu tarkemmin 636,0 – 634,7 Ma ikäiseksi (Hoffman et al. 2017). Marinon jääkausi olisi tämän perusteella ollut noin 5 – 15 miljoonan vuoden pituinen. Marinon jääkausi on nimetty Australian Adelaiden Marino Rocks:n esiintymän mukaan. Marino- ja Elatina- nimityksien lisäksi tästä jääkaudesta, sekä mahdollisesti Gaskierin jääkaudesta, on käytetty myös nimiä Vendian ja Varanger.

Kryogeenikauden jälkeinen Gaskierin, tai Edicarakauden, jääkausi oli kestoaltaan Hoffmanin ja Lin (2009) mukaan vain 2,6 Ma. Lisäksi on epäilty ettei se olisi ollut maailmanlaajuinen kuten kryogeenikauden jääkaudet olivat (Hoffman ja Li 2009, Abbot et al. 2013). Gaskierin jääkautta ei tarkastella tässä työssä tästä syystä tarkemmin.

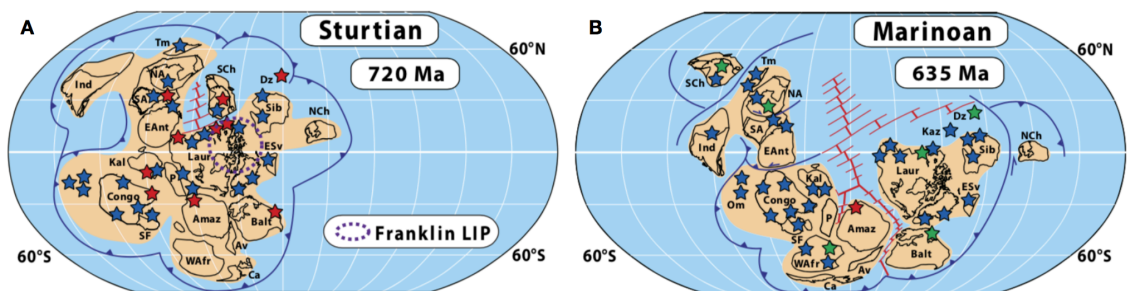
3. Jääkausien alku

3.1. Jäätymiseen johtaneet olosuhteet

Kaikki epäillyt lumipallomaatapaukset sijoittuvat Maan historiassa proterotsooiselle maailmankaudelle, eli ajanjaksolle 2,5 Ga – 541 Ma sitten, kun hapellinen elämä syntyi happikatastrofin jälkeen. Huron-jääkauden jälkeen ilmasto oli hyvin pitkään lämmin ennen kuin maailmankauden loppuvaiheilla, neoproterotsooisella maailmankaudella, ilmasto viileni jälleen Sturtin, Marinon ja Gaskierin jääkausien ajoiksi (kuva 5). Proterotsooisen aionin päättää virallisesti Kambrikan lajiräjähdyks, jolloin monisolainen elämä monimuotoistui ja jolta ajalta löytyy huomattavasti enemmän fossiileja eläinlajeille kehittyneiden koviin kuorien johdosta.



Kuva 5. Jääkaudet (A) kryogeenikaudella ja (B) viimeisten 3 Ga aikana (Hoffman et al. 2017). Mustat raidat kuvaavat lumipallomaan kaltaisia jääkausia ja tumman harmaa paikallisia jääkausia. Vaalean harmaa kuvaa jäättömiä aikoja. Kuvaan on merkitty myös happiräjähdyksen (GOE) ja Franklinin suuren magmaprovinssin (F-LIP) oletetut ajoitukset.



Kuva 6. Mantereiden oletetut sijainnit (A) Sturtin ja (B) Marinon jääkausien aikoina (Hoffman et al. 2017). Merenpohjan keskiselänteiden leviäminen on merkitty kuvaan punaisilla ja subduktioalueet sinisillä viivoilla. Tähdet edustavat jääkauden aikoihin syntyneitä muodostelmia, jotka tunnetaan. Punaisella tähdellä merkityt muodostelmat sisältävät rautakerrostuman ja vihreällä merkityt dolomiitista koostuvan karbonaattikannen.

Kryogeenikauden jääkaudet tapahtuivat silloisen supermantereen, Rodinian, hajoamisen yhteydessä (Hoffman et al. 2017) (kuva 6). Päiväntasaajalla sijainneen mantereiden pohjoisosat alkoivat Sturtin jääkauden aikana erkanemaan toisistaan, luoden väliin meren. Marinon jääkauteen mennessä erkaantuminen oli edennyt mantereiden eteläreunalle ja mantereiden painopiste oli liikkunut eteläiselle pallonpuoliskolle (Hoffman et al. 2017, Eyles and Januszczak 2004). Franklinin suuri magmaprovinssi (engl. large igneous province, LIP), eli eräs geologisesti poikkeuksellisen mittava sulan basaltin purkautuminen pinnalle, ajoittuu Sturtin jääkauden alkuun. Tämän epäillään olleen yksi syy Sturtin jääkauden alkamiselle, sillä tällainen laaja basalttikerros pinnalla olisi edistänyt rapautumista ja sen johdosta ilmakehästä olisi poistunut paljon hiilidioksidia. Tämä olisi edelleen laskenut ilmakehän kykyä toimia kasvihuoneena ja alentanut pintalämpötilaa (Gumsley et al. 2017). Donnadieu et al. (2004a) tutkivat supermantereiden vaikutusta sadantaan ja päättelivät, että rapautuminen olisi kasvanut myös voimistuneen valunnan myötä. Toisaalta purkauksista syntyneet sulfaattiaerosolit olisivat aiheuttaneet voimakasta jäähtymistä stratosfääriin päästessään (Macdonald ja Wordsworth 2017).

Myös mantereiden sijoittuminen päiväntasaajalle on ollut oletettavasti jäähtymisen taustalla. Sen lisäksi, että planetaarinen albedo olisi mantereiden sijoittumisesta johtuen ollut korkea, mantereiden sijainti päiväntasaajalla olisi johtanut myös siihen, että navoilta lähtenyt jäätiköityminen ei välittömästi peittänyt niitä. Tästä johtuen mantereiden rapautumisesta aiheutuva CO₂-pitoisuuden lasku jatkui pidempään ennen kuin mantereet peittyivät jäähän (Scrag et al. 2002). Tziperman et al. (2011) ovat tutkineet myös merten ja niissä kehittyneiden eliöiden roolia jääkauden syntymisessä.

Mitään tarkkaa tietoa ilmakehän silloisesta hiilidioksidipitoisuudesta ei ole (Peltier 2003, Yang et al. 2012b), vaikkakin pitoisuuden oletetaan olleen pieni (Donnadieu et al. 2004a). Auringon luminositeetti on toisaalta arvioitu tarkemmin. Se on ollut noin 6% pienempi kuin nykyisin (Yang et al. 2012c, Pierrehumbert 2010, Crowley and Baum 1993). Kaikki nämä seikat yhdessä vaikuttivat siihen, että jäätiköt pystyivät leviämään laajalle.

3.2. Jäätiköityminen

3.2.1. Merijäätiköiden leviäminen

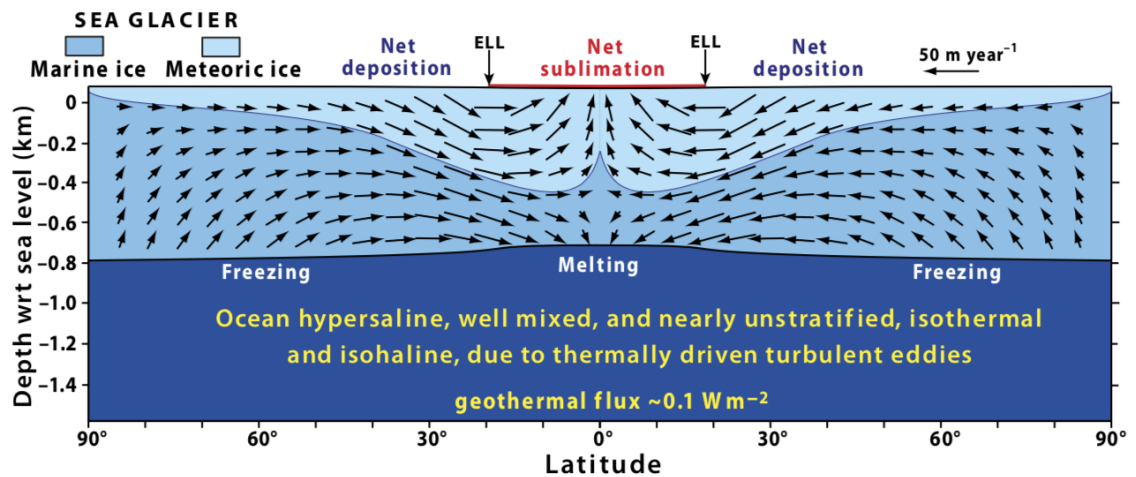
Kun jäätiköt leviävät noin leveyspiirien $\sim 30^\circ$ N/S yli, jään korkean albedon aiheuttama positiivinen palauteilmiö viilenemiseen tekee jäätiköiden leviämisestä joissakin malleissa pysäyttämätöntä (runaway ice-albedo feedback) ja jäätiköt leviävät aina päiväntasaajalle saakka (Hoffman et al. 2017, Scrag et al. 2002). Lewis et al. (2007) tutkivat merien jäähtymisen laajuutta ja nopeutta kytketyllä ilmakehä-valtameriallilla. Mallin jääraja eteni navoilta leveyspiireille 35° N/S ~ 2500 vuodessa ja sen jälkeen alle 150 vuodessa päiväntasaajalle. Kyseisessä mallissa auringon luminositeetti oli asetettu 94%:iin siitä mitä

se on nykyään, eli oletetulle tasolleen kryogeenikaudelle. Myös Voigt ja Marotzke (2010) tutkivat kokonaan jäätymiseen kuluvaan aikaan. Heidän tutkimuksessaan luminositeetin määrää vaihdeltiin lähes 0%:sta aina 94%:iin asti ja malliajoissa, joissa luminositeetti oli 75-91%, jäätiköt levisivät päiväntasaajalle noin 100-480 vuodessa eli geologisessa mielessä hyvin nopeasti. Malliajoissa, jossa luminositeetti oli 94%, jäätiköt eivät edenneet 40° N/S leveyspiiriä lähemmäs päiväntasaajaa, mutta ajo toisaalta pysäytettiin 1000 vuoden kohdalla. On mahdollista, että pidempi ajo olisi antanut jäärajan levitä lähemmäs päiväntasaajaa. Jäätiköiden kattavuuteen palataan tarkemmin kappaleessa 4.

Kymmeniä miljoonia vuosia pitkien jääkausien aikana jäätiköt pystyivät myös kasvamaan huomattavan paksuiksi. Ilmastomalleja ei ole tyypillisesti tehty manner- ja merijäätiköiden leviämisen tutkimiseen ja useissa kryogeenikautta mallintavissa tutkimuksissa jäätikkö ei kasva muutamaa metriä paksummaksi. Erityisesti jääkauden aikaisten jäätiköiden kasvua tutkittaessa ilmastomalleihin on kuitenkin kytketty parempi merijäämalli ja tulokset vaihtelevat merijäätikön paksuuden osalta noin 500 - 1500 m välillä (Abbot et al. 2013, Tziperman et al. 2012, Li ja Pierrehumbert 2011, Goodman ja Pierrehumbert 2003). Tämä kuulostaa hyvin paksulta jäätiköltä, mutta esimerkiksi Grönlannin jäätikkö on enimmillään noin 3 km paksuinen ja viimeisen jääkauden mannerjäätikön uskotaan olleen myös samaa kokoluokkaa. Kryogeenikauden jäätiköiden on arveltu niiden kuljettamien moreenikerrosten perusteella kasvaneen paksuutta hyvin hitaasti, jopa 3-10 kertaa hitaammin kuin nuorempien jääkausien uskotaan kasvaneen (Partin ja Sadler 2016). Tämä voi johtua muun muassa sateiden vähäisyydestä maailmassa, jonka kylmään ilmakehään mahtui vain niukasti vesihöyryä. Vaihtoehtoisesti moreenikerroksen paksuuden voi selittää oletettua pienempi rapautumisen määrä.

Edellä mainitut paksut merijäätiköt voivat "virrata" meren yllä kuten mannerjäätiköiden on tiedetty tehneen mannerten päällä (Tziperman et al. 2012, Abbot et al. 2013, Hoffman et al. 2017). On siis mahdollista, että merijäätikköä syntyi lisää korkeilla leveysasteilla ja työnty sieltä sitten päiväntasaajan ympäristöön, jossa merijäätikkö lopulta sulii (kuva 7). Päiväntasaajan ympäristön jäätiköt olisivat voineet myös valua mantereiden ylängöiltä mereen (Abbot et al. 2013).

Merijäätikkö voidaan jakaa ominaisuuksiensa puolesta kahteen eri kerrokseen: jäätikön pinnalla syntyneeseen jäähän, joka on tiivistynyt lumesta (engl. meteoric ice), sekä jäätikön pohjassa merivedestä jäätyneeseen jäähän (engl. marine ice). Näiden erottaminen mallissa voi olla tärkeää niiden poikkeavien albedojen vuoksi. Merivedestä syvällä jäätyneet jäätiköt ei sisällä ilmakehää ja valo heijastuu enimmäkseen vain halkeamista, joten sen albedo voi olla jopa vain 0,25-0,27 (Warren et al. 2002) siinä missä pinnassa syntyneen merijään albedo voi vaihdella välillä 0,55-0,75 (Voigt et al. 2011). Erityisesti merivedestä jäätyneet, matalan albedon jäätiköt voi paljastua päiväntasaajan tienoilla, missä jäätiköt sublimoituu (Hoffman



Kuva 7. Merijäätikön virtausvektorit sekä paksuus hypoteettisella valtameriplaneetalla (Hoffman et al. 2017, Li ja Pierrehumbert 2011). Merijäätikön koostumus on eritelty pinnalla lumesta pakkautuneeseen (meteoric ice) sekä merivedestä jäätyneeseen (marine ice). Kuvaan on merkitty myös alueet, joilla jäätä syntyy lisää (net deposition, freezing) ja missä sitä sulaa ja sublimoituu päiväntasaajalla (net sublimation, melting). ELL (equilibrium line latitude) vastaa leveyspiiriä, jolla jäätä syntyy ja poistuu yhtä paljon.

et al. 2017). Lumipeite ja sulalammikot vaikuttavat myös albedoon, lumipeite sitä nostavasti ja jään pinnalle kertyvä vesi sitä laskevasti.

3.2.2. Mannerjäätiköt

Vaikka lumipallomaa ymmärretään yleisesti ottaen jääkaudeksi, joka peitti koko maapallon, keskitytään suuressa osassa tutkimuksia kuitenkin merijäätiköihin eikä mannerjäätiköihin. Mannerjäätiköiden mallintaminen on hankalampaa, koska jopa mantereiden sijainnit ja muodot ovat tulkinnanvaraisia, orografiasta eli maanmuodoista puhumattakaan. Arviot mannerjäätiköistä vaihtelevat, osassa tutkimuksista mantereille kehittyi mannerjäätiköitä ja toisissa ei. Geologisen todistusaineiston perusteella mannerjäättä näyttää suurella varmuudella olleen päiväntasaajan mantereilla mistä se olisi virrannut läheisiin meriin (Evans and Raub 2011, Rodehacke et al. 2013).

Suurimmat ongelmat mannerjäätiköiden syntymisen kannalta liittyvät siihen, että lämpötila päiväntasaajan tienoilla voi olla liian korkea pysyvään lumipeitteeseen (Voigt et al. 2011). Voigt ja Marotzke (2010) mallinsivat ECHAM5/MPI-OM:lla niin kutsuttua modernia lumipallomaata, eli mallia jossa olosuhteet ovat muuten kryogeenikauden mukaiset, mutta mantereiden paikat ovat nykyiset. Luminositeetin ollessa 91% nykyisestä lumipeitteen vesiarvon vuosikeskiarvo oli vain vuoristoissa yli metrin, muualla mantereilla lumipeitteen vesiarvo jäi keskimäärin 0,05 cm:iin tai maa oli paljasta. Mallia ajettiin 500 vuotta ja meret peittyivät jäähän 480 vuodessa. Voigt et al. (2011) mallinsivat samalla mallilla saman skenaarion Marinon aikaisella geografialla. Kun luminositeetti asetettiin 94%:iin nykyisestä arvostaan, eteläisen pallonpuoliskon mantereille kertyi alueittain ohuesti lunta. Pohjoiselle

pallonpuoliskolle lunta ei kertynyt johtuen luultavasti osaksi siitä, että mantereet ovat sillä puolella kauempana navasta. Yksi jäätiköiden syntyä selvästi rajoittava piirre tässä tutkimuksessa oli orografia. Mantereet oli asetettu tasaisiksi, joten mantereilla ei ollut vuoristoja, joissa olisi kylmempää, tai vuorenrinteitä, joilla sadanta olisi suurempaa. Edellä mainittuihin malleihin ei oltu tosin kytketty erillistä jäätikkömallia.

Liu ja Peltier (2010) mallinsivat erityisesti mannerjäätiköitä yhdistämällä jäätikkömallin energiatasapainomalliin. Malliajoissaan he siirsivät sekä yksinkertaistettua, ellipsinkaltaista mannerta että Sturtin aikaista mantereiden asetelmaa päiväntasaajalta lähemmäs etelänapaa ja tutkivat mannerten sijainnin vaikutusta mannerjäätikön syntymiseen. Myös CO₂-pitoisuutta vaihdeltiin. Mallissa mannerjäätikköä todella syntyi korkeille leveysasteille ja kun korkeilla leveysasteilla oli tarpeeksi maapinta-alaa, jolle jäätikkö pystyi syntymään, lähti mannerjäätikkö myös valumaan kohti matalampia leveysasteita. Kaikissa kokeiluissa mannerten sijainneissa jäätikkö saatiin valumaan matalille leveysasteille, mutta vaadittu CO₂-pitoisuus oli hyvin alhainen niissä tapauksissa, joissa manner oli keskitetty päiväntasaajalle eikä korkeilla leveyspiireillä ollut paljon maata.

Myös mannerten välisten liitoskohtien huomattiin vaikuttavan paljon mannerjäätiköiden leviämiseen (Liu ja Peltier 2010). Liian kapeista liitoskohdista syntyi pullonkauloja, joiden lämpimämmällä puolella jää sulii nopeammin kuin sitä kapeikon yli pääsi valumaan. Tämän johdosta Liu ja Peltier kokeilivat myös skenaariota, jossa mannerten välisiä liitoskohtia oli levennetty. Tällä muutoksella myös korkeampi CO₂-pitoisuus mahdollisti mannerjäätiköiden laaja-alaisen leviämisen. Arvioitujen mannerten välisten liitosten leventäminen on myös loogista sillä mannerjäätiköiden syntyminen olisi sitonut paljon vettä meristä ja mannerten väliset kannakset olisivat leventyneet.

Liun ja Peltierin (2010) kokeissa syntynyt mannerjäätikkö oli huomattavan paksu. Skenaariossa, jossa käytettiin Sturtin aikaista maa-merijakaumaa levennetyillä mannerten liitoksilla ja CO₂-pitoisuus laskettiin noin 100 ppmv:hen, mannerjää peitti kaikki mantereet. Mannerjään paksuus rannikoilla oli noin 1 km ja mantereiden keskiosissa jopa 5 km. Mannerjäiden leviäminen kaikille mantereille kesti ajossa noin 150 000 vuotta, kun malli lähti tilanteesta, jossa jäätä ei alunperin ollut lainkaan.

Myös Donnadieu et al. (2003) ovat tutkineet mannerjäätiköiden syntymistä energiatasapainomallilla, joka sai ilmastosuureet LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) -ilmastomallilta. Heillä syntynyt mannerjäätikkö peitti lähes kaikki mantereet 180 000 vuodessa ja jäätikön paksuudeksi vakiintui 2-4 km 400 000 vuoden jälkeen. 10 000 vuoden kohdalla vain noin puolet mantereista oli jäätikön peitossa. Donnadieun et al. ja Liun ja Peltierin (2010) tulokset huomioon ottaen voi olla, että Voigtin ja Marotzken (2010) ja Voigtin et al. (2011) mallinnus kesti yksinkertaisesti liian vähän aikaa, että jäätikkö olisi ehtinyt syntyä. Mannerjäätiköiden mallintaminen edistyneemmällä, kytketyillä ilmakahta-
valtamerialleilla on kuitenkin tarvittavan ajan pituuden takia hyvin vaikeaa. Donnadieu et

al. mallissa merijäätikkö peitti kaikki meret, mutta pieni sublimaatio mahdollisti mannerjäätiköiden kasvun. Myös uudemmissa tutkimuksissa ilman pintalämpötila päiväntasaajan seudulla on ollut alle 0°C, mikä mahdollistaisi hyvin jään ja lumen kertymisen sinne (Yang et al. 2012a, Voigt and Abbot 2012).

3.2.3. Manner- ja merijäätiköiden vaikutus toisiinsa

Manner- ja merijäätiköiden syntyminen vaikuttavat luonnollisesti myös toisiinsa sillä laajojen jäätiköiden korkea albedo vaikuttaa planetaariseen albedoon ja sitä kautta lämpötilaan. Toisaalta merijäätiköiden laajuus ja lämpötila vaikuttavat ilmakehän vesihöyrypitoisuuteen. Mannerjäätiköiden syntyminen vaatii paljon pidemmän ajan kuin merijäätiköiden synty. Voigtin ja Marotzken (2010) mallissa merijäätiköt syntyivät vain muutamassa sadassa vuodessa kun Liun ja Peltierin (2010) mallissa mannerjäätiköiden synty kesti toistasataa tuhatta vuotta. Jos meret peittyvät liian nopeasti täysin, ei mannerjäätiköiden syntyyn välttämättä riitä jäätä hydrologisen kierron heikentyessä (Voigt ja Marotzke 2010). Suuri osa hydrologisen kierron heikkenemisestä ei liity suoraan vain merijään peittävyteen vaan myös siihen, että veden haihtuvuus pienenee lämpötilojen aletessa (Hoffman et al. 2017).

Rodehacke et al. (2013) tutkivat merijäätiköiden kattavuuden vaikutusta mannerjäätiköiden syntyyn Parallel Ice Sheet Model -jäätikkömallilla. Eri merijäätikköskenaariot kyseisen mallin käyttöön tuotti ECHAM5/MPI-OM kytketty ilmakehä-valtamerimalli. Skenaarioita oli neljä erilaista: täysin jäihin peittyneet meret sekä tilanteet, joissa merijäätikkö oli levinnyt noin 10°, 20° ja 30° päähän päiväntasaajasta. Näistä neljästä skenaariosta mantereille syntyi hyvin kattavia mannerjäätiköitä kaikissa muissa skenaarioissa paitsi siinä, jossa trooppinen meri oli täysin sula (merijäätikön raja 30° päässä päiväntasaajasta). Kyseisessä skenaariossa mannerjäätiköitä syntyi vain mantereiden navan puoleisiin kärkeihin. Rodehacke et al. kokeilivat myös lisätä mantereiden alueille hypoteettisia vuoristoja, joilla jäätiköitä olisi voinut syntyä. Nämä vuoristot eivät kuitenkaan juuri vaikuttaneet lopputuloksiin ja sulan trooppisen meren tapauksessa mantereelle syntyneet uudet jäätiköt eivät virranneet rannikoille asti. Skenaarioissa syntyneet mannerjäätiköt olivat sisämaassa noin 7 km paksuisia ja ne syntyivät mallissa alle 30 000 vuodessa.

Päinvastoin kuin Voigt ja Marotzke (2010) oletivat, ei merien täysi peittyminen Rodehacken et al. (2013) mallissa estänyt mannerjäätiköitä syntymästä. Rodehacken et al. mallissa tämä johtuu kesäisin sulavista vesialueista, mikä voi toki johtaa liian suureen sadantaan. Rodehacke et al. uskoivat kuitenkin mahdollisen virheen liittyvän todennäköisesti vain jäätikön paksuuteen, ei kattavuuteen.

Liun et al. (2017) tutkimuksessa jäätiköiden vaikutusta toisiinsa tutkittiin toisesta suunnasta. Heidän mallissaan mantereet oletettiin mannerjäiden peittäviksi ja mallilla pyrittiin selvittämään miten mannerjää vaikuttavat merijäätiköiden syntymiseen.

Mannerjäätiköiden peitto ja paksuus Sturtin ja Marinon jääkausien ajalle otettiin Liun ja Peltierin (2010) energiatasapainomallista ja merijäätiköiden syntyminen mallinnettiin CCSM3-mallilla. CCSM3 sisältää ilmakehä- ja valtamerimallien lisäksi myös komponentit maanpinnan prosessien ja jäätiköiden mallintamiseen. Liu et al. olettavat tutkimuksessaan, että CO₂-pitoisuus laski riittävän hitaasti, jotta mannerjäätiköt ehtivät syntyä ennen kuin meri mahdollisesti peittyi jäähän.

Verrattuna Liun et al. (2013) aiempiin tuloksiin, joissa mannerjäätikköä ei oletettu olevan, uudessa tutkimuksessa ilmasto oli kylmempi ja merijäätikkö eteni lähemmäs päiväntasaajaa. Tulokseen vaikutti suoraan jäätiköistä johtuva planetaarisen albedon kasvu. Liu et al. (2017) kokeilivat myös 25%, 50% ja 75% ohuempia mannerjäätiköitä, koska käytetyssä energiatasapainomallissa jäätiköt kasvoivat kenties liian herkästi paksuiksi. Mannerjäätiköiden ohentuessa ilmasto muuttui yllättäen kylmemmäksi eikä lämpimämmäksi ja merijäätiköt levisivät herkemmin päiväntasaajalle. Liu et al. ajoivat tähän liittyen yksinkertaistetumpaa mallia ja päättelivät viilenemisen johtuvan voimistuneesta lämmönvuosta mereltä mantereille, mikä johti edelleen merien jäähtymiseen.

4. Eri hypoteesit jäätiköiden kattavuudesta

Siitä miten suuren osan meristä merijäätiköt peittivät ja miten geologiset ja biologiset todistusaineistot kryogeenikaudelta voidaan tulkita, on useita eri hypoteeseja. Täysin alkuperäisen hypoteesin mukainen, kokonaan jäätyneet maapallo ei voisi ylläpitää sellaista elämää, jonka säilymisestä on useita viitteitä. Itse jääkausien ajalta on vain harvoja todisteita elämästä ja kasvillisuudesta (Olcott et al. 2005, Corsetti et al. 2003, Corsetti et al. 2006, Love et al. 2009), mutta varhaisia fossiileja on yleisesti ottaenkin hyvin vähän jäljellä ajalta ennen kuin eliöille kehittyi kova kuori. Kryogeenikauden olosuhteiden olisi kuitenkin pitänyt olla elämälle suotuisat sillä useita lajeja tavataan sekä ennen että jälkeen jääkausien (Moczyłowska 2008, Knoll et al. 2006). Selviytyneiden lajien perusteella kryogeenikaudellakin olisi siis pitänyt olla tarjolla hapekasta, valoisaa merivettä (Moczyłowska 2008). Fotosynteesiä voi tapahtua myös jään alla, mutta jää ei saa tuolloin olla 5-10 m paksumpaa tai valoa on liian vähän kasveille (McKay 2000).

Täysin jäihin peittyneen maapallon rinnalle on kehitetty erilaisia hypoteeseja siitä miten pieni kaistale merta voisi pysyä sulana päiväntasaajalla, miten jää päiväntasaajalla voisi olla riittävän ohutta mahdollistaakseen fotosynteesin sen alla, tai miten sulia keitaita voisi löytyä erityyppisistä paikoista. Lumipallomaan rinnalla on myös kaksi päinvastaista teoriaa, joiden mukaan kryogeenikaudella ei olisi ollut matalille leveysasteille yltävää jääkautta vaan näennäisesti jääkautta tukevat näytteet voisi tulkita myös muuten. Toisen mukaan löydetyt moreenit voisi selittää voimakkailla maanvyöryillä aikakaudella, jolla mantereet muuttuivat paljon. Toisen mukaan Maan kallistuskulma olisi kryogeenikaudella

ollut niin suuri, että päiväntasaajalle jäljitetyt jääkauden löydöt olisivatkin korkeilta leveysasteilta.

Edistyneimmät mallit, joilla lumipallomaan eri hypoteeseja nykyään tutkitaan, ovat kytkettyjä ilmakehä-valtamerialleja kuten ECHAM5/MPI-OM, FOAM ja CCSM3/4, joihin on liitetty merijäätikköä tai jäälauttoja mallintava osa. Monessa tutkimuksessa käytetään myös valtamerimallin tilalla yksinkertaisempaa sekoituskerrosmerimallia (engl. slab ocean), jossa vain meren pinnalla olevaa, noin 50 m syvää sekoituskerrosta mallinnetaan. Esiteltävissä tutkimuksissa käytetyt mallit listataan kootusti liitteessä 1.

Vaikka lumipallomaata on pyritty simuloimaan nykyään jo hyvinkin edistyneillä malleilla, liittyy mallintamiseen yhä monia ongelmia (Bechstädt et al. 2018). Sen lisäksi, että Marinon ja erityisesti Sturtin jääkaudet kestivät kymmeniä miljoonia vuosia ja jo tasapainotilan löytämisessä voi mennä hyvin pitkä aika, tuo pitkä kesto myös muita haasteita. Tiedetään, että mantereet siirtyivät kryogeenikauden aikana hyvin paljon leveyspiirisuunnassa, mutta myös suhteessa toisiinsa. Tänä aikana myös mantereiden orografia muuttui, kun vuoristoja luultavimmin nousi ja laski. Mantereiden ulkonäön lisäksi myös merten kemia, ilmakehän CO₂-pitoisuus ja tulivuorista vapautuneen tuhkan määrä vaihtelivat. Näitä ominaisuuksia ei malleissa ole muutettu ajojen aikana. Usein tutkimuksissa keskitytään vain yhteen vaiheeseen lumipallomaan simuloimisessa ja sen aikana näiden ominaisuuksien oletetaan pysyneen vakiona. Useissa malleissa myös merijään paksuus on rajattu varsin ohueksi, mutta sen silti oletetaan vastaavan paksumman merijäätikön lopullista laajuutta.

Seuraavaksi tutustutaan eri hypoteeseihin ja ensimmäisenä käsitellään myös kokonaan peittynyttä maapalloa, sillä se asettaa lähtötason monelle muulle hypoteesille. Näistä ilmeisimpänä esimerkkinä ovat erilaiset keitaat, joita lähes kokonaan jäätyneelle maapallolle voi jäädä.

4.1. Kova lumipallo

Hypoteesia, jonka mukaan maapallon meret peittyvät täysin jäähän, kutsutaan nimellä 'kova lumipallo' (engl. hard snowball). Sitä, millä pakotteilla maapallon meret voivat jäätyä matalia leveysasteita myöten kokonaan, on selvitetty monessa eri tutkimuksessa. Tätä pistettä kutsutaan kahtaallejuoksupisteeksi (engl. bifurcation point), koska tyypillisesti pieni muutos pakotteissa muuttaa lopputuloksen selkeästi osin jäätyneestä täysin jäätyneeksi.

Taulukossa 1 on edistyneimpien kytkettyjen ilmakehä-valtameriallien arvioita kahtaallejuoksupisteen pakotteista: luminositeetista ja hiilidioksidipitoisuudesta. Osa malliajoista on toteutettu nykyisellä maa-merijakaumalla. Nykyisen maa-merijakauman kanssa ilmasto on ilmeisesti lämpimämpi, mutta tästä enemmän kappaleessa 5.8. Auringon luminositeetti on malleissa 4-10% pienempi kuin nykyään, mutta kahtaallejuoksupisteen hiilidioksidipitoisuudessa on suuria vaihteluja. Herkimmin kova

Taulukko 1. Eri kytkettyjen ilmakehä-valtamerialle mallien tuloksia siitä millä luminositeetin ja hiilidioksidipitoisuuden arvoilla meri muuttuu osittain jäätyneestä täysin jäätyneeksi eli niin kutsuttuja kahtaallejuoksupisteitä. Osassa ajoja mantereet ovat nykyisen kaltaiset ja osassa kryogeenikauden kaltaiset; tämä on listattu tulosten yhteyteen. Mantereiden vaikutuksesta ilmastoon kerrotaan kappaleessa 5.8.

Käytetty malli	Kahtaallejuoksupiste	Tutkimus
CCSM3 (sis. ilmakehä-, meri-, maaperä- ja kryosfäärimallin)	- 6 % nykyistä heikompi luminositeetti - 17,5-20 ppmv [CO ₂] - nykyiset mantereet	Yang et al. 2012a
CCSM3 (sis. ilmakehä-, meri-, maaperä- ja kryosfäärimallin)	- 6% nykyistä heikompi luminositeetti - 80-90 / 140-150 ppmv [CO ₂] - Sturtin / Marinon aikaiset mantereet	Liu et al. 2013
CCSM4 (sis. ilmakehä-, meri-, maaperä- ja kryosfäärimallin)	- 6% nykyistä heikompi luminositeetti - 70-100 ppmv [CO ₂] - nykyiset mantereet	Yang et al. 2012c
ECHAM5/MPI-OM (sis. ilmakehä-, meri- ja merijäämallin)	- 6–9 % nykyistä heikompi luminositeetti - 286,2 ppmv [CO ₂] - nykyiset mantereet	Voigt ja Marotzke 2010
ECHAM5/MPI-OM (sis. ilmakehä-, meri- ja merijäämallin)	- 4–4,5 % nykyistä heikompi luminositeetti - 280 ppmv [CO ₂] - Marinon aikaiset mantereet	Voigt et al. 2011
ECHAM5/MPI-OM (sis. ilmakehä-, meri- ja merijäämallin, alennettu merijään albedo)	- 6 % nykyistä heikompi luminositeetti - 204 ppmv [CO ₂] - Marinon aikaiset mantereet	Voigt ja Abbot 2012
FOAM (sis. ilmakehä-, meri- ja merijäämallin)	- 8-9 % nykyistä heikompi luminositeetti - 140 ppmv [CO ₂] - karkea Sturtin aikainen supermanner	Poulsen ja Jacob 2004

lumipallo syntyy ECHAM5/MPI-OM -mallilla, missä [CO₂] pidettiin esiteollisella tasolla (286 ppmv) Voigtin ja Marotzken (2010) ja Voigtin et al. (2011) tutkimuksissa. Voigtin ja Abbotin (2012) tutkimuksessa ECHAM5/MPI-OM:n [CO₂] laskettiin 204 ppmv:hen. FOAM:ssa [CO₂]:ksi saatiin kahtaallejuoksupisteessä 140 ppmv (Poulsen ja Jacob 2004), mutta hankalinta kova lumipallo oli saada aikaan CCSM3:ssa, jossa tarvittavaksi [CO₂]:ksi saatiin hyvin alhainen 17,5-20 ppmv (Yang et al. 2012a). Yang et al. (2012a) testasivat kahtaallejuoksupistettä myös eri jään ja lumen albedoilla ja päättelivät, että niiden parametriseinnit vaikuttavat paljon tulokseen. Yksin parametriseinteja muuttamalla myös esiteollisella [CO₂]:lla saatiin aikaiseksi kova lumipallo. CCSM3:n kahtaallejuoksupisteen

[CO₂]:ksi saatiin myös suurempi arvo, kun nykyisten mantereiden sijasta malli ajettiin Sturtin ja Marinon aikaisilla mantereilla (Liu et al. 2013). Myös CCSM3-mallin päivittäminen CCSM4:een antoi saman suuntaisen muutoksen (Yang et al. 2012c). Vaikka näiden mallien tulokset eroavat huomattavasti toisistaan, voi kuitenkin sanoa, että kovan lumipallon syntyminen ei vaadi välttämättä epärealistisia pakotteita mitä joskus epäillään (Bechstädt et al. 2018, Eyles ja Januszczak 2004).

Kovan lumipallon ongelma on jo aiemmin mainittu elämän selviytyminen kryogeenikauden läpi. Jos sulia, märkiä ja valoisia ympäristöjä ei olisi ollut, olisi elämä kryogeenikauden jälkeen ollut huomattavasti erilaista kuin ennen sitä. Lisäksi todisteet mannerjäistä puhuvat aktiivisen hydrologisen kierron ja sulien vesialueiden puolesta (Allen ja Etienne 2008, Evans and Raub 2011, Rodehacke et al. 2013).

4.2. Vesikaistaletoria

Vesikaistaletoria (engl. waterbelt) ratkaisee sekä elämän jatkumiseen että hydrologisen kiertoon liittyvät ongelmat olettamalla, että meristä pieni kaistale jää jäätymättä päiväntasaajan ympäristöstä. Tämä tarjoaisi myös uuden selityksen löydetyille, sedimenttien lomaan jääneille kiville, jotka ovat ilmiselvästi pudonneet meren pohjaan voimalla. Tällaiset kivet ovat voineet tipahtaa merijäätikön matkasta jääkauden alussa tai lopussa, mutta Pollard et al. (2017) uskovat kivien ennemmin tippuneen jääkauden aikana tällaisen sulan kaistaleen ympäristössä. Vesikaistaletta on harhaanjohtavasti kutsuttu vanhemmissa tutkimuksissa myös pehmeäksi lumipalloksi (engl. soft snowball) ja loskapalloksi (engl. slushball), mutta lumi ei siis ole ollut erityisesti pehmeämpää tai vetisempää vaan termillä on tarkoitettu päiväntasaajalta osin sulaa lumipallomaata. Yang et al. (2012a) määrittelevät vesikaistaletorian tilaksi, jossa merijäätiköt ovat levinneet trooppiikkiin, niiden kattavuus maailmanlaajuisesti on > 50 % mutta < 100 % meripinta-alasta, ja huomattava osa tai kaikki trooppiset mantereet ovat pysyvän lumen peitossa.

Vesikaistale-teoriaan liittyy toisaalta myös ongelmia. Niistä suurin on, että jääkauden pitäisi kymmenien miljoonien vuosien ajan ylläpitää kapeaa, sulaa kaistaletta merta olosuhteissa, joissa jään ja lumen korkean albedon vuoksi jäätiköiden laajeneminen viilentää ilmastoa entisestään. Kuten Hoffman et al. (2017) mainitsevat, ilmaston normaalivaihtelun, Maan kiertoliikkeeseen liittyvän ja mannerliikuntoihin liittyvän vaihtelun voi helposti ajatella jäädyttävän ennen pitkää meren kokonaan. Toisaalta geologinen todistusaineistokin on yhä lumipalloa rajaava tekijä ja vesikaistaleen pitää tarjota selitys rautaesiintymille ja CO₂-pitoisuuden kasvulle. Jos osa merestä on sulaa, ei mereen kenties synny tarpeeksi paljon hapettomia alueita, joilla rautapitoisuus voi kasvaa ja rauta sitten vajota pohjaan huomattaviksi kerroksiksi (Hoffman et al. 2017). Hapen lisäksi myös hiilidioksidi voi liueta meriveteen ja jos tämän hiilinielun johdosta ilmakehän CO₂-pitoisuus ei kasva riittävän nopeasti, ei jääkausi voi loppua "ajallaan" (Liu ja Peltier 2010). Lisäksi jos

CO₂-pitoisuus ei kasva riittävän suureksi, ei vesikaistale voi selittää syntyneitä karbonaattikansia (Schrag ja Hoffman 2001).

Erityisesti ensimmäistä ongelmaa, eli vesikaistaleen sulana pysymistä, on tutkittu paljon. Osassa tutkimuksia vesikaistale saadaan pysymään sulana, toisissa ei. Tutkimuksissa keskitytään tämän vuoksi tunnistamaan myös niitä mallin piirteitä, joista ero johtuu. Alla käsitellään tutkimuksista ensin valtameriplaneetoilla (Brunetti et al. 2019, Rose 2015, Ferreira et al. 2011, Pollard et al. 2017, Abbot et al. 2011) ja sitten mantereiden kanssa tehdyt (Yang et al. 2012a, 2012c, Liu et al. 2013, Voigt ja Abbot 2012, Voigt et al. 2011, Voigt ja Marotzke 2010). Näissä mallina on pääosin käytetty kytkettyjä valtameri-ilmakehämalleja. Lopuksi tutustutaan vielä pariin tutkimukseen, joissa on käytetty yksinkertaisempaa mallia, jotta mallia on voitu ajaa useampia kertoja (Spiegel et al. 2015) tai malliajoo on voitu pidentää (Liu ja Peltier 2010).

4.2.1. Vesikaistale valtameriplaneetoilla

Brunetti et al. (2019), Rose (2015) ja Ferreira et al. (2011) ovat tutkineet meriplaneetan erilaisia mahdollisia tasapainotiloja. Näihin tiloihin päädyttyään ilmasto ei herkästi siirry toiseen tilaan ilman huomattavan suurta sisäistä tai ulkoista pakotetta. Mallina on kaikissa tutkimuksissa käytetty kytkettyä valtameri-ilmakehä-merijäämallia MITgcm eri parametreilla. Näistä uusimmassa Brunetti et al. (2019) saavat viisi erilaista tasapainotilaa: kuumen (ei jääpeitettä), lämpimän (jäitä navoilla), kylmän (jäitä keskileveysasteille asti), vesikaistaleen ja kovan lumipallon. Rose (2015) löysi tutkimuksessaan muuten samat, muttei lämmintä tilaa. Ferrerian et al. (2011) löysivät vain kuumen, kylmän ja kovan lumipallotilan, eivät vesikaistaletilaa. Ferrerian et al. tutkimuksen pieni tasapainotilojen määrä johtuu Brunettin et al. mukaan mahdollisesti puutteesta mallissa tai vaihdeltavien parametrien vaihteluvälissä.

Brunettin et al. (2019) mallin resoluutio on näistä kolmesta tutkimuksesta paras. Käytössään heillä on jo mainittu MITgcm 3 km syvällä merellä ja merijäämallilla. Merijäämalli sisältää vain termodynamiikan, ei dynamiikkaa. Brunetti et al. ovat valinneet meren pystydiffuusion ja jään, lumen ja meren albedot niin, että ne minimoivat meren lämpötilan muuttumisen (engl. drift) mallia vakiopakotteella ajettaessa ja ovat havaintojen mukaiset. Malliasetelmia heillä on tutkimuksessaan kaksi: ensimmäisessä ilmakehän dissipoitunut kineettinen energia muutetaan termiseksi lämmöksi ja pilvialbedo vaihtelee leveyspiirin mukaan (setup 1), toisessa dissipoitunut kineettinen energia hävitetään ja pilvialbedo on vakio (setup 2). Mallia ajetaan kullakin kerralla vähintään 1500 vuotta, jotta saatu tila on varmasti stabiili.

Stabiileja tiloja Brunetti et al. (2019) saavat setup 2:lla viisi kappaletta: kuuma, lämmin, kylmä, vesikaistale ja kova lumipallo. Setup 1 tuottaa näistä muut paitsi kuumen tilan. Molemmilla malliasetelmilla saadaan siis aikaiseksi sekä vesikaistale että kova

lumipallo. Setup 2:ssa nämä tilat saadaan vaihtelemalla merijäätikön maksimipaksuutta välillä 10-1000 m ja ainoa tilanne, jossa malli päättyy kovaksi lumipalloksi on maksimipaksuuden ollessa 60 m. Tutkimuksessa kuitenkin huomautetaan, että kovan lumipallon todennäköisyys on mahdollisesti suurempi, koska tästä mallista puuttuneen merijään dynamiikan on jo aiemmin tutkittu olevan tärkeä kovan lumipallon syntymiselle (Voigt ja Abbot 2012).

Brunettin et al. (2019) mallissa kovan lumipallon tapauksessa pilviä ei ole juuri millään leveysasteilla ja jään korkean albedon aiheuttama positiivinen palauteilmiö dominoi lopputulosta. Vesikaistaletilassa jään albedon viilentävä ja meren kiertoliikkeen lämmittävä vaikutus ovat tasapainossa, estäen meren jäätymisen kokonaan. Pilviä on vain matalilla leveysasteilla ja sielläkin vähän. Jääraja asettuu setup 1:llä leveyspiireille 16° N/S (jäiden kattavuus 72,4%) ja setup 2:lla 9° N/S (jäiden kattavuus 84,2%), eli raja on selvästi matalilla leveysasteilla.

Rose (2015) löysi tutkimuksessaan tiloista kuuman tai lämpimän (lähes jäätön), kylmän, vesikaistaleen ja kovan lumipallon. Rosella on käytössään niin ikään MITgcm 3 km syvällä merellä ja merijäämallilla. Myös tämä merijäämalli sisältää vain termodynamiikan, ei dynamiikkaa. Tämän kytketyn valtameri-ilmakehämallin lisäksi vesikaistaletta stabiloivaa mekanismia koitettiin tunnistaa myös ilmakehämallilla, johon oli liitetty sekoituskerrosmerimalli, ja energiatasapainomallilla. Rose tutki puhtaan meriplaneetan lisäksi myös tilannetta, jossa planeetalle oli luotu kapea maaharjanne navalta navalle. Tällainen harjanne mahdollistaa yksinkertaisella tavalla mantereiden aiheuttamien leveyspiirisuuntaisten vaihteluiden tunnistamisen (Ferreira et al. 2011).

Rosen (2015) tutkimuksessa vesikaistaleen jääraja asettui puhtaan meriplaneetan tapauksessa leveyspiirille 29° N/S. Maaharjanteen tapauksessa jääraja oli toisaalta epätasainen ollen kauimpana päiväntasaajasta, leveyspiirillä 35° N/S, meren länsilaidalla ja lähes päiväntasaajalla meren itälaidalla. Puhtaalla meriplaneetalla jään raja jää vielä varsin kauas päiväntasaajasta, mutta maaharjanteen tapauksessa jäätiköt matalien leveyspiirien mantereilla voisivat olla hyvinkin mahdollisia. Rosen tutkimuksessa jään reunan etenemisen päiväntasaajalle pysäyttää tuulten ylläpitämä kapea mutta voimakas valtameren kiertoliike, joka kuljettaa lämpöä jään reunalle. Meren lämmönvuon merkitys jään reunan stabiloimisessa on huomattu myös muissa tutkimuksissa (Poulsen et al. 2001, Poulsen ja Jacob 2004, Yang et al. 2012b). Lisäksi Rose uskoo, että myös Yangin et al. (2012a) vesikaistale saattaa stabiloitua osin meren lämmönvuon johdosta.

Vesikaistaletilan olemassaoloa on tutkittu yksinkertaisemmalla valtameriplaneetalla myös mm. Pollardin et al. (2017) ja Abbotin et al. (2011) tutkimuksissa. Edellisistä poiketen näissä ei olla oltu kiinnostuneita maapallon tasapainotiloista yleisesti vaan erityisesti vesikaistaletilasta.

Pollard et al. (2017) tutkivat erityisesti merijäätiköiden vaikutusta vesikaistaleeseen. Brunettin et al. (2019) ja Rosen (2015) tutkimuksissakin mahdollistettiin paksu jäätikkö, esimerkiksi Brunettin et al. tutkimuksessa max. 1000 m, mutta Pollard et al. (2017) ovat kasvattaneet merijäämallinsa pystyresoluution 3:sta kerroksesta 20:een ja suorittaneet hyvin pitkiä ajoja, jotta merijäätikön mallinnus olisi mahdollisimman hyvä. Mallina heillä on GENESIS v3 -ilmakehämalli, jonka merijäämoduulia on edellä kerrotun mukaisesti muokattu tutkimusta varten. Merta edustaa 50 m sekoituskerrosmerimalli. Merijäämalli sisältää edellisistä tutkimuksista poiketen myös dynamiikan mallituksen, vaikkakin yksinkertaistetun sellaisen, jolla ei voi mallintaa paksun merijäätikön valumista. Merijäämalli on myös yksiolotteinen eli tulokset ovat pituuspiirin suhteen symmetrisiä. Malliajon pituus on venytetty miljooniin vuosiin ajamalla ilmakehää ja merijäämallia vuorotellen eikä yhtäaikaaisesti: ilmakehämallia on ajettu ensin 5-10 vuotta, merijäämallia sen jälkeen 10 000 - 1 000 000 vuotta. Malliajona valittu auringon luminositeetti on kryogeenikautta vastaava 94 % (nykyisestä) ja hiilidioksidipitoisuutta vaihdellaan eri ajoissa.

Pollard et al. (2017) eivät löytäneet mallillaan vesikaistaletilaa. Lähimmillään jääraja on heillä stabiili hieman 30° leveyspiirin korkeammalla puolella ennen kuin maapallo jäätyy kokonaan. Vesikaistaletilaa ei mahdollistanut edes mallin käynnistys tilanteista, joissa jääraja oli ennalta asetettu 5-25° leveyspiirin kohdalle. Pollard et al. uskovat, että 2-D merijäämallin kehittäminen ja sisällyttäminen sekä jäävuorien lohkeamisen parempi ymmärtäminen voisivat johtaa todellisempaan tulokseen. Lisäksi tulos muistuttaa jossain määrin Rosen (2015) puhtaan meriplaneetan tilannetta, jossa jääraja jäi 29° leveyspiirille. Vasta maaharjun lisääminen johti Rosella jäärajaan, joka oli lähempänä päiväntasaajaa. Liu ja Peltier (2010) ovat tutkineet myös mannerjäätiköiden vaikutusta jäärajaan, mistä lisää hieman myöhemmin kappaleessa 4.2.3. Tässäkään tutkimuksessa jääraja ei yltänyt matalille leveysasteille, mutta tulos vastaa pitkälti vesikaistaletta mittavien trooppisten mannerjäätiköiden johdosta.

Abbot et al. (2011) tutkivat mahdollisuutta, että lumipeitteen alta paljastuvan, merivedestä syntyneen jään matala albedo riittäisi pysäyttämään merijäätikön etenemisen päiväntasaajalle. Jää paljastuisi matalilla leveysasteilla, missä auringon säteilyn määrä on suurempi. Abbot et al. käyttivät tähän tutkimukseen NCAR:n CAM-ilmakehämallia, johon oli liitetty sekoituskerrosmerimalli. Mallin merijääkomponentti sisälsi vain termodynamiikan. CAM erottelee paljaan merijään lumipeitteisestä ja mallin paljaan merijään albedo on huomattavasti lumipeitteistä alempi sekä Warrenin et al. (2002) tulosten mukainen. Useissa malleissa erotusta ei tehdä tai merijään albedo on vain hieman lumen albedoa pienempi (Abbot et al. 2011). Malliajon luminositeetti alennettiin kryogeenikauden tasolle.

Jääraja asetui Abbotin et al. (2011) mallissa suunnilleen 5-15° N/S leveysasteille, vaeltaen kuitenkin auringon mukana. Jää oli paljasta noin 20°N-20°S välillä ja Hadley-solun laskevan haaran alueella myös pilvisyys oli pientä. Mallissa siis toteutuu selkeästi

matalamman albedon tropiikki ja meri pysyy sulana. Abbot et al. ajoivat mallia 200–300 vuotta vielä tähän tilaan päätyminen jälkeen ja tila vaikutti stabiililta. Mallissa ei toki ollut merijään dynamiikkaa, mutta Goodmanin ja Pierrehumbertin (2003) tulosten perusteella merijäätikön eteneminen päiväntasaajaa kohti voi olla liian hidasta, että se peittäisi sulan merikaistaleen. Abbot et al. kutsuvat tätä vesikaistaleversiota Jormungandiksi, eli Skandinaavisen mytologian käärmeeksi, auringon mukana kiemurtelevan sulan meren johdosta. Se eroaa mm. Brunettin et al. (2019) ja Rosen (2015) vesikaistaleista sillä, että jäärajan stabiloit merijään matala albedo eikä meren kiertoliike.

Abbotin et al. (2011) mukaan Chandlerin ja Sohlín (2000), Micheelsin ja Montanerin (2008) sekä Yangin et al. (2012a, 2012b) löytämät vesikaistaleet voisivat olla Jormungand-tiloja vaikkakaan tästä ei ole tarkempaa tutkimusta. Voigtin ja Abbotin (2012) vesikaistale stabiloituu Jormungandin mukaisesti, muttei ole muuten yhtä vakaa. Näissä kaikissa tutkimuksissa simulaatioissa oli mukana mantereet eli ne eivät välttämättä riko Jormungandin stabiloivaa mekanismia. Toisaalta Rose (2015) ja Pollard et al. (2017) spekuloiivat, että heidän meriplaneettatutkimuksissaan Jormungand-tila oli mahdoton saavuttaa, koska merijäättikkö ei pysynyt riittävän lumettomana.

4.2.2. Vesikaistale mantereiden kanssa: kytketyt valtameri-ilmakehämallit

Tarkimmat vesikaistaleeseen liittyvät tutkimukset on tehty kytketyillä valtameri-ilmakehämalleilla, joihin on kytketty mukaan myös termodynaamiikan sekä dynamiikan sisältämä merijäämalli ja malliajot sisältävät mantereet. Tutkimusten merijäät ovat kuitenkin korkeintaan kymmeniä metrejä paksuja eivätkä siis varsinaisia merijäättiköitä. Käytetyt mallit ja lopputulokset on koottu taulukkoon 2. Kolmessa tutkimuksesta stabiili vesikaistale saadaan syntymään ja tulos ei ole sidottu erityisesti kumpaankaan käytössä olleeseen

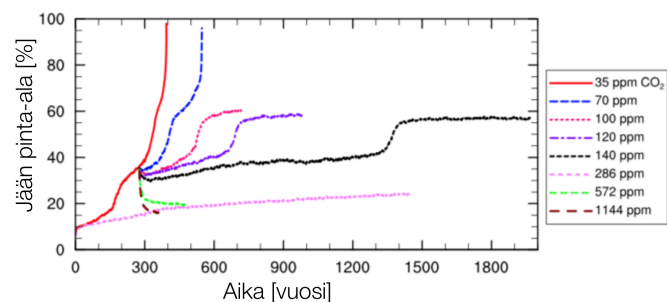
Taulukko 2. Vesikaistaletta (sis. mantereet) käsittelevät tutkimukset, tutkimuksissa käytetyt mallit sekä saavutetut tasapainotilat.

Tutkimus	Malli	Mantereet	Tasapainotila
Yang et al. 2012c	CCSM4	Nykyiset mantereet	Jääraja 30°N ja ~10°S
Yang et al. 2012a	CCSM3	Nykyiset mantereet	Jääraja 10°N/S
Voigt ja Abbot 2012	ECHAM5/MPI-OM (alennetut albedot)	Marinon mantereet	Jääraja ~20 N/S
Voigt et al. 2011	ECHAM5/MPI-OM	Marinon mantereet	Jääraja 30°N ja 25°S, mutta ei mannerjäättiköitä eli ei ole vesikaistale.
Voigt ja Marotzke 2010	ECHAM5/MPI-OM	Nykyiset mantereet	Jääraja 40° N/S, eli ei ole vesikaistale.

malliin eikä mantereiden sijaintiin. Lähimmillään päiväntasaajaa jääraja pääsee näissä tutkimuksissa leveyspiireille 10° N/S. Seuraavaksi tarkastelen kutakin tutkimuksista erikseen.

Yang et al. (2012c) käyttivät CCSM4 kytkettyä valtameri-ilmakehä-merijäämallia selvittääkseen kovan lumipallomaan kahtaallejuoksupisteitä sekä löytääkseen vesikaistaletiloja. Malli eroaa heidän aiemmin käyttämästään CCSM3:sta (Yang et al. 2012a) merijään ja lumen albedojen realistisemmalla mallintamisella. CCSM4:ssä otetaan albedoa laskettaessa huomioon albedon riippuvuus auringon zenitikulmasta, lumen raekoko, pilvipeite ja sulalammikot. Mallissa käytetään myös hieman korkeampia lumen ja jään albedoja. Matalan albedon merijäättä ne eivät edusta yhtä hyvin, mutta ovat kirjoittajien mukaan muuten havaintojen mukaisemmat.

Tutkimuksessaan Yang et al. (2012c) mallintavat 16 eri tapausta tilanteesta, jossa luminositeetti on 94% nykyisestä ja hiilidioksidipitoisuutta vaihdellaan välillä 35-1144 ppmv. Kuvan 8 mukaisesti kaikki pitoisuudet välillä 100-140 ppmv johtavat vesikaistaletilaan, jossa 60-65 % meristä on jäätynyt. Hadley-solun alueelle merijää leviää jään pinta-alan noustessa yli 45 %:iin tällä mantereiden asettelulla. Syntyvä jääraja on epäsymmetrinen; se etenee etelän puolella 10°S leveyspiirille, mutta pohjoisessa vain 30°N tienoille. Ero johtuu nykyisen pohjoisen pallonpuoliskon suuremmista mantereista, joista huomattavampi osa on paikallisen kesän aikana lumetonta ja imee siis enemmän lämpöä.



Kuva 8. Jään pinta-alan kehittyminen Yangin et al. (2012c) malliajoissa, joissa luminositeetti oli asetettu 94%:iin nykyisestä ja hiilidioksidipitoisuutta vaihdellaan. Osa ajoista alustetaan lähtemään [CO₂] = 35 ppm -ajon vuodesta 276. Kolme ajoista päätyy stabiiliin vesikaistaletilaan.

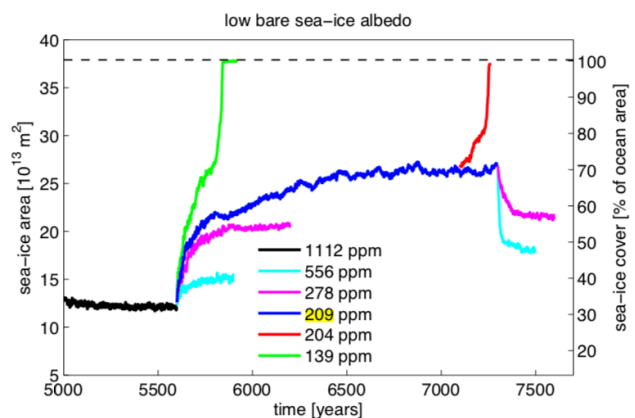
Yangin et al. (2012c) vesikaistaleen stabiloii ilmakehän ja meren dynamiikka, negatiivisen pilvipakotteen heikkous ja mantereiden pienempi lumipeite. Yang et al. kylläkin uskovat, että mantereille kehittyisi heidän saamansa vesikaistaleen tapauksessa mannerjäätiköitä, joten vesikaistaleen pysyminen stabiilina pitäisi mallintaa tällaisessa tilanteessa uudelleen. Liu ja Peltier (2010) ovat tutkineet mannerjäätiköiden vaikutusta energiatasapainomallin ja jäämallin yhdistelmällä ja vähintään tämän yksinkertaisemman mallin vesikaistale oli stabiili. Toisaalta Yang et al. kokevat myös, että sulalammikoiden määrän pitäisi olla mallissa suurempi ja tämä vaikuttaisi jäätikön albedoja pienentävästi.

Yang et al. (2012a) tutkivat vesikaistaletta aiemmin CCSM3-mallilla. Tällöin he saivat merijäiden pinta-alaksi jopa 76%, jolloin jääraja olisi $\sim 10^\circ$ N/S leveyspiireillä. Tämä vesikaistale syntyi, kun luminositeetti oli asetettu 94%:iin nykyisestä ja hiilidioksidipitoisuus oli 20-50 ppmv. Hieman suuremmilla albedoilla (merijää: 0,55-0,60; lumi: 0,80) hiilidioksidipitoisuudelta ei vaadita yhtä alhaisia rajoja vaan myös 286-572 ppmv riittää vesikaistaleen syntyyn. Albedon noustessa merijäiden suurin stabiili pinta-ala kylläkin pieneni ja merijään albedolla 0,65 se oli enää alle 49%. Tämä selittää osin CCSM4:llä sekä ECHAM5/MPI-OM:lla saatuja tuloksia, sillä erityisesti ECHAM5/MPI-OM:ssa jäällä ja lumella on suuremmat albedon arvot.

ECHAM5/MPI-OM:lla vesikaistaleen olemassaoloa ja syntyä ovat tutkineet Voigt ja Abbot (2012), Voigt et al. (2011) ja Voigt ja Maroztke (2010). Näistä myöhemmissä jääraja jää $\sim 30-40^\circ$ N/S leveysasteille, mutta Voigtin ja Abbotin tutkimuksessa, jossa paljaan merijään albedo oli alennettu 0,75:stä 0,45:een, päiväntasaajaa lähin stabiili jääraja asetettiin $\sim 20^\circ$ N/S leveyspiireille. Voigtin ja Abbotin sekä Voigtin et al. tutkimukset tehtiin Marinon aikaisella mantereiden sijainneilla, Voigtin ja Maroztken tutkimus nykyisellä mannerten jakaumalla. ECHAM5/MPI-OM:lla tehdyissä ajoissa merijään paksuus on rajoitettu 8 metriin.

Voigtin ja Abbotin (2012) tutkimuksessa matalan leveyspiirin jääraja saatiin, kun luminositeetti asetettiin 94%:iin nykyisestä ja hiilidioksidipitoisuus laskettiin 209 ppmv:hen. Pitoisuus on yhä suurempi kuin suuressa osassa vesikaistaleen tuottaneista CCSM3- ja CCSM4-simulaatioista, mutta toisaalta niissä mantereet on aseteltu nykyisellä tavalla ja Marinon matalille leveysasteille sijoittuvat mantereet viilentävät ilmastoa enemmän niiden albedon johdosta. Voigtin ja Abbotin vesikaistaleen jäätikkö on keskileveysasteilla lumipeitteinen, mutta matalilla leveysasteilla tilanne vaihtelee.

Lumipeitteistä jäätä kulkeutuu alueelle vuoden ympäri, mutta jää paljastuu aina paikallisen kesän ja syksyn ajaksi auringon säteilyn voimistuessa. Tämä johtaa Jormungandin mukaiseen jäärajan vaeltamiseen, vaikkakaan vesikaistale ei ole heidän mukaansa puhdas Jormungand, koska pienikin muutos hiilidioksidipitoisuudessa muuttaa jääpeitettä voimakkaasti (kuva 9). Tila ei siis ole riittävän stabiili.



Kuva 9. Jääpeitteen käyttäytyminen eri hiilidioksidipitoisuuksilla (Voigt ja Abbot 2012). Kuvassa näkyy myös miten 209 ppm ajon jääpeite ei ole stabiili, jos hiilidioksidipitoisuutta ajon aikana muutetaan.

Voigtin ja Abbotin (2012) tutkimuksessa jäärajan stabiloit pääasiassa Hadley-solu. Sen tuulten synnyttämä meren kiertoliike työntää jäätä pois päin päiväntasaajalta ja kiertoliikkeen kuljettama lämpö sulattaa jäätä. Lisäksi Hadley-solun laskevan haaran kohdalla jää paljastuu lumen alta ja jäätikön albedo laskee. He pääättelevät erojen eri mallien välillä johtuvan pitkälti siitä miten jään päällä olevaa lunta käsitellään ja miten merijään dynamiikka on toteutettu. Omassa mallissaan he saavat stabiilin jäärajan $\sim 20^{\circ}$ N/S leveysastetta lähemmäs päiväntasaajaa vain merijään dynamiikan sammuttamalla.

Aiemmassa Voigtin et al. (2011) tutkimuksessa mallin albedot olivat ECHAM5/MPI-OM:n alkuperäisissä arvoissaan ja mantereet oli aseteltu Marinon mukaisesti matalille leveysasteille vaikkakin maan korkeus asetettiin kaikkialla 100 metriin tarkemman tiedon puuttuessa. Tässä tutkimuksessa suurimman stabiilin jääpeitteen raja asetui 30° N ja 25° S leveyspiireille, kun luminositeetti oli 94% nykyisestä ja hiilidioksidipitoisuus jopa 572 ppmv. Tulos olisi muuten laskettavissa vesikaistaleeksi, mutta mallissa ei tällä merijään kattavuudella ja lämpötilajakaumalla syntynyt pysyvää lunta muuten kuin hieman mantereiden eteläkärkiin. Kuten mannerjäätiköiden kohdalla (kappale 3.2.2.) mainittiin, tämä ei Voigtin et al. mukaan riitä mannerjäätiköiden syntymiseen. Vuoristojen puuttuminen estää toki mannerjäätiköiden syntymisen niiden huipuilla.

Voigt ja Marotzke (2010) ovat tutkineet lumipallomaata ECHAM5/MPI-OM:lla myös nykyisellä mannerten jakaumalla. Lopputulos oli tällöin Voigtin et al. (2011) mukaan lämpimämpi, kuin Marinon mantereilla ajettuna. Päiväntasaajaa lähimmän stabiilin jäärajan Voigt ja Marotzke saavat leveyspiireille $\sim 40^{\circ}$ N/S, kun luminositeetti on 94% nykyisestä ja hiilidioksidipitoisuus on 286,2 ppmv. Tämäkään malliasetelma ei siis tuota vesikaistaletta. Merijää peittyy lisäksi mallin mukaan nopeasti lumeen, joten Jormungand-mekanismi ei välttämättä auttaisi stabiloimaan matalamman leveysasteen jäärajaa. Mantereiden lumipeite on hyvin vähäistä muualla kuin vuoristoissa.

4.2.3. Vesikaistale mantereiden kanssa: yksinkertaisemmat mallit

Spiegel et al. (2015) tutkivat useiden eri suureiden vaikutusta lumipallomaan jäärajaan PlaSim -mallilla (EMIC, keskimonimutkainen ilmastojärjestelmämalli). Kaiken kaikkiaan he tutkivat alennetun auringon luminositeetin, ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden, maamerijakauman, mannerten pinnanmuotojen, maan albedon, vuorokauden pituuden ja maan kallistuskulman vaikutusta jäärajaan. Näiden suureiden vaikutuksesta kerrotaan lisää kappaleessa 5. Vesikaistaleen kannalta tärkeintä on, että monista eri malliajoista huolimatta Spiegel et al. eivät löytäneet stabiileja tiloja 30° N/S leveyspiirin jäärajan ja täyden jääpeiton väliltä. Tulosten perusteella meri jäätyy jopa hyvin korkeilla hiilidioksidipitoisuuksilla. Esimerkiksi noin $30-37^{\circ}$ N/S jääraja saadaan kahdella ajolla, joissa luminositeetti oli 94% nykyisestä arvostaan; toisessa maan albedo oli asetettu

Saharan kaltaiseksi ja hiilidioksidipitoisuus oli jopa 3240 ppmv, ja toisessa maan albedo oli Saharan ja Marsin albedojen keskiarvo ja hiilidioksidipitoisuus 1800 ppm.

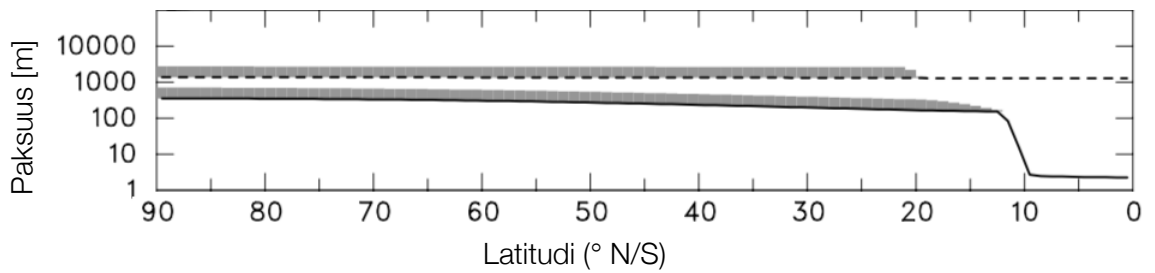
Liu ja Peltier (2010) tutkivat toisaalta mannerjäätiköiden syntyminen vaikutusta vesikaistaleen syntyminen hyvin pitkällä ajolla, joka tehtiin energiatasapainomallilla. Tämä 2-ulotteinen malli sisälsi termodynaamisen merijäämallin, johon oli kytketty 3-ulotteinen termo-mekaaninen mannerjäätikkömalli. Mantereet oli aseteltu suunnilleen Sturtin jääkauden mukaisesti, mutta Liu ja Peltier vaihtelivat lisäksi mannerrykelmän leveyspiiriä 0°-40° S välillä ja yhdistelivät mantereita kannaksilla saadakseen selville miten mantereiden aseteltu vaikutti lopputulokseen. Auringon luminositeetti oli 7,2% nykyistä pienempi.

Tällä Liun ja Peltierin (2010) yksinkertaisella mallilla saatiin aikaiseksi vesikaistale, kun mantereita löyhästi yhdistivät lisätyt kannakset. Ne mahdollistivat korkeammilla leveysasteilla syntyneiden mannerjäätiköiden leviämisen kaikille mantereille ja merijään raja vakiintui 40° N/S leveyspiireille muualla paitsi mantereiden läheisyydessä, jossa merijää levisivät aivan päiväntasaajalle saakka. Tuloksen voi laskea vesikaistaleeksi nimenomaan niiden jäätiköiden johdosta, jotka syntyvät matalille leveysasteille. Kannasten lisäksi Liu ja Peltier huomauttivat, että tarpeeksi suuren osan mantereista pitää olla korkeilla leveysasteilla. Muutoin mannerjäätiköiden syntyminen vaatii pienemmän hiilidioksidipitoisuuden, joka samalla johtaa meren jäätymiseen täysin. Vesikaistaleen tutkimuksessa mahdollisti 70-110 ppmv:n hiilidioksidipitoisuus. Liun ja Peltierin saaman vesikaistaleen mannerjäiden leviämisessä menee ~100 000 vuotta, joten monimutkaisemmalla mallilla ratkaisun toimivuutta on hankalampi testata.

Tulokset vesikaistaleen olemassaolosta vaihtelevat vaikkakin monilla malleilla se saadaan aikaiseksi (MITgcm: Brunetti et al. 2019, Rose 2015, CAM: Abbot et al. 2011, CCSM3 ja CCSM4: Yang et al. 2012a, 2012c, ECHAM5/MPI-OM: Voigt ja Abbot 2012, EBM: Liu ja Peltier 2010). Lopputulos riippuu paljon merijään, mannerjäätiköiden ja mahdollisten merijäätiköiden toteutustavasta (Pollard et al. 2017, Liu ja Peltier 2010) sekä vesikaistaleen mahdollisesti stabiloivista tekijöistä eli tuulen synnyttämästä meren kiertoliikkeestä (Brunetti 2019, Rose 2015, Yang et al. 2012c) ja matalamman albedon merijään paljastumisesta lumipeitteen alta (Abbot et al. 2011, Voigt ja Abbot 2012).

4.3. Ohut jää

Toinen teoria, joka ehdottaa elämän selviytyneen jääkausista päiväntasaajalla, on McKayn (2000) kehittämä ohuen jään (engl. thin-ice) teoria. Heidän mukaansa tropiikin jääpeite olisi voinut olla siinä määrin ohut ja paljas lumesta, että auringonvalo olisi voinut ylläpitää fotosynteesistä elämää sen alla. Pollard ja Kasting (2005) tutkivat tätä vaihtoehtoa tarkemmin kytketyllä ilmakehän ja merijäätikön energiatasapainomallilla. Tämä



Kuva 10. Energiatasapainomallilla ja merijäätikkömallilla saadut merijäätikön paksuudet merijäätikön kyetessä virtaamaan matalille leveysasteille (Pollard ja Kasting 2005).

Jatkuva viiva edustaa vähäkuplaista, läpinäkyvämpää jäätä, katkoviiva runsaasti kuplia sisältävää, korkeamman albedon jäätä. Tumma varjostus on lunta.

merijäätikkömalli sisälsi myös merijäätikön dynamiikan, eli Pollard ja Kasting ottivat huomioon merijäätikön virtaamisen korkeilta leveysasteilta matalille. Mallia ajettiin sekä enemmän että vähemmän kuplia sisältävällä jäällä, koska kuplien määrä vaikuttaa jään albedoon ja läpäisevyyteen. Vähemmän kuplia sisältävä jää vastasi arvoiltaan Antarktikselta löytyvää jäätä. Mallissaan Pollard ja Kasting saivat vähempikuplaisen jään tapauksessa ~2 metriä paksua jäätä leveyspiireiltä ~10° N/S päiväntasaajalle päin (kuva 10). Tämä riittäisi hyvin fotosynteesiin jään alla. Toisaalta Goodman (2006) muokkasi mallia hieman ja huomasi, että jos enemmän kuplia sisältävä jää pääsee korkeammilta leveysasteilta matalille, ohuen jään mekanismi rikkoutuu ja päiväntasaajan jää muuttuu paksuksi.

Abbot et al. (2013) testasivat ohuen jään muodostumista useammalla ilmakehämallilla: FOAM, CAM, LMDz, ECHAM ja GENESIS, ajamalla niiden pohjalta 1-ulotteista merijäätikkömallia. Jään ominaisuudet oli valittu ohutta jäätä suosiviksi vaikkakaan merivedestä ja lumesta syntyvää merijäätä ei eroteltu, toisin kuin Goodmanin (2006) tutkimuksessa. Jokainen malleista oli kykeneväinen tuottamaan ohuen jään päiväntasaajalle (~10°N–10°S) valituilla arvoilla. Mallit tuottivat lisäksi toisen kaistaleen ohutta jäätä subtropiikin nettosulamisen alueelle (~25-30° N/S). Abbot et al. uskovat, että tämä toinen kaistale on kylläkin herkempi täyttymään umpeen, jos mallissa otettaisiin huomioon lumesta pakkautumalla syntynyt jää. Ilman ohutta jäätä suosivia jään ominaisuuksia Abbot et al. eivät saaneet malleilla ohutta jäätä päiväntasaajalle.

Pollard et al. (2017) eivät toisaalta saaneet GENESIS-mallilla ja siihen interaktiivisesti kytketyllä merijäämallilla ohutta jäätä vaikka valitsivat jään ominaisuudet Pollardin ja Kastingin (2005) tutkimuksen mukaisesti. Pollardin et al. malli erosi Abbotin et al. (2013) mallista interaktiivisella, 2-ulotteisella merijäämallilla. Pollardin et al. merijäämallia oli muokattu simuloimaan merijäätikön valumista, mutta se ei toisaalta ollut merijäätikkömalli, kuten Abbotilla et al. oli.

4.4. Sulat keitaat lumipallomaalla

Jos maapallon meret toisaalta jäätyivät pääosin päiväntasaajalle asti, olisi jonnekin voinut jäädä sulia ympäristöjä. Tällaisia sijainteja voivat olla mm. geotermiset kohteet, vuorovesihalkeamat ja railot, polinjat eli jääkentän avaumat, normaalia merta suolaisemmat ympäristöt (engl. brine channel), likainen jää, sulamisvesilammikot ja eristäytyneet lahdet ja sisämeret (Hoffman ja Schrag 2002, Campbell et al. 2011, Abbot et al. 2013, Barras 2018, Hawes et al. 2018). Elämää esiintyy myös syvän meren savuttajien ympäristössä, mutta Jamesin et al. (2001) mukaan se ei ole sopiva ympäristö kaikille kryogeenikaudesta selvinneille elämänmuodoille. Osaa edellä mainituista keidasehdokkaista on tutkittu enemmän ja erityisesti eristyneiden lahtien ja sisämerien mahdollisuutta toimia elämän keitaana käsitellään seuraavaksi tarkemmin skenaarion meteorologisen luonteen johdosta.

4.4.1. Geotermiset kohteet

Merenalaiset kuumat lähteet voisivat Hoffmanin ja Schragin (2000) mukaan ylläpitää keitaita, jos meri olisi lämpimältä kohdaltaan matala. Tällöin lämpö vaikuttaisi voimakkaammin pienellä alueella ja merenpohja jarruttaisi jäätikön virtaamista lämpimälle kohdalle. Hoffmanin ja Schragin mukaan tällaisella alueella kukoistavat erityisesti mikrobit, jotka tarvitsevat ravinnokseen kemikaaleja ennemmin kuin auringonvaloa. Heidän mukaansa tällaisen sulan alueen pinnalla voisi olla myös fotosynteesiä ja alue olisi sopiva myös eukaryooteille eli aitotumaisille, joiden selviämistä jääkausien läpi yleensä ollaan huolissaan.

4.4.2. Railot, avaumat ja sulavesilammikot

Erinäiset aukot jääpeitteessä ja sulalammikot ovat toinen selkeä keidasehdokas. Jäätiköihin voi syntyä railoja, kun jää virtaa eri kohdissa eri nopeuksilla tai kun vuorovesi irrottaa sen mukana liikkuvan jään rannikon kiinteästä jäästä. Hoffman et al. (2017) uskovat, että erityisesti Auringon suhteen sopivaan suuntaan syntyneet railot voivat sallia fotosynteesin syvemmilläkin. Jäätiköihin voisi myös syntyä polinjoja eli suuria avaumia jääkentässä (Hoffman ja Schrag 2002). Esimerkiksi Weddelinmerellä havaittiin vuonna 1974 250'000 neliökilometrin eli Britannian kokoinen polinja, joka pysyi avonaisena kolme talvea. Vuonna 2017 syntyi vastaava polinja. Polinjat syntyvät kylläkin tuulen työntäessä jäätä pois tietyltä alueelta, joten jäätikön osien pitäisi olla lähtökohtaisesti irrotettavissa toisistaan, jotta tämä toimisi lumipallomaalla. Elämä voisi olla mahdollista myös sulamisvesilammikoissa (Hoffman ja Schrag 2002, Hoffman et al. 2017). Edellä mainittujen keitaiden ongelma on, että ne ovat väliaikaisia eivätkä yksinään riitä selittämään elämän selviytymistä (Bechstädt et al. 2018).

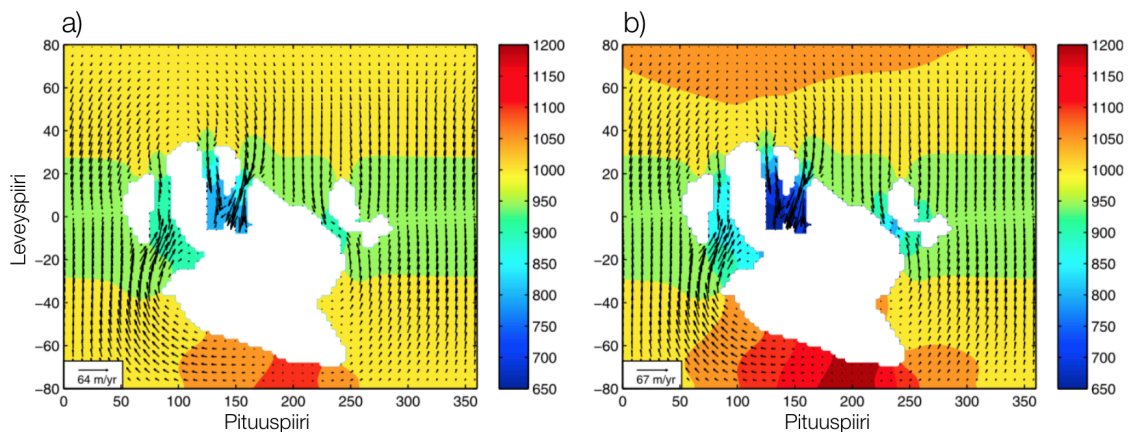
4.4.3. Suojaisat merenlahdet ja sisämeret

Toisin kuin pienemmät ja väliaikaiset sulat vesialueet, kapeilla salmilla valtamerestä erottuvat merenlahdet ja sisämeret voisivat tarjota pysyvämpiä keitaita. Abbot et al. (2013), Tziperman et al. (2012) ja Campbell et al. (2014, 2011) ovat tutkineet tätä vaihtoehtoa enemmän ja esimerkkinä tällaisesta keitaasta mainitaan mm. Punainenmeri. Perusperiaate tällaisten keitaiden syntymiselle on, että kapea meren salmi rajoittaa sen läpi virtaavan jään määrää ja rajoitetulle alueelle päässyt jää sublimoituu tai sulaa normaalia voimakkaammin. Lopputuloksena lahti pysyy jäättömämpänä kuin ympäristö (Campbell et al. 2011). Jään virtaamista rajoittaa jäätikön ja maan tai merenpohjan välinen kitka. Jään sublimoitumista tai sulamista edistää Campbellin et al. mukaan ympäröivän paljaan maan matalampi albedo.

Campbell et al. (2011) loivat alunperin analyyttisen ratkaisun sille, miten merijäätikkö virtaa yksinkertaistettuun, nelikaiteen muotoiseen lahteen. Campbell et al. (2014) laajensivat tätä mallia sisältämään myös kapean salmen lahden suulla. Ympäröivä maasto oletettiin lumesta ja jäästä paljaaksi aavikoksi ja salmen ulkopuolella olevan merijäätikön paksuus asetettiin 650 metriin. Campbellin et al. tulosten mukaan idealisoitu, Punaisenmeren mitoilla tehty lahti olisi sula lahden perukoilla. Kapean salmen lisäys sallii ilmasto-olojen suuremman vaihtelun ilman että keidas jäätyy umpeen. Keitaan olemassaoloa helpottaa myös suuri sublimaatio ja matala lämpötila eli kankeammin virtaava jää. Mallissa ei kylläkään oteta huomioon sitä, että matalampi lämpötila johtaisi myös mahdolliseen jäätikön syntymiseen lahdessa. Toisaalta taas tutkimuksen lahti on hyvin yksinkertainen. Lahden sisäiset salmet ja pienemmät lahdet (Campbell et al. 2014) sekä leveämpi lahden pohjukka (Hoffman et al. 2017) kasvattaisivat keitaiden todennäköisyyttä.

Abbot et al. (2013) tutkivat tilannetta yhdistämällä Campbellin et al. (2011) aiemmin kehittämän analyyttisen ratkaisun erilaisten ilmakehämallien (FOAM, CAM, LMDz, GENESIS, SP-CAM) tuottamiin tuloksiin ilmastollisista olosuhteista. Maanpinnan oletettiin ilmakehämalleissa olevan jään peitossa, ja malleilla testattiin kahta erilaista hiilidioksidipitoisuutta (100 ppm ja 100 000 ppm), jotka johtivat kylmempään ja lämpimämpään malliajoon. Abbot et al. olettivat, että lämpimämmässä ajossa keitaan alueelle pääsevä jää sublimoituisi tai sulaisi nopeammin, mutta toisaalta jäätä voisi myös olla enemmän jään ollessa notkeampaa ja sen virratessa lahteen nopeammin.

Abbotin et al. (2013) tulosten mukaan olosuhteet eivät ole suotuisat hyvin yksinkertaistetuille merenlahtikeitaille hiilidioksidipitoisuuden ollessa alhainen, elleivät ne sitten ole pidempiä kuin Punainenmeri. Kapea lahden suu voisi myös olla keitaan mahdollistava ominaisuus. Hiilidioksidipitoisuuden ollessa suuri kaikki muut mallit paitsi FOAM ennustavat Punaisenmeren kaltaisen ympäristön olevan suotuinen keitaalle.



Kuva 11. Merijäätikön paksuus ja virtausnopeus kryogeenikauden mantereiden ympäristön salmissa ja suojaisissa lahdessa (Tziperman 2012). Kuva a) vastaa lämmintä ilmastoa ja b) kylmää ilmastoa. Merijäätikön paksuus on esitetty metreinä.

Todennäköisyys keitaalle siis kasvaa Abbotin et al. mukaan hiilidioksidipitoisuuden kasvaessa lumipallomaan loppua kohti vaikka jää samalla notkistuu. Abbot et al. mainitsevat suurimmaksi syyksi tähän sen, että merijäätikön paksuus on keitaan ulkopuolella lämpimässä ilmastossa pienempi.

Tziperman et al. (2012) kehittivät omassa tutkimuksessaan kaksikulotteisen jäävirtausmallin, jolla he tutkivat merijäätikön virtausta kryogeenikauden mantereiden ympärillä. Tässä asetelmassa heillä oli kahdella kapealla salmella valtamerestä erotettu merenlahti sekä kaksi muuta salmea. Malli jättää monia fysikaalisia tekijöitä huomioimatta, joten tulokset ovat enemmän kvalitatiivisia kuin kvantitatiivisia. Tulosten mukaan merijäätikkö on salmissa ohuempaa kuin samoilla leveyspiireillä avomerellä ja tätäkin ohuempaa suojaisessa lahdessa (kuva 11). Jäätikkö on kylläkin mallin perusteella hyvin paljon paksumpaa kuin minkä alla voisi olla fotosynteesiä. Kuten Campbell et al. (2014), Tziperman et al. saavat kylmemmässä ilmastossa ohuemman jäätikön lahteen.

Jos merenlahtikeitaiden todennäköisyys on todella suurempi ilmaston ollessa kylmempi, ovat ne voineet tarjota elämälle keitaan jääkausien alussa, jolloin jäätikkö muualla on ollut liian paksua (Hoffman et al. 2017). Useampia erillisiä altaita sisältävät lahdet ovat voineet tarjota myös pysyvämmän keitaan.

4.5. Kryokoniitin luomat sulamisreiät

Myös verkostot pieniä keitaita olisivat voineet tarjota keitaan elämälle. Vincent et al. (2000), Goodman ja Strom (2003) ja Hoffman (2016) ovat tutkineet kryokoniittireikien (engl. cryoconite hole) roolia kryogeenikaudella. Kryokoniittireiät ovat jäätikölle syntyviä reikiä, kun jäätikön päälle kertyvät tomu ja lika sulattavat alleen jopa 60 cm syviä, vesitäytteisiä kuoppia (Fountain et al. 2004, Hoffman 2016). Nämä reiät sisältävät makeaa vettä ja pysyvät usein sulina vaikka niiden pinta jäätyisikin kylmempinä aikoina. Arktikselta ja

Antarktikselta löytyvissä kryokoniittirei'issä elää syanobakteereja, viherlevää, sieniä, alkueliöitä (engl. protist) ja joitain monisoluisia, aiotumaisia eliöitä.

Kryogeenikaudella suurin tomun ja lian lähde olisivat olleet tulivuoret (Hoffman 2016). Kosmisen pölyn osuus olisi ollut pieni ja mantereiden pinnasta irtoavan tomun osuus merkittävä vain jääkauden alkupuolella, jos mantereet peittyivät sittemmin jääkauden ajaksi mannerjäihin. Hoffman arvioi tulivuoriperäisen tuhkan tuottaneen pinnalle 4-40 m tomua jokaista miljoonaa vuotta kohden. Hoffman et al. (2017) arvioivat lisäksi maanpinnasta irronneen, rapautumisesta syntyneen tomun (engl. detritus) kertymisnopeudeksi 1-10 m miljoonaa vuotta kohden, mutta tämä siis riippuu mannerjäiden olemassaolosta ja kattavuudesta.

Kryogeenikaudella jäätiköt olisivat työntäneet tätä tomua päiväntasaajaa kohti ja alunperin tuuli olisi puhaltanut sen pois päiväntasaajalta, koska tomu ei voi tarttua kovin kylmään pintaan (Hoffman 2016). Lämpötilan nousu hiilidioksidipitoisuuden kasvaessa tai pinnalla olevan tomumäärän noustessa olisi johtanut pehmeämpään jäähän sublimaatiovyöhykkeellä. Tällöin tomu, eli tässä tapauksessa kryokoniitti, olisi päässyt tarttumaan pintaan ja oman albedonsa johdosta lämmittämään alla olevaa jäätä voimakkaammin. Lämpivään kohtaan syntyisi makeaa vettä sisältävä reikä, joka olisi ajoittain pinnastaan jäässä.

Liian paljon tomua jään pinnalla voisi toisaalta johtaa lumipallomaan sulamiseen tomun alemman albedon johdosta. Antarktiksella kryokoniittireiät kuitenkin tyhjenevät ajoittain jäätikön sisään (Fountain et al. 2004). Reiän avautuessa pohjastaan esimerkiksi jäätikkökaivoon (engl. moulin), myös kryokoniitti poistuu veden mukana (Hoffman 2016). Mekanismi toimii samalla "termostaattina" (Goodman ja Strom 2013). Ilmaston ollessa kylmä tomupitoisuus kasvaa ja johtaa lopulta lämpenemiseen. Lämpenemisen johdosta kryokoniittireikiä syntyy kuitenkin enemmän ja ne tyhjenevät nopeammin alla olevaan mereen, puhdistuen jään pintaa tomusta ja viilentäen ilmastoa. Goodman ja Strom ehdottavat, että jää kryokoniittireikien kohdalla voi myös oheta niin paljon, että korkeammilta leveysasteilta päiväntasaajalle virtaava paksumpi jäätikkö murtaa sen. Hoffman et al. (2017) pohtivat toisaalta, että jos tomua kertyy sublimaatioalueelle useampi kilometri, voi se murtaa alla olevan jään itsekkin omalla painollaan.

Kryokoniittireiät pystyisivät näin tarjoamaan keitaan makeaa ja murtovettä sietäville eliöille. Marinin jääkauden ajalta on myös säilynyt tuhkakerroksia, jotka voisi tulkita todistusaineistoksi sulasta merestä tai vaihtoehtoisesti näistä kryokoniittirei'istä (Prave et al. 2016, Hoffman et al. 2017). Huomattavin rajoittava tekijä kryokoniittirei'ille on lumipallomaan alku, jolloin lämpötila olisi ollut liian kylmä kryokoniittireikien syntymiselle. Pollard et al. (2017) ehdottavat, että tomu olisi voinut tuolloin tarttua satunnaisiin kinoksiin jäätiköllä ja mahdollistaa kryokonittireikien syntymisen myös lumipallomaan alkupuolella, vaikkakin tällöin tomu olisi voinut joutua myös jäätikön sisään säästä riippuen.

4.6. Korkea kallistuskulma

Korkean kallistuskulman (engl. high-obliquity) teorian mukaan Maan kallistuskulma olisi ollut proterotsooisella maailmankaudella suurempi kuin 54° (Williams et al. 2016). Suuren kallistuskulman johdosta päiväntasaaja ei vastaanottaisi yhtä paljon auringon säteilyä kuin kallistuskulman ollessa pienempi, joten jäätiköiden syntyminen nimenomaan siellä olisi helpompaa. Tällöin kryogeenikauden jääkaudet eivät olisikaan olleet välttämättä maailmanlaajuisia ja osa merestä olisi voinut helposti pysyä sulana. Korkea kallistuskulma olisi ollut seurausta Maan ja Kuun törmäyksestä 4,5 Ga sitten (Williams 2008).

Spiegel et al. (2015), Donnadieu et al. (2002) ja Jenkins (2000) ovat mallintaneet korkean kallistuskulman vaikutusta ilmastoon. Spiegel et al. käyttivät tähän PlaSim-EMICiä ja muut käyttivät erilaisia 3-ulotteisia ilmakehämalleja (GCM). Spiegel et al. huomasivat, että kallistuskulman pieni kasvatus ($\epsilon = 23,5^\circ - 40^\circ$) ei vaikuttanut ilmastoon paljon, mutta tämän jälkeen 2 metrin tason keskilämpötila oikeastaan nousi kallistuskulman ollessa välillä $40^\circ - 60^\circ$. Keskilämpötila kasvaa hetken aikaa myös kallistuskulman kasvaessa edelleen, mutta päiväntasaajan keskilämpötila alkaa laskea 0°C :n alapuolelle.

Kallistuskulman ollessa noin 80° jäätiköt alkavat lopulta leviämään kylmältä päiväntasaajalta korkeita leveyspiirejä päin, mutta lämpimien kesien johdosta maapallo ei jäädy kauttaaltaan. Jenkinsin tulokset ovat vastaavat. Donnadieun et al. mallissa korkea kallistuskulma johti kattavaan ja pysyvään lumipeitteeseen Sturtin supermantereeseen ollessa päiväntasaajalla, mutta kun mantereiden osia siirrettiin lähemmäs etelänapaa (Marinon tai Gaskierin mantereiden mukaiseen asetelmaan), ei kaikille mantereille enää syntynytkaan pysyvää lumipeitettä. Donnadieun et al. molemmissa ajoissa syntyi osavuotista merijäätä leveyspiireille $30^\circ - 90^\circ$ N/S.

Ilmeisin ongelma korkean kallistuskulman teoriassa on miten kallistuskulma olisi palannut nykyiselleen (Levrard ja Laskar 2003). Tällä hetkellä ei tunneta mitään mekanismeja joka tähän kykenisi. Kallistuskulman olisi myös voinut olettaa olleen nykyisen kaltainen löydettyjen, aurinkoa kohti kääntyvien stromatoliittien (engl. heliotropic stromatolite) takia ja koska jääkauden jälkien vierestä löytyneet karbonaattikerrostumat syntyvät tyypillisesti matalille leveysasteille, kun kallistuskulma on pieni (Kirschvink 1992). Korkean kallistuskulman aiheuttama jääkausi päiväntasaajalla ei myöskään selitä jääkauden yhtäkkistä alkua eikä loppua, ilmakehän suurta hiilidioksidipitoisuutta jääkauden jälkeen eikä rautakerrostumia (Bechstädt et al. 2018, Hoffman ja Scrag 2002).

4.7. Mannerten vetoketjumainen erkaantuminen

Eyles ja Januszczak (2004) ovat ehdottaneet toista teoriaa, joka selittäisi kryogeenikauden jäljet ilman maailmanlaajuisia jääkausia. Heidän teoriansa mukaan jäljet olisivat syntyneet, kun supermanner Rodinia hajosi vetoketjumaisesti keskeltä pienemmiksi osiksi (engl. Zipper-rift). Uusien mantereiden erkaantuminen olisi tapahtunut enimmäkseen kahtena

pyrähdyksenä, Sturtin ja Marinon aikoihin. Ensimmäisessä vaiheessa Rodinian hajoaminen olisi alkanut ja proto-Tyynivaltameri olisi syntynyt. Toisessa vaiheessa Baltica olisi irronnut Laurentiasta ja proto-Atlantti olisi syntynyt. Supermantereen hajotessa syntyvillä ylängöillä olisi voinut syntyä paikallisia jäätiköitä, joiden jälkiä nykyään nähdään, mutta suuri osa näennäisistä jääkauden jäljistä olisi ollut mannerliikuntojen aiheuttamia, sekoittuneista maa-aineksista syntyneitä kerrostumia, jotka muistuttavat moreenia (engl. diamictite). Teorialla on erityisen helppo selittää miten näennäisten jääkausien ajoilta löytyy merkkejä sulasta vedestä ja aktiivisesta hydrologisesta kierrosta, koska jäätikköä ei olisi ollut kaikkialla.

5. Ilmastollisten suureiden vaikutus jäätymiseen

Olettaen kuitenkin, että huomattavan suuri osuus Maasta todella jäätysi, useissa tutkimuksissa on selvitetty miten erilaiset tekijät vaikuttavat jäätiköitymiseen ja jäärajaan. Seuraavaksi käsitellään ensiksi jo monissa edellisen kappaleen hypoteeseissa tutuksi tulleet Auringon luminositeetti ja hiilidioksidipitoisuus. Niiden jälkeen käydään läpi kryosfäärin, ilmakehän ja valtameren vaikutuksia jäätymiseen. Lopuksi tarkastellaan vielä miten mantereiden sijainnit ja Maan rataparametrit vaikuttavat malliajoihin.

5.1. Luminositeetti

Auringon luminositeetin ollessa pienempi on luonnollista, että ilmasto on viileämpi, koska ilmakehään saapuvan säteilyn määrä on pienempi. Auringon luminositeetti on ollut kryogeenikaudella hiljalleen kasvamassa, mutta luminositeetin arvona on tyypillisesti käytetty noin 6 % nykyistä pienempää arvoa (Yang et al. 2012c, Pierrehumbert 2010, Crowley and Baum 1993). Poikkeuksena Voigt et al. (2011) käyttivät kuitenkin myöhemmälle Marinon jääkaudelle 4-4,5 % nykyistä pienempää luminositeettia, ja Feulner ja Kienert (2014) lähes 5% nykyistä pienempää luminositeettia. Erityisesti Feulner ja Kienert mallinsivat myös luminositeetin muutoksen vaikutuksen Marinon ilmastoon. Kun luminositeettia nostettiin 0,5%:lla, ilmasto lämpeni 2,2 K:llä. Tämä kompensoi mannerten siirtymisen kauemmas päiväntasaajalta Sturtin jääkauteen verrattuna, joten kahtaallejuoksupisteen hiilidioksidipitoisuus ei muuttunut huomattavasti vaikka Aurinko lämmittikin Marinon jääkaudella hieman voimakkaammin kuin Sturtin jääkauden aikana.

Yangin et al. (2012a), Voigtin et al. (2011) ja Voigtin ja Marotzken (2010) tutkimuksissa, joissa luminositeetin arvoa laskettiin pikkuhiljaa malliajosta toiseen, on huomattavissa, että jääpeitteen pinta-ala kasvaa asteittain luminositeetin laskiessa ja tietyn rajan jälkeen nousee äkisti 100%:iin. Yangin et al. tutkimuksessa suurin stabiili jääpeite (pois lukien 100% jääpeite) syntyy, kun luminositeetti on 90% nykyisestä ja jää peittää puolet maapallosta. Voigtin et al. tutkimuksessa tämä piste saavutetaan, kun luminositeetti on 96% nykyisestä, ja Voigtin ja Marotzken tutkimuksessa luminositeetin ollessa 94%

nykyisestä. Selkeä yhteneväisyys mallien välillä on kuitenkin äkillinen jääpeitteen kasvu tietyn rajan jälkeen ja suurimman stabiilin jääpeitteen pinta-alan asettuminen noin 50%:iin meripinta-alasta.

5.2. Hiilidioksidipitoisuus

Hiilidioksidipitoisuuden aleneminen aiheuttaa ilmaston viilenemistä, koska ilmakehän kyky pidättää lämpöä kasvihuoneen kaltaisesti heikkenee. Hiilidioksidipitoisuuden pienentyessä monessa tutkimuksessa nähdään sama ilmiö kuin luminositeetin laskiessa, eli jääraja siirtyy alkuun pikkuhiljaa kohti matalia leveysasteita ja siirtyy 30° N/S leveyspiirit ohittaessaan nopeammin päiväntasaajaa kohti (Yang et al. 2012a, Yang et al. 2012b, Voigt et al. 2011). Eri tutkimuksissa tämän kahtaallejuoksupisteen väliset erot luminositeetin tasossa olivat varsin pienet, mutta erot hiilidioksidipitoisuudessa ovat hyvin suuria. Yangin et al. (2012a, 2012b) malliajoissa jään leviäminen siirtyy matalille leveysasteille, kun hiilidioksidipitoisuus laskee alle 50-70 ppm:n, kun toisaalta Voigtin et al. tutkimuksessa tämä raja kohdataan 560 ppm:n kohdalla. Donnadieu et al. (2004b) tutkimuksessa jäätiköt leviävät päiväntasaajalle pitoisuuden laskiessa 89-149 ppm:ään. Ääripäitä edustavat Romanovan et al. (2006) tutkimus, jossa pitoisuuden laskeminen edes 1 ppm:ään ei riittänyt, ja Spieglin et al. (2015) tutkimus, jossa meret jäätyvät päinvastoin hyvin herkästi ja niiden edes osittainen sulana pysyminen vaatii 1000-3000 ppm:n pitoisuuden. Näin suuret erot tulosten välillä selittää tutkimuksissa käytetyt erilaiset mallit ja mm. erilaiset mannerten sijainnit ja maanpinnan albedot.

Micheels ja Montaneri (2008) tutkivat lisäksi suppeasti hiilidioksidipitoisuuden vaihtelun vaikutuksen suuruutta eri jäätymissä asteilla ja päättelivät vaikutuksen olevan pienempi, kun Maa on suuremmalta osin jään peitossa. Tämän perusteella siis kauttaaltaan jäätyneet Maa vaatisi hyvin suuren hiilidioksidipitoisuuden kasvun, että jäätiköt voisivat sulaa. Tulos on yhdenmukainen sen oletuksen kanssa, että lumipallomaata olisi seurannut vahva kasvihuoneilmiö.

5.3. Valittujen albedojen vaikutus jäätymiseen

5.3.1. Paljaan maanpinnan albedo

Spiegel et al. (2015) ovat tutkineet maanpinnan albedon vaikutusta jäätymiseen. Heidän tutkimuksessaan albedoksi asetettiin vuorotellen nykyisen Saharan kaltainen arvo 0,37, Marsin pinnan albedo 0,17 ja näiden keskiarvo 0,27. Marsin kaltaista, alempaa albedoa testataan, koska kryogeenikauden aavikot eivät sijoittuneet vain subtropiikkiin vaan myös muille leveysasteille, joilla mm. kemialliset olosuhteet poikkeavat nykyisen Saharan olosuhteista. Spiegel et al. uskoivat Marsin tumman, ruosteisen punaruskean maaston mahdollisesti vastanneen kryogeenikauden maastoa. Kasvillisuuden määrä maanpinnalla oli kryogeenikaudella vielä hyvin vähäistä, joten sitä ei otettu huomioon.

Spiegel et al. (2015) huomasivat, että Saharan kaltainen korkea albedo johti huomattavasti matalampaan pintalämpötilaan ja suurempaan jääpeitteeseen kuin matalampi maanpinnan albedo. Heidän kokeessaan, jossa luminositeettia ei alennettu ja hiilidioksidipitoisuus oli asetettu 360 ppm:ään, maapallosta jäätynä 50% maanpinnan albedon vastatessa Saharaa, 32,5% albedon vastatessa Saharan ja Marsin keskiarvoa ja 24,5% albedon vastatessa matala-albedoista Marsia. Spiegelin et al. tutkimuksessa kova lumipallomaa syntyi hyvin herkästi, kun luminositeettia laskettiin 6% ja tässä tapauksessa kova maapallo syntyi kaikilla maanpinnan albedoilla. Hiilidioksidipitoisuutta nostamalla osa maapallosta saatiin pysymään sulana, mutta edellisen tuloksen mukaisesti, korkeampi maanpinnan albedo vaati sulana pysymiseen suuremman hiilidioksidipitoisuuden. Spiegelin et al. tulosten mukaan käytetty maanpinnan albedo voi hyvinkin ratkaista, jäätykö maapallo mallissa kokonaan vai osittain.

Vertailun vuoksi esimerkiksi Yangin et al. (2012a, 2012b) tutkimuksissa maanpinnan albedo oli välillä 0,05-0,24 ja Voigtin et al. (2011) tutkimuksessa 0,272.

5.3.2. Merijään ja lumen albedo

Merijään ja lumen välinen ero albedossa vaikuttaa erityisesti jo aiemmin käsitellyn Jormungand-tilan olemassaoloon (Voigt ja Abbot 2012), mutta myös kahtaallejuoksupisteeseen yleisesti. Jos jään ja lumen albedot ovat korkeammat, on luonnollista, että jäätiköt leviävät päiväntasaajalle herkemmin. Positiivisen albedopalautteen johdosta jäätikön leviäminen myös voimistaa itse itseään. Yang et al. (2012a) testasivat kytketyssä ilmakehä-valtameriallissaan (CCSM3) merijään albedoja 0,50, 0,58-0,60 ja 0,65. Näiden perusteella mallitetuissa kahtaallejuoksupisteissä hiilidioksidipitoisuuden määrä oli vastaavasti 17,5 ppmv, 286 ppmv ja 572 ppmv. Merijään albedon alentaminen siis hyvin selkeästi johtaa siihen, että merijäiden leviäminen hidastuu ja hiilidioksidipitoisuuden pitää aleta huomattavasti, jotta koko maapallo jäätynä. ECHAM5/MPI-OM:lla tehdyt mallitukset (Voigt et al. 2011, Voigt ja Marotzke 2010) päättyvät pitkälti samasta syystä herkemmin kovaan lumipallotilaan, koska kyseisessä mallissa merijään albedoksi on asetettu 0,75. Merijään ja lumen albedot ja niiden parametrisoinnit voivat myös vaikuttaa vesikaistaletilan olemassaoloon (Yang et al. 2012c).

Pierrehumbert et al. (2011) testasivat toisaalta miten lumipeitteen korkea albedo vaikuttaa jäätymiseen. He käyttivät kokeessaan kolmea eri ilmastomallia: CAM, FOAM ja ECHAM5, ja ajoivat niitä 1) niiden tyyppillisillä albedon arvoilla, 2) merijään albedolla 0,6 ja lumen albedolla 0,9, sekä 3) asettamalla sekä merijään että lumen albedoksi 0,6. Ilmastomallit ajettiin yhdessä sekoituskerrosmerimallin kanssa. Lumen albedon huomattava alentaminen vaikutti merkittävästi kahtaallejuoksupisteeseen. Albedon ollessa korkea kahtaallejuoksupisteen hiilidioksidipitoisuus oli sekä CAM:ssa että FOAM:ssa 3000-4000 ppmv. Kun albedo laskettiin samalle tasolle merijään kanssa,

kahtaallejuoksupisteen hiilidioksidipitoisuus tippui FOAM:ssa 125-250 ppmv:n välille ja CAM:ssa alle 125 ppmv:n. Tuloksen perusteella voi myös päätellä, että jäällä olevan lumen määrän ja iän (Le Hir et al. 2010) mallintaminen on tärkeä osa lumipallomaan mallitusta.

5.3.3. Mannerjäätikön olemassaolon vaikutus

Mannerjäätikötkin luonnollisesti viilentävät ilmastoa korkean albedonsa takia. Liun ja Peltierin (2010) tutkimukseen siitä, miten mannerjäätiköiden syntyminen vaikuttaa samaan aikaan syntyviin merijäätiköihin, tutustuttiin jo kappaleessa 4.2.3. vesikaistaletutkimuksen yhteydessä. Liu et al. (2017) ovat toisaalta tutkineet nimenomaan jo olemassaolevan mannerjäätikön vaikutusta ilmastoon. Käytössään heillä oli kytketty ilmakehä-valtamerimalli CCSM3. Tulosten mukaan paksujen, koko mantereet peittävien jäätiköiden lisääminen 3-10 kertaistaa kahtaallejuoksupisteen hiilidioksidipitoisuuden, kun merien sulana pysyminen vaatii voimakkaamman kasvihuoneilmiön. Keskilämpötilan laskun määrää ei mainita, mutta mantereiden peittäminen jäähän siirtää merijään rajoja noin 20-30° lähemmäs päiväntasaajaa. Micheelsin ja Montanerin (2008) ja Romanovan et al. (2006) tutkimuksissa, kun mannerten albedoksi vaihdettiin lumen albedo, keskilämpötilan huomattiin alenevan 14°C ja 18°C. Tutkimuksissa käytettiin EMIC-tyyppistä PUMA-mallia.

Liu et al. (2017) tutkivat myös jäätikön paksuuden merkitystä ja huomasivat, että mannerjäätikköä ohennettaessa ilmasto oikeastaan kylmenee entisestään. Kun alunperin noin 4 km paksun jäätikön paksuus puolitettiin, keskilämpötila laski noin 5°C, ja jos jäätikkö puolitettiin uudelleen, lämpötila laski vielä noin 4°C. Lämpötilan muutos kylläkin vaihteli hyvin paljon eri alueiden välillä. Jäätikön ensimmäisen puolituksen jälkeen lämpötila oli merillä laskenut enimmillään noin 15°C ja mantereilla noussut enimmillään 15°C. Liu et al. päättelivät mannerjäätiköiden ohentamisesta johtuvan viilenemisen johtuvan siitä, että ilmakehän lämmönkuljetus meriltä mantereille voimistuu.

5.3.4. Sulalammikot ja -purot

Sulalammikoita ja puroja voi syntyä erityisesti jäärajan tienoille niissä tiloissa, joissa Maa ei jäädy kokonaan. Sula vesi jään päällä vaikuttaa selvästi albedoa alentavasti ja vaikutus on lämmittävä (Yang et al. 2012a). CCSM4 kytketty ilmakehä-valtamerimalli sisältää jääpeitteen tarkemman parametrisoinnin, ja sulalammikoiden albedoksi on asetettu 0,10-0,52 (Yang et al. 2012c). Yangin et al. (2012c) tutkimuksessa malli tuotti kuitenkin jäätikön sulamisvyöhykkeellä vain 10% sulalammikoiden peittävyuden, joka on huomattavasti pienempi kuin Arktiksella havaittava 40%. Yang et al. (2012a) olettivat myös, että sulalammikoiden osuus voisi kasvaa jäänreunan lähetessä päiväntasaajaa, koska Auringon säteilyteho on siellä suurempi. Sulalammikoiden mallinnusta pitää siis parantaa ennen kuin niiden todellinen rooli lumipallomaalla voidaan selvittää.

5.4. Merijään mallitustavan vaikutus

Abbot et al. (2010) ja Yang et al. (2012a) ovat tutkineet merijään pystyresoluution ja tyyppikategorioiden vaikutusta lumipallomaalla. Abbot et al. huomasivat, että mallit tyyppillisesti yliarvioivat pinnan lämpötilan vuorokausiamplitudin jopa 2-3 kertaisesti lumipallomaan tropiikin olosuhteissa. Yang et al. mallinsivat tästä syystä lumipallomaata eri määrillä merijään pystytasoja (5, 12 ja 60). He huomasivat, että pystyresoluution kasvattaminen toivotusti pienensi vuorokausiamplitudia. Tämän johdosta myös lumipallomaan albedon positiivinen palauteilmiö voimistui, koska jää oli kylmempää päivällä, kun valoa on tarjolla eniten. Jään peittävyys siis kasvoi.

Suurin vaikutus merijäähän ja erityisesti merijäätiköihin uskotaan kuitenkin olevan merijäätikön dynamiikalla. Yang et al. (2012a) ja Voigt ja Abbot (2012) ovat tutkineet miten merijään dynamiikan täysi poistaminen vaikuttaa jäätymiseen. Ilman dynamiikkaa jää ei siis liiku lainkaan. Yang et al. huomasivat, että mallin sisältäessä merijään dynamiikan, jääraja eteni päiväntasaajaa kohti nopeammin. Lisäksi jäästä tuli kertaluokkaa ohuempaa. Mallissa syntynyt jää oli kuitenkin hyvin ohutta eikä se olisi vielä virrannut oikean merijäätikön tavoin. Voigtin ja Abbotin tulokset ennustavat vastaavasti, että merijään dynamiikka helpottaa lumipallomaan syntymistä merijäitä levittämällä. Brunettin et al. (2019) tutkimuksen perusteella kova lumipallo on jopa hankala saada, jos malli ei sisällä merijään dynamiikkaa.

Merijään dynamiikka vaikuttaa luonnollisesti myös vesikaistaleen mahdollisuuteen syntyä ja olla vakaa tila. Vesikaistaleen olemassaolo riippuu kuitenkin monesta asiasta, joten aiheesta tehdyt tutkimukset eivät ole yhtämielisiä. Rosen (2015) tutkimuksen perusteella vesikaistale vaikutti jopa stabiilimmalta tilalta kuin pienemmän jääpeitteen omaava kylmä tila, kun taas Voigt ja Abbot (2012) uskovat merijään dynamiikan nimenomaan rikkovan stabiilin tilan. Rose pohti eron johtuvan esimerkiksi siitä, että heidän tutkimuksessaan dynamiikka saattoi olla liian heikkoa, tai Voigtin ja Abbotin merijään paksuuden rajoittaminen 10 metriin vaikuttaa lopputulokseen tavalla, jota ei vielä tunneta.

5.5. Ilmakehän kiertoliikkeen vaikutus jäätymiseen

Ilmakehän kiertoliike voi toimia sekä jäätymistä vastaan että sitä edistäen. Kun merijää ei ole vielä levinnyt Hadley-solun alueelle, ilmakehän kiertoliike kuljettaa lämpöä merijään rajalle. Tämän johdosta merijää sulaa ja mekanismi estää merijään leviämistä lähemmäs päiväntasaajaa (Yang et al. 2012b, Liu et al. 2017, Poulsen ja Jacob 2004). Yang et al. huomauttavat myös, että jäärajan ollessa lähellä matalia leveysasteita, muttei vielä Hadley-solun alueella, meridionaalinen lämpötilagradientti kasvaa ja Hadley-kiertoliike voimistuu. Tämä voimistaa edellä mainittua ilmiötä. Merijään levitessä Hadley-solun alueelle tilanne kuitenkin muuttuu. Tämän jälkeen Hadley-solun laskeva haara on merijäätikön päällä ja

solu alkaa levittämään jäätikön viilentävää vaikutusta (Yang et al. 2012b, Poulsen ja Jacob 2004, Donnadiou et al. 2004b). Lopputuloksena merijää laajenee.

5.6. Meren kiertoliikkeen vaikutus jäätymiseen

Tuulen ylläpitämä valtameren kiertoliike kuljettaa lämpöä kaikilla leveyspiireillä napoja kohti toisin kuin ilmakehän osalta tapahtui (Liu et al. 2017, Yang et al. 2012b, Voigt ja Abbot 2012, Poulsen ja Jacob 2004). Toisaalta kiertoliike toimii vain niillä alueilla, joilla jää ei eristä merta tuulesta. Tuulen ylläpitämä kiertoliike stabiloi jäärajan kauemmas päiväntasaajasta ainakin Rosen (2015), Yangin et al. (2012c), Voigtin ja Abbotin, ja Poulsenin ja Jacobin malliajoissa. Poulsen ja Jacob myös huomauttavat että myös vanhemmat malliajot, joissa tuulen ylläpitämä valtamerien kiertoliike ratkaistaan eksplisiittisesti, näyttävät selvästi pienempää alttiutta jäätyä kokonaan.

5.7. Pilvien ja vesihöyryn vaikutus

Ilmakehässä alapilvet tyypillisesti vaikuttavat ilmastoa viilentävästi, koska ne paksuina pilvinä heijastavat paljon Auringon lyhytaaltosäteilyä pois. Toisaalta yläpilvet estävät hyvin pitkäaaltosäteilyn karkaamisen, joten niiden nettovaikutus on ilmastoa lämmittävä. Lumipallomaalla suurimmat pilvipakotteeseen vaikuttavat seikat ovat 1) pilvien väheneminen, kun ilmakehässä on vähemmän vesihöyryä, sekä 2) alapilvien lyhytaaltosäteilyn heijastamisen merkityksen pieneneminen, kun myös lumipeitteinen maanpinta heijastaa säteilyä voimakkaasti takaisin ylös (Yang et al. 2012b, Voigt ja Marotzke 2010).

Yangin et al. (2012b) tutkimuksen mukaan lämmittävien yläpilvien määrä yleisesti ottaen vähenee, kun konvektio vähenee eikä se enää nosta vesihöyryä yhtälailla yläilmakehään. Viilentäviä alapilviä heidän tutkimuksessaan on toisaalta enemmän, koska suhteellinen kosteus mallin alailmakehässä on suuri. Voigtin ja Marotzken (2010) tulokset ovat pilvipakotteen osalta samansuuntaiset eli alapilvet viilentävät, kunnes jää peittää kaikki meret. Toisaalta Abbotin (2014) tutkimuksessa syntyvien yläpilvien huomattiin olevan optisesti riittävän paksuja, että ne voivat aiheuttaa huomattavan lämmittävän efektin.

Jos pilvipakotetta tarkastellaan toisaalta sen suhteen ollaanko merijään vai sulan meren päällä, tulokset vaihtelevat enemmän. Yangin et al. (2012b) CCSM3-mallin mukaan pilvien vaikutus on merijään yläpuolella viilentävä yläpilvien poissaolon johdosta. Toisaalta Voigtin ja Marotzken (2010) ECHAM5/MPI-OM -mallissa korkeaa pilvisyyttä on sen verran, että nettovaikutus on heikosti lämmittävä. Sulan meren päällä ECHAM5/MPI-OM ennustaa pilvien viilentävän ilmastoa paljon ja että tämä vaikutus myös voimistuisi jään reunan edetessä päiväntasaajaa kohti. Jääreunan saavuttaessa päiväntasaajan pilvien lopullinen vaikutus on kuitenkin vain heikosti viilentävä. CCSM3:ssa pilvipakote riippuu sulan meren päällä siitä, missä jääraja on. Jäärajan ollessa kauempana päiväntasaajasta pilvien puute

lämmittää ilmastoa. Kun jääraja sitten siirtyy tropiikkiin ja Hadley-solu lämpötilagradientin kasvun johdosta voimistuu, syntyy malliin paljon alapilveä, mikä viilentää ilmastoa.

Molemmat edellisistä malliajoista on suoritettu mantereiden ollessa nykyisissä sijainneissaan. Voigt et al. (2011) tutkivat ECHAM5/MPI-OM:lla myös ilmastoa, kun mantereet laitetaan Marinon jääkautta vastaaviin sijainteihinsa päiväntasaajan lähetyville. Siirron johdosta yläpilvien ilmastoa lämmittävä vaikutus yleisesti ottaen kasvoi ja alapilvien viilentävä vaikutus pieneni. Mantereiden sijoittaminen päiväntasaajalle voi siis pilvipakotteen kautta lämmittää ilmastoa.

Vesihöyrypitoisuuden vaikutus lumipallomaahan on päinvastoin selkeä. Sulana olevan vesipinta-alan pienetessä ja lämpötilan laskiessa myös ilmakehän vesihöyrypitoisuus laskee. Yangin et al. (2012b) tulosten perusteella vesihöyryn määrä laskee lähes eksponentiaalisesti, kun jään pinta-ala kasvaa. Vesihöyry on voimakas kasvihuonekaasu ja sen pitoisuuden lasku jäädyttää ilmastoa.

5.8. Mantereiden vaikutus jääkauteen

Kryogeenikaudella mantereet olivat selkeästi eri paikoilla kuin nykyään. Mantereiden orografiasta, eli pinnanmuodoista, ei tiedetä kuitenkaan juuri mitään. Useissa tutkimuksissa kryogeenikauden mantereet oletetaan joko tasaisiksi tai niiden maanpinnan oletetaan kohoavan rannikoilta mantereen keskikohtaa kohti. Spiegl et al. (2015), Fiorella ja Poulsen (2013) ja Romanova et al. (2006) ovat tutkineet orografian vaikutusta jäätymiseen. Fiorellan ja Poulsenin sekä Romanovan et al. tutkimuksissa käytettiin nykyisiä mantereiden sijainteja ja orografiaa, ja Spieglin et al. tutkimuksessa Marinon kaltaista, eteläiselle pallonpuoliskolle keskittyvää supermannerta ja mantereen keskelle luotua hypoteettista vuoristoa. Kaikissa tutkimuksissa huomattiin, että vuoristojen vaikutuksesta keskilämpötila oli noin asteen verran alempi kuin jos mantereet oletettiin tasaisiksi. Fiorellan ja Poulsenin tutkimuksessa huomattiin, että vaikka planetaarinen albedo ei juuri muuttunut, johtivat vuoristot korkeampaan albedoon ylängöillä ja subtropiikissa sekä alempaan albedoon keskileveysasteilla. Erot eri leveyspiireillä johtuivat muutoksista pilvisyydessä ja lumipeitteessä. Subtropiikin viilenemisen ja heikomman lämpötilagradientin johdosta jääpeite kasvoi mallissa nopeammin. Vuoristojen sisältyessä malliajoon kahtaallejuoksupisteen luminositeetti oli 2 %-yksikköä suurempi, koska maapallon jäätymi herkemmin kuin ilman vuoristoja.

Mantereiden sijainnin vaikutusta jäätymiseen on tutkittu enemmän, mutta tulokset vaihtelevat. Spieglin et al. (2015, PlaSim) ja Voigtin et al. (2011, ECHAM5/MPI-OM) tutkimusten perusteella, kun mantereet ovat matalilla leveysasteilla, planetaarinen albedo on suurempi kuin nykyään ja ilmasto jäähtyy. Toisaalta Liun et al. (2013, CCSM3), Fiorellan ja Poulsenin (2013, CAM) ja Poulsenin et al. (2002, FOAM) mukaan jäätymistä päinvastoin edistävät korkeampien leveysasteiden lumipeitteiset mantereet. Voigtin et al. (2011)

tutkimuksessa mantereiden vaihtaminen nykyisistä Marinon aikaisiksi viilentää keskilämpötilaa 4,6 K. Päinvastoin Fiorellan ja Poulsenin tutkimuksessa tuo vaihto lämmittää 4,3 K. Voigtin et al. tulokseen voi vaikuttaa toki, että mantereiden vaihdon yhteydessä myös maanpinnanmuodot tasoitettiin ja kasvillisuus poistettiin. Kuten edellä mainittiin, maanpinnanmuotojen poistamisella on lämmittävä vaikutus, mutta toisaalta Liu et al. (2013) ovat omassa tutkimuksessaan päätelleet, että kasvillisuuden poistolla on viilentävä vaikutus. Yksin mantereiden siirron osuuden selvittämiseksi pitäisi siis vähentää pinnanmuotojen ja kasvillisuuden poiston nettovaikutus.

Feulner ja Kienert (2014) ja Liu et al. (2013) ovat toisaalta verranneet Sturtin ja Marinon ilmastoja toisiinsa. Näissä tutkimuksissa Marinon jääkauden mantereet vastaavat mahdollista myöhäistä Marinon jääkautta, jolloin mantereet eivät olleet enää päiväntasaajan tuntumassa vaan selkeästi etelämpänä. Erityisesti Liun et al. tutkimuksessa pääosa mantereista on etelänavan ympäristössä. Feulnerin ja Kienertin tutkimuksessa mantereiden siirto etelään viilentää ilmastoa 1,5 K. Liun et al. tutkimuksessa siirto viilentää 0,5-3,5 K hiilidioksidipitoisuudesta riippuen. He tunnistavat viilenemisen johtuvan siitä, että 1) mantereiden lumipeite on keskileveysasteilla pysyvämpää kuin vuodenaikojen mukaan liikkuva merijää, joten keskileveysasteiltaan mantereisemmän Marinon efektiivinen albedo on suurempi, 2) Marinon merelliselle pohjoiselle pallonpuoliskolle syntyy enemmän matalaa pilveä, joka heijastaa lyhytaaltosäteilyä, ja 3) merijää leviää pohjoisella pallonpuoliskolla helpommin kohti päiväntasaajaa mantereiden puuttuessa. Liu et al. saavat Sturtin jääkauden kahtaallejuoksupisteen hiilidioksidipitoisuudeksi 80-90 ppmv ja Marinon jääkaudelle selkeästi suuremman 140-150 ppmv. Hiilidioksidipitoisuuden ei siis olisi Marinon jääkauden aluksi tarvinnut laskea niin matalaksi, koska tilanne oli suotuisampi jäätymiselle.

Mannerten sijainnit ja liikunnat vaikuttavat myös maanpinnan silikaattien rapautumiseen, joka voi toimia suurena hiilinieluna. Sisäosiltaan kuivan supermantereen hajoaminen pienemmiksi osiksi johtaa Donnadieu et al. (2004a) tutkimuksen mukaan kasvaneeseen sadantaan ja lisääntyneeseen rapautumiseen. Heidän käyttämässään GEOCLIM-mallissa ilmakehän hiilidioksidipitoisuus oli Sturtin kaltaisen supermantereen tapauksessa 1830 ppm ja laski mannerten erkaannuttua 510 ppm:ään. Muutoksen myötä keskilämpötila laski 8,8 K. Myös mantereiden erkaantumisesta johtuva rapautuminen siis tekee Marinon tilanteesta suotuisamman jäätymiselle. Lisäksi mannerten sijainnit ja kytkennät vaikuttavat mannerjäätiköiden syntymiseen ja leviämiseen, mitä käsiteltiin tarkemmin kappaleessa 4.2.3. (Liu ja Peltier 2010).

5.9. Maapallon rataparametrit

Williamsin (2008) mukaan myös maapallon kallistuskulma olisi ollut huomattavasti nykyistä suurempi ja vuorokauden pituuden tiedetään olleen nykyistä lyhyempi kryogeenikaudella

(Schmidt ja Williams 1995). Molemmat näistä voivat vaikuttaa ilmastoon. Korkeaa kallistuskulmaa käsiteltiin jo jäätiköitymistä koskevien hypoteesien yhteydessä. Spiegl et al. (2015) tutkivat ilmastoja kattavasti eri kallistuskulmilla ja huomasivat, että lämpötila päiväntasaajalla alkoi laskea, kun kallistuskulma nousi yli 60°:een, ja päiväntasaajalle alkoi muodostua jäätikköä, kun kallistuskulma nousi yli 80°:een. Ei kuitenkaan tiedetä miten Maa olisi voinut oieta näin suuresta kallistuskulmasta.

Vuorokauden pituus 650-600 Ma sitten, eli Marinon jääkauden aikoihin, oli noin 21,9 tuntia. Jenkinsin et al. (1993) tutkimuksen perusteella lyhyempi vuorokauden pituus johti heikompaan meridionaaliseen lämmönvuohon ja sen johdosta korkeampiin lämpötiloihin päiväntasaajalla ja kylmempiin navoilla. Spiegl et al. (2015) ovat tutkineet lyhyemmän vuorokauden vaikutusta PlaSim-EMICillä ja huomasivat lyhennyksen nostavan lämpötilaa 0,5 K Marinon jääkautta vastaavalla maapallolla. Pääosassa lumipallomaatutkimuksia lyhyempää vuorokauden pituutta ei oteta huomioon mallituksissa, koska vaikutus on niin pieni.

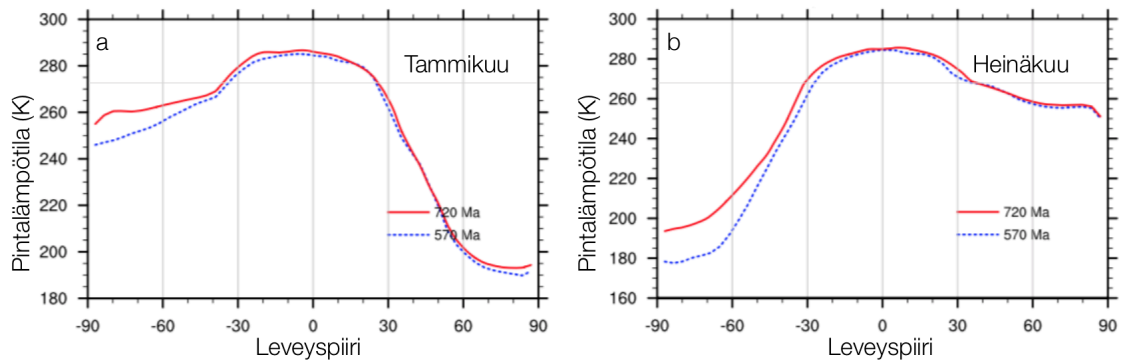
Yang et al. (2012a) ovat tutkineet myös Milankovićin jaksojen kaltaisten muutosten vaikutusta jäärajaan, sillä erityisesti Sturtin jääkausi oli riittävän pitkä maan rataparametrien muuttumiseen sen aikana. Heidän tulostensa perusteella maan radan eksentrisyyden, maan kallistuskulman ja prekession vaikutus jääpeitteeseen on alle 1% eli niiden ei pitäisi erityisesti vaikuttaa vesikaistaletilan stabiiliuteen.

6. Ilmasto jääkauden aikana

Millainen ilmasto jääkaudella sitten oli riippuu paljon siitä miten pitkälle jäätymisen on annettu malleissa edetä, eli esimerkiksi millä luminositeetilla ja hiilidioksidipitoisuudella malleja on ajettu. Seuraavaksi käsitellään lumipallomaan mahdollisia lämpötilaoloja, meridionaalikiertoliikkeen tilaa ja sen energiankuljetusta, pilvisyyttä ja sadantaa.

6.1. Lämpötila

Kuten olettaa saattaa, lämpötilat lumipallomaan aikaan olivat nykyistä huomattavasti alemmat. Lopulliset tulokset riippuvat kuitenkin todella kovasti siitä miten pitkälle jäätymisen on annettu edetä. Kovalla lumipallolla, jolla jää on peittänyt kaikki meret, lämpötilan vuosikeskiarvot päiväntasaajalla ovat tutkimuksissa -40°C ja 0°C välillä, ja navoilla jopa -60°C ja -100°C välillä (Abbot et al. 2013, 2011, Yang et al. 2012b, Pierrehumbert et al. 2011). Vesikaistaleen päiväntasaajalla on lämpimämpää, 0°C – +10°C, mutta navoilla on silti yhä huomattavan kylmää ja vuosikeskiarvo on -60°C ja -90°C välillä (Liu et al. 2017, Yang et al. 2012b, Abbot et al. 2011). Kylmimmät korkeiden leveysasteiden lämpötilat syntyvät molemmissa tiloissa kylläkin valtameriplaneetoilla. Kylmässä tilassa, eli kun merijäätikkö ei ole vielä levinnyt matalille leveysasteille, lämpötilat ovat jo huomattavasti lämpimämmät. Päiväntasaajan lämpötilan vuosikeskiarvo on +20°C



Kuva 12. Pintalämpötilan leveyspiirikeskiarvo vesikaistaleella a) tammikuussa ja b) heinäkuussa CCSM3:lla mallitettuna (Liu et al. 2013). Punainen viiva kuvaa lämpötilaa Sturtin jääkaudella ja sininen katkoviiva Marinon jääkaudella (kun mantereet ovat etelänavan ympäristössä).

ja $+30^{\circ}\text{C}$ luokkaa ja napojen vuosikeskiarvo on -30°C ja 0°C välillä (Abbot et al. 2011, Voigt et al. 2011).

Liu et al. (2013) ja Pierrehumbert et al. (2011) ovat tutkineet myös lämpötilojen vuodenaikaisvaihtelua, Liu et al. kryogeenikauden mantereilla ja Pierrehumbert et al. meriplaneetalla. Molemmat ovat huomanneet erojen kesän ja talven välillä olevan suuria vaikka suuri osa maapallosta onkin jäänyt. Liun et al. tutkimuksessa ero kesän ja talven välillä on navoilla noin 60°C luokkaa ja lämpötila nousee kesäpallonpuoliskon navalla jopa $-30 - -10^{\circ}\text{C}$:een asti (kuva 12). Pierrehumbert et al. ja Abbot et al. (2013) huomasivat, että talvipallonpuoliskolla on laajalla alueella pinnassa vahva inversiokerros. Vuodenaikaisvaihtelu, sekä myös vuorokausivaihtelu, ovat lumipallomaalla suuria, koska lumisen ja jäisen pinnan lämpökapasiteetti on niin pieni.

6.2. Matala vesihöyrypitoisuus

Kylmään ilmaan mahtuu vähemmän vesihöyryä, joten ilmakehän vesihöyrypitoisuus olisi ollut lumipallomaalla luonnollisesti paljon nykyistä pienempi. Tämän johdosta vesihöyryn lämmittävä vaikutus kasvihuonekaasuna sekä latentin lämmön osuus energiankuljetuksesta olisi pienentynyt (Pierrehumbert et al. 2011). Vesihöyrypitoisuuteen olisi vaikuttanut alentavasti myös se, että suuri osa meristä oli jään peitossa, mutta ero alijäähtyneen veden haihtumisnopeuden ja jään sublimoitumisnopeuden välillä on oikeastaan varsin pieni (Hoffman et al. 2017).

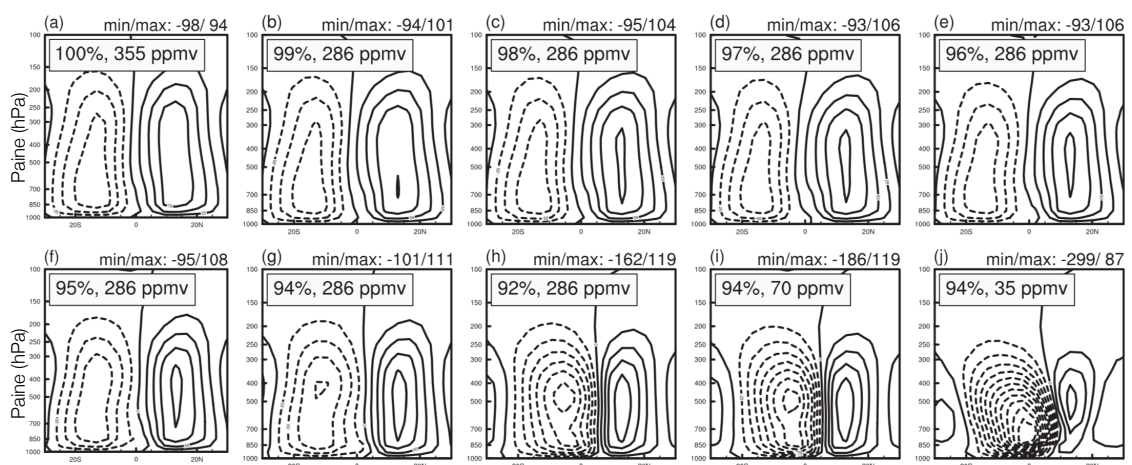
6.3. Tropopausi

Lumipallomaalla myös tropopausi olisi nykyistä alempana (Yang et al. 2012b, Pierrehumbert et al. 2011). Tämä on Pierrehumbertin et al. mukaan seurausta alemmasta vesihöyrypitoisuudesta, jonka johdosta ilmakehä on optisesti harvempi ja lämpötilan pystygradientti on pienempi. Talvipallonpuoliskolle on Pierrehumbertin tulosten perusteella

jopa hankala määrittellä tropopaussia, koska lämpötila laskee koko alueella vain hyvin hitaasti ylöspäin mentäessä. Talvipallonpuoliskon ilmakehä onkin käytännössä kauttaaltaan stratosfääriin kaltainen.

6.4. Ilmakehän kiertoliike ja energiankuljetus

Ilmakehän kiertoliikkeessä tapahtuva selkein muutos on Hadley-solun voimistuminen, kun jääraja ei ole vielä levinnyt päiväntasaajalle asti. Yksi syy tähän on se miten meridionaalinen lämpötilagradientti kasvaa jäärajan siirtyessä matalille leveysasteille (Yang et al. 2012b, Voigt ja Marotzke 2010, Poulsen ja Jacob 2004). Kuvasta 13 voi nähdä miten erityisesti eteläisen pallonpuoliskon Hadley-solu voimistuu, kun luminositeettia ja hiilidioksidipitoisuutta lasketaan niihin arvoihin, jotka mahdollistavat vesikaistaleen. Epäsymmetrisuus pallonpuoliskojen välillä johtuu mallin epäsymmetrisestä jäärajasta. Voigt et al. (2011) ovat tutkineet, että myös mantereiden sijoittuminen päiväntasaajalle johtaa voimakkaampaan Hadley-soluun kuin nykyilmastossa. Kun jääraja lähestyy päiväntasaajaa ja meri jäätyy lopulta kokonaan, Hadley-solu heikkenee Voigtin ja Marotzken mallissa huomattavasti, mutta toisaalta Yangin et al. ja Abbotin et al. (2013) tuloksissa tätä heikkenemistä ei huomaa. Abbotin et al. tutkimuksessa Hadley-solua tutkitaan nimenomaan kokonaan jäätyneellä lumipallomaalla. Siellä Hadley-solua voimistaa meren lämmönvuon puute, kun ilmakehä on yksin vastuussa maapallolle saapuvan lämmönvuon tasaamisesta. Esimerkiksi nykyoloissa, jos meren lämmönvuon pysäyttäisi, Hadley-solun voimakkuus kaksinkertaistuisi. Hadley-solu myös kehittyi voimakkaaksi, kun lämpimintä

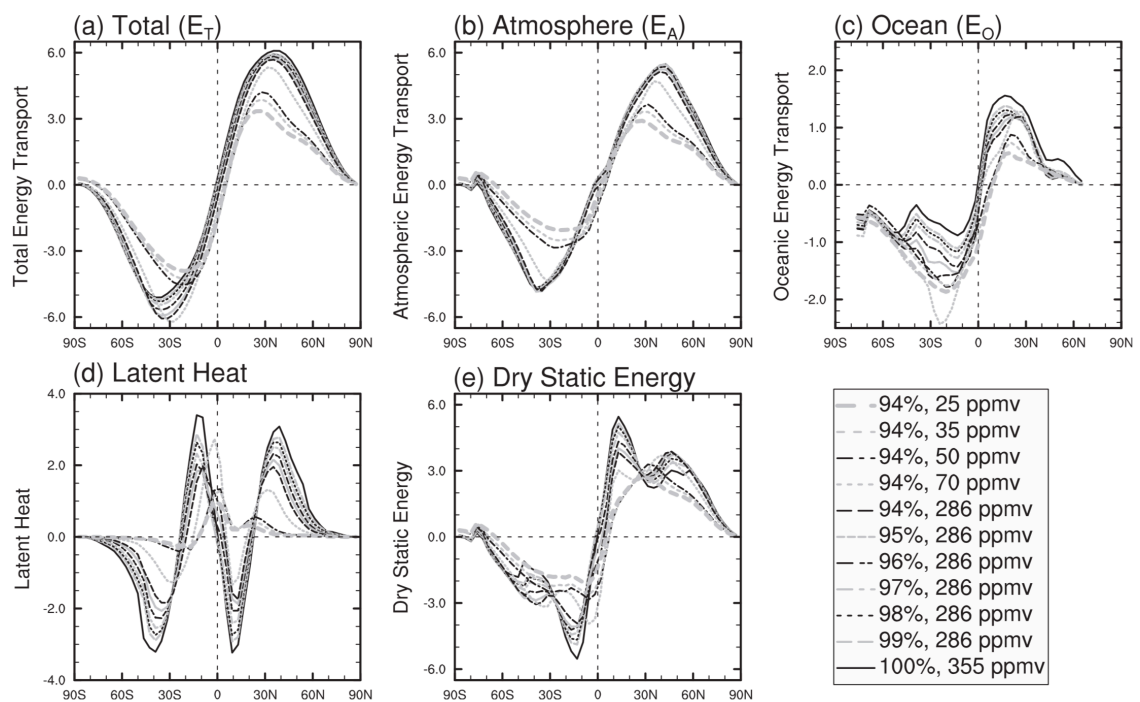


Kuva 13. Meridionaalisen virtafunktion vuosikeskiarvo leveyspiirien 30°S ja 30°N välillä luminositeetin ja hiilidioksidipitoisuuden pienentyessä (Yang et al. 2012b). Yhtenäinen viiva kuvaa kiertoliikettä myötäpäivään, katkoviiva vastapäivään. Samanarvonkäyrien väli on 25×10^9 kg/s. Lisäksi kunkin skenaarion luminositeetti ja hiilidioksidipitoisuus, sekä syntyvien solujen virtafunktion minimi- ja maksimiarvot on mainittu kuvaajien kohdalla. Suuri ero solujen voimakkuudessa johtuu epäsymmetrisestä jäärajasta mallissa.

on kaukana päiväntasaajasta (Abbot et al. 2013, Pierrehumbert 2011). Näin käy helposti maapallolla, jonka pinta on kauttaaltaan jäinen ja varastoi huonosti lämpöä. Abbot et al. huomauttavat lisäksi, että Hadley-solu on oikeastaan niin paljon poissa päiväntasaajalta, että siellä onkin lumipallomaalla keskimäärin laskevaa liikettä. Tutkimuksessa Maan pinta oli hyvin yksinkertaistettu; pinnan albedo oli kaikkialla 0,6, mantereet oli peitetty kauttaaltaan jäätikköön ja mallin topografia oli asetettu nolnaan (Abbot et al. 2013, Hoffman et al. 2017).

Keskileveysasteilla liikkuvat häiriöt voimistuvat navan ja päiväntasaajan lämpötilaeron kasvaessa (Yang et al. 2012b), kun jääraja on vielä tropiikin ulkopuolella, mutta heikkenevät jään levittyessä tropiikkiin (Voigt et al. 2011, Voigt ja Marotzke 2010). Abbotin et al. (2012a) tulosten perusteella Hadley-solu voi voimistua ennestään jääkauden loppua kohden, kun hiilidioksidipitoisuus nousee.

Yang et al. (2012b) ovat mallintaneet myös pohjois-eteläsuuntaisen energiankuljetuksen eri luminositeetin ja hiilidioksidipitoisuuden asteilla (kuva 14). Luminositeetin alennuksen ollessa vielä pientä, ilmakehän kokonaisenergiankuljetus heikkenee hieman keskileveysasteilla ja korkeilla leveysasteilla, mutta tämä johtuu muutoksista mallin meren energiankuljetuksessa. Jäärajan siirtyessä tropiikkiin ilmakehän kokonaisenergiankuljetus keskileveysasteilla ja korkeilla leveysasteilla heikkenee huomattavan paljon liikkuvien häiriöiden heikkenemisen johdosta. Tämä huomataan myös



Kuva 14. Pohjois-eteläsuuntainen a) kokonaisenergian, b) ilmakehän kokonaisenergian, c) merien kokonaisenergian, d) ilmakehän sidotun energian ja e) kuivan energian vuoden keskiarvot (PW), kun mallin luminositeettia ja hiilidioksidipitoisuutta lasketaan (Yang et al. 2012b).

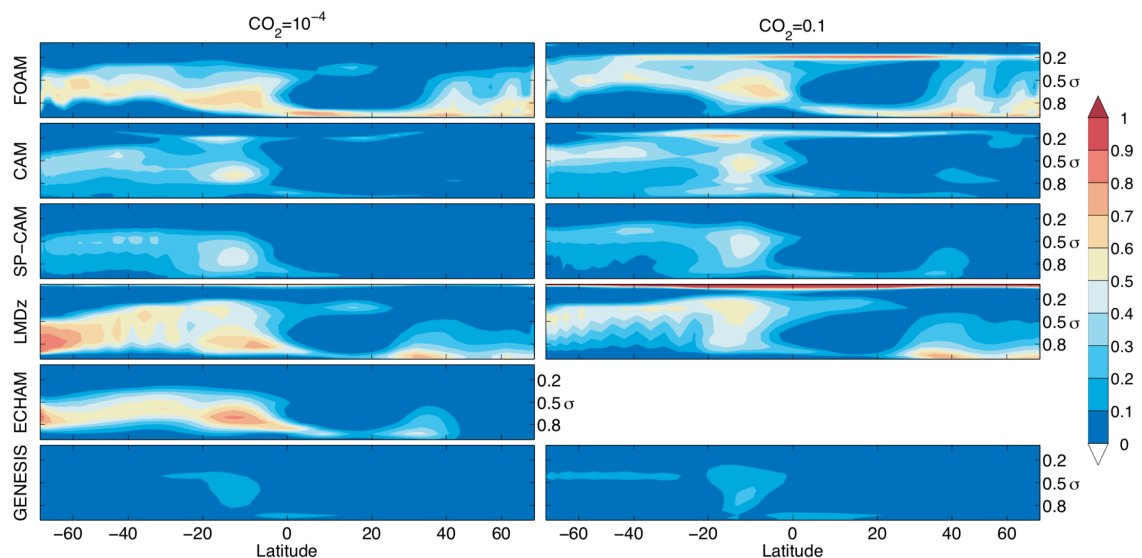
Voigtin ja Marotzken (2010) tutkimuksessa. Muutokset tropiikissa ovat Yangin et al. tutkimuksessa pieniä. Heidän tutkimuksessaan eroteltiin myös ilmakehän sidottu ja kuiva energiavuo. Sidotun energian vuon merkitys pienenee jatkuvasti ilmaston viiletessä ja muuttuessa kuivemmaksi. Vuon maksimit ja minimi myös siirtyvät mallissa lähemmäs päiväntasaajaa. Tämä voi johtua sulan merikaistaleen kapenemisesta. Keskileveysasteiden kuivan energian vuo kasvaa alunperin liikkuvien häiriöiden voimistuessa, mutta pienenee sitten jäärajan siirtyessä matalille leveysasteille ja häiriöiden heikentyessä. Tropiikissa kuivan energian vuo pienenee jatkuvasti jäätyksen edetessä.

6.5. Pilvisyys

Pilvisyyteen vaikuttaa huomattavasti sulien vesialueiden määrä ja konvektion voimakkuus. Brunettin et al. (2019) meriplaneetalla tehdyssä tutkimuksessa huomattiin myös, että erot pilviolosuhteissa olivat hyvin suuret kovan lumipallon, vesikaistaleen ja kylmän tilan välillä. Kovan lumipallon tapauksessa, kun sulia vesialueita ei siis ollut, pilviä ei syntynyt juuri millekään leveyspiirille. Vesikaistaleen tapauksessa pilviä syntyi matalille leveysasteille. Kylmässä tilassa, kun jääraja oli siis keskileveysasteilla, pilvisyys oli huomattavasti suurempaa ja pilviä esiintyi myös polaarialueilla.

Yang et al. (2012b) ovat tutkineet kryogeenikauden olosuhteiden vaikutusta pilvisyyteen nykymantereet sisältävällä mallilla. Tutkimuksen perusteella yläpilvien määrä pääosin vähenee jäätyksen edetessä. Trooppisten yläpilvien määrä kasvaa hetkellisesti jäärajan siirtyessä matalille leveysasteille, luultavasti Hadley-solun voimistumisen seurauksena, mutta laskee sitten 60%:sta 20-30%:iin, kun kaikki meret ovat peittyneet jäähän. Alapilvien määrä toisaalta kasvaa jäätyksen edetessä lievästi, erityisesti 30° leveyspiirin tienoilla. Jäärajan saavuttaessa päiväntasaajan alapilvien määrä kasvaa huomattavasti kaikilla leveyspiireillä ja erityisesti päiväntasaajalla, jossa alapilvisyys oli aiemmin pientä. Alapilvisyyden kasvu johtuu suhteellisen kosteuden noususta ja päiväntasaajalla myös konvektion kiihtymisestä, kun jääraja lähestyy päiväntasaajaa. Abbot et al. (2012a) huomasivat myös, että pilvipeite riippuu voimakkaasti vuodenajasta. Kuvassa 15 näkyy miten pilvisyys on kaikissa Abbotin et al. käyttämässä malleissa suurempaa kesäpallonpuoliskolla. Vain kahdessa mallissa pilviä syntyy myös talvipallonpuoliskolle huomattavissa määrin. Tropiikissa syntyvät alapilvet liittyvät Abbotin et al. mukaan voimakkaan Hadley-solun nousevan haaran alueella tapahtuvaan matalaan konvektioon. Abbotin et al. (2012a) ja Abbotin (2014) tulosten perusteella yläpilvien määrä nousee jääkauden loppua kohden hiilidioksidipitoisuuden kasvaessa.

Edellisissä pilviä käsittelevissä tutkimuksissa mantereet oli aseteltu nykyisiin sijainteihinsa. Fiorella ja Poulsen (2013) ja Voigt et al. (2011) ovat tutkineet myös mantereiden siirron vaikutusta pilvisyyteen. Molempien tutkimuksen mukaan subtropiikin pilvisyys on pienempää, kun mantereet ovat kryogeenikautta vastaavilla paikoillaan. Tämä

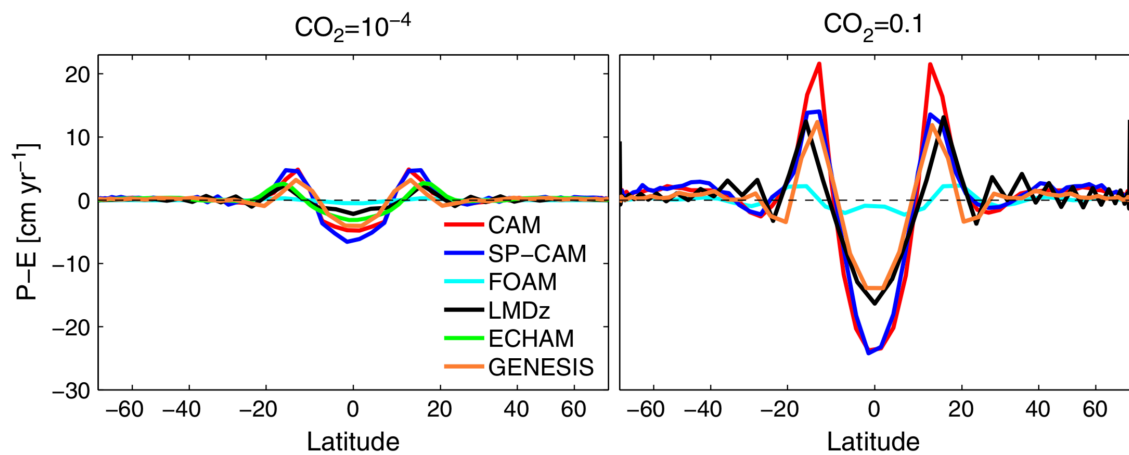


Kuva 15. Tammikuun pilvipeitteen leveyspiirikeskiarvo eri malleissa hiilidioksidipitoisuudella 10^{-4} (100 ppm) (vasen), joka vastaa jääkauden alkupuolta, ja pitoisuudella 0,1 (10^5 ppm) (oikea), joka vastaa jääkauden loppupuolta (Abbot et al. 2012a).

johtuu suuremmasta mannerpinta-alasta subtropiikissa. Voigt et al. huomaavat myös pilvisyyden kasvun pohjoisen pallonpuoliskon keskileveysasteilla, joilla oli kryogeenikaudella enemmän merta. Liun et al. (2013) tutkimuksen perusteella tämä pilvisyyden kasvu voi vielä voimistua Marinon jääkaudella Sturtin jääkauteen verrattuna, koska mantereet siirtyvät kauemmas etelään. Molemmissa tutkimuksissa meri oli kylläkin kyseisillä alueilla sula, joten sama olisi tuskin havaittavissa kovalla lumipallolla.

6.6. Veden kiertokulku ilmakehässä

Sen lisäksi, että vesihöyrypitoisuus on lumipallomaan ilmakehässä hyvin pieni, on myös veden kiertokulku kylmässä ilmastossa paljon hitaampi (Pierrehumbert et al. 2011). Pääosin vesihöyryä vapautuu ilmakehään hitaasti jään sublimoitumisen kautta. Pierrehumbertin et al. ja Abbotin et al. (2013) tulosten mukaan suuri osa sublimoitumisesta (ja haihtumisesta) tapahtuu päiväntasaajalla ja siellä on oikeastaan veden kiertokulun osalta nettosublimoitumista (kuva 16). Hadley-solu kuljettaa syntyneen vesihöyryn kesäpallonpuoliskon subtropiikkiin missä osa siitä sataa, mutta osa leviää myös kauemmas keskileveysasteille. Nykyisestä poikkeava nettosadannan ja -haihdunnan jakautuminen leveyspiirien suhteen johtuu Hadley-solun vahvistumisesta ja siitä, että solun nouseva haara pääsee siirtymään niin kauas päiväntasaajasta kesäpallonpuoliskon puolelle. Muilla alueilla on pääosin heikkoa sadantaa molempien tutkimusten perusteella. Abbotin et al. tutkimuksessa erottuu poikkeuksena pieni nettosublimoitumisen alue leveyspiirien 20-30° N/S tienoilla. Tuolta alueelta vesihöyryä kuljettavat pois keskileveysasteiden liikkuvat häiriöt. Abbot et al. vertasivat tutkimuksessaan kuutta eri



Kuva 16. Sadannan ja haihdunnan (sekä sublimaation) erotuksen vuosikeskiarvo kuudella eri mallilla ja kahdella eri hiilidioksidipitoisuudella (Abbot et al. 2013).

Hiilidioksidipitoisuus 10^{-4} (100 ppm) (vasen) kuvastaa jääkauden alkupuolta ja 0,1 (10^5 ppm) (oikea) jääkauden loppupuolta. FOAM-mallin tulokset ovat vaimeammat kylmemmän pintalämpötilan johdosta.

ilmastomallia ja ilmiön voi erottaa lähes kaikista. Yleisesti ottaen erot mallien hydrologisen kierron voimakkuudesta johtuvat kunkin mallin ilmanlämpötilasta.

Lumipallomaan kylmän ilmaston johdosta nettosadanta on Abbotin et al. (2013) tulosten perusteella subtropiikin alueella muutama senttimetri vuodessa ja korkeammilla leveysasteilla vain joitakin millimetrejä vuodessa (Hoffman et al. 2017). Kryogeenikauden jääkaudet olivat kuitenkin pitkäkestoisia ja tälläkin kertymisnopeudella jäätikkö olisi kasvanut paksuutta noin kilometrillä miljoonassa vuodessa subtropiikin ulkopuolella. Pierrehumbertin et al. mallin perusteella haihdunnan ja sadannan määrät olisivat olleet myös kertaluokkaa suuremmat kuin nettohaihdunta ja -sadanta, sillä suuri osa mallissa sublimoituneesta vesihöyrystä sataa takaisin samalle leveyspiirille, jolla se sublimoituinkin.

Kun hiilidioksidipitoisuus jääkausiin loppua kohden sitten nousi, voimistui samalla myös hydrologinen kierto. Kuvan 16 perusteella sadanta jopa viisinkertaistui (Hoffman et al. 2017). Kasvun takana on lämpötilan nousu, joka mahdollistaa voimakkaamman sublimoitumisen jään pinnasta, sekä ilmakehän voimakkaampi kiertoliike (Abbot et al. 2013).

Abbotin et al. (2013) ja Pierrehumbertin et al. (2011) tutkimukset edustavat molemmat kovaa lumipallomaata. Tulokset mm. vesikaistaleella voisivat olla erilaiset korkeamman lämpötilan ja ilmakehän voimakkaamman kiertoliikkeen johdosta.

7. Meret jääkausiin aikana

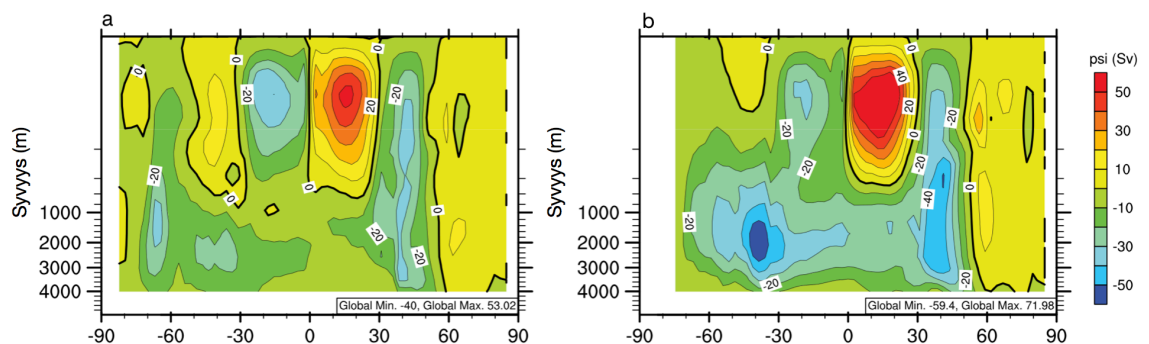
Jääpeite vaikutti paljon kryogeenikauden jääkausiin merten kiertoliikkeeseen. Jääpeite pystyi estämään osittain tai kokonaan tuulen ylläpitämän merenkiertoliikkeen ja lisäksi jään syntyminen ja sulaminen vaikutti huomattavasti meren suolapitoisuuksiin ja sitä kautta

termohaliiniseen kiertoilikkeeseen (Yang et al. 2012b, Donnadieu et al. 2004b). Suolapitoisuus olisi ollut suurin korkeilla leveysasteilla, joilla jäätä syntyi, ja pienin leveysasteilla, joilla jääraja suli. Yangin et al. tulosten mukaan erityisesti matalien leveysasteiden merivesi olisi ollut paljon nykyistä makeampaa. Osittain jäätyneellä maapallolla tuulen ylläpitämä kiertoilike olisi voinut myös voimistua tuulten voimistuessa (Yang et al. 2012b, Voigt ja Marotzke 2010, Poulsen ja Jacob 2004). Yangin et al. mukaan syvän veden muodostus tuulen ylläpitämän kiertoilikkeen alueilla olisi toisaalta voinut olla pienempää, koska suurten suolapitoisuuserojen johdosta meri olisi ollut kerrostuneempi ja kerrosten välistä sekoittumista olisi ollut vähemmän. Jääpeitteen suoran vaikutuksen lisäksi myös päiväntasaajan ja napojen välisen meriveden lämpötilaeron pieneneminen olisi heikentänyt merten kiertoilikettä (Donnadieu et al. 2004b). Seuraavaksi käsitellään ensin perinteistä merten kiertoilikettä, jota ylläpitää auringon lämmitys ja tuulet, mutta sitten myös täysin jääpeitteisen meren kiertoilikettä, jossa kiertoilikettä ylläpitää merenpohjan geoterminen lämmitys.

7.1. Auringon ja tuulen ylläpitämä merten kiertoilike

Donnadieu et al. (2004b) ja Liu et al. (2013) ovat tutkineet merten kiertoilikettä kryogeenikauden mantereiden ympärillä osittain ja täysin sulalla maapallolla. Donnadieun et al. tutkimuksessa merten kiertoilike heikkenee hiilidioksidipitoisuuden laskiessa. Pitoisuuden ollessa 3500 ppm voimakkaimman solun vahvuus on 35 Sv, mutta pitoisuuden ollessa 200 ppm enää 20 Sv. Heikkeneminen liittyi nimenomaan meriveden pohjois-eteläsuuntaisen lämpötilagradientin pienenemiseen ja makean veden vuohon. Kun jäätiköt sitten peittävät meret kokonaan, meren kiertoilike romahtaa lopullisesti.

Liu et al. (2013) tutkivat merten kiertoilikettä sekä Sturtin että Marinon jääkausien aikana. Heillä meren meridionaalikiertoilike on kuvan 17 mukaisesti hieman voimakkaampaa kuin Donnadieun et al. (2004b) tutkimuksessa, kun hiilidioksidipitoisuus on korkea (2000 ppmv) ja merijäätiköt eivät ole vielä levinneet matalille leveysasteille.



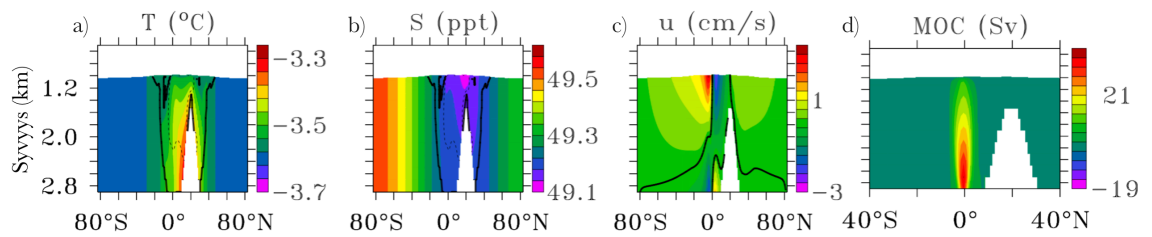
Kuva 17. Meren meridionaalikiertoilikkeen virtafunktio Sturtin (a) ja Marinon (b) jääkausien aikaan (Liu et al. 2013). Malliajojen luminositeetti oli 94% nykyisestä ja hiilidioksidipitoisuus 2000 ppmv. Jääraja kulkee noin leveyspiireillä 50-60° N/S.

Kiertoliike on myös symmetrisempää päiväntasaajan suhteen pinnassa. Syvän veden muodostuminen on Liun et al. (2013) tutkimuksen mukaan voimakkaampaa Marinon mantereiden ympärillä, vaikkakin tämä ero pienenee, kun jäätiköt leviävät. Kiertoliike on heillä myös muuten hieman voimakkaampaa Marinon jääkaudella. Tämä johtuu meren mesoskaalan pyörteiden aiheuttamasta kiertoliikkeestä.

Lisäksi Brunetti et al. (2019) ja Rose (2015) ovat tutkineet meren kiertoliikettä meriplaneetalla, ja Yang et al. (2012b, 2012c) ja Voigt ja Marotzke (2010) nykymerillä. Brunettin et al. meriplaneetalle meriin syntyy vesikaistaletilassa hieman epäsäännöllisempiä soluja kuin tutkimuksen nykytilaa vastaavassa ajossa. Solut ovat myös hieman matalampia. Meren pohjois-eteläsuuntainen lämmönvuo on kuitenkin sekä Brunettin et al. että Rosen mukaan vesikaistaletilassa merkittävä meren sulalla alueella. Rosen tutkimuksessa erityisesti tuulen ylläpitämällä kiertoliikkeellä on suuri rooli jäärajan stabiloinnissa. Kovan lumipallon tilanteessa soluja syntyy Brunettin et al. tutkimuksessa vain matalille leveysasteille ja ne ovat hyvin voimakkaita, mutta kapeita. Lämmönvuo on hyvin pientä, koska solut eivät ole varsinaisesti kiinni toisissaan. Yangin et al. ja Voigtin ja Marotzken tutkimuksissa nykyplaneetalla huomattiin, että ilmaston viilentyessä Pohjois-Atlantin syvän veden solu (NADW, North Atlantic Deep Water) heikkeni siinä missä Antarktisen pohjaveden solu (AABW, Antarctic Bottom Water) aluksi voimistui. Yangin et al. (2012b) tutkimuksen eteläisellä pallonpuoliskolla pohjavettä muodostui voimakkaammin kuin pohjoisella pallonpuoliskolla. Tämän huomattiin liittyvän voimakkaampaan jäätymiseen etelässä. Jäätymisen seurauksena merivesi oli suolaisempaa ja siis raskaampaa. Tällaiset erot pallonpuoliskojen välillä voivat olla merkittäviä myös erimuotoisissa valtamerissä. Kaikissa kolmessa tutkimuksessa myös tuulen ylläpitämä kiertoliike voimistui jäärajan edetessä lähemmäs päiväntasaajaa, koska mallien Hadley-solu voimistui. Kun jää sitten peitti lopulta kaiken, kiertoliike lakkasi tyystin.

7.2. Geotermisen lämmön ylläpitämä merten kiertoliike

Edellä mainittujen tutkimusten perusteella meren kiertoliike pysähtyi, kun merijäätikkö peitti meret täysin. Päinvastoin, Ashkenazyn et al. (2013, 2014), Ashkenazyn ja Tzipermanin (2016) ja Jansenin (2016) tutkimusten mukaan merten kiertoliike jatkuu, mutta kiertoliikettä ylläpitävät tekijät muuttuvat. Jään peittämässä meressä voimakkaimman lämmityksen synnyttää merenpohjan geotermisen lämpö ja viileneminen tapahtuu pinnan jääpeitteen läpi diffuusiolla. Koska lämmitys on meren alta, konvektio pitää meren suurelta osin hyvin sekoittuneena ja meren pinta- ja pohjavesi eivät ole toisistaan eroteltavia vesimassoja (Ashkenazy et al. 2013, 2014, Ashkenazy ja Tziperman 2016). Näissä tutkimuksissa merenpohjaan oli lisäksi luotu itä-länsisuuntainen keskiselänne, jonka alueella geotermisen lämmitys oli voimakkaampaa, ja joka dominoi syntyvää kiertoliikettä (kuva 18).



Kuva 18. Täyden jääpeitteen alla olevan meren a) lämpötila, b) suolaisuus, c) zonaalinen virtaus ja d) meridionaalinen kiertoilike (Ashkenazy et al. 2014). Meren kiertoiliekettä ylläpitää merenpohjan geoterminen lämmitys ja jääpeitteen läpi tapahtuva viileneminen. Kuvan pystyakselina on syvyys ja vaaka-akselina leveyspiiri. Meren ylälaidasta noin 1 km on jääpeitetä ja malliin on lisätty 20°N leveyspiirille keskiselänne. Kuvissa a) ja b) musta käyrä erottaa pystysuunnassa stabiilit alueet epästabiileista, kuvassa c) se ilmaisee 0 cm/s virtauksen.

Geoterminen lämmitys on huomattavasti heikompaa kuin auringon lämmitys (ilman jääpeitettä), joten mereen syntyvät lämpötilagradientit ovat pieniä (Ashkenazy et al. 2013, 2014, Jansen 2016). Tästä syystä meren tiheyseroja dominoi suolapitoisuus. Merivettä jäätyä kiinni merijäätikön pohjaan navoilla, missä jäätyminen jäätikön läpi on suurinta, ja toisaalta merijäätikön pohja sulaa matalilla leveysasteilla malliin lisätyn keskiselänteen kohdalla. Jäätyminen ja sulamisen johdosta suolapitoisuus on suuri navoilla ja pieni päiväntasaajalla. Jään peittämään mereen syntyy tiheyskerrostumista pääosin vain makean veden vuon alueelle päiväntasaajalle missä makea ja lämmin eli siis kevyt merivesi on pinnan läheisyydessä (Ashkenazy et al. 2013, 2014).

Ashkenazyn et al. (2013, 2014) ja Ashkenazyn ja Tzipermanin (2016) tutkimuksissa päiväntasaajalle syntynyt meridionaalisen kiertoiliekkeen solu on hyvin kapea ja kiertoiliekkeen synnyttää meriveden tiheysgradientti päiväntasaajan yli (kuva 18). Zonaali- ja meridionaalivirtaus heikkenevät voimakkaasti kauempana päiväntasaajasta. Keskiselänteen ollessa kuvan 18 mukaisesti poissa päiväntasaajalta pintaan syntyy kaksi eri suuntaista virtausmaksimia meridionaalikiertoiliekkeen solun molemmin puolin (kuva 18c). Merenpohjan tuntumaan syntyy vastaavat, mutta vastakkaisen suuntaiset virtausmaksimit. Geotermisen lämmön synnyttämä kiertoilike on tutkimusten perusteella jopa voimakkaampaa kuin nykyään. Meridionaalikiertoiliekkeen virtafunktion voimakkuus on Ashkenazyn et al. (2013, 2014) tutkimuksissa noin 30 Sv ja Ashkenazyn ja Tzipermanin tutkimuksessa noin 20 Sv.

Ashkenazyn et al. (2013) tutkimuksessa merta mallinnettiin myös 3D-mallilla. Tulosten mukaan päiväntasaajan virtausmaksimien ulkopuolelle syntyy runsaasti eddy-kiertoiliekkeen ylläpitämiä virtauksia. Malliin luodun yksinkertaisen mantereen rannikoilla tapahtuu myös paljon pohjaveden kumpuamista siellä missä pohjan virtaukset ovat rannikkoa päin. Tämä johtuu meriveden heikosta kerrostumisesta. Nykymerissä

kerrostuminen on voimakkaampaa ja virtaus kääntyy rannikon suuntaiseksi, mutta lumipallomaalla virtaus muuttuu herkemmin myös pystysuuntaiseksi.

Jansen (2016) pohtii, että geoterminen lämmitys pitäisi kenties ottaa huomioon myös vesikaistaletta mallinnettaessa. Geoterminen lämmitys on 3 kertaluokkaa heikompi kuin auringon lämmitys (Hoffman et al. 2017), mutta vaikutus jään alla ja syvässä meressä voi olla suuri. Jansenin mukaan kaistale sulaa merta luultavasti kasvattaisi makean ja lämpimän veden kerrosta ja vaikuttaisi sitä kautta geotermisen lämmön luomaan kiertoliikkeeseen. Tuuli voisi Ekman-pumppauksen kautta myös syventää makean veden kerrosta sulan kaistaleen alueella.

8. Jääkausien päättyminen

Miljoonia vuosia kestäneet jääkaudet kuitenkin lopulta päättyivät ja jäätiköt sulivat pois. Jääkauden loppumiseen liittyvät karbonaattikannet ja muu geologinen todistusaineisto viittaavat hyvinkin äkilliseen sulamiseen (Pierrehumbert et al. 2011). Tämä on myös fysikaalisesti realistista, koska sulamisen käynnistyttyä jään alta paljastuva, matalamman albedon omaava pinta olisi entisestään kiihdyttänyt sulamista (Hoffman et al. 2017). Sulamisen piti kuitenkin ensin alkaa jotenkin. Sulamisen aloittavan tekijän, tai tekijöiden, piti olla myös hyvin voimakkaita maailmassa, jossa päiväntasaajallakin jäätiköt saattoivat olla noin kilometrin paksuisia. Tässä osiossa perehdytään ensin niihin tekijöihin, jotka edesauttoivat sulamisen alkamista ja toisaalta mitkä prosessit olisivat voineet estää sulamisen ja johtaa peruuttamattomaan jääkauteen. Näiden jälkeen käsitellään sitä miten sulaminen olisi edennyt ja millainen maailma jääkausien jälkeen kenties oli. Lopuksi pohditaan myös Sturtin ja Marinon jääkausien välisten erojen syitä, sillä Sturtin jääkausi oli selvästi Marinon jääkautta pidempi.

8.1. Syyt sulamisen alkamiselle

Pääasiallisen syyn sulamiseen on oletettu olevan ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kasvu jääkausien aikana. Jääkausista riippumatta tulivuoret jatkoivat hiilidioksidin tuottamista ilmakehään samalla kun mantereiden jääpeite esti silikaattien rapautumisesta syntyvän hiilinielun ja merien jääpeite esti tai vähintään hidasti hiilidioksidin siirtymistä meriveteen (Hoffman et al. 2017, Abbot et al. 2011, Hoffman et al. 1998, Kirschvink 1992). Nykyiset arviot sulamiseen tarvitusta hiilidioksidipitoisuudesta ovat $1-2 \cdot 10^5$ ppm:n luokkaa (~100-200 mbar) (Abbot et al. 2012a, Le Hir et al. 2010), joka on hyvin suuri verrattuna nykyiseen 410 ppm:n pitoisuuteen. Uusien mittausten perusteella pitoisuus on kuitenkin voinut kasvaa näin suureksi (Hoffman et al. 2017) ja esimerkiksi Baon et al. (2008, 2009) tutkimusten perusteella pitoisuus olisi voinut olla $0,1-0,8 \cdot 10^5$ ppm (~10-80 mbar) jossain vaiheessa kryogeenikautta, mutta mahdollisesti myös enemmän. Le Hirin et al. (2008) geokemiallisen mallin tulosten perusteella ilmakehä olisi voinut realistisesti saavuttaa

$0,08 \cdot 10^5$ ppm pitoisuuden 2-4 miljoonassa vuodessa eli selvästi jääkausien kestoa lyhyemmässä ajassa. Hiilidioksidipitoisuuden kasvunopeuden pitäisi siis olla riittävä jääkausien sulamisen kannalta. Edellisessä tuloksessa on jo otettu huomioon, että osa merestä voi olla sulaa ja hiilidioksidi voi näin liueta meriveteen ja remineralisoitua pohjaan. Riittävän pitoisuuden saavuttaminen oli mallin mukaan ongelmallista vain jos tavoitepitoisuus on suurempi tai sulan meren määrä on huomattava. Tarvittavan pitoisuuden kasvaessa on myös riski, että hiilidioksidi alkaa härmistyä kylmille navoille jääksi eikä palaa enää ilmakehään (Turbet et al. 2017, Pierrehumbert et al. 2011).

Monissa malleissa sulaminen ei kuitenkaan käynnisty vain hiilidioksidipitoisuuden noston johdosta. Erinäisissä tutkimuksissa onkin tutkittu miten tuhka, tomu, pilvet ja jotkin muut tekijät voivat edesauttaa sulamisessa. Tuhka ja tomu olisivat hiilidioksidin tavoin peräisin tulivuorista, mutta Abbotin ja Halevyn (2010) mukaan osin myös tuulen maanpinnasta irrottamaa materiaalia. Lumen ja jään päälle laskeutunut tuhka peittyisi toki herkästi, kun lunta sataa lisää, mutta lumipallomaalla nimenomaan paljon auringonvaloa saava päiväntasaajan seutu on nettosublimoitumisen aluetta ja siellä jää voi pysyä paljaana (Pierrehumbert et al. 2011, Le Hir et al. 2010). Le Hirin et al. tutkimuksessa tuhkan kertyminen päiväntasaajalle nosti seudun vuosikeskilämpötilan $2-3^{\circ}\text{C}$ päähän sulamislämpötilasta (0°C). Tässä vaiheessa suuri tulivuorenpurkaus voisi heidän mukaansa helposti käynnistää sulamisen. Myös Abbotin ja Halevyn, ja Abbotin ja Pierrehumbertin (2010) tutkimuksissa tuhkan uskotaan auttaneen merkittävästi sulamisrajan saavuttamisessa.

Pierrehumbertin et al. (2011) tutkimuksessa koetaan tärkeäksi osatekijäksi myös pilvien lämmittävä vaikutus. Pilvien merkitystä on sinänsä hankala määrittää tarkasti, koska erot mallien välillä ovat niin suuret. Esimerkiksi kytketyssä ilmakehä-valtamerialueella FOAM:ssa pilvien lämmittävä vaikutus oli niin pieni, että Abbotin et al. (2012a) piti nostaa mallin hiilidioksidipitoisuutta noin 10-100 kertaiseksi, että malli tuotti yhtä lämpimän pintalämpötilan päiväntasaajalle kuin muut heidän tutkimuksessaan mukana olleet mallit. Abbot et al. (2012a, 2013), Pierrehumbert et al. ja Le Hir et al. (2010) kuitenkin uskovat, että pilvien nettovaikutus on yleisesti ottaen ollut ilmastoa lämmittävä jääkausien loppupuolella.

Sulamisen käynnistävän keskilämpötilan saavuttamisessa voivat auttaa myös lammikoiden muodostuminen ja lumen vanheneminen niiden matalamman albedon johdosta (Le Hir et al. 2010, Lewis et al. 2006), hiilidioksidipilvet (Turbet et al. 2017) ja jäätiköiden oheneminen paikallisten huippulämpötilojen käydessä ajoittain sulamisen puolella (Pierrehumbert et al. 2011). Polaarialueille mahdollisesti härmistyvien hiilidioksidipilvien lämmittävä voima perustuisi Turbetin et al. mukaan siihen, että ne ovat hyviä sirottamaan takaisin alas pitkäaaltoisäteilyä. Pilvet voisivat myös sublimoitua pois kesän ajaksi, päästäen läpi lämmittävän auringonsäteilyn. Jäätikön ohenemisen

mahdollistaisi toisaalta Pierrehumbertin et al. mukaan se, että päivällä tai kesällä sulanut vesi pääsisi valumaan alla olevaan mereen, kylmemmän yön tai talven jäätävien olojen ulottumattomiin.

Lumipallomaan sulamisvaiheeseen ja sen saavuttamiseen liittyy myös tekijöitä, jotka voivat väliaikaisesti estää sulamisen. Abbotin et al. (2013) tulosten mukaan ilmakehän lämmönkuljetus voimistuu, kun CO₂-pitoisuus kasvaa. Tämän johdosta lämpö jakautuu eri leveysasteille tasaisemmin eikä lämpötila päiväntasaajalla, josta sulaminen alkaisi, välttämättä nousekaan yhtä nopeasti. Pierrehumbert et al. (2011) ovat toisaalta pohtineet voisiko merijäätiköiden sulaminen johtaa siihen, että meriin päätyvät karbonaatti-ionit laskisivat merten hiilidioksidipitoisuutta. Tällöin meriin liukenisi enemmän ilmakehän hiilidioksidia ja ilmasto jälleen viilenisi kasvihuoneilmion heikentyessä.

8.2. Lumipallomaan sulamisprosessi ja ilmasto sen jälkeen

Sulamisen alettua paljaan maanpinnan positiivinen palauteilmiö kiihdyttää sulamista, sillä jään alta paljastuva maanpinta omaa alemman albedon kuin jää, tämä nostaa ilmaston lämpötilaa ja sulattaa enemmän jäätä, mikä jälleen paljastaa enemmän maanpintaa (Hoffman et al. 2017). Samaan aikaan myös jääkauden aikana ilmakehään kertynyt CO₂ ja jäiden sulaessa ilmakehään haihtuva H₂O (Eyles ja Januszczak 2004) tarjoavat voimakkaan kasvihuoneilmion. Pierrehumbert et al. (2011) tekivät karkean arvion jäätikköjä sulattavasta tehosta ja sulavan alueen koosta ja saivat lumipallomaan sulamisen kestoksi 7400 vuotta. He arvioivat sulamisen olleen luultavasti tätäkin nopeampaa sulalammikoiden muodostumisen ja jääkentän halkeamien johdosta. Hyden et al. (2000) aiempi arvio sulamisen kestosta oli noin 2000 vuotta. Geologisessa mittakaavassa näitä tutkimuksia vastaava sulaminen olisi ollut hyvin äkillinen.

Jääkauden sulamista olisi seurannut toisaalta hyvin lämmin ilmasto suuren hiilidioksidipitoisuuden johdosta (Bechstädt et al. 2018, Pierrehumbert et al. 2011, Hoffman et al. 1998). Pierrehumbertin et al. ja Le Hirin et al. (2009) tutkimusten perusteella hiilidioksidipitoisuuden laskeminen takaisin Neoproterozoicin perustasolle olisi kestänyt useita miljoonia vuosia. Tämä asettaa samalla rajan sille miten pian Marinon jääkausi olisi voinut alkaa Sturtin jääkauden jälkeen. Hoffmanin et al. (2017) geologisiin ajoituksiin perustuvien arvioiden mukaan Marinon jääkausi on voinut alkaa 8,6-20,3 miljoonaa vuotta Sturtin jääkauden päättymisen jälkeen.

Jääkauden päättyminen olisi vaikuttanut myös huomattavasti meriin. Siinä missä meri- ja mannerjäätiköt olisivat jääkausien aikana sitoneet 500-1000 m merenpinnan tason muutosta vastaavan määrän vettä (Liu ja Peltier 2013, Bechstädt et al. 2018), olisi tämä jälleen vapautunut sulaksi vedeksi jääkauden loppuessa. Jääkauden sulaessa tämä vesi olisi kuitenkin palautunut meriin makeana sulavetenä ja muodostanut pintaan erillisen kerroksen alempana olevan suolaisen ja kylmän meriveden päälle (Yang et al. 2017a,

Shields 2005). Makean veden kerros olisi kokenut enemmän lämmitystä pinnassa ja tämä olisi vahvistanut veden kerrostumista. Yangin et al. arvion mukaan aikaskaala, jolla tällainen meri olisi lopulta voinut sekoittua, olisi ollut 10'000-100'000 vuotta eli 10-100 kertaa pidempään kuin nykyään.

On myös mielenkiintoista miten kryogeenikauden jääkausien kestot poikkeavat niin paljon toisistaan. Sturtin jääkausi kesti jopa 4-19 kertaa Marinon jääkautta pidempään (Hoffman et al. 2017). Luminositeetti kasvoi Sturtin ajalta noin 0,5-0,7 % Marinon ajalle (Yang et al. 2012c, Liu et al. 2017), mutta Marinon lyhyemmän keston arvellaan ennemmin johtuneen joko erosta hiilidioksidin poistumisesta ilmakehästä tai pinta-albedoissa (Hoffman et al. 2017). Hoffmanin et al. mukaan Sturtin jääkausi ajoittuu kaudelle, jolloin mantereet irtosivat toisistaan, ja Marino kaudelle, jolloin ne loittonivat toisistaan. Nämä geologiset tapahtumat voisivat hyvin vaikuttaa maanpinnan ja merenpohjan rapautumiseen. Lisäksi, jos jäätä olisi muodostunut Sturtin kaudella nopeammin, olisi tuhkan ja tomun kertyminen pinnalle ollut pienempää ja täten pinnan albedo olisi ollut korkeampi.

Kryogeenikauden jääkausien jälkeen ilmasto todennäköisesti muuttui lopulta sellaiseksi, että lumipallomaan kaltaiset jääkaudet eivät enää ole olleet mahdollisia. Auringon luminositeetti nousi nykyiseen arvoonsa (Hoffman et al. 1998, Crowley ja Baum 1992) ja kasvit levisivät Kambrikan lajiräjähdyksen myötä mantereiden peitoksi. Kasvit olisivat alentaneet pinta-albedoa ja kasvien juuret olisivat maaperää mylläämällä hidastaneet hiilen poistumista ilmakehän kierrosta (Hoffman et al. 2017, Hoffman et al. 1998). Toisaalta kryogeenikausi saattoi olla poikkeuksellisen altis jääkaudelle. Silloisen supermantereen hajoaminen oletettavasti laski hiilidioksidipitoisuuden hyvin alhaiseksi (Hoffman et al. 2017), sekä korkeiden leveysasteiden mantereiden puuttumisen ja toisaalta matalien leveysasteiden mantereiden runsauden on arveltu edistävän jäätiköiden leviämistä (Schrag et al. 2002).

9. Yhteenveto

Sturtin (~715 Ma sitten) ja Marinon (~635 Ma sitten) poikkeuksellisen laajat jääkaudet hallitsivat ilmastoa useiden kymmenien miljoonien vuosien ajan kryogeenikaudella, hieman ennen kambrikan lajiräjähdystä. Todisteeksi näistä on jäänyt mm. jäätikköuurteita, paksuja kerroksia moreenia, rautakerrostumia ja jääkausien jälkiä peittäviä karbonaattikansia. Paleomagnetismin pohjalta voidaan sanoa, että jäätiköt levittäytyivät aivan päiväntasaajan lähistölle ja tästä syystä jääkausia kutsutaan 'lumipallomaiksi'. Silloisen elämän säilyminen jääkausien läpi vaati kuitenkin joitakin sulia ympäristöjä. Lumipallomaiden ilmastoa mallintamalla on pyritty selvittämään mitkä osat Maasta saattoivat olla sulia. Ongelma lumipallomaan kanssa on kuitenkin, että jäätiköiden edettyä

matalille leveysasteille, ne leviävät jään positiivisen albedopalautteen ja Hadley-kiertoliikkeen johdosta hyvin herkästi peittämään kaiken eli syntyy 'kova lumipallo'.

Hypoteesit jäätiköiden peitosta vaihtelevat osittain jäätyneestä lähes täysin jäätyneeseen, jolla elämän edellytykset täyttyvät vain harvoilla keitailla. Vesikaistaletorian mukaan jäätiköt olisivat levinneet matalille leveysasteille asti, mutta jäätiköiden leviämisen pidemmälle olisi pysäyttänyt merten lämmönvuoto (Brunetti et al. 2019, Rose 2015, Yang et al. 2012c) tai matalamman albedon jää (Voigt ja Abbot 2012, Abbot et al. 2011). Matalamman albedon jää olisi pysynyt piilossa jäätikön pinnan alla muualla paitsi matalilla leveysasteilla, missä jäätikkö olisi alkanut sulaa pinnastaan. Matalan albedon jään paljastuttua sulaminen olisi kiihtynyt. Ohuen jään teorian mukaan meret olisivat toisaalta jäätyneet kokonaan, mutta päiväntasaajan jää olisi ollut riittävän ohutta salliakseen fotosynteesin allaan (Pollard ja Kasting 2005, Abbot et al. 2013). Muita sopivia keitaita olisivat voineet olla matalien vesistöjen geotermiset kohteet, railot, jääkentän avaukset, sulavesilammikot, suojaisat merenlahdet ja sisämeret. Myös kryokoniittireikien verkostot olisivat voineet ylläpitää elämää (Hoffman 2016, Goodman ja Strom 2013). Erilaiset keitaat ovat voineet toimia myös osin rinnakkain, koska jääkauden jatkuessa osa keitaista saattoi jäätyä ja toiset sulaa. Lumipallomaan kilpailevien teorioiden mukaan geologiset jäljet saattoi synnyttää Rodinia-supermantereiden hajoamisen mannerliikunnat tai huomattavasti nykyisestä poikkeava Maan kallistuskulma. Nykyisin teorioista koetaan todennäköisimmiksi kuitenkin erilaiset keitaat, kryokoniittireiät ja vesikaistaletila.

Lopullisen jäärajan määrää periaatteessa ilmakehän hiilidioksidipitoisuus, mutta ilmastomallien toteutus ja mm. valittu ympäristö ja albedot vaikuttavat paljon mallituloksiin. Monen mallin tuloksena voisi olla viileämpi ilmasto, jos mantereiden pinnanmuodot ja merijään dynamiikka eivät puuttuisi ja merijäämalleissa olisi parempi pystyresoluutio. Toisaalta useassa mallissa lumelle, jäälle ja jopa maanpinnalle valitut albedot voivat olla liian korkeita kryogeenikauden olosuhteisiin nähden ja näiden alentaminen lämmittäisi ilmastoa. Useassa tutkimuksessa lumipallomaan ilmastoa on ajettu myös nykymantereiden eikä kryogeenikauden mantereiden sijainneilla. Mantereiden sijainnilla on merkitystä lämpötilaan, mutta tutkimukset ovat erimielisiä muutoksen suunnasta.

Ilmasto lumipallomaalla riippui kovasti siitä kuinka laajalle jäätiköt levisivät. Vesikaistaleella vuosikeskilämpötila nousisi päiväntasaajan tuntumassa myös 0°C yläpuolelle, mutta kovalla lumipallolla keskilämpötila on sielläkin välillä -40°C – 0°C malliajosta riippuen. Vuodenaikojen välinen lämpötilan vaihtelu on suurta jäätikön peittämällä alueella jään pienen lämpökapasiteetin johdosta. Ilmakehä on kuiva ja sen kiertoliikettä dominoivat voimakkaat Hadley-solut. Pinnan pienen lämpökapasiteetin takia talvipallonpuoliskon Hadley-solun nouseva haara pääsee siirtymään myös niin kauas päiväntasaajasta, että vaikutus sadealueisiin on huomattava. Eniten sataa subtropiikissa ja päiväntasaaja onkin nettohaihdunnan tai -sublimaation aluetta. Lisäksi merten kiertoliike

häiriintyi paljon jäätiköiden leviämisen seurauksena. Tuulen ylläpitämä kiertoliike rajoittui pienemmälle alueelle tai hävisi kokonaan ja makean veden vuo siirtyi matalille leveysasteille jäärajan mukana, muuttaen samalla termohaliinista kiertoliikettä. Kokonaan jäätyneellä maapallolla merten kiertoliikettä saattoi ylläpitää merenpohjasta vapautuva geoterminen lämpö.

Lumipallomaan sulamisen käynnisti hiilidioksidipitoisuuden nousu riittävän suureksi. Hiilidioksidipitoisuus pääsi kasvamaan tarvittavaan noin $1-2 \cdot 10^5$ ppm:n pitoisuuteen, kun tulivuorien toiminta jatkui jääkausien läpi samalla kun hiilidioksin sitoutuminen rapautumisen kautta hidastui tai jopa estyi. Sulamisen käynnistyttyä se etenee kiihtyvästi, kun jään alta paljastuu matalamman albedon maanpintaa. Jääkausien jälkeen ilmakehän hiilidioksidipitoisuus on ollut pitkään hyvin suuri ja molempia jääkausia seurasi vahva kasvihuoneilmiö. Kryogeenikauden jälkeen olosuhteet ovat muuttuneet maapallolla lumipallomaille epäsuotuisiksi mm. Auringon luminositeetin noustua. Lumipallomaateorialla on kuitenkin yhä käyttöä eksoplaneettojen ja niiden elinkelpoisuuden tutkimuksessa (Yang et al. 2017b, Checlair et al. 2017, Abbot et al. 2012b).

Kirjallisuusluettelo

- Abbot, D.S., I. Eisenman ja R.T. Pierrehumbert, 2010: The Importance of Ice Vertical Resolution for Snowball Climate and Deglaciation. *J. Climate*, 23, 6100-6109.
- Abbot, D.S., ja I. Halevy, 2010: Dust Aerosol Important for Snowball Earth Deglaciation. *Journal of Climate*, 23(15), 4121-4132.
- Abbot, D.S., ja R.T. Pierrehumbert, 2010: Mudball: Surface dust and Snowball Earth deglaciation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D3).
- Abbot, D.S., A. Voigt ja D. Koll, 2011: The Jormungand global climate state and implications for Neoproterozoic glaciations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D18).
- Abbot, D.S., A. Voigt, M. Branson, R.T. Pierrehumbert, D. Pollard, G. Le Hir ja D.D.B. Koll, 2012a: Clouds and Snowball Earth deglaciation. *Geophysical Research Letters*, 39, L20711.
- Abbot, D.S., N.B. Cowan ja F.J. Ciesla, 2012b: Indication of insensitivity of planetary weathering behavior and habitable zone to surface land fraction. *The Astrophysical Journal*, 756(2), 178.
- Abbot, D.S., A. Voigt, D. Li, G. Le Hir, R.T. Pierrehumbert, M. Branson, D. Pollard ja D.D.B. Koll, 2013: Robust elements of Snowball Earth atmospheric circulation and oases for life. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 6017-6027.
- Abbot, D.S., 2014: Resolved Snowball Earth Clouds. *Journal of Climate*, 27(12), 4391-4402.
- Allen, P.A., S.A. Bowring, M. Brasier, A. Cozzi, J.P. Grotzinger, G. McCarron ja J. Amthor, 2002: (Ref. Hoffmann et al., 2004)
- Allen, P.A., ja J.L. Etienne, 2008: Sedimentary challenge to Snowball Earth. *Nature Geoscience*, 1(12), 817.
- Ashkenazy, Y., H. Gildor, M. Losch, F.A. Macdonald, D.P. Schrag ja E. Tziperman, 2013: Dynamics of a Snowball Earth ocean. *Nature*, 495(7439), 90-93.
- Ashkenazy, Y., H. Gildor, M. Losch ja E. Tziperman, 2014: Ocean Circulation under Globally Glaciated Snowball Earth Conditions: Steady-State Solutions. *Journal of Physical Oceanography*, 44(1), 24-43.
- Ashkenazy, Y., ja E. Tziperman, 2016: Variability, Instabilities, and Eddies in a Snowball Ocean. *Journal of Climate*, 29(2), 869-888.
- Bao, H., J.R. Lyons ja C. Zhou, 2008: Triple oxygen isotope evidence for elevated CO₂ levels after a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, 453(7194), 504-506.
- Bao, H., I.J. Fairchild, P.M. Wynn ja C. Spötl, 2009: Stretching the Envelope of Past Surface Environments: Neoproterozoic Glacial Lakes from Svalbard. *Science*, 323(5910), 119-122.

- Barras, C., 2018: Scott's dirty ice may solve mystery. *New Scientist*, 237(3171), 16.
- Bechstädt, T., H. Jäger, A. Rittersbacher, B. Schweisfurth, G. Spence, G. Werner ja M. Boni, 2018: The Cryogenian Ghaub Formation of Namibia – New insights into Neoproterozoic glaciations. *Earth-Science Reviews*, 177, 678-714.
- Bowring, S.A., P. Myrow, E. Landing, J. Ramezani ja J.P. Grotzinger, 2003: Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of Metazoan. *Geophysical Research Abstracts*, -1, 13219.
- Brunetti, M., J. Kasparian ja C. Vérard, 2019: Co-existing climate attractors in a coupled aquaplanet. *Climate Dynamics*, 53, 6293-6308.
- Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*, 21:5, 611-619.
- Campbell, A.J., E.D. Waddington ja S.G. Warren, 2011: Refugium for surface life on Snowball Earth in a nearly-enclosed sea? A first simple model for sea-glacier invasion. *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- Campbell, A.J., E.D. Waddington ja S.G. Warren, 2014: Refugium for surface life on Snowball Earth in a nearly enclosed sea? A numerical solution for sea-glacier invasion through a narrow strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(4), 2679-2690.
- Chandler, M.A., ja L.E. Sohl, 2000: Climate forcings and the initiation of low-latitude ice sheets during the Neoproterozoic Varanger glacial interval. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D16), 20737-20756.
- Checlair, J., K. Menou ja D.S. Abbot, 2017: No Snowball on Tidally Locked Planets. *The Astrophysical Journal*, 845(2), 132.
- Corsetti, F.A., A.N. Olcott ja C. Bakermans, 2006: The biotic response to Neoproterozoic snowball Earth. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2), 114-130.
- Corsetti, F.A., S.M. Awramik ja D. Pierce, 2003: A complex microbiota from snowball Earth times: Microfossils from the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, USA. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 100(8), 4399.
- Crowley, T.J, ja S.K. Baum, 1993: Effect of Decreased Solar Luminosity on Late Precambrian Ice Extent. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D9), 16723-16732.
- Donnadieu, Y., G. Ramstein, F. Fluteau, J. Besse ja J. Meert, 2002: Is high obliquity a plausible cause for neoproterozoic glaciations? *Geophysical Research Letters*, 29(23), 42-1-42-4.
- Donnadieu, Y., F. Fluteau, G. Ramstein, C. Ritz ja J. Besse, 2003: Is there a conflict between the Neoproterozoic glacial deposits and the snowball Earth interpretation:

- an improved understanding with numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 208(1-2), 101-112.
- Donnadieu, Y., Y. Godd ris, G. Ramstein, A. N d lec ja J. Meert, 2004a: A ‘snowball Earth’ climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, 428(6980), 303.
- Donnadieu, Y., G. Ramstein, F. Fluteau, D. Roche ja A. Ganopolski, 2004b: The impact of atmospheric and oceanic heat transports on the sea-ice-albedo instability during the Neoproterozoic. *Climate Dynamics*, 22, 293-306.
- Embleton, B.J.J. ja G.E. Williams, 1986: Low palaeolatitude of deposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for palaeoclimatology. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 79, Issues 3-4, 419-430.
- Eriksson, E., 1968: (Ref. Sellers, 1969)
- Evans, D.A.D. ja T.D. Raub, 2011: Chapter 7 Neoproterozoic glacial paleolatitudes: A global update. *Geological Society, London, Memoirs*, 36(1), 93-112.
- Eyles, N., ja N. Januszczak, 2004: ‘Zipper-rift’: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, 65(1-2), 1-73.
- Ferreira, D., J. Marshall ja B. Rose, 2011: Climate Determinism Revisited: Multiple Equilibria in a Complex Climate Model. *Journal of Climate*, 24(4), 992-1012.
- Feulner, G., ja H. Kienert, 2014: Climate simulations of Neoproterozoic snowball Earth events: Similar critical carbon dioxide levels for the Sturtian and Marinoan glaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 404(C), 200-205.
- Fiorella, R., ja C.J. Poulsen, 2013: Dehumidification over Tropical Continents Reduces Climate Sensitivity and Inhibits Snowball Earth Initiation. *Journal of Climate*, 26, 9677-9695.
- Fountain, A.G., M. Tranter, T.H. Nyl n, K.J. Lewis ja D.R. Mueller, 2004: Evolution of cryoconite holes and their contribution to meltwater runoff from glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 50(168), 35-45.
- Giddings, J.A. ja M.W. Wallace, 2009: Sedimentology and C-isotope geochemistry of the ‘Sturtian’ cap carbonate, South Australia. *Sedimentary Geology*, 216(1), 1-14.
- Goodman, J.C., ja R.T. Pierrehumbert, 2003: Glacial Flow of Floating Marine Ice in “Snowball Earth”. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C10).
- Goodman, J.C., 2006: Through thick and thin: Marine and meteoric ice in a “Snowball Earth” climate. *Geophysical Research Letters*, 33(16).
- Goodman, J.C., ja D.C. Strom, 2013: Feedbacks in a coupled ice-atmosphere-dust model of the glacial Neoproterozoic “Mudball Earth”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(20), 11,546-11,557.

- Gumsley, A.P., K.R. Chamberlain, W. Bleeker, U. Söderlund, M.O. de Kock, E.R. Larsson ja A. Bekker, 2017: Timing and tempo of the Great Oxidation Event. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(8), 1811-1816.
- Harland, W.B., ja D.E.T. Bidgood, 1959: Palæomagnetism in Some Norwegian Sparagmites and the Late Pre-Cambrian Ice Age. *Nature*, 184, 1860-1862.
- Harland, W.B., 1964: Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. *Geologische Rundschau*, 54, 45-61.
- Hawes, I., A.D. Jungblut, E.D. Matys ja R.E. Summons, 2018: The “Dirty Ice” of the McMurdo Ice Shelf: Analogues for biological oases during the Cryogenian. *Geobiology*, 16(4), 369-377.
- Hoffman, P.F., A.J. Kaufman, G.P. Halverson ja D.P. Schrag, 1998: A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science (New York, N.Y.)*, 281(5381), 1342.
- Hoffman, P.F., ja D.P. Schrag, 2000: Snowball Earth. *Scientific American*, 282(1), 68-75.
- Hoffman, P.F., ja D.P. Schrag, 2002: The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14, 129-155.
- Hoffman, P.F., ja Z.-X. Li, 2009: A Palaeogeographic Context for Neoproterozoic Glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277(3-4), 158-172.
- Hoffman, P.F., 2011: Chapter 2 A history of Neoproterozoic glacial geology, 1871-1997. *Geological Society, London, Memoirs*, 36, 17-37.
- Hoffman, P.F., 2016: Cryoconite pans on Snowball Earth: Supraglacial oases for Cryogenian eukaryotes? *Geobiology*, 14(6), 531-542.
- Hoffman, P.F., et al., 2017: Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, 3 (11): e1600983.
- Hoffmann, K.-H., D.J. Condon, S.A. Bowring ja J.L. Crowley, 2004: U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, 32(9), 817.
- Hyde, W.T., T.J. Crowley, S.K. Baum ja W.R. Peltier, 2000: Neoproterozoic ‘snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, 405(6785), 425-429.
- James, N.P., G.M. Narbonne ja T.K. Kyser, 2001: Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(8), 1229-1262.
- Jansen, M.F., 2016: The Turbulent Circulation of a Snowball Earth Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 46(6), 1917-1933.
- Jenkins, G.S., H.G. Marshall ja W.R. Kuhn, 1993: (Ref. Schmidt ja Williams, 1995)

- Jenkins, G.S., 2000: Global climate model high-obliquity solutions to the ancient climate puzzles of the Faint-Young Sun Paradox and low-latitude Proterozoic Glaciation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D6), 7357-7370.
- Kaufman, A.J., A.H. Knoll ja G.M. Narbonne, 1997: Isotopes, Ice Ages, and Terminal Proterozoic Earth History. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 94(13), 6600-6605.
- Kirschvink, J.L., 1992: Late Proterozoic low-latitude glaciation: the snowball Earth. In: Schopf, J.W. & Klein, C. (eds) *The Proterozoic Biosphere. Cambridge University Press, Cambridge*, 51-52.
- Knoll, A.H., E.J. Javaux, D. Hewitt ja P. Cohen, 2006: Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 361(1470), 1023-1038.
- Le Hir, G., G. Ramstein, Y. Donnadieu ja Y. Godd ris, 2008: Scenario for the evolution of atmospheric pCO₂ during a snowball Earth. *Geology*, 36(1), 47-50.
- Le Hir, G., Y. Donnadieu, Y. Godd ris, R.T. Pierrehumbert, G.P. Halverson, M. Macouin, A. N d lec ja G. Ramstein, 2009: The snowball Earth aftermath: Exploring the limits of continental weathering processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3-4), 453-463.
- Le Hir, G., Y. Donnadieu, G. Krinner ja G. Ramstein, 2010: Toward the snowball earth deglaciation... *Climate Dynamics*, 35(2-3), 285-297.
- Levrard, B., ja J. Laskar, 2003: Climate friction and the Earth's obliquity. *Geophysical Journal International*, 154(3), 970-990.
- Lewis, J.P., A.J. Weaver ja M. Eby, 2006: Deglaciating the snowball Earth: Sensitivity to surface albedo. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Lewis, J.P., A.J. Weaver ja M. Eby, 2007: Snowball versus slushball Earth: Dynamic versus nondynamic sea ice? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C11).
- Li, D., ja R.T. Pierrehumbert, 2011: Sea Glacier Flow and Dust Transport on Snowball Earth. *Geophysical Research Letters*, 38(17).
- Liu, Y., ja W.R. Peltier, 2010: A carbon cycle coupled climate model of Neoproterozoic glaciation: Influence of continental configuration on the formation of a "soft snowball". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D17).
- Liu, Y., ja W.R. Peltier, 2013: Sea level variations during snowball Earth formation: 1. A preliminary analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8), 4410-4424.
- Liu, Y., W.R. Peltier, J. Yang ja G. Vettoretti, 2013: The initiation of Neoproterozoic "snowball" climates in the CCSM3: the influence of paleocontinental configuration. *Climate of the Past*, 9(6), 2555.

- Liu, Y., W.R. Peltier, J. Yang, G. Vettoretti ja Y. Wang, 2017: Strong effects of tropical ice-sheet coverage and thickness on the hard snowball Earth bifurcation point. *Climate Dynamics*, 48(11-12), 3459-3474.
- Love, G.D., E. et al., 2009: Fossil steroids record the appearance of Demospongiae during the Cryogenian period. *Nature*, 457 (7230), 718-721.
- Macdonald, F.A., M.D. Schmitz, J.L. Crowley, C.F. Roots, D.S. Jones, A.C. Maloof, J.V. Strauss, P.A. Cohen, D.T. Johnston ja D.P. Schrag, 2010a: Calibrating the Cryogenian. *Science*, 327(5970), 1241-1243.
- Macdonald, F.A., J.V. Strauss, C.V. Rose, F.O. Dudás ja D.P. Schrag, 2010b: Stratigraphy of the Port Nolloth Group of Namibia and South Africa and implications for the age of Neoproterozoic iron formations. *American Journal of Science*, 310(9), 862-888.
- Macdonald, F.A. ja R. Wordsworth, 2017: Initiation of Snowball Earth with volcanic sulfur aerosol emissions. *Geophysical Research Letters*.
- McCabe, C., ja R.D. Elmore, 1989: The occurrence and origin of Late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Reviews of Geophysics*, 27(4), 471-494.
- McElhinny, M.W., ja P.L. McFadden, 2000: (Ref: Hoffman ja Schrag, 2002)
- McKay, C.P., 2000: Thickness of tropical ice and photosynthesis on a snowball Earth. *Geophysical Research Letters*, 27(14), 2153-2156.
- Micheels, A., ja M. Montaneri, 2008: A snowball Earth versus a slushball Earth: Results from Neoproterozoic climate modeling sensitivity experiments. *Geosphere*, 4(2), 401-410.
- Moczyłowska, M., 2008: The Ediacaran microbiota and the survival of Snowball Earth conditions. *Precambrian Research*, 167(1-2), 1-15.
- Olcott, A.N., A.L. Sessions, F.A. Corsetti, A.J. Kaufman ja T.F. de Oliveira, 2005: Biomarker evidence for photosynthesis during Neoproterozoic glaciation. *Science (New York, N.Y.)*, 310(5747), 471.
- Partin, C.A., ja P.M. Sadler, 2016: Slow Net Sediment Accumulation Sets Snowball Earth Apart From All Younger Glacial Episodes. *Geology*, 44(12), 1019-1022.
- Peltier, W.R., 2003: (Ref: Voigt et al. 2011)
- Pierrehumbert, R.T., 2010: (Ref: Voigt et al. 2011)
- Pierrehumbert, R.T., D.S. Abbot, A. Voigt ja D. Koll, 2011: Climate of the Neoproterozoic. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39:1, 417-460.
- Pollard, D., ja J.F. Kasting, 2005: Snowball Earth: A thin-ice solution with flowing sea glaciers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C7).
- Pollard, D., J.F. Kasting ja M.E. Zuger, 2017: Snowball Earth: Asynchronous coupling of sea-glacier flow with a global climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(10), 5157-5171.

- Poulsen, C.J., R.T. Pierrehumbert ja R.L. Jacob, 2001: Impact of ocean dynamics on the simulation of the Neoproterozoic "snowball Earth". *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1575-1578.
- Poulsen, C.J., R.L. Jacob, R.T. Pierrehumbert ja T.T. Huynh, 2002: Testing paleogeographic controls on a Neoproterozoic snowball Earth. *Geophysical Research Letters*, 29(11), 10-1-10-4.
- Poulsen, C.J., ja R.L. Jacob, 2004: Factors that inhibit snowball Earth simulation. *Paleoceanography*, 19(4), PA4021.
- Prave, A.R., D.J. Condon, K.H. Hoffmann, S. Tapster ja A.E. Fallick, 2016: Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation. *Geology*, 44(8), 631-634.
- Rodehacke, C.B., A. Voigt, F. Ziemer ja D.S. Abbot, 2013: An open ocean region in Neoproterozoic glaciations would have to be narrow to allow equatorial ice sheets. *Geophysical Research Letters*, 40(20), 5503-5507.
- Romanova, V., G. Lohmann ja K. Grosfeld, 2006: Effect of land albedo, CO₂, orography, and oceanic heat transport on extreme climates. *Climate of the Past*, 2, 31-42.
- Rose, B.E.J., 2015: Stable "Water-belt" climates controlled by tropical ocean heat transport: A nonlinear coupled climate mechanism of relevance to Snowball Earth. *J. Geo-phys. Res. Atmos.*, 120, 1404-1423.
- Schmidt, P.W., G.E. Williams ja B.J.J. Embleton, 1991: Low palaeolatitude of Late Proterozoic glaciation: early timing of remanence in haematite of the Elatina Formation, South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 105, 355-367.
- Schmidt, P.W., ja G.E. Williams, 1995: The Neoproterozoic climatic paradox: Equatorial palaeolatitude for Marinoan glaciation near sea level in South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 107-124.
- Schmidt, P.W., ja G.E. Williams, 1999: Paleomagnetism of the Paleoproterozoic hematitic breccia and paleosol at Ville-Marie, Québec: further evidence for the low paleolatitude of Huronian glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 172(3-4), 273-285.
- Schrag, D.P., ja P.F. Hoffman, 2001: Geophysics: Life, geology and snowball Earth. *Nature*, 409(6818), 306.
- Schrag, D.P., R.A. Berner, P.F. Hoffman ja G.P. Halverson, 2002: On the Initiation of a Snowball Earth. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(6), 1-21.
- Sellers, W.D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology*, 8, 392-400.
- Shields, G.A., 2005: Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plumeworld hypothesis. *Terra Nova*, 17(4), 299-310.

- Spiegel, T.C., H. Paeth ja H.E. Frimmel, 2015: Evaluating key parameters for the initiation of a Neoproterozoic Snowball Earth with a single Earth System Model of intermediate complexity. *Earth and Planetary Science Letters*, 415, 100-110.
- Sumner et al., 1987: (Ref. Kirschvink, 1992; Hoffman ja Schrag, 2002).
- Tziperman, E., I. Halevy, D.T. Johnston, A.H. Knoll ja D.P. Schrag, 2011: Biologically Induced Initiation of Neoproterozoic Snowball-Earth Events. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108 (37), 15091-15096.
- Tziperman, E., D.S. Abbot, Y. Ashkenazy, H. Gildor, D. Pollard, C.G. Schoof ja D.P. Schrag, 2012: Continental Constriction and Oceanic Ice-cover Thickness in a Snowball-Earth Scenario. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C5).
- Turbet, M., F. Forget, J. Leconte, B. Charnay ja G. Tobie, 2017: CO₂ condensation is a serious limit to the deglaciation of Earth-like planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 476(C), 11-21.
- Vincent, W.F., P.A. Broady, P.B. Hamilton ja C. Howard-Williams, 2000: Ice Shelf Microbial Ecosystems in the High Arctic and Implications for Life on Snowball Earth. *Naturwissenschaften*, 87(3), 137-141.
- Voigt, A., ja J. Marotzke, 2010: The Transition From the Present-day Climate to a Modern Snowball Earth. *Climate Dynamics*, 35(5), 887-905.
- Voigt, A., D.S. Abbot, R.T. Pierrehumbert ja J. Marotzke, 2011: Initiation of a Marinoan Snowball Earth in a state-of-the-art atmosphere-ocean general circulation model. *Climate of the Past*, 7(1), 249-263.
- Voigt, A., ja D.S. Abbot, 2012: Sea-ice dynamics strongly promote Snowball Earth initiation and destabilize tropical sea-ice margins. *Climate of the Past*, 8(6), 2079.
- Warren, S.G., R.E. Brandt, T.C. Grenfell ja C.P. McKay, 2002: Snowball Earth: Ice thickness on the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C10), 31-1-31-18.
- Williams, G.E., 1996: Soft-sediment deformation structures from the Marinoan glacial succession, Adelaide foldbelt: implications for the palaeolatitude of late Neoproterozoic glaciation. *Sedimentary Geology*, 106(3-4), 165-175.
- Williams, G.E., ja P.W. Schmidt, 2004: Neoproterozoic glaciation: reconciling low paleolatitudes and the geologic record. Teoksessa: Jenkins, G.S., M.A.S. McMenamin, C.P. McKay ja L. Sohl (toim): The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry and Climate. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 146, 145-159.
- Williams, G.E., 2008: Proterozoic (pre-Ediacaran) glaciation and the high obliquity, low-latitude ice, strong seasonality (HOLIST) hypothesis: Principles and tests. *Earth Science Reviews*, 87(3), 61-93.

- Williams, G.E., ja P.W. Schmidt, 2015: Low paleolatitude for the late Cryogenian interglacial succession, South Australia: paleomagnetism of the Angepena Formation, Adelaide Geosyncline. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62:2, 243-253.
- Williams, G.E., P.W. Schmidt ja G.M. Young, 2016: Strongly seasonal Proterozoic glacial climate in low palaeolatitudes: Radically different climate system on the pre-Ediacaran Earth. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 555-571.
- Yang, J., W.R. Peltier ja Y. Hu, 2012a: The initiation of Modern "Soft Snowball" and "Hard Snowball" Climates in CCSM3. Part I: The Influences of Solar Luminosity, CO₂ Concentration, and the Sea Ice/Snow Albedo Parameterization. *J. Climate*, 25, 2711-2736.
- Yang, J., W.R. Peltier ja Y. Hu, 2012b: The Initiation of Modern "Soft Snowball" and "Hard Snowball" Climates in CCSM3. Part II Climate Dynamic Feedbacks. *J. Climate*, 25, 2737-2754.
- Yang, J., W.R. Peltier ja Y. Hu, 2012c: The initiation of modern soft and hard Snowball Earth climates in CCSM4. *Climate of the Past*, 8(3), 907.
- Yang, J., M.F. Jansen, F.A. Macdonald ja D.S. Abbot, 2017a: Persistence of a freshwater surface ocean after a snowball Earth. *Geology*, 45(7), 615-618.
- Yang, J., F. Ding, R.M. Ramirez, W.R. Peltier, Y. Hu ja Y. Liu, 2017b: Abrupt climate transition of icy worlds from snowball to moist or runaway greenhouse. *Nature Geoscience*, 10(8), 556-560.

Liite 1. Lumipallomaan tutkimisessa käytettyjä malleja sekä tutkimusten tavoitteet

Tutkimus	Käytetty malli	Tutkimuksen tavoite
Abbot et al. 2011	NCAR:n CAM: ilmakehämalli, joka sisältää myös termodynaamisen merijääkomponentin ja sekoituskerrosmerimallin.	Selvittää miten lumen alta paljastuneen matalamman albedon merijää vaikuttaa vesikaistaleen sulana pysymiseen.
Abbot et al. 2012a	Vertailussa 6 eri mallia: FOAM, CAM, SP-CAM, LMDz, ECHAM ja GENESIS. Näistä muut ovat perinteisiä ilmakehämalleja, mutta SP-CAM sisältää myös tarkemman 2D-pilvimallin. Merta ei malliteta vaan Maan pinta on kauttaaltaan peitetty jäätiköllä.	Selvittää miten pilvet vaikuttavat lumipallomaan kykyyn sulaa.
Abbot et al. 2013	Sama kuuden mallin valikoima kuin Abbotilla et al. (2012a).	Selvittää millainen ilmakehän kiertoliike ja sadantajakauma lumipallomaalle syntyy.
Ashkenazy et al. 2013, 2014	MITgcm: kytketty ilmakehä-valtamerimalli, johon oli liitetty 2D virtaavan jään malli. MITgcm sisälsi myös sen oman jäähylypaketin.	Geotermisen lämmön aiheuttaman meren kiertoliikkeen selvittäminen täyden jääpeitteen alla.
Ashkenazy ja Tziperman 2016	MITgcm: kytketty ilmakehä-valtamerimalli, jossa oli mukana MITgcm:n jäähylypaketti.	Geotermisen lämmön aiheuttaman meren kiertoliikkeen selvittäminen täyden jääpeitteen alla.
Brunetti et al. 2019	MITgcm: kytketty ilmakehä-valtamerimalli, johon oli liitetty termodynamiikan sisältämä merijäämalli.	Selvittää Maan kaltaisen meriplaneetan tasapainotilojen määrää. Kaksi eri asetelmaa, joilla dissipoitunut kineettinen energia käsiteltiin.
Chandler ja Sohl 2000	GISS versio 2: ilmakehämalli, joka sisälsi yksinkertaisen merimallin	Tutkivat erilaisten fysikaalisten tekijöiden vaikutusta jäätymiseen.
Donnadiou et al. 2002	LMDz: ilmakehämalli, johon oli liitetty sekoituskerrosmerimalli	Selvittää voiko Maan korkea kallistuskulma johtaa jäätiköiden syntymiseen.
Donnadiou et al. 2004a	GEOCLIM: keskimonimutkainen ilmastojärjestelmämalli, joka yhdistää geokemiallisen COMBINE-mallin ja keskimonimutkaisen ilmastojärjestelmämallin CLIMBER-2.	Tutkivat miten supermantereen hajoaminen vaikutti valunnan kasvamisen myötä ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden alenemiseen ja tämän myötä jääkauden alkamiseen.

Donnadieu et al. 2004b	CLIMBER-2: keskimonimutkainen ilmastojärjestelmämalli.	Tutkivat ilmakehän ja merten kiertoliikkeen vaikutusta siihen millä luminositeetin ja hiilidioksidin pitoisuuksilla Maa jäätyy kokonaan.
Ferreira et al. 2011	MITgcm: kytketty ilmakehä-valtamerimalli, johon oli liitetty termodynamiikan sisältämä merijäämalli.	Selvittää Maan kaltaisen meriplaneetan tasapainotilojen määrää.
Fiorella ja Poulsen 2013	CAM3.1: ilmakehämalli, johon oli liitetty sekoituskerrosmerimalli ja maaperämalli (CLM).	Selvittää mantereiden sijaintien vaikutusta jääkausien pintalämpötilaan.
Goodman 2006	Pollardin ja Kastingin (2005) luoma energiatasapainomalli. Mallia on päivitetty niin, että se erottaa eri kuplatiheyden omaavat jääkerrokset, sen resoluutio on tarkempi matalilla leveysasteilla ja jään sisäiselle sironnalle on valittu hieman eri arvot kuin alkuperäisessä tutkimuksessa.	Tutkia miten merivedestä ja lumesta syntyneiden jäiden mallintaminen erikseen vaikuttaa jäätiköiden paksuuteen ja siten ohuen jään teorian realistisuuteen.
Jansen 2016	MITgcm: kytketty ilmakehä-valtamerimalli, jossa oli mukana MITgcm:n jäähylypaketti.	Geotermisen lämmön aiheuttaman meren kiertoliikkeen selvittäminen täyden jääpeitteen alla.
Jenkins 2000	GENESIS 1.02: ilmakehämalli, johon oli liitetty sekoituskerrosmerimalli.	Selvittää voiko Maan korkea kallistuskulma johtaa jäätiköiden syntymiseen.
Liu ja Peltier 2010	2D energiatasapainomalli, jonka merijäämoduuli sisälsi termodynamiikan. Lisäksi malliin oli kytketty 3D mannerjäätikkömalli (UofT GSM).	Tutkia miten mantereiden asettaminen eri leveyspiireille ja mantereita yhdistävien salmien lisääminen vaikuttavat mannerjäätiköiden syntymiseen.
Liu et al. 2013	CCSM3: kytketty ilmakehä-valtamerimalli. Malli sisältää ilmakehä- (CAM3), meri- (POP), maaperä- ja merijääkomponentit. Merijääkomponentti sisältää sekä termodynamiikan että dynamiikan.	Selvittää miten Sturtin ja Marinon erilainen mantereiden jakauma vaikuttaa jäätymiseen.
Liu et al. 2017	CCSM3: kytketty ilmakehä-valtamerimalli. Malli sisältää ilmakehä- (CAM3), meri- (POP), maaperä- ja merijääkomponentit. Merijääkomponentti sisältää sekä termodynamiikan että dynamiikan.	Selvittää mannerjäätiköiden lisäämisen vaikutus ilmastoon.

Micheels ja Montaneri 2008	PUMA-2: keskimonimutkainen ilmastojärjestelmämalli, johon oli kytketty sekoituskerrosmerimalli ja termodynamiikan sisältävä merijäämalli.	Selvittää miten aavikon ja mannerjäätikön peittämät mantereet johtavat erilaisiin ilmastoihin ja miten muutokset hiilidioksidipitoisuudessa vaikuttavat jääkauteen. Lisäksi selvittää kovan lumipallon mahdollisuus muodostua.
Pollard ja Kasting 2005	Kirjoittajien luoma energiatasapainomalli, joka sisälsi malliin täysin kytketyn merijäätikön dynamiikan.	Tutkia miten jään kuplapitoisuus ja siis albedo vaikuttaa jäätiköiden paksuuteen ja siten ohuen jään teorian realismisuuteen.
Pollard et al. 2017	GENESIS 3.0: ilmakehämalli, joka sisälsi pystyresoluutiolla parannellun merijäämoduulin ja sekoituskerrosmerimallin. Merijäämoduuli sisälsi myös yksinkertaistetun dynamiikan. Merijäämoduuli ja ilmakehämalli ajettiin asynkronissa.	Tutkia miten pystyresoluutioltaan tarkempi merijäämoduuli ja huomattavasti pidempi ajoaika vaikuttaisi vesikaistaleentilan ja ohut jää -tilan olemassaoloon.
Poulsen et al. 2002	FOAM: kytketty ilmakehä-valtamerimalli. Malli ei sisällä merijään dynamiikkaa.	Selvittää miten kryogeenikauden mantereet vaikuttivat ilmastoon.
Poulsen ja Jacob 2004	FOAM 1.5: kytketty ilmakehä-valtamerimalli, johon sisältyy merijääkomponentti. Merijääkomponentti ei sisällä merijään dynamiikkaa.	Selvittää mitkä mekanismit jarruttavat merijäärajan etenemistä matalia leveysasteita kohti.
Romanova et al. 2006	PUMA: keskimonimutkainen ilmastojärjestelmämalli, johon oli kytketty merijää- ja sekoituskerrosmerimalli.	Selvittää miten maanpinnan albedo, hiilidioksidipitoisuus, pinnanmuodot ja meren lämmönvuo vaikuttavat jäätymiseen.
Rose 2015	MITgcm: kytketty ilmakehä-valtamerimalli, johon oli liitetty termodynamiikan sisältämä merijäämalli.	Selvittää Maan kaltaisen meriplaneetan tasapainotilojen määrää. Meriplaneetan lisäksi tutkittiin myös meriplaneettaa, jonka navalta navalle kulkee kapea maaharjanne.
Spiegl et al. 2015	PlaSim: keskimonimutkainen ilmastojärjestelmämalli. Malli sisältää ilmakehä-, sekoituskerrosmeri-, merijää- ja maaperämallit. Ilmakehämalli pohjautuu ECHAM3:een.	Tutkivat erilaisten fysikaalisten tekijöiden vaikutusta lopputulokseen ja sitä mitkä niistä ovat tärkeimpiä sisällyttää lumipallomaata simuloivaan malliin.

Voigt ja Marotzke 2010	ECHAM5/MPI-OM: kytketty ilmakehä-valtamerimalli. Valtamerimalli sisältää merijäämallin, joka sisältää edelleen sekä dynaamisen että termodynaamisen komponentin.	Selvittää millä auringon luminositeetilla moderni maapallo jäätyisi kokonaan.
Voigt et al. 2011	ECHAM5/MPI-OM: kytketty ilmakehä-valtamerimalli. Valtamerimalli sisältää merijäämallin, joka sisältää edelleen sekä dynaamisen että termodynaamisen komponentin.	Selvittää miten mantereiden muuttaminen nykyisestä Marinon aikaisiksi vaikuttaa siihen kuinka paljon luminositeettia tulee alentaa, jotta maapallo jäätyy kokonaan.
Yang et al. 2012a	CCSM3: kytketty ilmakehä-valtamerimalli. Malli sisältää ilmakehä- (CAM3), meri- (POP:iin perustuva), maaperä- ja merijääkomponentin. Merijääkomponentti sisältää sekä termodynamiikan että dynamiikan.	Selvittää millä pakotteilla (luminositeetti, [CO ₂], lumen ja merijään albedo) moderni maapallo jäätyisi kokonaan.
Yang et al. 2012b	Sama malli kuin Yangilla et al. (2012a).	Selvittää millainen ilmakehän ja merten kiertoliike lumipallomaalle syntyy ja miten ne vaikuttavat jäärajan leviämiseen jääkauden alussa.
Yang et al. 2012c	CCSM4: kytketty ilmakehä-valtamerimalli. Merimalli perustuu POP:iin ja mallissa on mukana maaperämalli (CLM4) ja merijäämalli (Community Ice Code version 4). Merijäämalli sisältää sekä termodynamiikan että dynamiikan. CCSM3:een verrattuna CCSM4 sisältää realistisemmän merijään ja lumen albedon parametrisoinnin.	Selvittää miten CCSM4 muuttaa modernin lumipallomaan kahtaallejuoksupistettä verrattuna CCSM3:een.