

T.C
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ ANA BİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ
İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNE NEDEN OLAN DOĞAL
ETMEN VE SÜREÇLER

Ferhat KESERCİ
2501170269

TEZ DANIŞMANI
Prof. Dr. Barbaros GÖNENÇGİL

İSTANBUL-2019



T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ



YÜKSEK LİSANS
TEZ ONAYI

ÖĞRENCİNİN;

Adı ve Soyadı : FERHAT KESERCİ Numarası : 2501170269
Anabilim Dalı / Anasanat Dalı / Programı : İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ Danışmanı : PROF.DR. BARBAROS GÖNENÇGİL
Tez Savunma Tarihi : 11.06.2019 Saati : 11:00
Tez Başlığı : İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNE NEDEN OLAN DOĞAL ETMEN VE SÜREÇLER

TEZ SAVUNMA SINAVI, İÜ Lisansüstü Eğitim-Öğretim Yönetmeliği'nin 36. Maddesi uyarınca yapılmış, sorulan sorulara alınan cevaplar sonunda adayın tezinin KABULÜ'NE OYBİRLİĞİ / OYÇOKLUĞUYLA karar verilmiştir.

JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATİ (KABUL / RED / DÜZELTME)
1-PROF.DR. BARBAROS GÖNENÇGİL		Kabul
2-PROF.DR. NURTEN GÜNAL		Kısmi
3- DOÇ.DR.T.AHMET ERTEK		Kabul

YEDEK JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATİ (KABUL / RED / DÜZELTME)
1- DOÇ.DR. CİHAN BAYRAKDAR		
2- - DR.ÖĞR. ÜYESİ YASEMİN ÖZDEMİR		

ÖZ

İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNE NEDEN OLAN DOĞAL ETMEN VE

SÜREÇLER

FERHAT KESERCİ

İklim mekanizması içerisinde ve onun değişikliğinde birbiri ile oldukça karmaşık ilişkiler içerisinde bulunan gerek doğal gerekse de antropojenik unsurların ortaya çıkardıkları etkilerin ayrımı konusu oldukça zordur. Bu zorluk günümüzdeki insan kaynaklı iklim değişikliği'nin sınırlarının çizilmesi ve gelecekte ortaya çıkarabileceği etkileri değerlendirmede bir takım eksik yönler bırakmaktadır. Bunun yanında farklı bilim disiplinlerinde yapılan çalışmalar, genellikle iklim değişikliği konusunda sadece hedeflenen bir etmen üzerinden yapıldığından, diğer etmenler arasındaki bağlantılar açıkça ortaya koyulamamakta, bu ise iklim değişikliklerinin bütünsel işleyişinin anlaşılmasında zorluklar yaratmaktadır. Bu nedenle iklim değişikliklerine neden olan kısa ve uzun dönemli doğal etmen ve süreçleri mekanizmaları ile ele almak ve ortaya çıkardıkları etkileri belirlemek oldukça önemlidir. Bu bakış açısı ile tezde, küresel iklim değişikliğine neden olan doğal etmenler, çeşitli mekanizmaları ile ayrı ayrı ele alınmış, ortaya çıkardıkları önemli iklim değişikliği süreçleri Prekambriyen devrinden günümüze kadar olan zaman aralığında incelenmiştir.

Çalışma sonucunda Dünya jeolojik tarihi boyunca iklim değişikliği sürecini tetikleyen bir ana unsur olsa dahi diğer birçok doğal değişkenin ve etmenlerin sürece dahil olduğu saptanmış, iklim değişikliklerinin şiddeti ve süresi üzerinde önemli değişimler ortaya çıkarmışlardır. Buna paralel olarak iklim değişikliği süreçleri'nin tek bir nedene bağlı olarak değil de daha geniş bir bakış açısı ile tüm iklim elemanlarının, doğal ve antropojenik etmenlerin birlikte değerlendirilmesinin, iklim değişikliği süreçlerinin daha iyi kavranması ve doğuracağı sonuçların daha iyi tahmin edilebilmesini sağlayabileceği sonucuna varılmıştır.

Anahtar Kelimeler: İklim, İklim Değişikliği, Doğal Etmen ve Süreçler, İnsan, Antropojenik

ABSTRACT

**NATURAL FACTORS AND PROCESSES THAT CAUSE
CLIMATE CHANGE**

FERHAT KESERCİ

The distinction between the effects of both natural and anthropogenic elements, which are in very complex relations with each other in the climate mechanism and in its change, is quite difficult. This difficulty leaves some shortcomings in assessing the boundaries of today's human-induced climate change and its future impacts. In addition, the studies carried on by different disciplines about climate change, usually evaluated by only one factor, thus relations between all factors can't be explained properly, this fact, complicate to understanding of climate changes components working mechanism as a whole. For this reason, it is very important to address the short and long term natural factors and processes that cause climate change and determine the effects they produce. From this point of view, the important climate change processes of these natural factors, which have been dealt with separately by various mechanisms of natural factors that cause climate change, have been examined in the time period from Precambrian to today.

As a result of the study, it has been determined that many other natural variables and factors are involved in the process even though it is a main factor triggering the climate change process throughout the world geological history. Thus, they have produced significant changes in the severity and duration of climate change. In line with this, it was concluded that the climate change processes not only due to a single reason but also a broader view of the natural and anthropogenic factors of all climate elements could lead to a better understanding of the climate change processes and better predictability of the results.

Keywords: Climate, Climate Change, Natural Factors and Processes, Human, Anthropogenic

ÖNSÖZ

İklim ve iklim değişikliğine olan ilgi ve bu konunun toplum içerisindeki popülerliği günümüzde oldukça yükselmiştir. Bu durumun ortaya çıkmasında, son 150 yıldır devam eden küresel ısınma sürecinin, günümüzde insan yaşamı üzerine olan olumsuz etkisinin rolü oldukça büyüktür. İnsan üzerine oluşturduğu olumsuz etki ve gelecekte ortaya çıkabilecek büyük problemler ile iklim ve iklim değişikliği konuları üzerinde araştırma ve projeler giderek artmaktadır. Ancak yapılan çalışmalar ve projeler genel itibari ile bir doğal etmen veya antropojenik unsur üzerinde yoğunlaşma eğilimindedir. Bu tip değerlendirmeler ve incelemeler çoğunlukla bir etmen veya unsur etrafında değerlendirilmekte ve sonuçları itibari ile daha detaylı ancak bakış açısı olarak daha dar bir çevre etrafında dönmektedir. Buna karşın yerküre ikliminin birçok doğal unsur ve astronomik değişkenliklerin bir bileşimi olduğu bilinmektedir. Yine aynı şekilde yerküre veya astronomik unsurlarda ortaya çıkan değişimlere karşı iklim kendi yapısını meydana getiren bu doğal etmen ve süreçlerin değişimlerine de önemli tepkiler verebilmektedir. Aynı zamanda iklimin ve unsurları'nın birbiri ile karmaşık olan yapısı nedeniyle bir doğal veya antropojenik unsurlarla tetiklenen değişim sürecinde diğer iklim unsurlarının ve etmenlerinin bu sürece verdikleri tepkiler ve süreci etkileme mekanizmaları da birbirinden oldukça farklı bir yapı gösterebilmektedir. Bir doğal etmen ile tetiklenmiş olan iklim, kendi yapısında veya Dünya coğrafyasında birçok süreci tetikleyerek değişim sürecinin etkisini arttırabilmekte veya azaltabilmektedir hatta süreci tam tersine dahi çevirebilmektedir. Bu nedenle iklim değişikliği sürecinde ortaya çıkabilecek değişimler ve neden olan unsurların etki sınırlarının çizilmesi oldukça zor olabilmektedir. Bu nedenle konuya geniş bir çerçeveden bakılarak iklim değişikliği süreçlerine neden olan doğal etmenlerin mekanizmaları ile değerlendirilmesine ve ortaya çıkardıkları iklimsel ve ekolojik sonuçların çalışılmasına karar verilmiştir.

Tezin birinci bölümünde kısa süreli olarak iklim değişikliklerini ortaya çıkaran doğal etmenlerin iklim ile olan temel mekanizmaları incelenmiştir. İkinci bölümünde ise uzun dönemli iklim değişikliklerine neden olan doğal etmen ve

süreçler ele alınmıştır. Son olarak üçüncü bölümde ise Dünya jeolojik tarihi boyunca ortaya çıkan önemli iklim değişimleri irdelenmiş birinci ve ikinci bölümlerde işlenen doğal etmenlerin, çeşitli mekanizmaların ve geri besleme süreçlerinin bu değişiklikler üzerinde etkileri incelenmiştir. Yine coğrafi bir bakış açısı ile bu değişimlerin insan ve Dünya coğrafyası üzerindeki etkileri değerlendirilmiştir.

Bu çerçevede ele alınan konunun, yerküre iklimine ve bu iklim üzerinde değişimler yaratan etmen ve süreçlerin bir bütün halinde geniş bir bakış açısı ile ortaya konulup değerlendirilmesinin, iklimlerin değişebileceği gerçeğinin görülmesi ile Dünya'yı ve iklimi nasıl gördüğümüz üzerindeki derin etkilerinin yanında günümüzde var olan ve birçok iklim çalışması ve modellemelerine göre gelecek te etkileri artarak devam edecek olan küresel iklim değişikliğini daha iyi anlamamıza, etki ve tüm mekanizmaları ile daha iyi tahmin edilebilmesinde yararlı olacağı öngörülmektedir.

Bu çalışmayı beraber yürüttüğüm, iklim, iklim değişikliği ve birçok konuda yardımlarını ve fikirlerini esirgemeyen, çalışmaya ve akademik bakış açısına sağladığı katkılarından dolayı saygıdeğer danışman hocam Barbaros GÖNENÇGİL'e teşekkür ederim. Tez çalışmasında kaynak ve birçok konuda yardımlarını esirgemeyen değerli hocam Adnan ÖKTEN'ne teşekkür ederim. Bu tez süreci boyunca birçok konuda yardımlarını esirgemeyen ve her türlü katkıyı sağlayan değerli hocam Cihan BAYRAKDAR'a teşekkürü borç bilirim.

Öğretim hayatı ve tez yazım sürecinde bir an olsun maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen annem sevgili Rabia KESERCİ'ye babam sevgili Hüseyin KESERCİ'ye teşekkür ederim.

Ferhat KESERCİ
İSTANBUL, 2019

İÇİNDEKİLER

ÖZ.....	iii
ABSTRACT.....	iv
ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	ix
KISALTMALAR LİSTESİ.....	xvii
GİRİŞ.....	1

BİRİNCİ BÖLÜM

1.KISA SÜRELİ İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ.....	6
1.1. Güneş.....	6
1.1.1.Güneş Değişkenliği.....	10
1.1.1.1. Kısa Dönemli Güneş Değişkenliği.....	11
1.1.1.2. Uzun Dönemli Güneş Değişimleri.....	14
1.1.2. GCR ve Güneş Değişkenlikleri.....	15
1.1.3. Güneş Değişkenliği'nin İklim ve İklim Değişikliği Üzerindeki Etkileri..	19
1.1.3.1. Güneş Kaynaklı Kısa Dönemli İklim Değişikliği.....	20
1.1.3.1.1. Stratosferde Meydana Gelen Kısa Süreli Değişimler.....	20
1.1.3.1.2. Troposferde Meydana Gelen Kısa Süreli Değişimler.....	23
1.1.3.1.3. Bulutluluk ve Yağış.....	26
1.1.3.2. Güneş Kaynaklı Uzun Dönemli İklim Değişiklikleri.....	29
1.1.3.2.1. Maunder Minimumu.....	33
1.2. Volkanlar.....	36
1.3. El-Nino/Güney Salınımı (ENSO).....	50
1.3.1. ENSO Olaylarının Kantitatif Değerlendirilmesi.....	51
1.3.1.1. Güney Salınımı Endeksi (SOI).....	51
1.3.1.2. Tropikal Pasifik Nino Havuzları.....	52
1.3.2. ENSO Mekanizması'nın Küresel ve Bölgesel İklim Üzerine Etkisi.....	54
1.4. NAO (Kuzey Atlantik Salınımı).....	63
1.4.1. NAO ve Bölgesel İklim Değişiklikleri.....	66
1.5. Gök Taşları (Meteroit).....	71

İKİNCİ BÖLÜM

2. UZUN DÖNEMLİ İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ	76
2.1. Plaka Tektoniği.....	76
2.1.1. Kara ve Okyanus Dağılımlarının Dünya Albedosu Üzerindeki Etkisi	79
2.1.2. Karasallık	81
2.1.3. Okyanus Isı Taşınımı	87
2.1.4. Dağ ve Plato Yükselimleri.....	92
2.1.5. Uzun Dönemli Volkanik Aktiviteler ve Atmosferik Kompozisyon	100
2.2. Milankovitch Döngüleri	101
2.2.1. Milankovitch Döngüleri'nin Temel Mekanizmaları.....	103
2.2.1.1. Yörünge Değişikliği	103
2.2.1.2. Eksen Eğikliği	106
2.2.1.3. Yalpalama (Presesyon)	107
2.2.2. Milankovitch Döngüleri ve Buzul Çağları	109

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. DÜNYA JEOLJİK TARİHİ BOYUNCA MEYDANA GELMİŞ OLAN BÜYÜK İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ VE DEĞİŞİKLİKLERE NEDEN OLAN DOĞAL ETMEN VE SÜREÇLER	114
3.1. Prekambriyen (İlkel Zaman) Devri	114
3.1.1. Huronian Buzullaşması.....	116
3.1.2. Cryogenian Buzullaşması	117
3.2. Paleozoik Devir	121
3.2.1. Kambriyen Dönemi	121
3.2.2. Geç Ordovisyan Buzullaşması.....	122
3.2.3. Geç Karbonifer Buzullaşmaları	124
3.2.4. Permien Sera Dünyası ve Kitleli Yokoluşu.....	125
3.3. Mezozoyik ve Tersiyer Dönemi	126
3.4. Kuvaterner Dönemi	130
3.4.1. Pleistosen	130
3.4.2. Holosen Dönemi	134
DEĞERLENDİRME VE SONUÇ	137
KAYNAKÇA.....	145

ŞEKİLLER LİSTESİ

- Şekil 1.1:** Güneş çevrimi boyunca manyetik alan değişimlerinin şematik gösterimi (Dikpati ve Gilman,2007'den düzenlenerek). 12
- Şekil 1.2:** GCR'lerin atmosferdeki çeşitli atomlarla girdikleri reaksiyonlar sonucu ^{14}C ve ^{10}Be üretimi ve bu izotopların yerküre üzerinde birikim ve depolanmasının şematik gösterimi (Steinhilber vd.,2012'den düzenlenerek). 16
- Şekil 1.3:** 1978'den bu yana TSI ile GCR arasındaki ters korelasyon. Sol üstte TSI değerleri ve altta karbon sayımları. Gri çizgi günlük değerleri koyu çizgi aylık ortalamaları gösterir. Sağda karbon'nun bir fonksiyonu olarak TSI'nın saçılımı verilmiştir. Gri noktalar aylık ortalamalar, siyah kareler yıllık ortalamaları göstermektedir (Lockwood, 2006'dan çevrilerek). 17
- Şekil 1.4:** Üst panel: Son 11.400 yıl boyunca ^{14}C 'den yeniden yapılandırılan ve ortalama 1610'dan bu yana Grup Güneş lekesi Numarası ile bir araya getirilen Güneş lekesi sayısı. Alt panel: Taranmış üst paneldeki bölge (Solanki vd., 2004'ten çevrilerek). 18
- Şekil 1.5:** 1985-2003 dönemi için SAGE ozon verilerinin çoklu regresyon analizinden (%) cinsinden $S_{\max}$ (Güneş aktivitesinin en yüksek olduğu dönem)- $S_{\min}$ (Güneş aktivitesinin en düşük olduğu dönem) ozon farklarının yıllık ortalama tahmini. Gölge alanlar %4 seviyesinde önemlidir. (Soukharev ve Hood, 2006'dan çevrilerek). 21
- Şekil 1.6:** ECMWF ERA-40 veri setine çoklu regresyon analizi tekrar uygulayarak elde edilen $S_{\max}$ - $S_{\min}$ sıcaklık farklarının (K) yıllık ortalamalarının tahmini (Frame ve Gray 2010). Koyu ve açık gölge alanlar sırasıyla %1 ve %5 seviyesinde istatistiki önemini gösterir (Gray vd.,2010'dan çevrilerek). 22
- Şekil 1.7:** NASA NSIDC uydusu ile 1979'dan 2005'e kadar toplam Antarktika buz skalası anomalilerini üretilmiş grafik. Larsen buz tabakasında meydana gelen büyük miktardaki düşüşün, 2002 yazında, $S_{\max}$ sırasında meydana gelen büyük atmosferik değişikliklere karşılık gelmesi dikkat çekicidir (D'Aleo, 2011'den çevrilerek). 23
- Şekil 1.8:** GCR'lerin atmosfer ile girdikleri reaksiyon ve potansiyel bulut oluşumunun şematik gösterimi (Gould, 2013'ten düzenlenerek). 26

Şekil 1.9: Kozmik ışın nötronları Güneş aktivitesi ile ters orantılı ve düşük bulutluluk ile doğrudan orantılıdır (Palle Bago ve Butler, 2000'den düzenlenerek).	27
Şekil 1.10: (a) 11 yıllık Güneş çevriminin maksimum yıllarında (°C) Aralık, Ocak ve Şubat için Pasifik sektöründe ortalama deniz suyu sıcaklık anomalileri. (b) Şekil 16'a 'daki gibi fakat üç Güneş çevrimi maksimum yılındaki ortalama yüzey yağış (mm) anomalilikleri. (Meehl vd.,2009'dan çevrilerek).	28
Şekil 1.11: ¹⁰ Be izotop veri serilerinden üretilmiş Güneş Değişkenliğinin son 10.000 yıllık grafiği. Panel (a): Grönland'daki GRIP (Grönland Buz Çekirdeği Projesi) buz çekirdeğinden elde edilen ¹⁰ Be verilerinin değişim grafiği. Panel (b): Panel (a) 'nın ¹⁰ Be kaydından türetilen yeniden yapılandırılmış Güneş salınımları (Vonmoos vd., 2006; Hoyt ve Schatten, 2007'den çevrilerek).	30
Şekil 1.12: Son 1,100 yıl için ¹⁴ C kaydının grafiksel gösterimi. a) M. S 900 lü yıllardan günümüze kadar olan yılların ¹⁴ C verileri ile yapılandırılmış Güneş aktivitesi ve 1700 lü yıllardan beri gözlenen Güneş lekelerinin bu sürece eklenmesi. ¹⁴ C'deki minimum Güneş lekesi sayısında maksimuma karşılık gelir. Ayrıca ¹⁴ C'deki maksimum'un Güneş lekesi sayısında minimuma yol açtığını da belirtmek gerekir. b) 1100 yıllık ¹⁴ C verisinin yapılandırılması ve a'daki kronolojinin ortaya çıkardığı minimum ve maksimum Güneş çevrimi dönemleri. Güneş lekesi minimum (¹⁴ C maksimum) içindeki yaklaşık 200 yıllık periyotlara sahip olan döngülere Suess Cycles adı verilir (USGS, 2000'den çevrilerek).	31
Şekil 1.13: Maunder Minimumu sürecinde görülen Güneş lekeleri (Maunder minimum sırasındaki birçok yılda Güneş lekeleri yoktu) ve 1700 lerden itibaren gözlemlenen 11 yıllık Güneş leke çevrimi (Eddy, 1976'dan çevrilerek).	34
Şekil 1.14: Volkanik girdilerin şematik diyagramı ve bunların atmosfere olan etkileri. (Robock, 2000'den düzenlenerek).	38
Şekil 1.15: Aeresol bulutlarının ısınması ile Ekvator ve kutup stratosferi arasında meydana gelen sıcaklık gradyanının farklılaşması (Robock, 2000'den çevrilerek).	39
Şekil 1.16: Stratosfer katmanında meydana gelen sıcaklık gradyan farkının meydana gelmesi ve bunun ortaya çıkardığı güçlenmiş polar vorteks (Solda). Sağda ise stratosferdeki sıcaklık gradyanının daha sabit olduğu ve kutup stratosferinde meydana gelen stratosferik ısınma olayı sonucunda ortaya çıkan atmosferik dolaşım	

örüntüsü. (Kaynak: https://www.noaa.gov/multimedia/infographic/science-behind-polar-vortex).....	40
Şekil 1.17: Kuzey Grönland ve Grönland Zirvesinden alınan buz çekirdekleri içerisindeki oksijen izotop oranlarının 10 ila 110 bin yıllık dönemi ile D-O(Dansgaard-Oeschger) döngülerinin 19 ve 20'yi ve MIS (Denizel izotop dönemleri) 4 (en son erken buzul) ve MIS5 (son içsel) arasındaki sınırı göstermektedir. Zirve GISP2 çekirdeğindeki (Zielinski ve diğ., 1996) Toba'ya atfedilen volkanik sülfatın pozisyonu bir ok ile gösterilir ve D-O 20'nin stadial (soğuk) ve interstadial (ılık) yarıları sırasıyla s ve i. ile gösterilir. Kuzey Grönland çekirdeğindeki (NGRIP, 2004) D – 20 insterstadial sonlandırmasının kronolojik konumu, Toba püskürmesi için radyojenik argon tarihleriyle 2000 yıllık bir fark ile uyumlu sayılabilir. Grönland buz çekirdekleri ile Hulu Mağarası speleothem (U serisi) ler U serisi ile yeniden yapılandırılmış korelasyonu, Kuzey Grönland çekirdeğinin yaşı ve Toba püskürmesinin argon izotop yaşı ile birbirleriyle uyumludur (Williams vd., 2009'dan çevrilerek).	43
Şekil 1.18: Tambora püskürmesinden sonra sülfür (S) ve sülfürik asit (H_2SO_4) aerosollerin Dünya'ya yayılımını şematik gösterimi (Brönnimann ve Kramer, 2016'den düzenlenerek).	45
Şekil 1.19: Krakatoa püskürmesinin kronolojisi 26- 27 Ağustos 1883 tarihlerinde en aktif safhası boyunca ortaya çıkmıştır. İnce yıldız küçük, büyük yıldız ise büyük tsunami olaylarını temsil eder (Self ve Rampino, 1981; Schaller vd., 2009'den düzenlenerek)..	47
Şekil 1.20: Krakatoa püskürmesinden sonra doğudan batıya kül bulutunun gözlemlendiği lokasyonlar. Sayılar gözlem tarihlerini verir (26 Ağustos- 9 Eylül 1883) (Symmons, 1888'; Schaller vd., 2009).	48
Şekil 1.21: 1884 (solda) ve 1885 (sağda) kışları (Aralık –Mart, üst) ve yazları (Haziran-Eylül, alt) (Schaller vd., 2009'dan çevrilerek).....	49
Şekil 1.22: Şekilde SOI'nin 2008-2017 yılları arası aylık değerleri gösterilmektedir (S: Güney, N: Kuzey) (Kaynak: http://www.bom.gov.au/climate/glossary/soi.shtml).	52
Şekil 1.23: Tropikal Pasifikte çeşitli bölümlere ayrılmış nino bölümlerinin gösterimi (Kayhan ve Alan, 2014).	53

Şekil 1.24: 1955'ten günümüze ONI değerleri. Kırmızı çubuklar ekvator Pasifik'teki sıcak koşulları (El Nino) gösterirken, mavi çubuklar ekvatorial Pasifikteki soğuk koşulları (La nina) gösterir. (Kaynak: https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml).....	54
Şekil 1.25: Tropikal pasifikte normal koşulların gösterimi (E: Doğu, W: Batı) (Kayhan ve Alan, 2014).	55
Şekil 1.26: Batı Pasifikte biriken sıcak su havuzunun doğuya doğru ters bir akım gerçekleştirmesi(Kaynak: https://www.theguardian.com/environment/2015/mar/05/what-is-el-nino).	56
Şekil 1.27: Tropikal pasifikte meydana gelen El-Nino mekanizmasının şematik gösterimi (Kayhan ve Alan, 2014).	57
Şekil 1.28: 12 Kasım 2015 tarihli deniz suyu sıcaklık anormalisi (Kaynak: https://scripps.ucsd.edu/news/el-nino).	57
Şekil 1.29: Ticaret rüzgarlarının güçlenmesi ve bunun sonucunda ortaya çıkan La Nina mekanizmasının şematik gösterimi (Kayhan ve Alan, 2014).....	58
Şekil 1.30: El Nino süreci boyunca küresel sıcaklık ve yağış dağılımının şematik gösterimi (Kaynak: https://news.ucar.edu/sites/default/files/news/2014/905px_ENSOWarm_Cold_Episode_DJF%20copy.jpg).....	61
Şekil 1.31: La Nina süreci boyunca küresel sıcaklık ve yağış dağılımının şematik gösterimi (Kaynak: https://news.ucar.edu/sites/default/files/news/2014/905px_ENSO-Warm_Cold_Episode_DJF%20copy.jpg).....	61
Şekil 1.32: 3 aylık standartlaştırılmış uzun yıllar NAO endeksi grafiği (Kaynak: https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_ts.shtml).....	65
Şekil 1.33: NAO'nun pozitif ve negatif fazlarında İzlanda ve Azor adaları civarındaki basınç durumları ve fırtına hatlarının hareket güzergahlarının şematik gösterimi.....	66
Şekil 1.34: a) NAOI'nun Pozitif değerler b) NAOI negatif değerler, aldığı dönemlerde Atlantik ve çevresinde meydana gelen hava paternleri (Şahin ve Kurnaz, 2014).	68

Şekil 1.35: Gök taşının Yukatan yarımadasına çarpması ile ortaya çıkabilecek olası mekanizma (solda) ile sondaj ve çeşitli yöntemlerle belirlenmiş olan gerçek gök taşı kraterinin birbirleri ile karşılaştırılması (Kaynak: https://www.sciencemag.org/news/2016/03/scientists-gear-drill-ground-zero-impact-killed-dinosaurs).....	73
Şekil 2.1: Bölgesel olarak ortalama, iki kutup kıtasına sahip bir gezegenin (düz çizgi) ve tek ekvatorial süper kıtasal (kısa çizgiler) olan bir gezegenin GCM simülasyonlarına kıyasla, modern Dünya üzerindeki yıllık yüzey hava sıcaklığı ortalaması (uzun çizgiler). CO ₂ seviyesi 280 ppm olarak belirlenmiş, eksenel eğiklik sıfır (23,5 derece) derece kabul edilmiştir. Kutup ve Ekvator coğrafyalarındaki toplam arazi alanları eşit olarak belirlenmiştir (DeConte,2008'den çevrilerek).	84
Şekil 2.2: Paleocoğrafya rekonstrüksiyonları ile 160 milyon yıldan 20 milyon yıl'a kadar Dünya'daki kıtalarının coğrafi pozisyonlarındaki değişimler (Barron vd.,1980).	85
Şekil 2.3: (a)60-90 kuzey ve güney enlemleri ile (b)0-30 kuzey ve güney enlemleri arası karasal alanların 180 milyon yıldan günümüze değişim oranları (Barron vd.,1980).	86
Şekil 2.4: 100-20 milyon yıl arasındaki albedo dağılımının karşılaştırılması. A; Kar örtüsü alanları (90- 60 °) ve çöl alanları (30 – 10). B; Kar örtüsü alanları (90-60 °) (Barron vd.,1980'den çevrilerek).	86
Şekil 2.5: Avrupa kıtasındaki iklim üzerinde önemli etkiler meydana getiren Atlantik Termohalin sirkülasyonu. Yüzey akımlarını (kırmızı) ve soğuk kuzey Atlantik Derin Suyunu(mavi) gösterir. Termohalin sirkülasyonu, Kuzey Atlantik ve Kuzey Avrupa'yı ısıtır. Kış deniz buzu sınırını zorlayarak, Grönland ve Norveç denizlerine kadar uzanmaktadır (Kaynak: https://phys.org/news/2018-04-climate-atlantic-currents-europe-seaboard.html).	88
Şekil 2.6: Kretase döneminde açılmış, kapanmış veya kuvvetlice değiştirilmiş olan okyanus ve deniz geçitleri (Hay.,1996'dan çevrilerek).	91
Şekil 2.7: Neojen döneminde yükselim gösteren dağ kuşakları (Hay vd.,2002).....	95
Şekil 2.8: Tibet Platosunun 20 milyon yıldaki hızlı yükselimini gösteren grafik (Ruddiman vd.,1989'dan çevrilerek).	96

Şekil 2.9: Haziran-Temmuz-Ağustos (H.T.A) için yüzey katmanında (solda) ve üst troposferde, 250 Hpa veya yaklaşık 10 km'de (sağda) rüzgâr vektörleri. Hız (m / s) soldaki rüzgâr okları için, dağsız (DY) ve dağ (D) varsayımları için gerçekleştirilmiş modelleme (Kutzbach vd.,1993'ten düzenlenerek).	97
Şekil 2.10: Dağ (D) ve dağsız (DY) deneyler için yapılan Koppen iklim sınıfları: nemli tropik (A), kuru (B), ılık nemli ılıman (C), boreal (D) ve kutup (E) (Kutzbach vd.,1993'ten düzenlenerek).	98
Şekil 2.11: Dünya yörüngesinde 100.000 yıllık periyotda yaşanan değişimler. Solda dairesel (0.005), sağda eliptik (0.058) yörünge (Kaynak: https://earthobservatory.nasa.gov/features/Milankovitch/milankovitch_2.php).	105
Şekil 2.12: Eksantriklik, eksenel eğiklik (eğiklik), yalpalama(presesyon) ve son 800.000 yıl boyunca her üç faktörün (EEY) zaman serisi (üst şema).Sağda, güç spektrumunda belirtilen ana periyodik karakteristikleri ile kombinasyonu. Aşağıda, 10, 65 ve 80 K'deki temmuz ayı Güneş radyasyon anomalileri'nin zaman serileri bulunmaktadır (Yüksek enlemlerde güneşlenme anomalisi sinyalinin 41.000 yıllık eğiklik döngüsüne egemen olduğunu, düşük enlemlerde ise 23.000 öncül döngüsünün daha önemli bu noktada belirtilebilir. (Bradley.,2015'ten çevrilerek).	105
Şekil 2.13: 41.000 yıllık bir döngü sürecince eksenel açının değişimi (Kaynak: http://agron www.agron.iastate.edu/courses/Agron541/classes/541/lesson07b/7b.1.html).	106
Şekil 2.14: Son 2 milyon yıllık eksen değişikliğinin ortaya çıkardığı yıllık ortalama sıcaklık değerlerinden sapma miktarları. Sağda Yıllık ortalama anormalisi. (Negatif anormaliler kesikli çizgiler ile gösterilmiştir) (Huybers.,2007'den çevrilerek).	106
Şekil 2.15: Dünya'nın yaptığı yalpalama hareketi ve günöte-günberi dönemlerinin değişimi (Kaynak: http://www.indiana.edu).	108
Şekil 2.16: 542 milyon yıldan günümüze kadar olan aralıkta meydana gelen iklim salınımları ve değişiklikleri (Kaynak: https://muchadoaboutclimate.wordpress.com/2013/08/03/4-5-billion-years-of-the-earths-temperature/).	109
Şekil 2.17: Uzun süreli Güneş ışınlamı'nın (200.000) 1950 değerlerinden sapması. 100.000 yıldan günümüze (alt diyagram) ve 200.000 yıldan 100.000 yıl'a (üst	

diyagram) hesaplanmıştır. Negatif anormaliler noktalı çizgilerle gösterilmiştir. Değerler, günlük santimetre kare başına kalori cinsinden verilmiştir. (Berger 1988'den düzenlenerek).....	110
Şekil 2.18: 600.000 milyon yıldan günümüze kadar olan dönemde yaşanmış buzul dönemlerindeki kıtasal buzullaşmaların ulaşabildiği maksimum enlemler (Berger, 1988'den çevrilerek).	111
Şekil 3.1: Yaklaşık 4,5 milyar ile günümüz arasında atmosfer bileşimindeki oksijen'in değişim süreci (Polat,2016).	116
Şekil 3.2: Yaklaşık 600 milyon yıl önce gerçekleşen soğuk periyotta kıtalar ekvator'un yakınında kümelenmiştir (Hofman ve Schrag, 2000'den çevirilerek). ..	118
Şekil 3.3: Croyogonian buzullaşması gelişim aşamasının şematik gösterimi (Hoffman ve Schrag, 2000'den düzenlenerek).....	119
Şekil 3.4: Cryogenian buzullaşması ve sonrası'nın şematik gösterimi (Hoffman ve Schrag, 2000'den düzenlenerek).	120
Şekil 3.5: Kambriyen başladığında, Rodinia her zaman bugün gördüğümüzle uyuşmayan küçük kıtalara parçalanmaya başladı. Aşağıdaki rekonstrüksiyonda Rodinia'nın hareketini göstermektedir. Yeşil, o zaman kara parçalarını, kırmızılar dağları, açık mavi sığ denizlerini, koyu mavi ise derin okyanus havzalarını belirtir. (Netlik açısından, günümüz kıtalarının ana hatları haritada gösterilmektedir (Kaynak: https://ucmp.berkeley.edu/cambrian/cambtect.html).	121
Şekil 3.6: Kambriyen döneminin sonları ve Ordivisiyen dönemindeki kıtaların coğrafi pozisyonları (Kaynak: http://www.kursatozcan.com/ders_notlari/tarihsel_jeoloji/3_kambriyen.pdf).	123
Şekil 3.7: Kırmızı sütunlar kıtasal sel karakteri gösteren bazaltik volkanik aktiviteleri ifade etmektedir. Sürekli olan çizgiler ise büyük volkanik aktiverler ile iyi bir korelasyon gösteren yok olan türlerin yüzdelik değerlerini göstermektedir (Saunders ve Reichow,2009'dan çevrilerek).	126
Şekil 3.8: Son 1 milyon yıl içerisindeki buzul ve buzularası çağıları (Kaynak: http://serc.carleton.edu/eslabs/cryosphere/4a.html).	131
Şekil 3.9: LGM dönemi buzulları'nın maksimum yayılım alanları. Siyah bölgeler buzul alanlarını göstermektedir (Sarıkaya, 2012).	133

Şekil 3.10: Grönland buzul kalkanından çıkarılan buz karotlarının $\delta^{18}\text{O}$ ölçümlerine göre, Grönland’da Würm buzul çağının Son Buzul Maksimumu ve Younger Dryas soğuması ile Erken Holosen Klimatik Optimum (sıcak) dönemlerini de içeren son 50 bin yıldaki dolaylı sıcaklık değişimleri (Cuffey ve Clow 1997’; Türkeş.,2013). 134

Şekil 3.11: M.Ö. 3000-M.S. 2000 yılları arasında Güneş lekeleri sayıları ile buzul aktivitelerinde görülen salınımlar (Kaynak: http://www2.sunysuffolk.edu/mandias/lia/possible_causes.html). 135



KISALTMALAR LİSTESİ

%	: Yüzde
°	: Derece
¹⁰Be	: Berilyum 10
¹⁴C	: Karbon 14
AB	: Alçak Basınç
ABD	: Amerika Birleşik Devletleri
AGCM	: Atmosferik Genel Dolaşım Modeli
B	: Batı
BOO	: Büyük Oksitlenme Olayı
°C	: Santigrat Derece
CAMP	: Orta Atlantik Magmatik Bölgesi
CaSO₄	: Kalsiyum Sülfat
CH₄	: Metan
CME	: Koronal Kütle Atımı
CO₂	: Karbon dioksit
D	: Doğu
D-O	: Dansgaard-Oeschger
ECMWF	: Avrupa Orta Vadeli Hava Tahminleri Merkezi
ENSO	: El-Nino/Güney Salınımı
G	: Güney
GCM	: Genel Sirkülasyon Modeli

GCR	: Galaktik Kozmik Işın
GRIP	: Grönland Buz Çekirdeği Projesi
H₂	: Hidrojen
H₂O	: Su, Su Buharı
H₂S	: Hidrojen Sülfür
H₂SO₄	: Sülfürik Asit
HPA	: Hescopascal, Atmosfer Basıncının Yaklaşık 1/1000'i
IPCC	: Hükümetler Arası İklim Değişikliği Paneli
ITCZ	: Tropikler Arası Konveksiyon Zonu
Ke	: Kelvin
K	: Kuzey
Km	: Kilometre
Km²	: Kilometre Kare
Km³	: Kilometre Küp
LGM	: Son Glasyal Maksimumu
LIA	: Küçük Buz Çağı
MÖ	: Milattan Önce
MS	: Milattan Sonra
MIS	: Denizel İzotop Dönemleri
mm	: Milimetre
MM	: Maunder Minimumu
NAO	: Kuzey Atlantik Salınımı
NAOI	: Kuzey Atlantik Salınım endeksi

NASA	: Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi
NCAR	: Nasa Atmosferik Araştırmalar Ulusal Merkezi
NCEP	: Ulusal Atmosferik Araştırmalar Merkezi
ONI	: Okyanus Nino Endeksi
QBO	: Yarı Periyodik İki Yıllık Salınım
QBO-W	: Yarı Periyodik İki Yıllık Salınım-Batılı
QBO-E	: Yarı Periyodik İki Yıllık Salınımı-Doğulu
S	: Sülfür
SLP	: Deniz Seviyesi Basıncı
SO₂	: Sülfür Dioksit
SOI	: Güney Salınım İndeksi
SPCZ	: Güney Pasifik Kavuşum Bölgesi
SST	: Deniz Yüzey Sıcaklığı
TSI	: Toplam Güneş Işınımı
UV	: Ultraviyole
YB	: Yüksek Basınç
YY	: Yüzyıl

GİRİŞ

Dünya, tanımlanabilmiş ve gözlemlenebilmiş evrenimiz içerisinde mutedil şartlar sağlayan ve canlı yaşamını barındıran yegâne gezegendir. Bu şartların ortaya çıkmasında gezegensel ve astro-fiziksel parametrelerin yanında belki de en önemli unsur uygun iklim koşullarıdır. İklim, genel atmosfer koşulları ile beraber okyanuslar, denizler, kara ve buz yüzeyleri, topoğrafya, rölyef öğeleri ve astronomik etkileşimler gibi doğal etmen ve süreçler ile birlikte gelişim gösteren sistemin, aylar ile milyonlarca yıl arasında değişen zaman periyodu içerisinde ilgili sistemin ortalama ve değişkenliği açısından istatistiksel tanımıdır (Türkeş, 2013). Yerküre iklimi bahse konu olan tüm bu doğal unsurların bir bileşkesini ifade ederken, Dünya jeolojik tarihi boyunca çeşitli doğal etmenler ve süreçler ile değişime ve uzun dönemli salınımlara uğramıştır.

İklim, tüm bu doğal unsurları içerisine alan bir yapı arz ederken Kuvaterner devri içerisinde ortaya çıkan ve evrimleşen insanoğlu ile antropojenik etkilerde iklim sistemi üzerinde özellikle lokal ve bölgesel bazda tesirlerde bulunmaktadır. Özellikle Holosen dönemi ile birlikte insanoğlu'nun nüfusu ve yaşamsal aktiviteleri artmış, 18.yy. (Yüzyıl) dan itibaren sanayileşme ve şehirleşme çabaları yoğunlaşmıştır. Bu uğraşlar neticesinde üretilen ürünlerin miktarı ve Dünya yüzeyi üzerinde arazi kullanımı artmıştır. Günümüzde ise sanayileşme ve bunun bir sonucu olarak atmosfere salınan CO₂ (Karbon dioksit) vb. gibi sera etkisi yaratan gazların yanında arazi yapısı büyük oranda değiştirilmiştir. Artan nüfusu beslemek, bozulan çevre'nin ve gıda ürünlerinin bir tezahürü olarak artan hastalıklara çare giderici ilaç endüstrisinin ilaç hammadde temini ve yerleşim alanlarının genişlemesi nedeniyle Dünya ormanları tahribi gün geçtikçe artmaktadır. Giderek artan nüfus popülasyonunun şehirlere artan göçler ile kent alanlarının yüzeyleri genişlemiştir. Hali hazırda oluşturulan şehirseller alanlarda asfaltlama, dikine büyüyen camdan veya betondan yapılmış gökdelenler ve binalar, yüzey albedosu üzerinde lokal ölçekte büyük değişimler yaratmıştır.

Tüm bu antropojenik unsurlar nedeniyle atmosferin kimyasal yapısında önemli değişimler yaşanmış ve sıcaklıklar son 100 yıl içerisinde önemli oranlarda yükselmiştir. Şehirseller alanlarda oluşturulan yapay ortamlar ile bu bölgeler küresel

sıcaklık ortalamalarından daha yüksek sıcaklık artışları göstermişlerdir. İnsanoğlu'nun Dünya üzerinde gelişip nüfusunun artması ile arazi albedosunu değiştirmesi, atmosfere yoğun bir biçimde saldığı sera etkisi yaratan gazların atmosfer bileşimini değiştirmesi ile beraber iklim sistemimizin en temel unsurunu oluşturan Dünya'nın enerji bütçesi üzerinde birtakım değişimler meydana getirmektedir. Bu değişim sürecinde özellikle 20 yy. ın ortalarında itibaren günümüze kadar küresel sıcaklıklarda yaklaşık 0.6-1°C'lik artışlar meydana gelmiştir (IPCC, 2013). Hatta IPCC (Hükümetler Arası İklim Değişikliği Paneli) 2013 raporunda, bu sıcaklık değerlerindeki artış'da antropojenik etkinin %90'ın üzerinde olduğu belirtilmiştir.

İnsanoğlu'nun ortaya çıkarmış olduğu degradasyon ve sera gazlarının salınımları atmosferdeki kimyasal bileşimi ve yüzeydeki albedo etkisinin görece değiştirmesi ile sıcaklık artışına sebebiyet vermesi oldukça doğal ve bilimsel anlamda da gerçektir. Ancak bu sürecin küresel iklim değişikliğinde ortaya çıkan genel atmosfer sirkülasyonunun değiştirmesi sadece sera gazlarının salınımları ve degradasyon etkisi ile sınırlanamamak ve küresel iklimin önemli parametrelerinin ve iklimin doğal sürükleyicilerinin bir arada değerlendirilmesi gerekmektedir (Erinç, 1961; Gönençgil, 2008). Bu açıdan ele alındığında binlerce hatta milyonlarca yıldır görülen iklim değişiklikleri'nin sera gazlarının yoğunluğundan veya miktarından başka açıklamalara da ihtiyacı vardır. Küresel anlamda son 150 yıldır artan sıcaklıkların nedenleri içerisinde özellikle birim alanlarda insan aktivitesinin sorumluluğu aranabilse de doğal etmenlerinde devam ettiğı ve sürece dahil olduğu unutulmamalıdır.

Yukarıda bahsi geçen konular ile bağlantılı olarak son zamanlarda küresel sıcaklıklardaki artışları da içeren iklim ile alakalı sorunlara değinmek için yoğun bir şekilde iklim değişikliği ifadesi kullanılmaya devam etmektedir. Bu sorun belki de Dünya'nın ve ekosisteminin karşıştığı en ciddi çevresel konulardan biridir. Ancak bu konu çoğu kişinin veya medya organlarının zennettiğı veya topluma duyurduğu gibi yeni bir hadise değildir. Oldukça karmaşık ve birbiriyle etkileşim halinde bulunan iklim elemanları'nın ortaya çıkardığı doğrusal olmayan atmosfer doğası, nispeten kısa ve geniş bir zaman aralıklarında değişiklikler göstermektedir. Bu

değişiklikler, tezimizinde ana konusunu oluşturan iklim değişiklikleri ve ortaya çıkardıkları süreçleri ifade etmektedir. İklim değişikliği; kıtasal buzul örtüleri, okyanuslar, kara yüzeyleri, buzul örtüleri ve son olarak insanın da dahil olduğu ve tüm bunların ortaya çıkardığı değişimlerle bağlantılı olarak hava paternlerinde meydana gelen on yıllar ve daha uzun süreli değişiklikler olarak ifade edilebilir. Dünya'nın varoluğundan bu yana geçen 4,5 milyar yıllık jeoloji tarihinde, iklimler farklı zaman aralıklarında değişmiştir. Bu süreçler içerisinde kutup bölgelerinde dahi sıcaklıkların 10 °C lerin üzerinde seyrettiği, tüm yerküre'nin kar ve buzullarla kaplandığı (Kartopu Dünya hipotezi) durumlar olmuştur. Bu tür iklimsel değişimler on yıllar ve yüz yıllar ile ifade edilebilecek kısa dönemli değişimlerle bin yıllar ve yüzbin yıllar arası daha uzun dönemli değişiklikler şeklinde kendini göstermiştir. İnsan kaynaklı sera gazı salınımları ve arazi degradasyonu dışarıda bırakacak olursak, Dünya jeoloji tarihi boyunca iklim, doğal etmen ve süreçler (Güneş değişkenliği, volkanik püskürmeler, El-Nino/Güney Salınımı, Kuzey Atlantik Salınımı, Gök taşı çarpmaları, Plaka tektoniği, Milankovitch döngüleri) tarafından sürekli olarak değiştirilmiştir.

Prekambriyen devri'nden günümüze kadar olan süreçte Plaka tektoniği mekanizması ile kıtaların pozisyonlarına bağlı olarak buzul dönemleri veya oldukça sıcak dönemler meydana gelmiştir. Bu değişim süreçleri yüzbin ile milyonlarca yıl arasındaki çok uzun dönemler ile gerçekleşmiştir. Yine levha hareketlerine bağlı olarak meydana gelen uzun dönemli volkanik aktiviler ile atmosferin kimyasal yapısında meydana gelen bozulmalara bağlı olarak sera etkisi Dünyalar (sıcak) ortaya çıkmıştır. Tek ve münferit volkanik püskürmeler ile atmosfere salınan S (Sülfür) ve aerosoller ile nispeten kısa süreli soğuma periyotları meydana getirmiş, yine benzer etkilere sahip gök taşları da Dünya iklimini soğutmuş ve büyük canlı yokoluşlarına sebebiyet vermiştir. Nispeten izlerini daha yakın jeolojik devir olan Kuvaterner'de görebildiğimiz Milankovitch döngüleri ile yüksek genliklerle buzul ve buzul arası dönemler yaşanmıştır. Tüm bunların yanında Güneş lekeleri, ENSO (El-Nino/Güney Salınımı) olayları, NAO (Kuzey Atlantik Salınımı) gibi doğal etmen süreçler iklim üzerinde çok daha kısa süreli ölçeklerde tesirde değişimler yaratmış ve günümüzde de bu etkileri yaratmaya devam etmektedirler.

Bu noktada üzerinde önemle durulması gerek husus ise tüm bu ifade edilen doğal etmenlerin çeşitli mekanizmalar ile iklim değişimine neden olan doğal etmen'in yanında sürece dahil olmalarıdır. Plaka tektoniği ile kıtaların kutup noktalarında toplanmış olmaları buzullaşma ve dolayısı ile soğuk dönemleri meydana getirirken, süreç içerisine Milankovitch döngüleri ile iklim değişimine pozitif veya negatif etkilerde bulunabilmektedir. Kuvaterner devrindeki buzullaşma dönemlerinin ortaya çıkmasında her ne kadar Milankovitch döngüleri etkili olsa da bu dönemdeki buzullaşmaların başlamasında Kuzey Amerika ve Güney Amerika kıtalarının arasındaki Pasifik-Atlantik su yolunun kapanması da etkili olmuştur. Yine Küçük Buzul Çağı olarak da ifade edilen kısa dönemli soğuk periyot'u Güneş'te meydana gelen büyük aktivite düşüşlerinin yanında aynı dönemde meydana gelen önemli volkanik püskürmelerde etkili olmuştur. Günümüze yakın dönemlerde ortaya çıkan antropojenik küresel ısınma diye tabir edilen süreçte de doğal iklim unsurları süreç içerisine müdahil olmaya devam etmektedir. Kuzey yarımküre'de en önemli iklim unsurlarında biri olan NAO hem küresel sıcaklık değişimlerinden hemde yerküre'nin çeşitli bölgerindeki doğal unsurlardan etkilenmektedir. Tropikal Pasifikte meydana gelen ENSO olayları çeşitli tele-bağlantılar ile Kuzey Atlantik üzerinde aktif olan NAO'yu etkileyebilmektedir (Hurrell ve Van Loon, 1997; Merkel ve Latif, 2002). Bu da genel iklim gidişatı dışında belli dönemlerde bölgesel ve yerel olarak sıcaklık ve yağış üzerinde önemli değişiklikler meydana getirmektedir. Benzer bir yapı Güneş aktiviteleri içinde verilebilir. Güneş aktivitesinde meydana gelen değişimler başta stratosfer katmanı ve daha sonra çeşitli atmosferik süreçlerle yerküreye kadar birçok parametreyi etkileyerek kutup sahanlıklarındaki polar vortex yapılarını ve dolayısı ile NAO salınımlarındaki değişimleri tetikleyebilmektedir. Yine ENSO olayları sırasında bölgesel ve küresel sıcaklıklar üzerinde önemli değişimler ortaya çıkabilmektedir. 2014-2016 yılları arasında artan küresel sıcaklıklara paralel olarak küresel sıcaklık rekorları kırıldı. Bu sıcaklık rekorları'nın ortaya çıkmasında insanoğlu'nun atmosfere saldığı sera gazlarının etkileri yanında aynı dönemde meydana gelen kuvvetli El-Nino süreçlerinin de oldukça büyük etkisi olmuştur (Lian vd., 2017).

Bu açıdan düşünöldüğünde iklim mekanizması içerisinde ve onun değışikliğinde birbiri ile oldukça karmaşık ilişkiler içerisinde bulunan gerek doğal gerekse de antropojenik unsurların ortaya çıkardıkları etkilerinin ayrımı konusu oldukça zordur. Bu zorluk günümüzdeki insan kaynaklı iklim değışikliği'nin sınırları'nın çizilmesi ve gelecekte ortaya çıkarabileceği etkileri değerdendirmede bir takım eksik yönler bırakmaktadır. Bu nedenle iklim değışikliklerine neden olan kısa ve uzun dönemli doğal etmenleri ve bu süreçleri mekanizmaları ile ele almak ve ortaya çıkardıkları etkileri belirlemek oldukça önemlidir. Bunun yanında iklim değışikliği mekanizmalarını ve değışim süreçlerini bütünsel bir bakış açısı ve geniş bir perspektifle ele almak ve ortaya koymak, günümüzde tüm insanlığı ilgilendiren ve büyük bir tehdit oluşturan iklim değışikliği sürecinin daha iyi algılanması, özömsenmesi, Dünya ve ikliminin devamlı değışim içerisinde bulunduğı düşöncesinin benimsenmesi ile Dünya'ya ve gelecekteki iklim değışikliği süreçlerinde ortaya çıkabilecek olaylar hakkında önemli bir bakış açısı kazandıracaktır. Bu zihinsel alt yapı ile tezde, konuya daha geniş bir çerçeveden bakılarak Dünya'nın varoluşundan bu yana geçen 4,5 milyar yıllık iklim tarihinde, iklimsel salınımlara ve iklim değışikliklerine neden olan doğal etmenler ve bunlar ile ortaya çıkan sonuçlar ayrı ayrı ele alınarak değerdendirilecektir.

BİRİNCİ BÖLÜM

1. KISA SÜRELİ İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ

1.1. Güneş

Güneş, yaklaşık 5500 °C'lik sıcaklığa sahip gaz halinde bir küredir. Güneş, Dünya'nın eliptik yörüngesinin yerçekimi merkezi ve en önemli enerji kaynağı olması nedeniyle Dünya ekosistemi ve iklimi açısından oldukça önemlidir (Beer vd., 2006). Güneş ve Dünya arasındaki büyük mesafe (150×10^6 km) nedeniyle, Güneş'ten yayılan ısı'nın sadece milyarda bir'i üst atmosfere ulaşır (1365 Wm^2). Gelen radyasyonun %30'unun tekrar uzaya yansımakta ve kalan kısmı ise Dünya iklim ve ekolojisinin varlığını sağlayan enerjiyi oluşturmaktadır (Beer vd., 2006).

Dünya'nın Güneş'e göre konumu ve kendi geoit yapısı gereği, Güneş'ten gelen enerji'nin büyük bir kısmı (1365 Wm^2) ekvatorial kuşağı üzerine düşer. Buna karşılık yüksek enlemler, bu enerjiden ekvatorial kuşak kadar faydalanamamaktadır. Bunun bir neticesi olarak ekvatorial kuşak ile kutup bölgeleri arasında güçlü sıcaklık gradyan farkı meydana gelerek büyük enerji taşınımına neden olmaktadır. Bu şekilde temel enerji kaynağımız Güneş'ten enerji alımı ve bu enerjinin depolanıp küresel ölçekte dağıtılması ile iklim sistemimiz ortaya çıkmakta ve şekillenmektedir. Ancak gerek Güneş gerekse de Güneş-Dünya arasındaki etkileşimler durağan değildir ve gözlemler, çeşitli zaman ölçeklerinde Güneş aktivitesinde değişimler yaşandığını göstermektedir (Gray vd., 2010). Güneş'ten alınan enerji ile uzaya geri yansıtılan enerji arasındaki dengeden ayrılma, Dünya'nın iklim sistemindeki değişiklikler için en önemli kriterdir (Ramesh, 2015). Yeryüzüne ulaşan solar enerji tutarı ise her şeyden önce atmosfer dışında o noktaya gelen tutara, bir başka ifade ile "solar konstant" değerine ve bu değerde zaman içinde meydana gelen değişmelere bağlıdır (Sezer, 1993).

Güneş değişkenliği ve iklim arasındaki ilişki üzerine çalışmalar ve gözlemler çok eski dönemlerden beri yapılmış ve yakın zamanlara doğru ise artarak devam etmiştir. Güneş yüzeyinde meydana gelen değişikliklerin gözlemleri, Çin'de Shang Hanedanlığı yaklaşık M.Ö. (Milattan Önce) 1200'lere kadar belgelenmiş (Schaefer, 1997) ve Theophrastus (370-290) ise bir Güneş lekesi için bilinen ilk kaynağı

sağlamıştır (Coyne, 1991). Teleskop'un icadı ile Güneş üzerinde gerçekleşen hadiselerin gözlemlenmesi çok daha tutarlı ve kolay hale gelmiştir. Galileo M.S. (Milattan Sonra) 1610'da belki de teleskop ile Güneş lekeleri gözlemleyen ilk kişi olmuştur (Coyne, 1991). Ancak Güneş lekelerinin gözlemlenmesi ile iklim arasındaki ilişkinin sorgulanması ve bu anlamda fikirler öne sürülmesi, 17.yy. ın ortalarından itibaren mümkün olmuştur (Schove, 1983). 17. yy.dan itibaren Güneş'in görünür yüzeyindeki lekelerin kolayca gözlenmeye başlanması, geçmişe dair çeşitli proxy veriler (Geçmiş iklim değişikliklerinin ortaya çıkardığı değişimlerden etkilenen ve dönemin özelliklerini ve iklim şartlarını yapılandırma imkânı sağlayan vekil veriler) ile yapılandırılmaları günümüzde en güvenilen ve en çok kullanılan kantitatif (nitel) verileri sağlamıştır. Güneş aktivitesinin tespiti genelde Güneş'teki lekelerin varlığı ile eş tutulmuş ve sayılabilmektedir. Gözlemlenen Güneş lekeleri'nin sürekli olarak var olmadığı, yıllar içinde değişkenlik gösterdiği görülmüştür. Bu değişkenliğin yaklaşık 11 yıllık sürelerle meydana geldiği ilk defa 1843'te Heinrich Schwabe tarafından tanımlanmıştır. 1970'lerin sonlarında uydularda başlatılan mutlak radyometrit ölçümler ile, Dünya'ya ulaşan TSI (Toplam Güneş Işınımı) 11 yıllık Güneş leke döngüsü boyunca sistematik olarak değiştiği belirlenmiş ve böylece "Güneş Sabiti" (Güneş enerjisinin sabit olduğu fikri) terimine karşıt tartışılmaz kanıtlar üreterek Heinrich Schwabe tarafından öne sürülen tezi güçlendirmiştir (Haigh, 2006). Ancak günümüzde iyi bilinen Schwabe döngüsüne (11 yıllık Güneş çevrimi) ek olarak Güneş aktivitesinde bir takım periyodik değişiklikler de tespit edilmiştir (Waple, 2006). Daha uzun gözlem ve analizler ile sadece 11 yıllık Schwabe döngüsü değil, aynı zamanda 22 yıllık (Hale döngüsü), 88 yıllık (Gleissberg döngüsü) ve daha düşük frekanslarda önemli döngü noktaları olduğu belirlenmiştir (Lean, 1991).

17. yy. sonunda meydana gelen Güneş lekelerindeki azlık, Gustav Spörer, John Flamsteed ve tartışmasız en önemlisi Walter Maunder gibi sayısız akademisyen tarafından belirtilmiş ve üzerinde durulmuştur. Yine aynı dönem içerisinde özellikle Kuzey yarımküre'de sıcaklık düşüşlerinin ortaya çıkması iki hadise arasında ilişki olabileceği şüphesini uyandırmıştır. Bu dönemde Herschel (1801), ilk defa Güneş değişkenliği ile İklim üzerinde önemli rol oynayabileceği fikrini öne sürmüş,

Maunder 1922'de, Güneş ve Dünya'daki hava şartları arasında bağlantıyı konu edindiği bir çalışma yayınlamıştır (Hoyt ve Schatten, 1997).

Maunder (1922)'in çalışmasından sonra Güneş lekeleri ve dolayısı ile Güneş değişkenliği ile Dünya ikliminde ortaya çıkardığı değişimleri tespit etmek amacıyla birçok araştırma yapılmıştır. Lamp (1981) ve Sezer (1993)'e göre çalışmalar şu şekilde özetlenebilir. Koppen (1914), Tropikal bölge istasyonlarında 1813-1910 yılları arasına karşılık gelen devrede yüzey sıcaklıklar ve Güneş leke çevrimi arasındaki ilişkiyi araştırmış ve tropikal bölgelerde Güneş aktivitesinin artması ile sıcaklıkların düştüğünü saptamıştır. Walker (1915) ise Küresel basınç yapıları ile Güneş leke çevrimi arasındaki ilişki üzerine çalışma gerçekleştirmiştir. Bunun sonucunda Dünya'nın çeşitli bölgelerinde Güneş lekeleri ile negatif ve pozitif korelasyonlar elde etmiştir. Krivsky (1953), Çek Cumhuriyeti ve Almanya istasyonlarından elde ettiği veriler ile Orta Avrupa'yı kapsayan Güneş lekeleri ile yağış arasındaki ilişkiyi ele almış ve Güneş leke sayılarının artışına tepki olarak yıllık yağış miktarında azalmalar olduğunu belirtmiştir. Carapiperis (1960), 1893 ile 1937 yılları arasında dönem için Atina meteoroloji istasyon verilerini kullanarak yaptığı Güneş leke aktivitesi ile basınç ve rüzgâr etkileşimi sonucunda pozitif bir korelasyon ortaya koymuştur (Güneş lekelerinin artması ile Azor yüksek basınç alanı ve Basra Alçak basınç alanlarının kuvvetlendiğini de ifade de edilebilir). Mironovich (1960), Güneş'te meydana gelen faküller (Güneş'in üst atmosferi olan fotosferde oluşan parlak bölgeler) ile Güneş lekelerinin bir bileşkesi olan BAUR solar endeksi ile Atlantik üzerindeki basınç alanları arasındaki ilişkiyi incelemiş, özellikle Azor ve İzlanda basınç alanlarının faz dönemleri ile BAUR endeks verileri arasında güçlü ve negatif bir korelasyon olduğunu öne sürmüştür. Yamaoto (1967) ise Kore merkezli çalışmasında 1780 ile 1954 yılları arasındaki dönemde İlkbahar ve erken yaz döneminde Güneş leke çevrimi (11 yıllık) ile yağış arasında yüksek güvenilirlikli (%95) pozitif bir korelasyon tespit etmiştir.

Türkiye özelinde ise ilk çalışma Erinç (1957) tarafından gerçekleştirilmiştir. Erinç 1957'de, İstanbul'un 1860 ile 1948 yılları arası dönemde yıllık ortalama sıcaklık değerleri, bahar yağışları ile Güneş lekeleri arasındaki ilişkiyi incelemiştir. Çalışma sonucunda Güneş lekeleri ile İstanbul'un sıcaklık ve yağış değerleri arasında

güçlü bir bağlantı olduğunu saptamış, lekelerin azalma gösterdiği devrelerde yağışlarda artışlar, lekelerin artışına paralel olarak sıcaklarda ise artışların meydana geldiğini göstermiştir. Daha sonra Sezer (1993) ise İzmir meteoroloji verilerini baz alarak Güneş lekeleri ile sıcaklık ve yağış arasında ilişkiyi çalışmış, elde ettiği sonuçlar Erinç (1957)'in İstanbul çalışması ile oldukça benzer özellikler göstermiştir. Yağış ve Güneş lekeleri arasında negatif, sıcaklıklar da ise pozitif bir korelasyon elde etmiştir.

Güneş lekeleri ile iklim elemanları arasındaki ilişkilerin araştırılması yanında, Güneş lekelerinin periyodik bir değişim gösterip göstermediği ve bunun iklim ve iklim değişikliği üzerindeki etkisi konusunda da birtakım çalışmalar da bulunmaktadır. Bu açıdan Eddy (1976) birçok gözlem ve proxy verilerini ele alarak Avrupa'daki hava şartlarını Orta Çağ'a kadar incelemiştir. Eddy çalışmasında Maunder Minimumu süresince (1645-1715) Güneş'te çok az leke grubu çıktığını veya bazı yıllar hiç çıkmadığını bunun da Güneş'in radyatif verimini azalttığını, akabinde soğuk hava şartlarının hüküm sürdüğünü ileri sürmüştür (Gray vd., 2010). Bradley ve Jones (1993), tarafından ağaç halkaları ve buz çekirdekleri gibi proxy verileri kullanılarak Kuzey yarımküre yaz sıcaklıklarının, Güneş aktivitesi ile iklim arasında kontrol unsuru yaparak, bunun üzerinden karşılaştırmalar yapmış ve ilişkileri ortaya koymuşlardır. Bu açıdan gerek teorik gerekse de uygulamalı çalışmalar (Friis-Christensen ve Lassen, 1991; Reid, 1991; Kelly ve Wigley, 1992) Güneş'in yüzey sıcaklıkları üzerinde şaşırtıcı derecede güçlü bir etkisi olduğunu ortaya koymuştur. Bunun yanında Güneş aktivitesinin orta troposfer bölümünde, Geller ve Alpert'in (1980) çalışmasından elde edilen sonuçlar ile orta atmosfer sıcaklığı ve ozondaki değişimi ile atmosferin daha aşağı kesimlerini etkileme potansiyelini araştırılmıştır (Haigh, 1994; Rind ve Balachandran, 1995). Daha sonraki dönemlerde özellikle Kuzey yarımküre özelinde bin yıllık dönemdeki sıcaklıklar ile Güneş aktivitesi arasında güçlü ilişkiler tespit edilmeye devam edilmiş (Versteegh, 2005; Foukal vd., 2006; Scafetta ve West, 2007) özellikle Kuzey Atlantik bölgesi için bu çalışmalar 10.000 yıla kadar uzatılabilmektedir (Hu vd., 2003; Bond vd., 2001; Leal-Silva ve Herrera, 2012). Le Mauel ve ark (2009), Avrupa genelindeki 55 istasyonla yaptıkları çalışmada yine Güneş değişkenliklerinin Atlantik Okyanusu ve çevresinde özellikle

kış aylarında daha etkin olduğu ve birçok faktöre göre değişiklik gösterdiğini ve ortaya çıkan etkilerin farklılaşmasına rağmen Avrupa'daki iklim elemanları ve atmosferik sirkülasyonda önemli bir etmen olduğu özellikle belirtilmiştir.

1.1.1. Güneş Değişkenliği

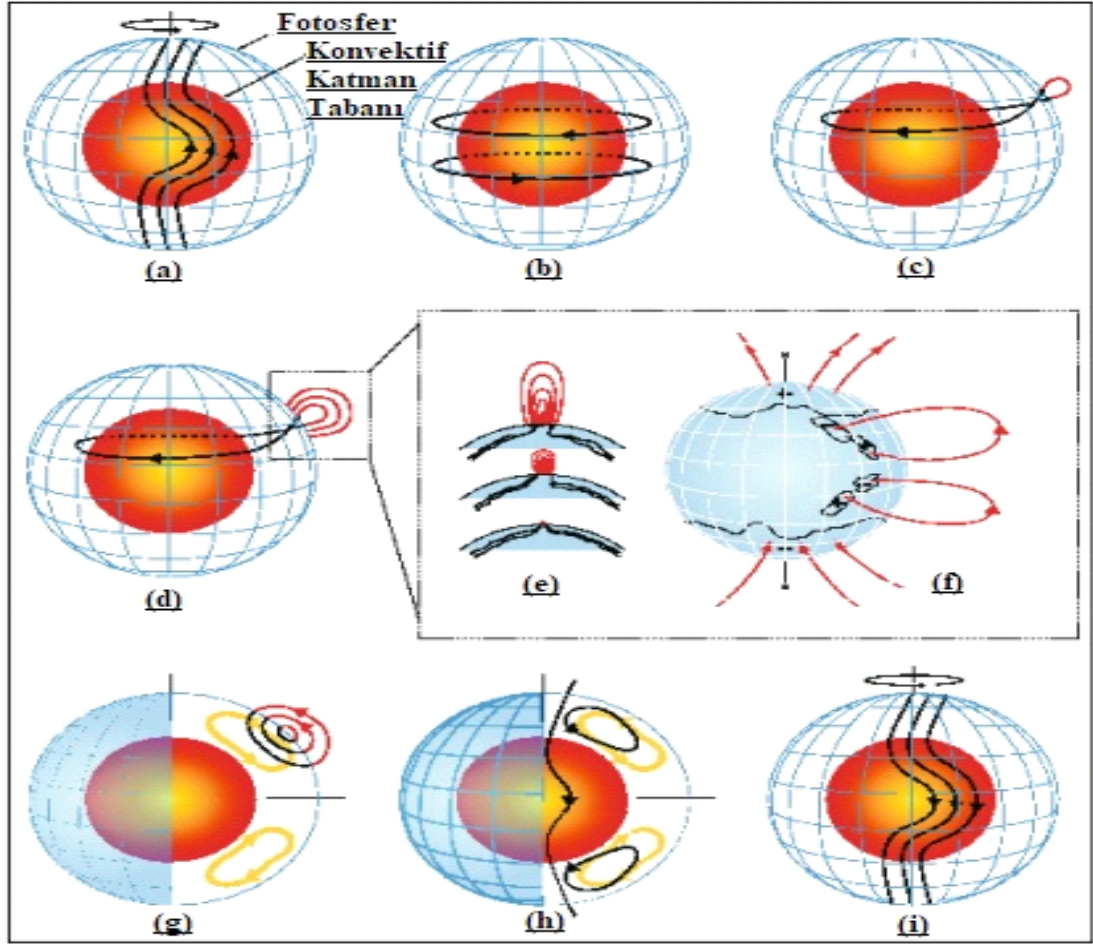
Proxy verilerine dayanan birçok iklim ve ekolojik değişim dönemleri gözlenmekte ve Dünya ikliminde değişimler meydana getiren çeşitli doğal etmen ve süreçlere atfedilen farklı döngüler sergilemektedir. Bunlardan belki de en çok bilineni, Milankovitch döngüleri adı verilen binlerce yıllık zaman ölçeklerinde Dünya'nın yörünge ve eksen geometrisindeki değişimlerdir. Bununla birlikte, Güneş döngüleri de benzer şekilde, genellikle on yıllık ve yüzyıllık ölçeklerde, Milankovitch periyodiselerine benzer bir yapı sergilemektedir (USGS, 2000). Bu Güneş döngüleri ile Dünya atmosferi'nin aldığı Güneş enerji miktarı da değişmektedir.

Dünya atmosferinin üst bölümleri yaklaşık olarak 1367 Wm^2 (Watt/metre-kare; Metre kareye düşen toplam Watt cinsinden Güneş enerjisi) Güneş enerjisi almaktadır. Ancak Güneş'te meydana gelen 11 yıllık leke döngüsü sırasında Dünya atmosferinin enerji alımında da değişiklikler meydana gelir. Bununla birlikte, TSI'nın 11 yıllık bir döngü boyunca gözlenen değişiklikleri çok küçüktür (%0,1). Bu süreçteki değişim, Güneş fotosferinde (Güneş'in Atmosferi) 1.5 Ke (Kelvin), Dünya'da ise ortalama 0.25 Wm^2 'lik bir sıcaklık değişimine karşılık gelir (ortalama olarak Dünya ve %30'luk albedo dikkate alınarak) (Beer vd., 2006). Bu kadar küçük sıcaklık değişimlerinin Dünya iklimi üzerinde etkisi gözardı edilebileceği düşüncesi öne sürülmektedir. Ancak bunun yanında, iklim sisteminde birtakım geri bildirim mekanizmaları olduğuna dair hiçbir şüphe yoktur (Beer vd., 2006). Örneğin bir soğuma dönemi, albedoyu ve dolayısıyla soğutmayı artıran, büyüyen buz tabakalarına yol açar. Geri besleme mekanizmalarının mevcudiyeti, Güneş ışımasında meydana gelen çok küçük bir değişimle ilgili birçok gözlem ve modellemeler ile gösterilmiştir (Cubash ve Voss, 2000; Beer vd., 2006). Ayrıca TSI'de Güneş spektrometresindeki UV (Ultraviyole) ışınımında meydana gelen değişim, stratosfer ve troposfer katmanlarında çok daha büyük değişikliklere neden

olmaktadır (Rottman, 2006; Haigh, 2006). Tüm bahsedilen süreçlerin yanında Güneş'ten Dünya'ya ulaşan TSI değerlerinde 11 yıllık çevrimin dışında daha uzun zaman ölçeklerinde değişimler meydana gelmektedir. Bu bakış açısı ile Dünya iklimi ve iklim değişikliklerinde daha kısa ve nispeten daha uzun dönemli etkiler yaratan kısa ve uzun dönemli Güneş değişkenliğini ele almak gerekir.

1.1.1.1. Kısa Dönemli Güneş Değişkenliği

Güneş'te meydana gelen TSI değişimleri temel anlamda Güneş'in kendi iç dinamiklerinden kaynaklanmaktadır. Bu mekanizma Güneş çevrimi olarak da ifade edilmektedir. Son zamanlarda yapılan araştırmalar göstermiştir ki, 11 yıllık Güneş çevrimi ile ilişkili Güneş'in toplam ışımagücündeki değişimler hemen hemen tamamen Güneş'in görünen yüzeyinden geçen manyetik alanların yoğunluk dağılımından ortaya çıkmaktadır (Gray vd., 2010). Zeeman etkisinden (atomların manyetik alan etrafındaki presesyonundan dolayı atomik enerji seviyelerinin parçalanmasına sebep olan faktör) yararlanarak fotosferik manyetik alanların bileşenlerini ölçen Güneş magnetogramların icadı, Güneş çevrimi boyunca manyetik alanların nasıl değiştiğini anlamamızda faydalı olmuştur (Şekil 1.1) (Harvey, 1992; Ökten, 2002).



Şekil 1.1: Güneş çevrimi boyunca manyetik alan değişimlerinin şematik gösterimi (Dikpati ve Gilman,2007'den düzenlenerek).

Şekil.1.1'de Kırmızı ile gösterilen küre Güneş'in çekirdeğini, mavi ise Güneş yüzeyini gösteren fotosferi temsil etmektedir. a) İki kutuplu manyetik alan çizgileri Güneş yüzeyine doğru hareket ederken diferansiyel dönme (Ekvatorial kuşağın kutup bölgelerine göre daha hızlı dönmesi) nedeniyle bükülerek Güneş'in konvektif katmanının yüzeyini sarar. (b) Diferansiyel dönme ile boylamsal olarak uzanan manyetik alan çizgilerini ekvatora paralel hale getirerek konvektif katman tabanını sararak zayıflatır. (c) İki kutuplu bir yapı gösteren manyetik alan çizgileri yüzeye ulaşarak burada öncü leke yapılarını meydana getirir. Bu süreçte Güneş yüzeyi aktif yapılar ile kaplanır. Aynı zamanda dönen Güneş'in ortaya çıkardığı Koriyolis kuvveti ile aktif bölgeler burulur. Güneş lekeleri (iki siyah nokta) bu ilmeklerden oluşur. (d, e, f) Ek akı yapıları ortaya çıkmakta (d, e) yayılma eğilimi göstermekte (f) 'de tekrardan zayıflama eğilimi göstermektedir. (g) Meridional akışlar ile bu yapılar

kutup bölgelerine doğru taşınır. (h) Bu şekilde enlemsel haldeki manyetik alan tekrardan boylamsal hale getirilir ancak başlangıçtaki (a) yapıyla zıt kutuplu bir yapı sergiler. (i) Böylece başlangıçtaki (a) boylamsal manyetik alan tamamen zayıflamış ve ortadan kalmıştır. Buna karşılık başlangıçtaki çift kutuplu yapı tam tersine çevrilerek boylamsal bir manyetik alan oluşturulmuştur. Bu durum bir sonraki leke çevriminin başlangıcını temsil etmektedir. Bu anlatılan mekanizma ile manyetik dinamo çevriminin ilk evresi tamamlanmış, bu aşamayı takip edecek olan ikinci leke çevrimi de yine bu süreci takip ederek Manyetik Alan Çevrimini tamamlamış olacaktır.

Manyetik Alan Çevrimi ile 11 yıllık bir minimum ve maksimum gösteren Güneş lekeleri ile Güneş yüzeyinde kuvvetli aktiviteler görülmekte ve sönümlenmektedir. Maksimum sırasında Güneş genel yüzey sıcaklığından çok daha düşük sıcaklıklara sahip Güneş lekeleri yüzeyde yoğunluk kazanır. Spruit (1982) tarafından gösterildiği gibi, Güneş lekeleri tarafından nispeten bloke edilen yüzey ısı Güneş yüzeyinde hemen tekrar ortaya çıkamaz, ancak yaklaşık 105 yıllık bir zaman ölçeğinde yeniden ortaya çıkarak konveksiyon bölgesi boyunca dağılır. Bu nedenle, Güneş yüzeyindeki bir leke'nin bulunduğu süre boyunca Güneş ışığının normal olması gereken sıcaklığında bir azalmaya neden olmaktadır. Buna rağmen Güneş'teki manyetik alan çevriminin, maksimumunda yani Güneş yüzeyinde ortalama olarak daha fazla Güneş lekesi olduğu bir zamanda daha parlak bir yapı sergilemektedir. Bu görünüşte çelişkili gibi görünebilir ancak bu süreçte yoğun manyetik aktiviteye işaret eden Güneş lekelerinin yanında Fakülalar (Güneş fotosferinde ortaya çıkan parlak bölgeler) ve CME'ler (Koronal Kütle Atımı) vs. yanında birtakım ikincil ve parlak yapılar sürece eşlik eder (Solanki ve Krovova, 2006; Reddy ve Reddy, 2016). Çoğu Güneş fırtınaları ve CME'ler, görünür Güneş lekesi gruplarının etrafındaki manyetik olarak aktif bölgelerde ortaya çıkar. Bu şekilde manyetik alan çevriminin maksimumunda Güneş yüzeyinde çok sayıda aktif bölgeler ve hadiseler vuku bulurak uzaya doğru yoğun enerjetik partiküllerin yayılımı sağlamaktadır. Bu yolla Güneş değişkenliğindeki onar yıllık olarak ifade edilebilecek kısa süreli değişim süreci gerçekleşmiş olur.

Açıklanan süreç ile beraber Güneş'te 11 yıllık zamansal çevrimler ile daha önce belirtilen kısa dönemli Güneş değişkenlikleri şekillenmekte ve Dünya iklimi üzerinde nispeten kısa süreli sıcaklık dalgalanmaları ve değişim süreçleri meydana getirmektedir. Kısa dönemli iklim değişikliklerinin en önemli itici güçlerinden biri olan Güneş'in, açıklanan mekanizmalarla dinamik işleyişlerini kavramak ve anlamlandırmak, Güneş'te meydana gelen kısa dönemli değişimlerin ve bunların Dünya iklim sistemi ve iklim değişiklikleri üzerinde etkisini anlamada ve tahmin edebilme de oldukça önemlidir.

1.1.1.2. Uzun Dönemli Güneş Değişimleri

Güneş'in manyetik alan çevrimleri'nin Güneş lekeleri gibi tezahürleri yoluyla Güneş ışıınım değişikliklerinden sorumlu olduğu gösterildiğinde, Güneş ışıınımı'nın yeniden yapılandırılması ve Güneş'in manyetik alanının uzun zaman ölçeklerinde hesaplanma sürecini ortaya çıkarmıştır (Solanki ve Krivova, 2006). Antik dönem Çin ve Kore astronomlarının çıplak gözle yaptıkları birkaç gözlem dışında Güneş leke veri serisi geriye doğru bakıldığında sadece teleskobun icadına kadar uzanır (1610 yılları) ve sistematik gözlemler ise sadece 100 yıl sonra başlamıştır. Bununla birlikte yüzyıllardan milyon yıllara uzanan Güneş değişkenliği, atmosferde üretim oranı Güneş aktivitesi ve GCR (Galaktik Kozmik Işıınlar) tarafından modüle edilen ^{10}Be (Berilyum 10) ve ^{14}C (Karbon 14) gibi kozmogenik radyonüklidler (radyoaktif çekirdekleri) kullanılarak tekrar yapılandırılabilir (Gray vd., 2010). Bu noktada üretilen uzun yıllar verilerinin sistematik gözlem verileri ile karşılaştırıldığında çözünürlükleri düşük olsada ^{10}Be izotopları ile yaklaşık 10.000 yıllık bir değişim serisi oluşturulmuştur (Steinhilber vd., 2009). Elde edilen yapılandırılmış zaman serileri üzerindeki çalışmalar, 11 yıllık Güneş çevriminden daha uzun çevrimlerin olduğunu gösteren birtakım veriler elde edilmiştir. Örneğin değişen aralıklar ile 80-90 yıllık Gleissberg çevrimi, 208 yıllık DeVries veya Suess çevrimi, 2300 yıllık Hallstatt çevrimi vd. gibi. Bu tür çevrimlerin iklim kayıtlarında varlıklarının saptanması, Dünya ikliminde meydana gelen değişim süreçlerinde Güneş'in etkisinin daha net görebilmek için oldukça önemli fırsat sunmaktadır (Beer vd., 2000; Beer ve van Geel, 2008; Gray vd., 2010). Bahsedilen proxy veriler ile yapılandırılan Güneş çevrim serilerinin yanında 1600'lü yıllardan itibaren Güneş leke

gözlemlerinin yapılabilmesi, 20.yy. ile ise uydu ve çeşitli ölçüm aletlerin yardımı ile yüzyıllık zaman ölçeklerinde Güneş değişimleri hakkında çok daha net bilgiler ve veriler elde edilebilmektedir. Örneğin, yüzyıllık zaman ölçeğinde TSI'deki değişimler birçok bilim insanı tarafından çeşitli indislere dayandırılarak tekrardan yapılandırılmıştır.

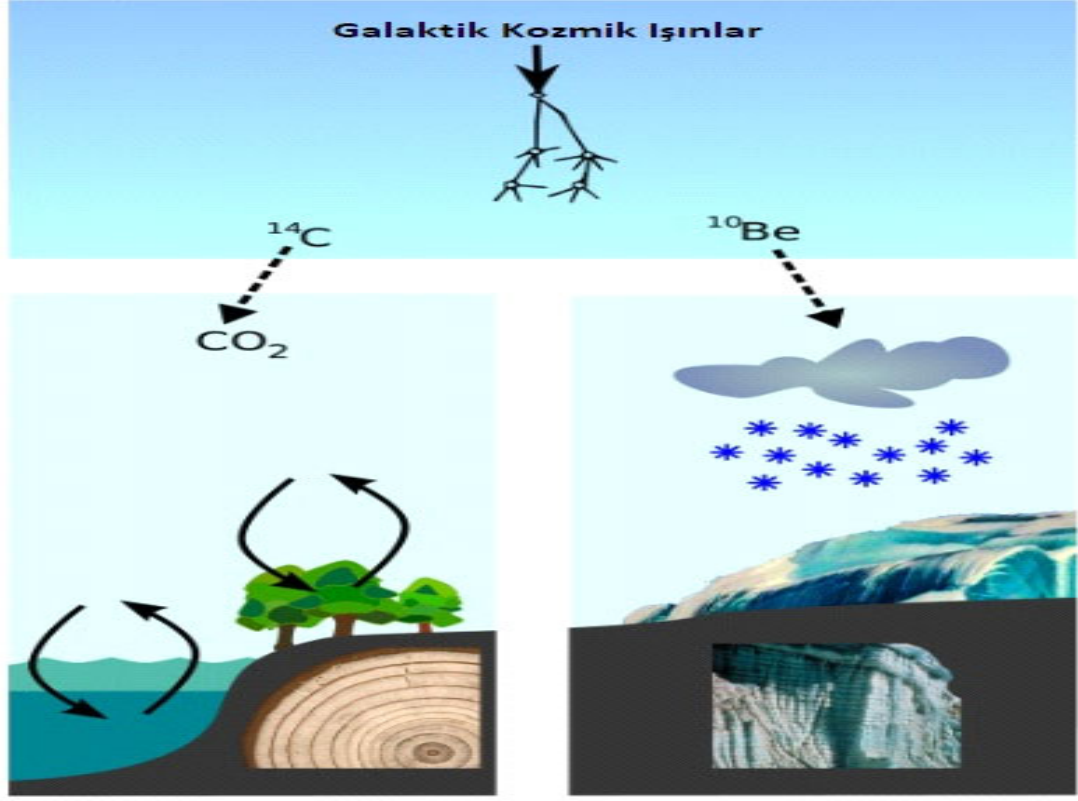
Uzun dönemli Güneş değişkenliğinin tekrardan yapılandırılması ve özellikle Güneş'te meydana gelen uzun dönemli değişimler, Dünya iklim sisteminde bir geri bildirim mekanizması ortaya çıkaran GCR'ler, iklim değişikliği sürecinin anlaşılmasında ve yapılandırılmasında oldukça önemli bir yere sahiptir.

1.1.2. GCR ve Güneş Değişkenlikleri

Güneş değişkenliğinin uzun yıllar zaman serilerinin oluşturulmasında önemli olan, Güneş ve yerküre ikliminin bir geri besleme mekanizmasını meydana getiren GCR'ler, evrende infilak eden yıldızlardan ve derin uzaydan yayılan hızlı ve yüksek enerjiye sahip atomaltı parçacıklardan (proton ve helyum çekirdekleri gibi) oluşmaktadır. Bu ışınlar sürekli olarak Dünya atmosferini ve gezegenleri hedef almaktadır. GCR'ler atmosferde azot ve diğer atomlarda reaksiyona girerek ^{10}Be ve ^{14}C izotoplarını meydana getirmektedir (Solanki ve Krivova, 2006). Atmosferde oluşan bu ^{10}Be izotopu meteorolojik hadiselerle, özellikle de yağışlarla beraber buzullarda, sarkıt ve dikitlerde, ^{14}C ise karbon döngüsü ve fotosentez ile genellikle ağaç bünyelerinde ve organik materyallerde birikmekte ve depolanmaktadır (Şekil 1.2). Bu tür yapılar gelen GCR'ler tarafından üretildiği için bu izotopların üretim hızları, gelen kozmik ışın parçacıklarının akışı ile doğrudan ilgilidir (Steinhilber vd., 2012).

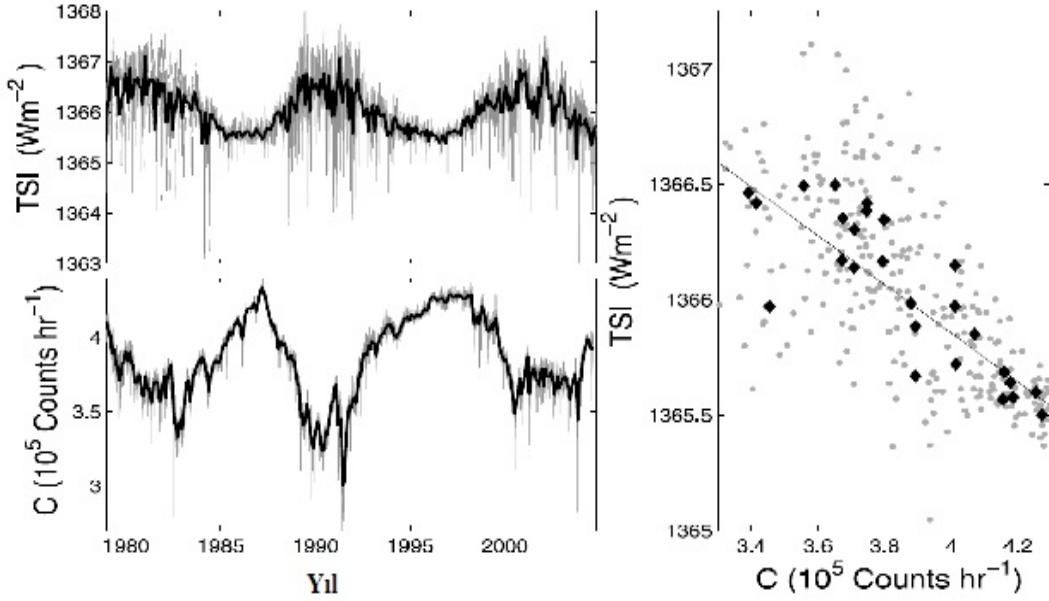
Genellikle kozmojenik izotoplar ve iklim göstergeleri arasındaki ilişkinin ters korelasyonlar gösterdiği varsayılır (Bond ve ark., 2001; Neff ve ark., 2001). İfade edildiği gibi varsayılan ilişki şu şekilde özetlenebilir; Güneş'te manyetik alan çevriminin maksimum olduğu süreçlerde artan aktivite ile Dünya atmosferine büyük miktarlarda ve yüksek enerjili partiküller gelmekte ve Güneş'in artan manyetik alanı ile derin uzaydan gelen kozmik ışınların atmosfere girerek yeryüzeyinde depolanma şartları gerçekleşmemektedir. Bunun tersine Güneş aktivitesinin azaldığı

dönemlerde GCR'lerin atmosfere girişlerini engelleyecek bir neden olmadığından atmosfere girerek bol miktarlarda ^{10}Be ve ^{14}C üretirler (Svensmark, 1997).



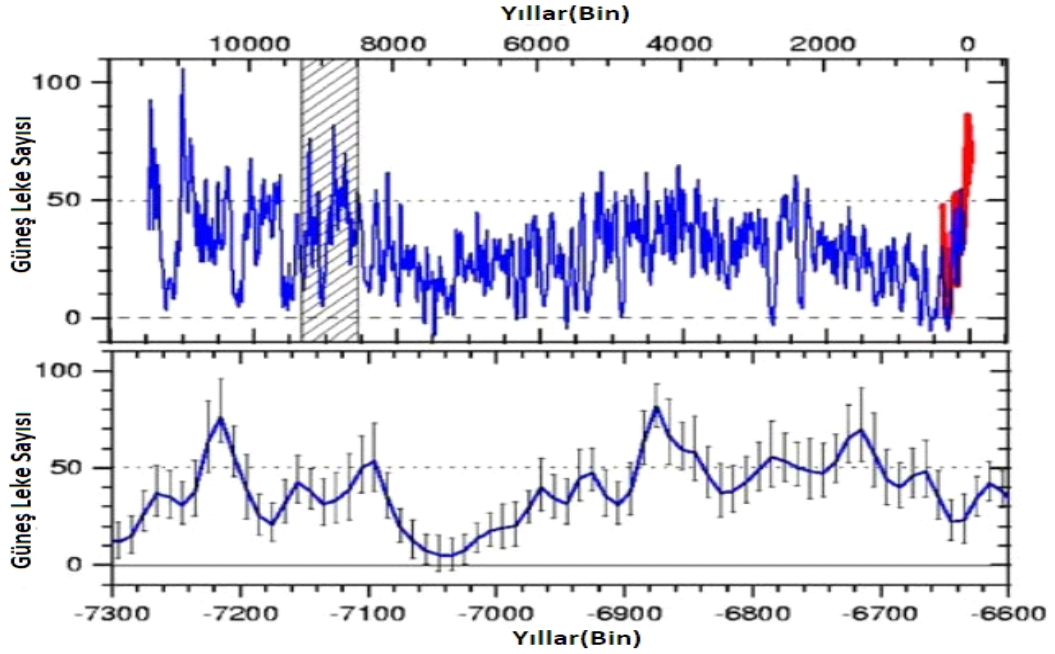
Şekil 1.2: GCR'lerin atmosferdeki çeşitli atomlarla girdikleri reaksiyonlar sonucu ^{14}C ve ^{10}Be üretimi ve bu izotopların yerküre üzerinde birikim ve depolanmasının şematik gösterimi (Steinhilber vd., 2012'den düzenlenerek).

Bu şekilde Güneş aktivitesi ile ters bir korelasyon gösteren kozmojenik izotoplar direk ölçümlerin mümkün olmadığı çok eski dönemler boyunca TSI'yı yapılandırmak için oldukça önemli bir proxy verisi oluşturmaktadır. Bu yöntemle Bard ve ark (2000), Steinhilber ve ark (2010), geçmiş 1200 yıllık, Solanki ve ark (2004), 10.000 yıllık TSI'yı kozmojenik izotoplar ile yapılandırmışlardır (Şekil 1.4). Şekil 1.3'te gösterilen Güneş çevriminin hem aylık hem de yıllık ortalama verisinde böyle bir ters korelasyonun mevcut olduğu görülür (Gray vd., 2010). Bu ters korelasyon aynı zamanda yüzyıllık ve daha uzun zaman ölçeklerine de görülmektedir (Lean vd., 1995).



Şekil 1.3: 1978’den bu yana TSI ile GCR arasındaki ters korelasyon. Sol üstte TSI değerleri ve altta karbon sayımları. Gri çizgi günlük değerleri koyu çizgi aylık ortalamaları gösterir. Sağda karbon’un bir fonksiyonu olarak TSI’nın saçılımı verilmiştir. Gri noktalar aylık ortalamalar, siyah kareler yıllık ortalamaları göstermektedir (Lockwood, 2006’dan çevrilerek).

Yapılandırılan binlerce yıllık Güneş aktivite çevrimlerinin günümüzde ve gelecek süreçlerdeki çevrimlerin önceden bilinmesi ve etkilerinin tahmin edilebilmesi açısından yüksek bir öneme sahip olduğunu söylemek gerekir. Yenilenmiş Güneş lekesi sayısında görülen etkinliklerin önceki dönemlerinin yapılandırılmış verilerin istatistikleri göz önüne alındığında, ortalama Güneş aktivitesinin gelecek 50-100 yıl içinde önemli ölçüde azalacağı öngörülmektedir (Solanki ve Krivova, 2006). Bu durum ortaya çıkacak olan değişimlerin, geçmişte ortaya çıkardığı iklim değişikliklerine bakılarak gelecekte iklim unsurlarında görülebilecek değişimlerde iyi tahmin edilebilir.



Şekil 1.4: Üst panel: Son 11.400 yıl boyunca ^{14}C 'den yeniden yapılandırılan ve ortalama 1610'dan bu yana Grup Güneş lekesi Numarası ile bir araya getirilen Güneş lekesi sayısı. Alt panel: Taranmış üst paneldeki bölge (Solanki vd., 2004'ten çevrilerek).

Tüm bunların yanında GCR'lerin atmosferdeki yoğunlukları Dünya iklim sisteminde önemli bir takım geri besleme mekanizmaları da meydana getirmektedir. Güneş aktivitesinin azaldığı dönemlerde atmosfere yoğun şekilde giren GCR'ler atmosfer içerisindeki çeşitli moleküllerle reaksiyona girerek elektrik yüklü parçacıklar üreterek bir yoğunlaşma merkezi meydana getirmektedir. Bu nedenle atmosferdeki su molekülleri, bu yoğunlaşma çekirdeği etrafında kümelenerek bulut oluşumu sağlamaktadır. Belirtilen süreç ile Güneş aktivitesinin azaldığı dönemlerde Dünya küresel iklim sistemindeki soğumaya pozitif bir geri besleme mekanizması daha ortaya çıkarılarak iklim değişim sürecinin etkisinde ve süresinde bir önemli değişimler meydana getirmektedir.

1.1.3. Güneş Değişkenliği'nin İklim ve İklim Değişikliği Üzerindeki Etkileri

Bir ısı kaynağı olarak Dünya'nın iklimini yönlendiren ve değişiklikler meydana getiren Güneş ve değişkenliğini incelemek önemlidir. İnsanoğlu'nun iklimi nasıl değiştirdiğine odaklanan modern popüler araştırmalar yanında Güneş'in doğal değişkenlik arka planında önemli bir rol oynayabileceğini anlamak da değerlidir (Hoyt ve Schatten, 1997). Antropojenik unsurların iklim üzerindeki etkilerini anlamak için doğal olarak ortaya çıkan iklim değişkenliğinden kaynaklanan katkılar arasında ayırım yapabilmek gereklidir. Bu nedenden dolayı Güneş ile bağlantılı ortaya çıkan iklim süreçleri ve değişikliklerini iyi anlamak ve değerlendirebilmek önemlidir. İnsan kaynaklı ortaya çıkan iklim değişiklikleri çok net ve keskin çizgilerle iyi bilinmemektedir ki aynı durum doğal iklim değişiklikleri için de geçerlidir. Bu belirsizlik, kısmen, doğal iklim değişkenliğinin, insan kaynaklı etkilerin ortaya çıkardığı sonuçların net olarak belirlenmesini engelleyen etmenler arasındaki belirsizlik ve süreci karmaşık hale getiren bir yapı göstermesinden kaynaklanmaktadır. Doğru sonuçlar elde etmek için iklim mekanizmasında meydana gelen değişimleri yaratan etmenlerin ortaya çıkardığı etki ve sürelerini net bir şekilde ortaya koyabilmeli ve doğru değerlendirmeler yapabilmeliyiz.

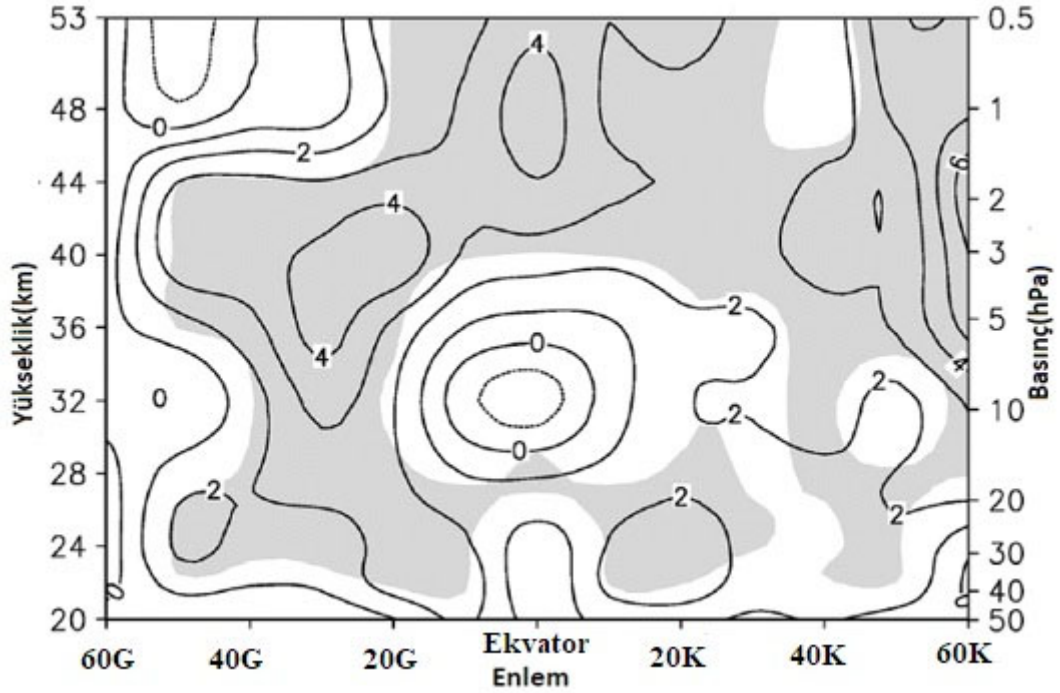
Belki de Güneş'in Dünya iklimi üzerine etkisinin ilk araştırılacak yeri üst atmosferdir. Çünkü Güneş'in manyetik çevrimi ve dolayısı ile aktivitesinin sonuçlarının ortaya çıkardığı yüksek enerjili partiküller, Güneş fırtınaları ve Güneş radyasyonunda meydana gelen değişimlerinin ilk temas edeceği ve etkileşim göstereceği kesim üst atmosferdir. Güneş'in stratosferdeki işaretleri nispeten büyüktür ve 11 yıllık Güneş döngüsü (kısa dönemli) süresince uydu gözlemlerinden çok geniş bir şekilde belgelendirilebilmiştir (Gray vd., 2010). Yine stratosferdeki değişimlerin beraberinde, atmosferik alt katmanını teşkil eden troposfer içerisinde de önemli değişimler gerçekleşmekte ve dolayısı ile yer yüzeyindeki iklim koşullarında zincirleme bir etki mekanizması meydana getirmektedir.

1.1.3.1. Güneş Kaynaklı Kısa Dönemli İklim Değişikliği

1.1.3.1.1. Stratosferde Meydana Gelen Kısa Süreli Değişimler

11 yıllık Güneş döngüsünün, stratosferik sıcaklıkları ve kozmogenik izotop üretimini etkilediğine dair çok net kanıtlar vardır (Waple, 2006). Bu süreci tetikleyen en önemli unsurlardan biri de stratosferik ozondur. Ozon tabakası zararlı ışınların yeryüzeyine ulaşmasını engelleyen ve stratosfer katmanının ısınmasından sorumlu ana yapıdır. Güneş aktivitelerine bağlı olarak, ozon katmanındaki değişimler stratosferin sıcaklık dengesini doğrudan etkiler ve dolaylı olarak da atmosferik sirkülasyon değişimlerine neden olur (Gray vd., 2010). Güneş'teki aktivite'nin arttığı dönemlerde, Dünya atmosferine ulaşan yüksek enerjili partiküller ve yüksek UV dalga boyundaki ışınlar atmosferdeki oksijen moleküllerini fotoliz (ışık etkisi ile ayrışma) yoluyla etkileyerek ozon üretimi üzerinde önemli etkiler yaratır (Haigh, 1994). Bahsedilen mekanizma, ozon konsantrasyonunu modifiye ederek özellikle yüksek enlemlerde ve kutuplar üzerindeki ozonu katmanında tahribatlara neden olur (Randall vd., 2007).

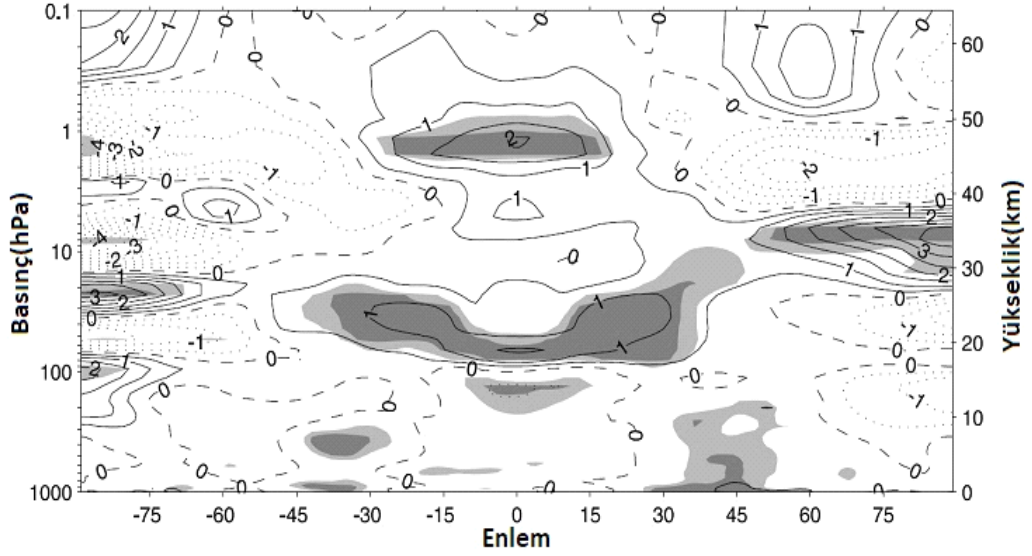
Soukharev ve Hood (2006), 1985-2003 yılları arası ortalama Güneş çevrimi ile ozon değişiminin nasıl ortaya çıktığına dair bir çalışma gerçekleştirmiştir (Şekil 1.5). Çalışmada Güneş'in UV ışıınım değişiminin, ozon üretim hızını direk etkilediği en üst stratosferde %4'lere varan oranlarda sorumlu olduğu gösterilmiştir.



Şekil 1.5: 1985-2003 dönemi için SAGE ozon verilerinin çoklu regresyon analizinden (%) cinsinden S_{max} (Güneş aktivitesinin en yüksek olduğu dönem)- S_{min} (Güneş aktivitesinin en düşük olduğu dönem) ozon farklarının yıllık ortalama tahmini. Gölge alanlar %4 seviyesinde önemlidir. (Soukharev ve Hood, 2006'dan çevrilerek).

Ozon üretim hızları ve oranları dışında S_{max} (Güneş aktivitesinin en yüksek olduğu dönem) dönemlerinde, Güneş ışınlamındaki artış stratosferde yüksek termal ısının absorbe edilmesini sağlamakta ve yerel olarak stratosfer katmanının da ısınmalarına neden olabilmektedir (Lacis ve Carlson, 1992). Özellikle bu tür stratosferik ısınmaların kış aylarında kutup sahanlıklarında gerçekleşmesi troposfer ile aralarında farklı mekanizmaları tetikleyerek bölgesel ve yarımküresel basınç değişiklikleri meydana getirebilmektedir. Böyle bir durum ise muhtemelen troposferik ısının yeniden dağıtılmasını ortaya çıkarmaktadır (Shindell vd., 2001). Shindell ve ark (2001), GCM (Genel Dolaşım Modeli) kullanarak yaptığı çalışmada, Güneş aktivitesi ile bağlantılı olarak stratosfer katmanında meydana gelen değişimlerin troposfere nüfuz ettiğini ve çeşitli yükselti katlarında sonuçların değiştiğini tespit etmişlerdir. Bunun yanında şekil 1.6'da görüldüğü üzere ECMWF (Avrupa Orta vadeli Hava Tahmin Modeli) ERA-40 verilerini çoklu regresyon analizinden, tahmin edilen sıcaklık tepkileri elde edilmiştir (Gray vd., 2010). Bu

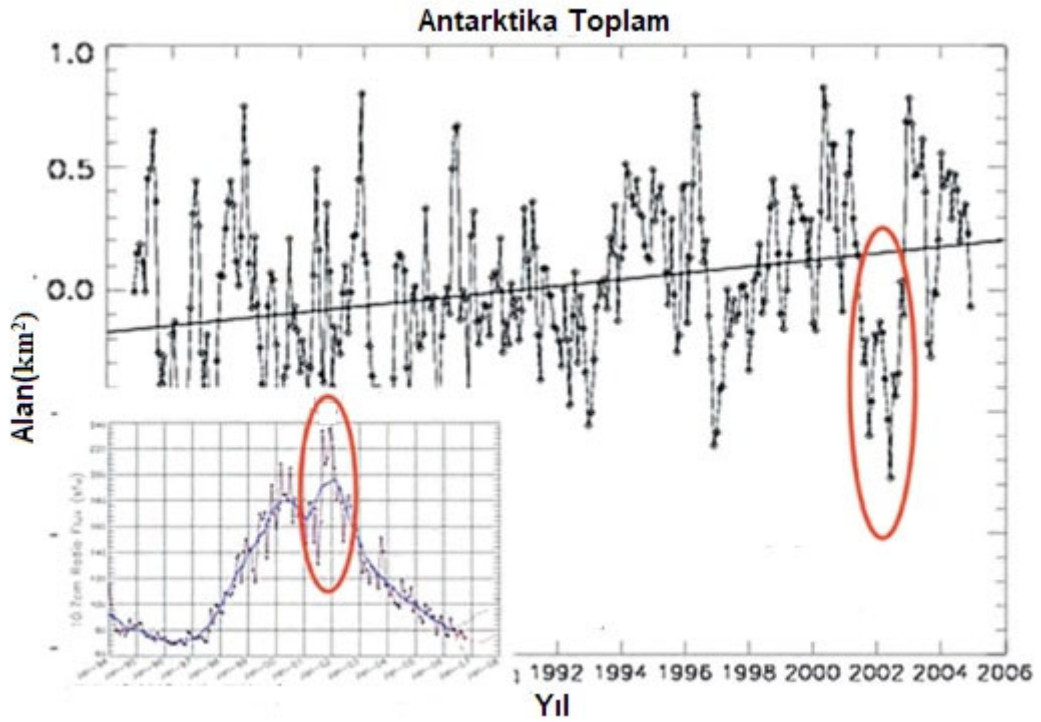
Çalışma sonucunda Tropikal st stratosferde 2 Ke'lik maksimum etkilenme bulunmuştur. Değişen sıcaklık değerleri ile birlikte subtropikal alt mezosfer ve st stratosferde kuvvetli rüzgâr etkileride tespit edilmiştir (Crooks ve Gray, 2005; Frame ve Gray, 2010; Gray vd., 2010).



şekil 1.6: ECMWF ERA-40 veri setine çoklu regresyon analizi tekrar uygulayarak elde edilen $S_{max} - S_{min}$ sıcaklık farklarının (Ke) yıllık ortalamalarının tahmini (Frame ve Gray 2010). Koyu ve açık gölgeli alanlar sırasıyla %1 ve %5 seviyesinde istatistiki önemini gösterir (Gray vd., 2010'dan çevrilerek).

Ancak bu tür değişkenliklerin içerisinde birçok iklim elemanlarından gelen bir takım atmosferik dönütler de bulunmaktadır (Labitzke, 1987; Labitzke ve van Loon, 1988). Birbirleri ile oldukça karmaşık ilişkiler içinde bulunan atmosferik unsurlar arasında kesin ayırım yapabilme zorluğu bahsedilen süreçlerin tek başına açıklanma zorluğunu daha da arttırmaktadır. Bu tip ilişki için Ekvatorial Pasifikte yarı periyodik olan QBO (Yarı Periyodik İki Yıllık Salınım) ile iyi bilinen ve gözlemlenebilmiş bir ilişki bulunmaktadır (Holton ve Tan, 1980). QBO-E (Yarı Periyodik İki Yıllık Salınımı-Doğulu) yıllarında pozitif NAO ile de ilişkilendiren evrede Kuzey kutbu stratosferinde ani ısınmalar meydana gelmektedir ki benzer durum S_{max} süreçlerinde de gelişmektedir. Bu dönem içerisinde rüzgâr doğulu olma eğiliminde olurken sıcaklıklar nispeten daha yüksek seyretmektedir. QBO-W (Yarı Periyodik İki Yıllık Salınım-Batılı) fazında ise atmosferik srklasyon açısından daha karmaşık bir yapı arz etmekte ve negatif NAO fazı ile de ilişkilendirilmektedir.

Bu süreçte Kuzey Kutbu yer seviyesinde güçlü polar vortex yapıları ve soğuk kuzey kutbu kışları yaşanmaktadır. Örneğin, D'Aleo (2011), çalışmasında Eylül 2001'den Nisan 2002'ye kadarki S_{max} ile gerçekleşen ısınmanın, kış döneminde kutup polar vorteksinin küçülmesine neden olduğunu ve Güney yaz girdabının ilk kez parçalanarak iki merkeze ayrıldığını, bunun da atmosferik akış düzenlerini bozduğunu ve Antarktika'daki yaz döneminde Larsen buz tabakasının kırılmasına katkıda bulunmuş olabileceğini ifade etmiştir (Şekil 1.7).



Şekil 1.7: NASA NSIDC uydusu ile 1979'dan 2005'e kadar toplam Antarktika buz skalası anomalilerini üretilmiş grafik. Larsen buz tabakasında meydana gelen büyük miktardaki düşüşün, 2002 yazında, S_{max} sırasında meydana gelen büyük atmosferik değişikliklere karşılık gelmesi dikkat çekicidir (D'Aleo,2011'den çevrilerek).

1.1.3.1.2. Troposferde Meydana Gelen Kısa Süreli Değişimler

Son 20 yıl boyunca yapılan uydu radyometresi ölçümleri, toplam Güneş ışınlamının 11 yıllık Güneş lekesi döngüsünde %0,1 oranında değiştiğini göstermiştir (Lean vd, 1995'a). Her ne kadar bu oran oldukça küçük görünse dahi toplam ışınlamındaki yüzde 0,1'lik değişim, 0,5- 1,0 °C'lık bir küresel troposferik sıcaklık farkı anlamına gelmektedir (Labitzke ve van Loon, 1993). Labitzke ve Van Loon'un 1995'te yaptıkları çalışmada, Hawaii yakınlarındaki bir bölgede 11 yıllık Güneş

çevrimiyle yıllık ortalama 30 hPa (Hescopascal- atmosfer basıncının yaklaşık 1/1000'i) jeopotansiyel yükseklikde (24 km), ortalama sıcaklığın S_{max} 'da S_{min} 'den 0.5-1.0 K'e daha sıcak olduğunu göstermişlerdir. Bu önemlidir, çünkü bu tür değişimler stratosferde S_{max} 'daki ultraviyole ışınımı, ozon üretimini, bu da orta ve üst atmosferin dinamiklerini ve konvektif Hadley hücre sirkülasyonunu (genel olarak ekvatorial enlemlerde konvektif hareketler, stropiklerde ise alçalma hareketini temsil eder) içeren dinamik mekanizmalar yoluyla troposferde değişiklikler meydana getirir (Haigh, 1996). S_{max} dönemlerinde meydana gelen Jeomanyetik fırtınalar ile iklim arasında, atmosferik koşulların yaşandığı troposfer katmanında bölgesel rüzgarlar arasında birtakım ilişkiler yolu ile bağlantı kurulabilmektedir. NCEP (Ulusal Atmosferik Araştırmalar Merkezi) yapılan çalışmalarda hem troposferdeki bölgesel sıcaklık değişimlerinde ve ortalamalarında hem de S_{max} süreçlerinde kutup ve ekvatorial kuşak arasındaki rüzgarlarda da değişimler saptanabilmiştir (Haigh, 2003; Haigh vd., 2005). Stolov ve Shapiro (1974), Kuzey yarımkürede, en az 20 ° ile 70 ° Kuzey enlemleri arasındaki 700 hPa yüksekliğinde (yaklaşık 4 km), 1947'den 1970'e kadar olan dönemdeki Güneş'teki jeomanyetik değişiklikler ile ilgili olarak çalışmışlardır. Çalışma neticesinde, Güneş'te gelişen jeomanyetik fırtınalar ile takip eden süreçte Dünya atmosferinin yaklaşık 700 hPa seviyelerinde genel ortalama sıcaklıklara nazaran kısa süreli düşüşlerin meydana geldiği saptanmıştır.

Stratosferde 10 yıllık Güneş aktivitesi ile ilgili meydana gelen etkilerin troposfer katmanına potansiyel etkileri konusu Haigh (1996) tarafından da incelenmiştir. Çalışma neticesinde Güneş'te meydana gelen değişimlerin troposferde, Orta enlem batılı Jet streamleri, Hadley hücresi ve Tropikal fırtınaların rotaları üzerinde birtakım değişiklikler meydana getirdiğini ileri sürmüştür. Labitzke ve van Loon 1995'teki çalışmalarında radyosonda verilerini analiz etmiş ve sonuç olarak tropik ve subtropiklerde S_{max} 'da Hadley hücresinin kuvvetli olduğunu öne sürmüştür.

Bir başka atmosferik dolaşım unsuru olan Walker sirkülasyonunun (Kuzey-Güney "Hadley" sirkülasyonu ile çok yakından ilişkili olan Doğu-Batı tropikal sirkülasyon örneği) etki ve yoğunluk derecesi üzerinde Güneş'te meydana gelen değişimler ile yakın bağlantılar olduğu tespit edilmiştir. Meehl ve ark (2008), ENSO

olaylarından bağımsız olarak, S_{max} 'la uyuşan bir Walker sirkülasyonu olduğunu ifade etmişlerdir. S_{max} dönemlerinde Pasifik'teki SST (Deniz Yüzeyi Sıcaklığı) ile ilişkili olarak daha Güney ve Kuzeye kayma eğilimi gösteren ITCZ (Tropikler Arası Konveksiyon Zonu) ve SPCZ (Güney Pasifik Kavuşum Bölgesi) anormalliklerinden kaynaklı olarak Doğu Pasifik bölgesinin normalden daha soğuk olduğunu ifade etmişlerdir. Gleisner ve Thejll (2003) ise S_{max} süresince tropikal Doğu Pasifik'te alçalıcı hareketler ile ilişkili olarak tropikal Batı Pasifik'te konveksiyonel (yükselici) hareketler arasında kuvvetli bir Walker sirkülasyonu tespit etmişlerdir. Koder ve ark (2007), ENSO çevrimini keza Güneş'in modüle ettiğini ileri sürmüşlerdir. Troposferik sirkülasyon üzerine Güneş'in aşikâr etkisi (Gray vd., 2010)'ni troposferin Güneş tarafından ısıtılmasıyla ortaya çıkan “yukarıdan-aşağıya” etki “alttan-yukarıya” mekanizmaların yaptığı gibi S_{max} 'da ITCZ ve SPCZ'nin kutba doğru kayma göstererek tropikal konveksiyonu şiddetlendirme eğiliminde oldukları da ifade edilebilir (Haigh, 1996; Koder ve Kuroda., 2002; Meehl vd., 2003).

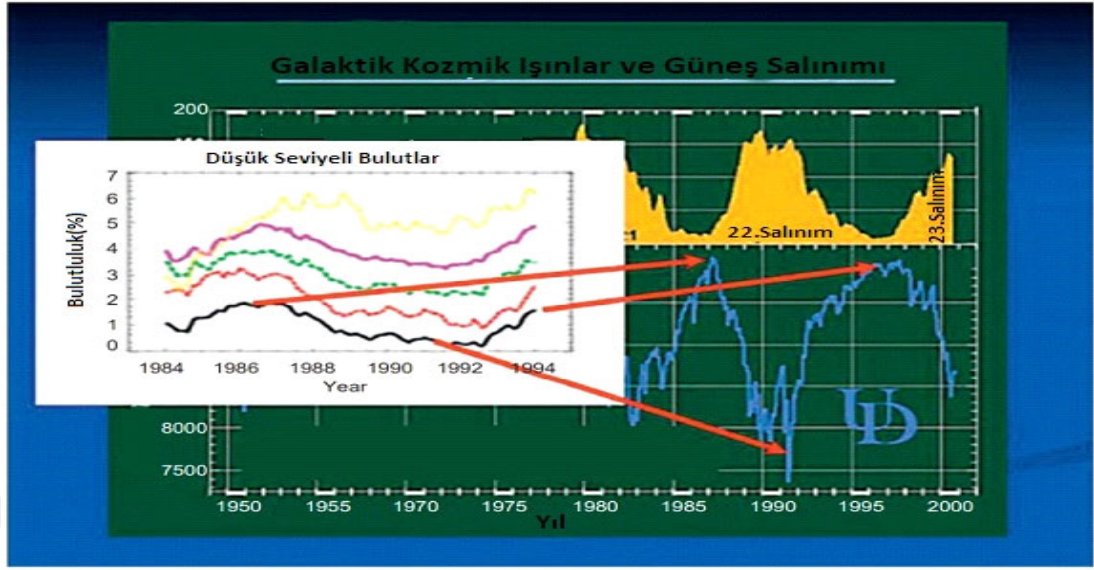
Tüm bunların yanında troposferik fenomenlerden biri olan Tropikal Kasırgalar ile Güneş arasındaki ilişki üzerinde de birtakım çalışmalar yapılmıştır. Elsner ve ark. (2010), ABD (Amerika Birleşik Devletleri)'nde üç ya da daha fazla kasırganın, 11 yıllık Güneş leke döngüsünün minimum süreçleri sırasında sert bir şekilde yükselme eğilimine girdiğini tespit etmişlerdir. Araştırmacılara göre, birkaç Güneş lekeli ve normalin üstünde okyanus sıcaklıkları olan yıllar, daha az kararlı bir atmosfer ve dolayısıyla daha fazla kasırga yaratmaktaydı (D'Aleo,2011). Daha fazla Güneş lekeli ve normalin üzerinde okyanus sıcaklığına sahip yıllar, daha istikrarlı bir atmosfer ve dolayısıyla daha az kasırga ihtimalini ortaya çıkarmaktadır. Elsner ve ark (2010), Güneş lekeli döngüsünün yüksek ve düşük dönemleri arasında, radyasyonun ultraviyole aralığının bazı bölümlerinde %10'dan fazla değişebileceğini keşfetti. Daha fazla Güneş lekeli ve dolayısıyla UV ışıınımı olduğunda, daha sıcak ozon tabakası aşağıdaki atmosferi ısıtmakta ve okyanuslar ile arasındaki kararsızlığı azaltmakta olduğunu ileri sürmüştür.

1.1.3.1.3. Bulutluluk ve Yağış

Güneş'in iklim üzerindeki etkisinin bir diğer kilit bir rolü, GCR'lerin atmosfere girişi üzerindeki dolaylı etkisidir. GCR'ler bulut oluşumunu destekleyen iyonize edici bir radyasyondur (D'Aleo,2011). Güneş'in etkinliği arttıkça Dünya atmosferine gönderdiği yüksek enerjili partiküller ve güçlü manyetik alan GCR'lerin atmosfere girişine izin vermemektedir. Sonuç olarak, artan Güneş ışınımına düşük bulut örtüsü eşlik eder. Benzer şekilde, Güneş aktivitesi azaldığında, artan GCR akısı atmosfere girerek bulut yoğunluğunu arttırmakta ve Güneş enerjisi ile ilişkili soğutma etkisine katkıda bulunmaktadır. Yıldızlararası uzaydan gelen GCR'ler Dünya atmosferine çarptığında elektrik yüklü parçacıklar (iyonlar) oluşturmaktadır. Atmosferdeki su molekülleri bu iyonlar tarafından çekilmekte ve birlikte öbekler oluşturmaktadır. Bu birliktelik su buharının küçük damlacıklar halinde yoğunlaşmasına, bu yoğunlaşma da artarak büyük bulut tabakalarına neden olmaktadır (Şekil 1.8) (Gould, 2013). Bago ve Butler (2000) tüm küresel ölçekte alçak bulutların Güneş aktivitesiyle ters ilişkide bulunduğunu ve 11 yıllık döngüde nasıl değiştiğini çalışmaları ile göstermişlerdir (Şekil 1.9).



Şekil 1.8: GCR'lerin atmosfer ile girdikleri reaksiyon ve potansiyel bulut oluşumunun şematik gösterimi (Gould, 2013'ten düzenlenerek).



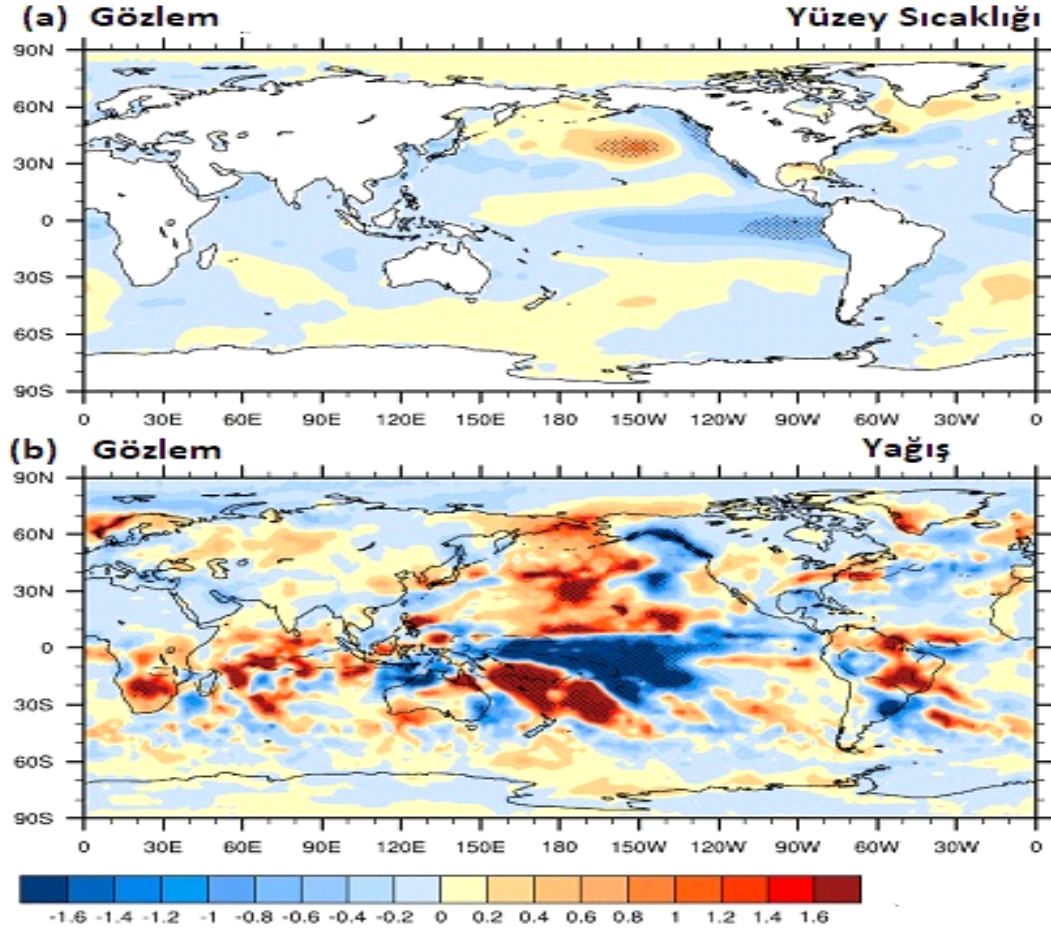
Şekil 1.9: Kozmik ışın nötronları Güneş aktivitesi ile ters orantılı ve düşük bulutluluk ile doğrudan orantılıdır (Palle Bago ve Butler, 2000'den düzenlenerek).

Daha yakın dönemlerde Harrison ve Stephenson (2005), 50 yıllık veri seti ile çalışarak yüksek kozmik ışınlı günlerin büyük oranlarda bulutlarla kaplı olduğunu tespit etmişlerdir.

Öte yandan, Hiremath ve Mandi (2004), Asya-Hint muson sisteminin aletsel kayıtları ile Güneş lekeleri aktivitesi arasındaki ilişkiyi incelemiş, Güneybatı muson bölgesindeki yağış değişkenlerinin, 1871-2000 döneminde Güneş lekeleri aktivitesi ile önemli pozitif korelasyonlara sahip olduğu sonucuna varmıştır. Bunun yanında Güneybatı Asya muson yağış değişkenliği ile Güneş çevrimi gibi benzer çevrimsel süreçler saptamıştır. Bhattacharya ve Narasimha (2005), mevcut meteorolojik Hint muson yağışları ile çalışma dönemine kadar olan 4 farklı Güneş salınımlarını incelemiş ve aralarında yüksek korelasyon değerleri elde etmiştir. Ayrıca, bin yıllık zaman ölçeğinde Asya musonunda gözlemlenen değişimlerde Güneş'in önemli bir rol oynadığını gösteren çeşitli paleoiklimsel çalışmalar da mevcuttur (Ramesh, 2015).

NCAR (Nasa Atmosferik Araştırmalar Ulusal Merkezi) Gerald Meehl ve ark (2009), Güneş değişkenliğinin iklim üzerinde, özellikle Pasifik'te bir iz bıraktığına dair güçlü bir kanıt sunmuşlardır. Meel ve ark (2009)'ları'nın çalışmalarına göre, Güneş lekeleri'nin maksimum olduğu dönemlerde deniz yüzey sıcaklığı, tropik

Pasifik, Ekvator ve Doğu Pasifik'te yaklaşık 1°C soğuma ile belirgin bir La Nina benzeri model sergilendiğini, buna ek olarak, "Pasifik ITCZ, SPCZ bölgeleri ile Kuzey ve Güney Pasifik'te deniz seviyesi basıncının normalden daha fazla yükseldiği tespit etmişlerdir (Şekil 1.10).



Şekil 1.10: (a) 11 yıllık Güneş çevriminin maksimum yıllarında (°C) Aralık, Ocak ve Şubat için Pasifik sektöründe ortalama deniz suyu sıcaklık anomalileri. (b) Şekil 16'a 'daki gibi fakat üç Güneş çevrimi maksimum yılındaki ortalama yüzey yağış (mm) anomalilikleri. (Meehl vd.,2009'dan çevrilerek).

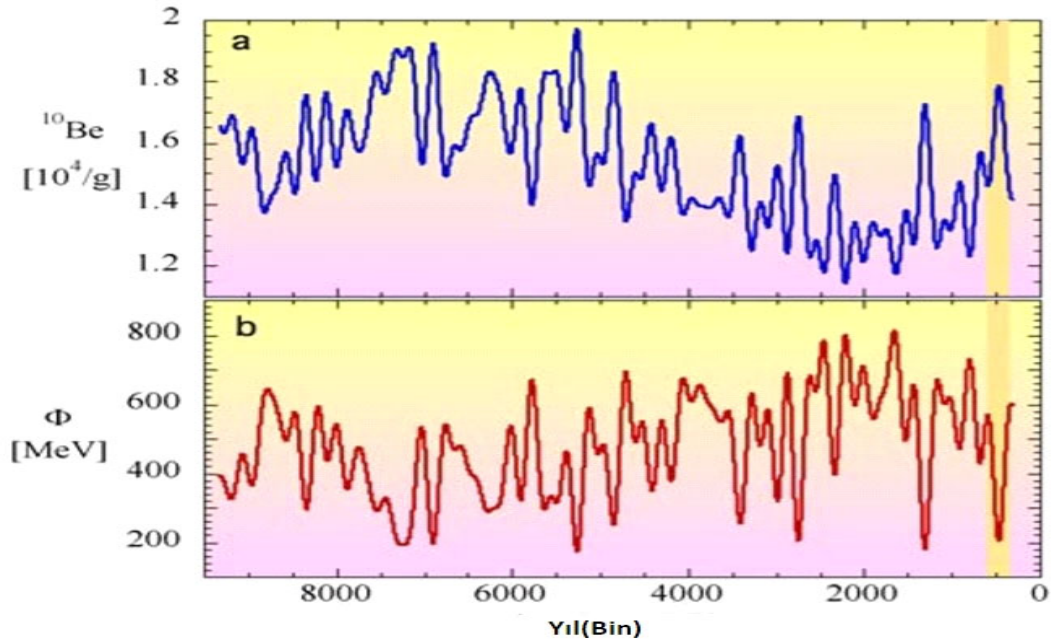
Güneş değişkenliği sadece Tropikal Pasifik su sıcaklığı üzerinde değişiklikler meydana getirmemektedir. Yapılan çalışmalarda Dünya'daki diğer okyanuslarda (Pasiğin Geri kalan kesiminde, Atlas ve Hint) da Güneş değişkenliği ile su sıcaklığı arasında güçlü ilişkiler tespit edilmiş, bunlar yüksek korelasyonlar ile ortaya konulmuştur (White vd., 1997; Gray vd., 2010).

1.1.3.2. Güneş Kaynaklı Uzun Dönemli İklim Değişiklikleri

Bu bölüme kadar Güneş değişkenliğinin İklim üzerinde ortaya çıkardığı kısa dönemli değişikliklerine değindik. Ancak Güneş, daha uzun zaman ölçeklerinde de değişkenlik göstermektedir. Bu değişkenliklerin bir dizi iklimsel değişime paralel görüldüğü için, Güneş'in onlarca yıldan yüzyıla varan zaman ölçeklerinde de iklimsel değişikliklere katkıda bulunabileceği düşünülebilir (Hoyt ve Schatten, 1997). Ancak bu noktada geçmişte yaşanmış iklim değişikliklerinin tespit edilebilmesi için kullanılabilecek aletsel kayıt cihazları ve uydu gözlemleri gibi yüksek çözünürlüklü verilerden yararlanılamadığından geçmiş iklimsel değişimlerin ortaya çıkardığı proxy veriler (Geçmiş iklim değişikliklerinden etkilenen ve birtakım ayırt edici özellikler barındıran vekil kayıt ve/veya veriler) üzerinden anlamlandırılmaya çalışılmaktadır. Bu nedenle uzun zaman ölçeklerinde Güneş-iklim ilişkisini ortaya çıkarmak için, buz karotlarında, deniz ve göl yatağı sedimentlerinde, kömür depolarında, sarkıt ve dikitlerde ve ağaç hakları gibi doğal arşivlerde depolanan dolaylı bilgilerden elde edilecek kaynaklara başvurulmaktadır. İfade edilen proxy verilerinin birçoğu iklimde yaşanan değişimler sonucunda ortaya çıkmış olsalar da Dünya ikliminde değişimleri tetikleyen en önemli unsurlardan biri olan Güneş ve onun değişkenliğine ulaşmada ve yeniden yapılandırmada oldukça önemlidir. Bu tür proxy verilerin kullanılmasında birçok avantaj bulunmaktadır; Bunlardan biri, aletsel kayıtlarla çalışma imkânı olmayan onbinler ve hatta yüzbinlerce yıllık zamansal çözünürlüğe sahip olmaları, bir değeri ise insan etkisinin olmadığı dönemlerdeki Güneş etkinliklerinin iklim üzerindeki etkisinin daha iyi anlaşılmasına imkân vermeleridir (Gray vd., 2010).

Güneşte meydana gelen manyetik çevrim süreci ile beraber S_{max} döneminde (Güneş lekeleri ile bağlantılı koronal kütle atımları, Güneş fırtınaları, Güneş parlamaları vs) meydana gelen dinamik süreçler Güneş sistemi içerisine ve dolayısı ile Dünya'ya yoğun enerjitik partüküller göndermektedir. Bunun yanında Güneş'in manyetik alanındaki değişiklikler ile derin uzaydan gelen GCR Dünya atmosferine girişine engel olmaktadır. S_{min} dönemlerinde ise GCR'ler Dünya atmosferine bol miktarda ulaşmaktadır. Atmosfere nüfuz eden GCR'ler azot ve oksijen molekülleri reaskionlara girerek ^{10}Be ve ^{14}C üretimi gerçekleştirir. ^{10}Be özellikle yağışlarla

ile buzullar ve mağara çökellerinde, ^{14}C ise karbon döngüsüne karışarak özellikle organik materyallerde ve ağaç gövdelerinde birikirler. Bu mekanizma ile doğrudan gözlemlere dayanmayan ^{10}Be ve ^{14}C gibi kozmogenik radyonüklidler, Güneş aktivitesinin rekonstrüksiyonunu en az 10.000 yıla uzatmak için eşsiz bir fırsat sunmaktadır (Şekil 1.11) (Hoyt ve Schatten, 1997).

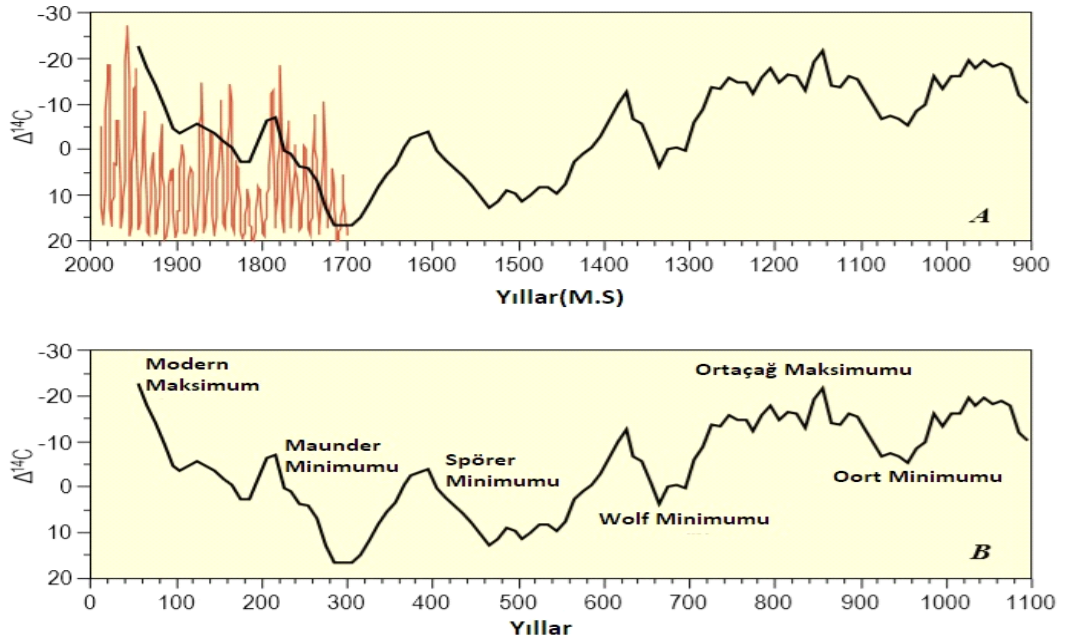


Şekil 1.11: ^{10}Be izotop veri serilerinden üretilmiş Güneş Değişkenliğinin son 10.000 yıllık grafiği. Panel (a): Grönland'daki GRIP (Grönland Buz Çekirdeği Projesi) buz çekirdeğinden elde edilen ^{10}Be verilerinin değişim grafiği. Panel (b): Panel (a)'nın ^{10}Be kaydından türetilen yeniden yapılandırılmış Güneş salınımları (Vonmoos vd., 2006; Hoyt ve Schatten, 2007'den çevrilerek).

Bu sayede, kozmogenik radyonüklidler, yaşam-öncesi ve günümüz zaman aralığında maksimum 1 yıllık bir gecikme ile Güneş manyetik aktivitesi hakkında bilgi sağlar. ^{10}Be İzotoplarından elde edilen Güneş değişkenliği kaydı özellikle, Holosen boyunca yüksek ve kalıcı bir değişkenlik ile karakterize edilmiştir. M.Ö. 8000-9000 yıl civarında nispeten yüksek bir Güneş aktivitesi periyodunun ardından 7000 yıl civarında bir minimum seviyeye ulaşan bir düşüş izlemiştir. Ancak bu azalış 2000 li yıllara kadar sürecek olan bir artış periyodunu gözler önüne sermiş ve 2000'li yıllar civarında tekrar oldukça yüksek seviyelere ulaşmıştır. Bu şekilde uzun ölçekli dönemlerdeki yavaş gelişen periyotların kendi içerisinde daha kısa süreli düşüşler (Büyük minima) göze çarpmaktadır. Bunun için verilebilecek iyi bilinen bir örnek,

Spoerer Minimumu (1415- 1535 M.S), Şekil 1.11'de sarı bant ile belirtilmiştir (Beer vd., 2006) (^{10}Be elde edilen buz çekirdeklerinin başlangıç noktasının M.S. 1645 lı yıllara tekabül etmesi nedeniyle Muander Minimumu (M.S. 1645-1715)'nu göstermediğini belirtmek gerekir).

Bunların yanında ^{14}C 'nin birikmiş olduğu ağaç gövdelerindeki, miktarlarının ağaçların yıllık halkalarının sayılması $\Delta^{14}\text{C}$ olarak ifade edilen yaş ve Güneş aktivitesi tayinin sağlar (Şekil 1.12) (Damon ve Sonnett, 1991). Bu yöntemle de elde edilen veriler aracılığı ile görülmektedir ki; Holosenin ortasında (yaklaşık 7.000 yıl önce) ^{14}C üretiminin çok daha yüksek olduğunu ve yaklaşık 1000 yıl öncesine kadar durmadan azaldığını göstermektedir. ^{14}C 'deki bu uzun vadeli değişim eğilimi yaklaşık 2.000 yıllık periyotlarla farklı döngüler göstermektedir (Hallstadtzeit Döngüsü) (USGS, 2000).



Şekil 1.12: Son 1,100 yıl için ^{14}C kaydının grafiksel gösterimi. a) M. S. 900 lü yıllardan günümüze kadar olan yılların ^{14}C verileri ile yapılandırılmış Güneş aktivitesi ve 1700 lü yıllardan beri gözlenen Güneş lekelerinin bu sürece eklenmesi. ^{14}C 'deki minimum Güneş lekeleri sayısında maksimuma karşılık gelir. Ayrıca ^{14}C 'deki maksimum'un Güneş lekeleri sayısında minimuma yol açtığını da belirtmek gerekir. b) 1100 yıllık ^{14}C verisinin yapılandırılması ve a'daki kronolojinin ortaya çıkardığı minimum ve maksimum Güneş çevrimi dönemleri. Güneş lekeleri minimum (^{14}C maksimum) içindeki yaklaşık 200 yıllık periyotlara sahip olan döngülere Suess Cycles adı verilir (USGS, 2000'den çevrilerek).

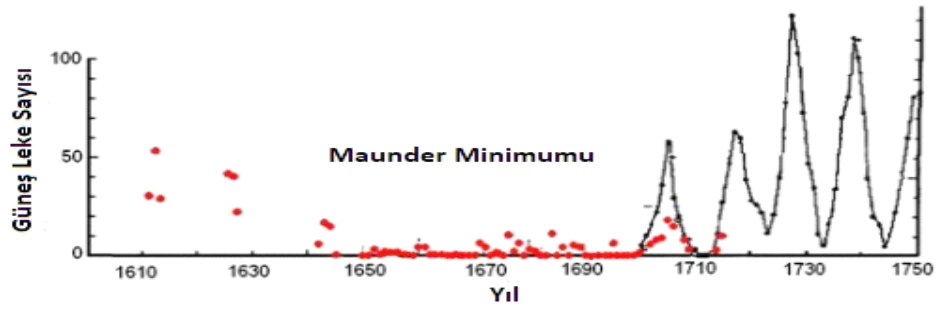
Son bin ve onbin yıllık süreçlerdeki Güneş eksenli değişimler yine denizel ve karasal sedimanlardaki proxy verileri ile de desteklenmiş ve değişimlerin periyodikliğini ortaya koymuştur. Buzul karotlarından elde edilen veriler sonucunda, Güneş aktivitesinin minimum olduğu dönemlerde buzullarda ilerleme (Wiles vd., 2004) ve artan kış yağışları ile azalan yaz sıcaklıklarının varlığı tespit edilmiştir (Gray vd.,2010). Meksika çevresinde Kuzey Amerikada denizel planktonlar ve fosiler üzerinde yapılan çalışmalar neticesinde ise kurak periyotların özellikle düşük Güneş aktivitesi ile güçlü ilişki içinde bulunduğu, ITCZ'nin Güneş aktivitesi ile yer değiştirdiği belirtilmiştir (Yu ve Ito, 1999). Bu proxy verilerden ve çeşitli bölgelerden elde edilen sonuçlar büyük Güneş minimumu ile iklim arasındaki ilişki daha da pekiştirilmiştir. Buz karotları, ağaç halkaları, mercanlar vb. gibi proxy verilerden, keza sadece ağaç halkalarına dayandırılarak da yapılan tekrar yapılandırılmalarla elde edilen ve son bin yıl süresinde Kuzey yarımküre ortalama sıcaklıklarının analizi sonucunda da uzun dönemli Güneş değişkenliği ile iklim değişikliği süreçleri önemli korelasyon göstermiştir (Weber, 2005).

Sonuç olarak özellikle yüksek enlemlerde ve karasal yüzeylerde Güneş değişkenliği ile iklim arasındaki ilişkilerin oldukça güçlü şekilde görüldüğü (Hannon vd., 2003; Hu vd., 2003) ancak bölgesel olarak bazı yerlerin ısındığı bazı yerlerde tam tersine soğuma eğilimi gösterdiği ifade edilebilir (Waple vd., 2002). Tüm bu etkilerin yanında kısa ve uzun ölçekli Güneş değişkenliği, gözlenen Güneş lekeleri ve GCR ile bir takım büyük minima dönemleri tespit edilmiştir. Bunlar; Oort (980-1120 M.S), Kurt (1282-1342 M.S), Spörer (1416-1534 M.S), Maunder (1645- 1715 M.S) ve Dalton minimumlarıdır (1790-1820 M.S) (Ramesh, 2015). Bu dönemlerde küresel ama özellikle de bölgesel olarak iklimde büyük değişimler yaşanmıştır. Bu yönü ile kısa dönemli Güneş değişkenliğinin yanında uzun dönemli Güneş değişkenliğinin etkilerinin küresel iklim ve iklim üzerinde etkileri oldukça açıktır. Bu yaklaşım ile konuya verilebilecek en uygun örneklerden biri Maunder minimumu'dur.

1.1.3.2.1. Maunder Minimumu

Yukarıda açıklanan mekanizmalar ile Güneş aktivitesindeki değişimler ve atmosferdeki ^{14}C ve ^{10}Be üretim oranlarındaki değişikliklerle çakıştığını ve küresel iklim sistemindeki değişimlerin belli zaman aralıklarında Güneş aktivitesindeki dalgalanmalarla bağlantılı olduğunu ifade edildi. Bu sürece ilişkin somut ve doğrudan gözlemlere dayanan en iyi örneklerden biri Maunder Minimumudur.

MM (Maunder Minimumu), LIA (Küçük Buz Çağı)'nın en soğuk dönemini ifade eden ve Schwabe döngüsünün uzun süreçlerdeki büyük minimum gösterdiği döneme karşılık gelmektedir (Şekil 1.13) (Wanner vd., 2000; Luterbacher vd., 2001). Bu dönem içerisinde Avrupa kıtasının çeşitli bölgelerinden elde edilen ^{14}C konsantrasyonun yoğunluğu ile azalan Güneş aktivitesi birbiri ile oldukça yüksek korelasyonlar sergiler (Luterbacher vd., 2001). MM'ye geniş ölçekli bakılacak olursa, Güneş değişkenliğinin yapılandırılabilmiş son 8000-10000 yıllık dönemin en düşük aktivite seviyelerine karşılık geldiği görülür (Lean and Rind, 1999). Yapılandırılmış Güneş aktivitesi kaydının en düşük seviyesine takabül eden bu dönem beklenildiği gibi atmosferde ve Dünya ikliminde birtakım etkiler ve değişiklikler de meydana getirmiştir. Proxy veriler ile yapılandırılmış sıcaklık verilerinde MM sürecinde azalan Güneş Aktivitesinin negatif NAO fazına neden olduğu ve yüksek korelasyonlarla desteklendiği gösterilmiştir (Waple vd., 2002; Mann vd., 2009; Gray vd., 2010). Bunun tersi durumunda ise yani artan Güneş aktivitesi ile NAO fazının pozitif meylettiği aynı durumun volkanik püskürmeleri takip eden aylarda da gerçekleştiği görülmektedir (Shindell vd., 2004). MM'nin erken dönemlerinde Avrupa yüzey basınç verilerinin analizi bu süreç boyunca NAO indeksinin negatif fazı ve güçlü kuzeydoğu rüzgarlarıyla oldukça uyumlu olduğu belirtilir (Wanner vd., 1995; Luterbacher vd., 2001; Gray vd., 2010). Keza okyanusal proxy kayıtları da MM sürecinde NAO'nun negatife doğru kaydığını destekler niteliktedir (Keigwin ve Pickart, 1999).



Şekil 1.13: Maunder Minimumu sürecinde görülen Güneş lekeleri (Maunder minimum sırasındaki birçok yılda Güneş lekeleri yoktu) ve 1700 lerden itibaren gözlemlenen 11 yıllık Güneş leke çevrimi (Eddy, 1976'dan çevrilerek).

Cano ve ark (2018), çalışmalarında, MM'nin bugüne (1981-2010) kıyasla belirgin bir şekilde atmosferik sirkülasyonlarda değişiklikler meydana geldiğini ifade etmişlerdir. Aynı zamanda MM'nin ilk dönemlerinde Avrupa kıtası genelinde düşük kış sıcaklıkları, MM'nin geç dönemlerinde ise daha ılık kış koşulları ile karakterize olduğu belirtilir. Yine aynı şekilde Luterbacher ve ark (2004), MM'nin başlangıcında Avrupa'da soğuk bir gidişatı, akabinde M.S. 1684'ten 1730'ların sonlarına kadar Avrupa üzerinde kış döneminde kuvvetli bir ısınma eğilimi takip ettiğini ifade etmişlerdir. Bu süreç temel anlamda NAO fazlarında ilk ve sonraki dönemlerde belirgin salınımlar gerçekleştirdiğini göstermektedir. Buna benzer tespitler başka çalışmalar ile de desteklenmiştir. Örneğin, elde edilen bölgesel proxy verilere göre MM sürecindeki yaşanan kış dönemlerinin 20.yy. da yaşanan kışlara nazaran çok daha şiddetli geçtiğini belirtilmektedir (Parker vd, 1995). 1670'lerden itibaren Britanya adalarından doğuya Orta Avrupa'ya kadar olan kesimde kış koşullarında benzer şartlar oluşmaya başlamıştır (Pfister, 1999). LIA içerisinde MM'ninde etkisi ile 1690'larda doruk noktasına ulaşan olumsuz hava şartları ile Batı Avrupadan Batı Rusyaya kadar olan kesim boyunca kutupsal soğuk ve kuru hava kütleleri Avrupa kıtasına sürüklenerek çok soğuk ve kurak kışların yaşanmasına neden olmuştur (Wanner vd, 1995; Luterbacher, 2000). Bunun yanında Avrupa'nın güneyinde, Doğu ve Batı Akdeniz'de bu süreçte iklimsel koşullar nispeten daha nemli, soğuk ve oldukça değişken bir yapı sergilemekteydi (Barriendos, 1997). İlave olarak, Pauling ve ark (2006), MM sürecinin bazı dönemlerinde Avrupa çapında kış yağışlarında artışlarda saptamışlardır.

Bu şekilde Avrupa kıtasında meydana gelen sıcaklık ve yağıştaki büyük değişiklikler İskandinavya'daki buzullara da etki etmiştir. LIA'nın MM döneminde İskandinavya'daki buzulların ilerlemesinde önemli olduğu ve Güneş aktivitesinin azalması ile bağlantılı olduğu birçok araştırmacı tarafından da ileri sürülmüştür. Azalan Güneş aktivitesi NAO üzerinde baskın ve düzenleyici faktör olarak Kuzey Atlantik ve onu çevreleyen kıtalarda özellikle de Avrupa'nın sıcaklıklarında, rüzgârlarında ve yağışında belirgin kaymalar yaratmıştır.

LIA'nın en soğuk dönemi olan MM sürecince iklimde meydana gelen değişimler kar yağışlı gün sayılarının artmasına yüzeyde daha fazla kalmalarına, dağ buzullarında ilerlemelere, İzlanda ve Hollanda deniz limanlarında deniz buzları tarafından çevrelenmesi gibi nedenlerle tarımsal üretimin azalması ve veya yapılamaması kitlesel kıtlıklara da neden olmuştur (Fagan, 2002). Yine bu dönemde Thames Nehri ve Hollanda'nın kanalları ve nehirleri kış boyunca donmuş, İzlanda nüfusu yarı yarıya azalmış, Çin'in bazı bölgelerinde, yüzyıllarca yetişen sıcak hava bitkileri yok olmuş, Kuzey Amerika'da, erken Avrupalı yerleşimciler son derece şiddetli kışlar yaşamışlardır. (Easterbrook, 2016).

Avrupa'da LIA olarak belirtilen ve Maunder Minimumu'na denk gelen evrede İklimsel süreçle bağlantılı olarak birçok sosyal, siyasi ve tıbbi sıkıntılar ve büyük problemler yaşanmıştır. LIA periyodundaki çeşitli dönemlerde yaşanan kıtlıklar sonrasında ortaya çıkan önemli bir toplumsal konu veba olmuştur. Öncelikle, vebanın yayılmasını kolaylaştıran faktörlerin başında iklim koşullarının geldiğini söylemek mümkündür. Daha önceleri Avrupa kıtasında bahsedilen iklimsel süreçlerle ortaya çıkan büyük kıtlık dönemlerinde insanlar yetiri kadar beslenememiş ve bağışıklık sistemleri zayıflamış ve veba hastalığından etkilenmesi daha kolay olmuştur (Vural, 2016). LIA döneminde Avrupa'da peş peşe gelen kıtlık ve salgın hastalık ile bunların tetiklediği göç, şiddet, savaş, baskı, hoşnutsuzluk ve diğer toplumsal olayların, toplumsal hafızada birikerek daha sonra Rönesans sürecince toplumsal, siyasal ve dini olarak reform hareketlerine yol açtığını söylemek de mümkündür (Vural, 2016).

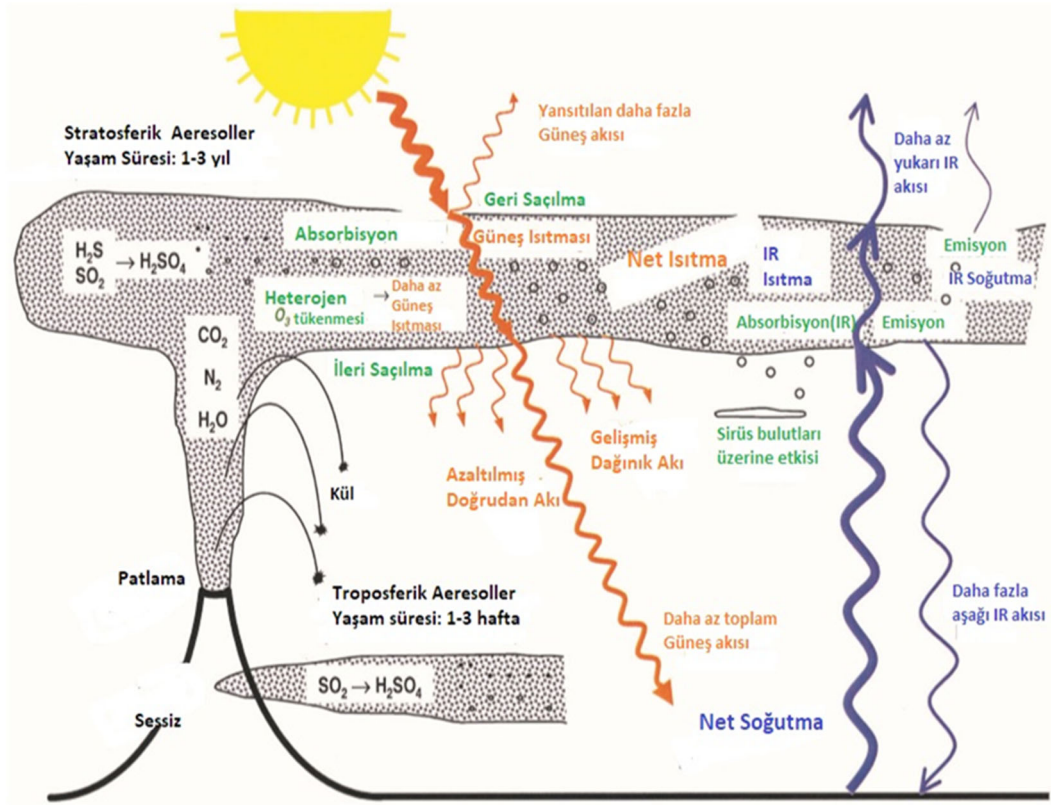
Yine Küçük Buzul Çağına denk gelen dönemde yaşanmış olan coğrafi keşiflerin (15-16 yy) insan doğasının ortaya çıkardığı merak ve ekonomik kazanç elde duysununun yanında bu süreci tetikleyen faktörlerin içinde, hatta başında LIA'nın yarattığı olumsuz etmenler ve zayıflayan devletlerin/imparatorlukların yeni kaynaklar bulmak ve yaşanan etkilerden arınma düşüncesini de unutmamak gerekir (Gönençgil ve Vural, 2016).

1.2. Volkanlar

Volkanik püskürmeler atmosferin karmaşık olan yapısını daha da karmaşık hale getiren, Dünya'nın enerji bilançosunda önemli değişikliklere yol açan ve dolayısıyla iklim değişikliklerine neden olan doğal bir etmendir (Kircher vd., 1999). Volkanik aktiviteler süreklilik göstermemelerine rağmen iklimsel karşılığı güçlü olabilen bir yapı sergilerler. Ortaya çıkardıkları etkilere karşılık olarak birtakım geri besleme mekanizmaları ile küresel etkilerinin yanında bölgesel ve lokal ölçeklerde etkileri daha fazla hissedilmektedir. Jeolojik tarih boyunca tekrarlanan volkanik püskürmeler ile ortaya çıkan volkanik aerosoller ve gazlar ile yerküre atmosferinin gaz bileşiminde önemli değişikliklere sebep olmuştur. Bu tür değişiklikler doğal iklim salınımlarına neden olan etmen ve süreçlerle karşılaştırıldığında zamansal etki aralığı çok daha kısa olan bir yapı gösterir. İklim üzerindeki kısa süreli etkisinin temel nedeni olarak; volkanik aerosol ve gazların belirli bir yaşam ömürlerinin bulunması, genel atmosfer sirkülasyonu içerisinde meydana gelen meteorolojik olaylar neticesinde elimine olmalarından kaynaklanmaktadır. Volkanik püskürmelerin iklim üzerindeki etkisini ortaya çıkarmak ve anlamak, günümüzde var olan insan kaynaklı küresel ısınma olayını ve diğer volkanik aktiviteler ile doğal süreçlerin iklim üzerindeki etkisinin daha iyi anlaşılması ve ortaya konulması için de önemlidir.

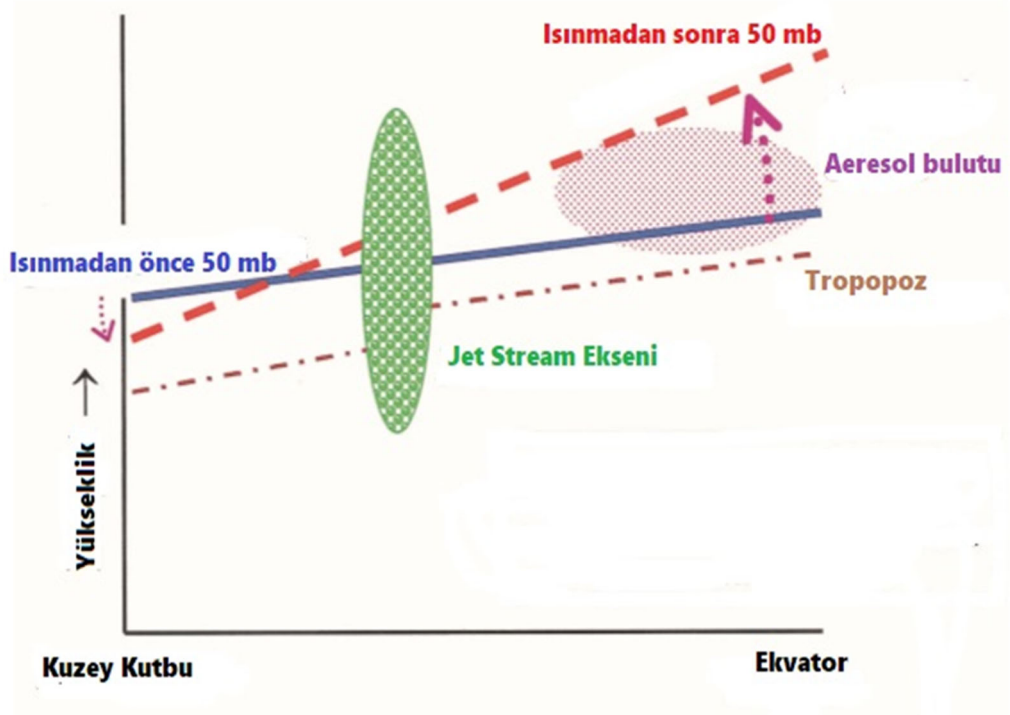
Bir volkanik püskürmenin iklim üzerindeki etkisini değerlendirebilmek için temelde 3 önemli özelliğe dikkat etmek gerekmektedir. Bunlardan birincisi; püskürme sürecinde ortaya çıkan ve atmosfere salınan volkanik aerosollerin ve gazların kimyasal özelliği ve yoğunluğu, ikincisi; püskürmenin büyüklüğü, üçüncüsü ise; volkanın bulunduğu coğrafi konumdur (Zelinski, 2002).

Volkanik püskürmeler neticesinde genel olarak ortaya çıkan ve atmosfere enjekte edilen gazlar ağırlıklı olarak; H_2O (Su Buharı), CO_2 , SO_2 (Sülfür Dioksit), H_2S (Hidrojen Sülfür) ve daha az oranlarda olmak üzere H_2 (Hidrojen) den meydana gelmektedir (Erlat ve Türkeş, 2015). Atmosfere salınan SO_2 hem troposfer hem de stratosfer katmanlarında H_2O ile reaksiyona girerek H_2SO_4 (Sülfürik Asit) yapılarına dönüştürülür. Bu dönüşüm troposfer içerisinde oldukça hızlı iken stratosferde bu süre aylara kadar yayılabilmektedir (Cole-Dai., 2010). Bu yapılar damlacıklar biçiminde ve özellikle stratosfer katmanında uzun süreler kalabilen bir yapıda olduğundan bunlara ‘‘volkanik sülfür aeresolleri’’de denilmektedir (Erlat ve Türkeş, 2015). Troposferde oluşan H_2SO_4 aeresolleri meteorolojik şartlar, düşey karışımlar vs. gibi dinamik süreçler neticesinde troposfer katmanında görece uzun süreler bulunamazlar ve iklimatik anlamda önemsizdirler. Buna karşılık H_2SO_4 aeresollerin stratosfer katmanında yaşam süresi yaklaşık olarak birkaç aydan 3-4 yıla kadar uzanmaktadır (Kircher vd., 1999). Ancak bu değerler volkanın püskürdüğü lokasyona göre de değişiklik gösterebilmektedir. Stratosferde bulunan H_2SO_4 aeresollerinin, yüksek enlemlerde püsküren volkanlar için bu değer genel olarak 2-4 ay iken tropikal kuşakta püsküren volkanların ürettiği aeresol ürünlerinde ise 9-12 ay arasında değişmektedir (Schmit ve Robock, 2015). Bu süreç içerisinde volkanik H_2SO_4 aeresolleri, Güneş’ten gelen görünür dalga boyundaki UV ışınlarını çok büyük oranda yansıtmaktadır (Kircher vd., 1999). Böylece atmosferin var olan yansıtma gücünü ve optik derinliğini artırır (Cole-Dai., 2010). Volkanik aeresollerinin yapılarının atmosfer ile girdiği bu etkileşim sonucu Dünya’nın albedo özelliklerinde ve gelen Güneş radyasyonun negatif etkilemesi sonucunda yer yüzeyine yakın kesimlerinde ve troposferde önemli oranda sıcaklık düşüşleri ve iklimsel değişiklikler meydana getirmektedir (Şekil 1.14) (Robock, 2000).



Şekil 1.14: Volkanik girdilerin şematik diyagramı ve bunların atmosfere olan etkileri. (Robock, 2000'den düzenlenerek).

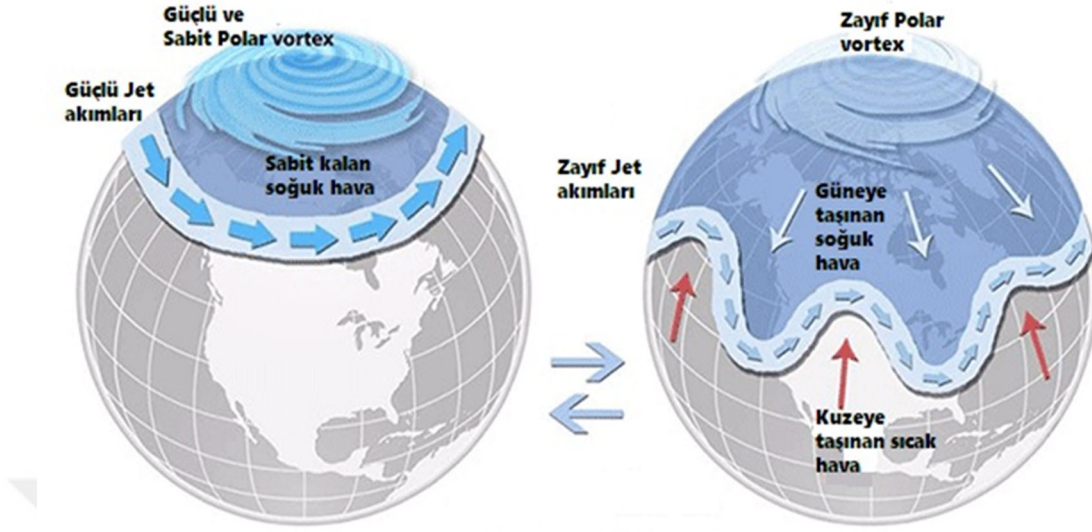
Yine bu sürece paralel olarak azalan kısa dalga boyundaki Güneş radyasyonu'nun Dünya yüzeyinden atmosfere yayılması ve stratosfer katmanındaki H₂SO₄ aeresolleri tarafından absorbe edilmesi sonucu özellikle tropikal kuşak üzerindeki stratosfer katmanında bir ısınma süreci gerçekleşir (McCormick vd., 1995). Buna karşılık, daha az Güneş radyasyonuna maruz kalan polar stratosfer ve aeresoller ile etkileşime çok fazla girmeyen tropikal alt stratosfer daha soğuk kalmaktadır. Stratosfer katmanındaki bu enlem ve yükselti arasındaki sıcaklık gradyan farkının fazla olması nedeniyle atmosferde bir karışıklık meydana gelmektedir (Şekil 1.15). Bu mekanizma ile kış aylarında polar vorteks güçlenerek Dünya atmosferinde birtakım reaksiyonlar meydana getirir (Kodera vd., 1991).



Şekil 1.15: Aeresol bulutlarının ısınması ile ekvator ve kutup stratosferi arasında meydana gelen sıcaklık gradyanının farklılaşması (Robock, 2000'den çevrilerek).

Bu süreç sonucunda geniş ölçekli gezegensel dalgalara ve zorlamalara sebep olarak troposferik sirkülasyon paternlerinde bir takım geri besleme mekanizmaları meydana getirir (Boville, 1983). Bu koşullar temel anlamda güçlü polar vorteks'e, buna bağlı olarak da Kuzey Atlantik'te güçlenmiş AB (Alçak Basınç) alanlarına ve güçlü Batı rüzgarlarına sebep olarak, Kuzey yarımküre'nin önemli bir bölümünde kış aylarında ısınmalara ve özellikle bölgesel anlamda güçlü iklimsel değişimlerin gerçekleşmesine neden olmaktadır (Şekil 1.16) (Robock ve Mao, 1992; Kircher ve Graf, 1995; Kircher vd., 1999).

Kuzey yarımkürede genel atmosfer sirkülasyonunun ve dolayısıyla önemli iklim unsurlarından biri olan NAO'nun, Polar vorteks ile güçlü bir ilişkisi bulunmaktadır. (Kircher vd., 1999). Güçlenmiş polar vorteks yapısı Kuzey Atlantikte gelişmiş AB'alanlarını doğurmaktadır. Bahsedilen mekanizma NAO pozitif endeks değerlerine, böyle biri durum ise özellikle Avrupa kıtasının orta ve batı kıyılarında güçlü kış ısınmalarına neden olmaktadır (Graf vd., 1994).



Şekil 1.16: Stratosfer katmanında meydana gelen sıcaklık gradyan farkının meydana gelmesi ve bunun ortaya çıkardığı güçlenmiş polar vorteks (Solda). Sağda ise stratosferdeki sıcaklık gradyanının daha sabit olduğu ve kutup stratosferinde meydana gelen stratosferik ısınma olayı sonucunda ortaya çıkan atmosferik dolaşım örüntüsü. (Kaynak: <https://www.noaa.gov/multimedia/infographic/science-behind-polar-vortex>).

Volkanik püskürmeler ile ortaya çıkan bir diğer unsur ise çapları 2 mm'den daha küçük olan volkanik küllerdir (Erlat ve Türkeş, 2015). Küller volkanik püskürmenin şiddetine bağlı olarak değişmekle beraber yaklaşık 30 km'lere yani stratosfer katmanına kadar ulaşabilmektedir (Cole-Dai, 2010). Oluşan kül bulutu volkanik bulunduğu lokasyon ve çevresinde birkaç gün'e kadar Güneş'i tamamen kapatarak lokal hava şartlarına büyük etki eder. Üst atmosfere ulaşan kül bulutları troposferde güçlü rüzgarlarla beraber Dünya çevresine yayılabilir. Ancak volkanik küller hacimsel ve kütleli ağırlıklarının yanında atmosferik hadiseler nedeniyle volkanik gazlara nazaran atmosfer bünyesinde çok daha kısa süreli bulunabilmektedir. Volkanik küller iklimsel değişim sürecine H_2SO_4 aerosolları ile kıyaslandığında çok daha bölgesel ve etkisiz kalmaktadır (Forster vd., 2007).

Volkanik püskürmelerin iklimsel etkisini değerlendirirken göz önünde bulundurulması gereken diğer önemli hususlar ise; volkanın coğrafi konumu ve volkanik püskürmenin zamanıdır (Zelinski, 2002). Dünya'nın geoit şeklinin ortaya çıkardığı yapı gereği atmosfer katmanlarının yükselti değerleri kutuplardan ekvatora gidildikçe artmaktadır. Bu nedenle kutup ve yüksek enlemlerde stratosfer katmanı

daha düşük seviyelerde bulunurken ekvatorda çok daha yüksek seviyelere ulaşmaktadır. Bunun sonucu olarak; kutup bölgeleri veya yüksek enlemlerde infilak eden örneğin; Alaska, Kamçatya, İzlanda vs. gibi kesimlerdeki volkanların saldıkları aerosol ve gazların stratosfer katmanına erişebilmeleri için gereken mesafe 8-10 km arasında iken ekvatorial bölgelerdeki volkanlarda bu değer yaklaşık 15 km ve üzerine çıkmaktadır (Zelinski, 2002). Yüksek enlemlerde püsküren orta ve yüksek ölçekteki bir volkanın iklimsel olarak değişikliğe yol açma durumu oldukça doğal olacaktır. Ancak bu noktada ekvatorial kuşaktaki volkanik püskürmelerin küresel iklimdeki tesiri daha büyük ve küresel anlamda değişiklikler meydana getirirken farklı yarımkürelerde patlayan volkanların etkileri daha çok bulundukları yarımküreler ile sınırlıdır (Robock, 2000). Bu yapıyı ortaya çıkaran temel fiziksel süreç, ekvatorial kuşakta var olan yükselici hava hareketleri ile stratosfer katmanına kadar nüfuz edebilmesi ve bölgede yer alan ITCZ'nin de etkisiyle volkanik aerosollerin her iki yarım küreye de dağılmasıdır. Yarımkürelere dağılımı etkileyen bir diğer husus ise püskürmenin zamanıdır. İlkbahar ve sonbahar mevsimlerinde infilak eden volkanlarda kutuplar ve ekvatorial kuşak arasındaki hava değişim oranları daha yüksek olduğundan volkanik aerosollerin küresel dolaşıma katılma hızı çok daha süratli iken kış ve yaz aylarındaki püskürme ürünlerinin küresel dolaşıma katılma hızı görece daha düşüktür (Zelinski, 2002).

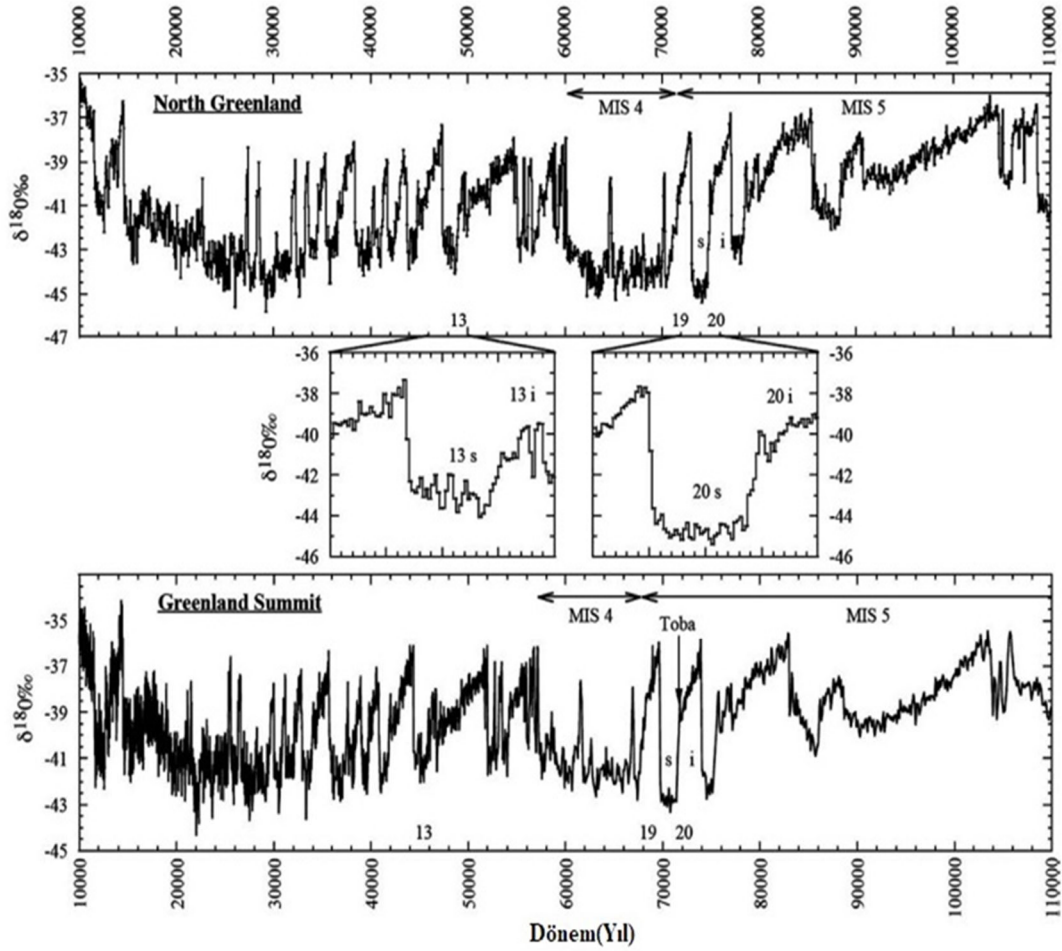
Volkanik aktiviteler ile oluşan aerosol bulutlarının ortaya çıkardığı enerji bilançosundaki değişikliklere kara yüzeylerinin daha fazla alan kapladığı Kuzey yarımküre daha hızlı tepki vermektedir (Erlat ve Türkeş, 2015). Bu nedenle büyük bir volkanik püskürmeyi takip eden süreçte en fazla soğuma Kuzey yarımküre'de kış mevsiminde 10° enlemlerinde görülürken yaz mevsiminde ise 40° enleminde görülür (Robock, 2000). Avrupa merkezli yapılan çalışmalarda ortaya çıkan önemli bir husus ise, en kuvvetli yaz soğuması büyük volkanik aktiviteleri takip eden ikinci yılda gerçekleşmesidir (Luterbacher vd., 2004).

Volkanik püskürmeler ile iklim değişikliği arasındaki ilişkinin temel mekanizmasını ve işleyiş sürecini, Dünya'nın jeolojik tarihi boyunca meydana gelen önemli iklimsel ve çevre felaketleri üzerinden örneklendirmek konunun daha iyi

anlaşılması ve sürecin gerçekleşme mekanizmalarının kavranması konusunda oldukça faydalı olacaktır.

Volkanik püskürmeler ile iklim değişiklikleri ve dolayısıyla çevre felaketleri açısından ele alınabilecek önemli bir hadise ise yaklaşık 73.000 yıl önce Kuzey Sumatra da püsküren Toba volkanıdır (Chesner vd., 1991; Williams vd., 2009). Toba volkanının püskürmesi ile atmosfere yayılan kaya yoğunluk eşdeğeri volkanik kül hacminin 800 km³ olduğu tahmin edilmektedir (Huff vd., 1992). Püskürme ile ortaya çıkan küller, Arap yarımadasından Doğu Çin denizine kadar olan bölge arasında yayılmış ve belli lokasyonlarda ince bir katman meydana getirmiş gerek karasal gerekse de denizel alanlarda sedimanlar oluşturmuştur (Song vd., 2000; Liu vd., 2006).

Toba volkanik püskürmesi ile yaklaşık 2800 km²'lik bir lav çıkışı meydana gelmiş, Kuzey Sumatra'da hemen hemen 30.000 km²'lik bir alanda ignimbirit örtüsü oluşturmuştur (Petroglia vd., 2012). 100-200 km²'lik bir değere sahip olan Tambora ile karşılaştırıldığında ise çok daha büyük bir volkanik püskürme olduğu ortaya çıkmaktadır (Rampino ve Self, 1982). Volkanik patlayıcılık endeksi ise 8 olarak ifade edilmektedir (Gates ve Ritche, 2007). Bu yönleri ile analiz edilip düşünüldüğünde Toba volkanik püskürmesi, Kuvaterner dönemi içerisinde ve insanoğlunun şahit olduğu en büyük volkanik püskürmedir (Petroglia vd., 2012). Aynı zamanda Toba volkanı ve eşdeğerindeki, volkanik püskürmeler 1991 yılında meydana gelen Pinatuba volkanik püskürmesinden yüzlerce kat daha büyük ölçekte ve 100.000 yılda bir gerçekleşen ‘‘süper volkan’’lar olarak da ifade edilmektedir (Bekki vd., 1996). Volkanik aktivite ile ortaya çıkan büyük miktarlardaki S ve kül bulutları Rampino ve ark (1992), ifade ettiği üzere, Dünya'yı küresel boyutta 6 yıllık bir volkanik kışa sürüklemiştir. Zelinski ve ark (1996), Grönland buz çekirdeklerini incelemeleri neticesinde yaklaşık 73-74 bin yıllık sülfat iz markerlerini tespit etmeleri bu tezi daha da güçlendirmiştir. Toba volkanı iklimsel tesiri sadece kısa süreli etkili olmamış, son 130.000 yıldaki en soğuk 1800 yılın ani başlangıç sürecini de ortaya çıkarmıştır (Şekil 1.17) (Zelinski vd., 1996).



Şekil 1.17: Kuzey Grönland ve Grönland Zirvesinden alınan buz çekirdekleri içerisindeki oksijen izotop oranlarının 10 ila 110 bin yıllık dönemi ile D-O(Dansgaard-Oeschger) döngülerinin 19 ve 20'yi ve MIS (Denizel izotop dönemleri) 4 ve MIS5 arasındaki sınırı göstermektedir. Zirve GISP2 çekirdeğindeki (Zielinski ve diğ., 1996) Toba'ya atfedilen volkanik sülfatın pozisyonu bir ok ile gösterilir ve D-O 20'nin stadial (soğuk) ve interstadial (ılık) yarıları sırasıyla s ve i. ile gösterilir.

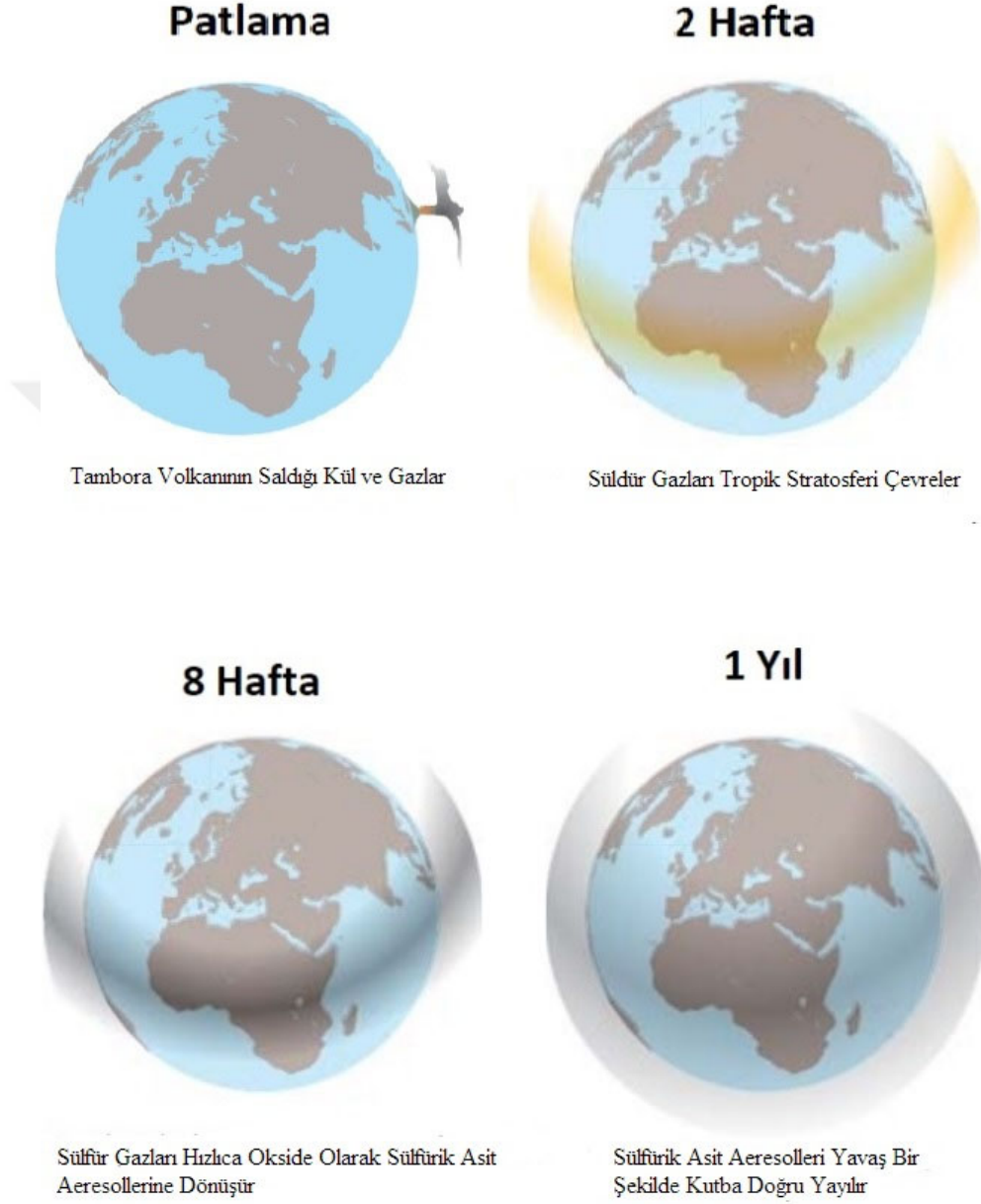
Kuzey Grönland çekirdeğindeki (NGRIP, 2004) D – 20 interstadial sonlandırmasının kronolojik konumu, Toba püskürmesi için radyojenik argon tarihleriyle 2000 yıllık bir fark ile uyumludur. Grönland buz çekirdekleri ile Hulu Mağarası speleothem (U serisi) ler U serisi ile yeniden yapılandırılmış korelasyonu, Kuzey Grönland çekirdeğinin yaşı ve Toba püskürmesinin argon izotop yaşı ile birbirleriyle uyumludur (Williams vd., 2009'dan çevrilerek).

Belirtildiği üzere ani ve iklimsel değişimin uzun süreçli etmen ve süreçlere nazaran çok daha kısa süreli olan bir değişim süreci yaşanmıştır. Bunun neticesinde Dünya coğrafyasında önemli tesirlerde bulunmuştur. Paleontologlar, arkeologlar ve genetikçilerin yaptıkları çalışmalar neticesinde o dönem itibari ile bugün yaşayan insanlığın ataları olan homosapiens ve onun çağdaşları; Neandertaller, Homo

Floresnsisler ve Denisovolarında dahil olduğu insansı türlerin evrimsel geçmişlerinde çok önemli bir dönüm noktasını meydana getirmiştir. Genetik kayıtlar, yaşayan insan nüfusunun ani bir şekilde azaldığı ve yaklaşık olarak birkaç bin insan nüfusunun kaldığı ifade edilmektedir (Harpending vd., 1993; Jorde vd., 1998).

Günümüzde daha yakın dönemlerde meydana gelmiş olan (1815) Endonezya takımadalarında yer alan Tambora volkanik püskürmesi de küresel iklim üzerinde kısa ölçekli de olsa önemli bir değişim süreci yaşatmıştır (Wirakusumah ve Rochmat, 2017). Bu püskürme son 10.000 yıllık periyot içerisinde bilinen en geniş ölçekli kül hacmine sahip püskürmelerden biri olmuştur (Smitch, 2009). Ortaya çıkan kül bulutları birkaç gün boyunca bölgede büyük bulut yapıları meydana getirerek Güneş ışınlarının gelişini engellemiştir (Smitch, 2009). Tambora volkanının 1815 yılındaki infilak etmesi ile takip eden süreçte küresel çapta 200.000 ‘den fazla insan hayatını kaybetmiş; yerel, bölgesel ve küresel ölekte büyük ekonomik zarara sebep olmuştur (Wirakusumah ve Rochmat, 2017). Tombara volkanın verdiği maddi ve manevi zararlar temelde 3 farklı süreçle meydana gelmiştir. Bunlardan ilk ve doğrudan gerçekleşeni, püskürme ile beraber gelişen piroklastik akıntılar ve buna bağlı olarak oluşan tsunamidir. Bu süreçte Songger yarımadasındaki evler, köyler ve şehirlerin ve dolayısıyla nüfus, kültür ve dil ortadan kaybolmuştur (Wirakusumah ve Rochmat, 2017). Tüm bunların yanında bölgede ve çevre adalarda volkanik aktivite ile hemen tüm plantasyonlar zarar görmüş buna bağlı olarak ise kuraklık ve kıtlık nedeniyle çok sayıda insan yaşamını yitirmiştir. Diğer önemli ve küresel anlamda iklimsel değişim meydana getiren unsur ise volkanın salmış olduğu S gazlarıdır.

Meydana gelen püskürme ile atmosfere yaklaşık 60-80 megatonluk S enjekte edilmiş, haftalar içerisinde tropikler boyunca yayılıp atmosferde oksitlenerek H_2SO_4 aeresollerine dönüşmüş ve küresel anlamda yayılmıştır (Şekil 1.18) (Brönnimann ve Kramer, 2016).



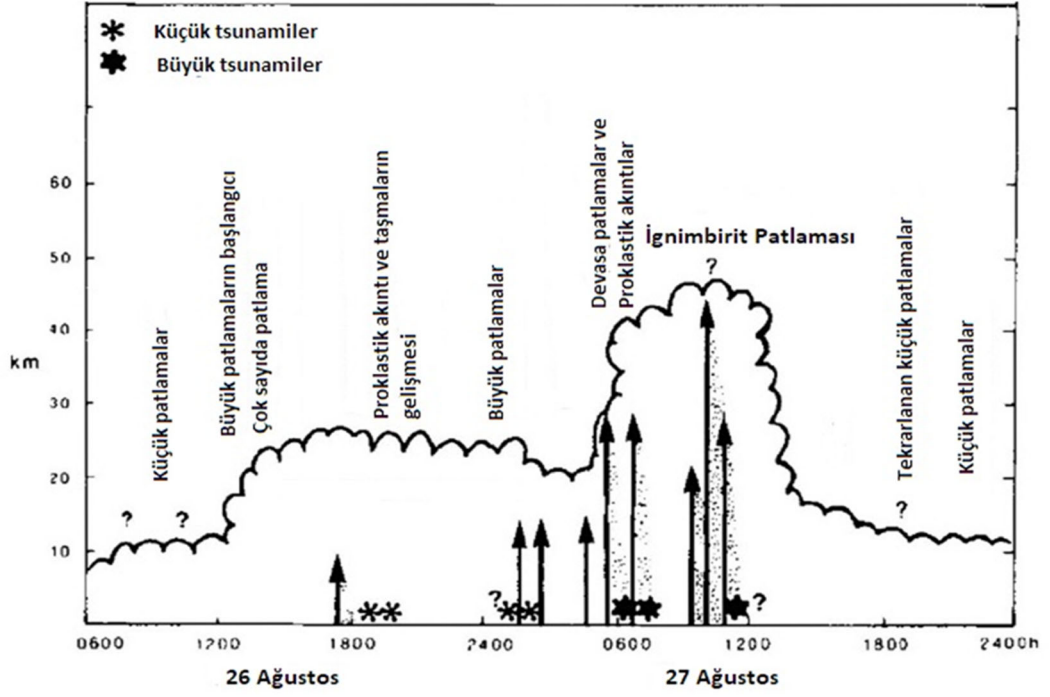
Şekil 1.18: Tambora püskürmesinden sonra S ve H₂SO₄ aerosollerin yerküre atmosferine yayılımını şematik gösterimi (Brönnimann ve Kramer, 2016'den düzenlenerek).

Bunun neticesinde ise atmosferden yer yüzeyine ulaşan Güneş enerjisi miktarı önemli oranda azalmış, küresel sıcaklıklar 0,4-0,7 °C arasında azalmıştır (Sıgurdsson vd., 2000). Meydana gelen sıcaklık azalışı küresel ölçekte çok büyük

değerlerde olmasa bile bölgesel ölçekte önemli iklimsel sonuçlar doğurmuştur. Karaların daha büyük alanlar kapladığı Kuzey yarımküre’de Güneş enerjisinin azalması karaların buna hızlı tepki vermesi sonucu özellikle küresel iklim parametrelerinde ve sirkülasyonunda birtakım önemli değişimler meydana getirmiştir. Püskürmeyi takip eden 1816 yaz aylarında Batı Avrupa’nın büyük bölümünde ve İngiltere’de büyük sıcaklık ve yağış anormalleri görülmüştür (Rampino vd., 1988). Yine aynı dönemde New England’ta ekstrem hava koşulları meydana gelmiş, yılın hemen her ayında kar yağışları görülmüş, Amerika Birleşik Devletleri’nin doğu kıyısı boyunca uzanan Appalaş dağlarından orta-batı kesimine doğru açlık ve kıtlık nedeniyle büyük göç hareketleri yaşanmıştır (Robock, 2002). Soğuk ve yağışlı geçen yaz aylarında tarımsal ürün ve mahsulün çok büyük miktarının etkilenmesi ve hasat yapılamaması nedeniyle açlıklara, sağlık problemlerine ve dolayısıyla sosyal huzursuzluklara neden olmuştur (Rampino vd., 1988). Yaşanan bu tür etkiler nedeniyle 1816 yılında İngiltere’nin ve İskoçya’nın hemen hemen tamamında Tifüs virüsü vakaları gözlemlenmiştir (Smitch, 2009). Bu tür iklimsel sonuçlar nedeniyle hem Avrupa hem de Kuzey Amerika’da 1816 yılını ‘‘yazı olmayan yıl’’ olarak da bilinmektedir (Rampino vd., 1988; Robock, 2002; Smitch, 2009; Brönnimann ve Kramer, 2016). Ancak bu tür ekstrem hava koşulları tüm küresel ölçekte gerçekleşmemiş; daha çok Kuzey Amerika, Avrupa, Arjantin, Hindistan ve Çin’de görülmüştür. (Robock, 2002). Güney yarımküre ise yaklaşık 2-3 yıllık iklimsel değişimden çok fazla etkilenmemiştir. Bu nedenle Tambora volkanının ortaya çıkardığı iklimsel değişim hem kısa süreli hem de bölgesel ve yerel ölçeklerde kendini göstermiştir.

Yine Endonezya takım adaları üzerinde yer alan Krakatua volkanı 1883 yılında büyük bir püskürme gerçekleştirmiştir. Daha önce Dünya ekolojisi ve ikliminde önemli etkiler meydana getiren Toba (74.000) ve Tambora (1815) volkanlarının yakın çevresinde yer alan Krakatua volkanında 1883 yılında birçok kez püskürme yaşanmış olmasına rağmen ana büyük püskürmeler 26-27 Ağustos 1883 tarihinde gerçekleşmiş, püskürme ile volkandan çıkan gazlar ve küller atmosfer boyunca 50 km yüksekliğe erişmiştir (Şekil 1.19) (Schaller vd., 2009). Volkanik aktive ile volkan bacasının çökmesi ve büyük miktarlardaki enkaz malzemesinin

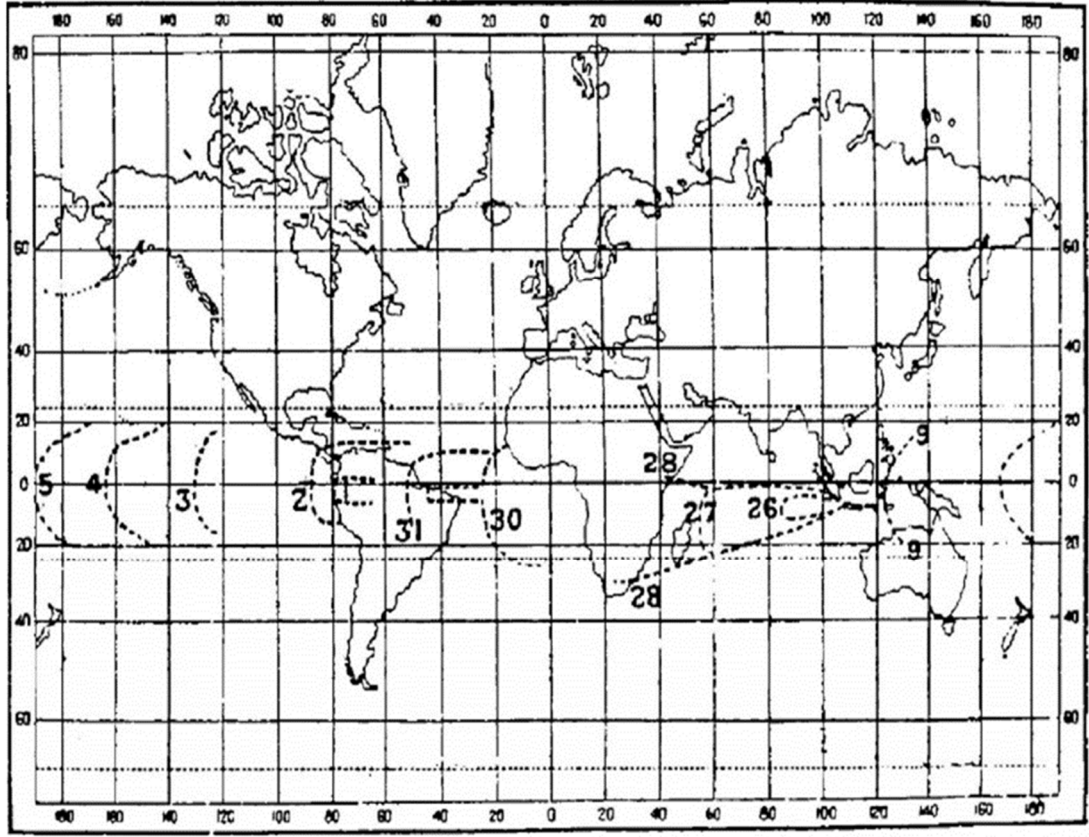
okyanusa karışması ile beraber, Java ve Sumatra arasındaki Sunda boğazı çevresinde çok büyük tsunamiler meydana gelmiştir (Şekil 1.19) (Simskin ve Fiske, 1983; Bryant, 2001).



Şekil 1.19: Krakatoa püskürmesinin kronolojisi 26- 27 Ağustos 1883 tarihlerinde en aktif safhası boyunca ortaya çıkmıştır. İnce yıldız küçük, büyük yıldız ise büyük tsunami olaylarını temsil eder (Self ve Rampino, 1981; Schaller vd., 2009'dan düzenlenerek).

Bu nedenlerden ötürü bölgede çok büyük tahribat ve yıkımlar meydana gelmiş ve yaklaşık 30.000'den fazla insan hayatını kaybetmiştir (Schaller vd., 2009).

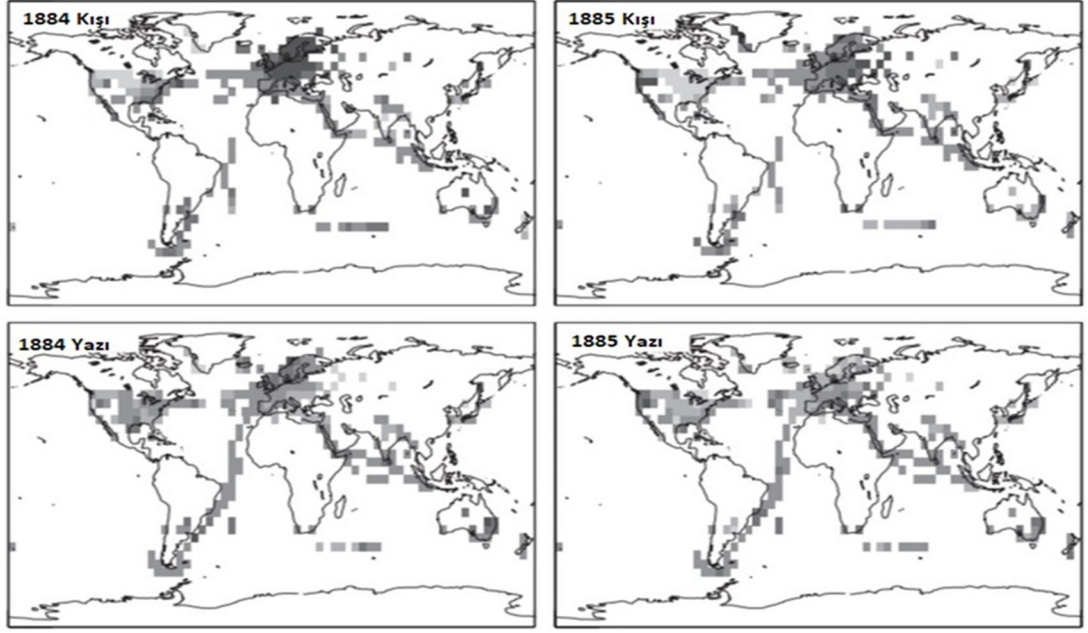
Krakatua volkanının diğer bir etkisi ise; diğer büyük volkanik püskürmelerde bahsedildiği üzere atmosfere enjekte etmiş olduğu özellikle iklim üzerinde önemli etkileri bulunan S gazlarının ortaya çıkardığı etkiler olmuştur (Schaller vd., 2009). Bunun yanında Krakatua volkanının atmosfer salmış olduğu kül bulutları zonal rüzgâr ile Dünya'nın ekvatorial kuşak boyunca doğudan batıya kadar bir rota izleyerek çevrelemiştir (Şekil 1.20).



Şekil 1.20: Krakatoa püskürmesinden sonra doğudan batıya kül bulutunun gözlemlediği lokasyonlar. Sayılar gözlem tarihlerini verir (26 Ağustos- 9 Eylül 1883) (Schaller vd., 2009).

Yine kısa süreçler içerisinde atmosfere salınan S gazı atmosfer içerisinde H_2O ile reaksiyona girerek H_2SO_4 aerosollerine dönüşerek gelen Güneş radyasyonu miktarını düşürmüştür. Yapılan çalışmalarda, Krakatua volkanik aktivitesinin tetiklediği ve atmosferde gelişen H_2SO_4 aerosollerini Güneş'ten gelen solar radyasyon miktarını yaklaşık olarak %10 seviyelerinde azalttığı gözlemlenmiştir (Abbot ve Fowle, 1913). Yine Schaller ve ark (2009), yaptıkları çalışma neticesinde Krakatua volkanik püskürmesini takip eden 2 kış için jet akımları ve 10 hPa jeopotansiyel yükseklik seviyelerini elde etmişlerdir. Buradan ortaya çıkan sonuç ise NAO'nun pozitif bir devire denk geldiği ve buna bağlı olarak ise İzlanda AB alanlarını ve Azor YB (Yüksek Basınç) alanlarını güçlendirerek özellikle Atlantik ve Avrupa kıtası çevresinde atmosfer dolaşımını güçlendirmiştir. Yine bu çalışmada ortaya çıkan diğer önemli hususlar ise; Pasifik çevresinde Aluetian alçağının normalden çok daha düşük basınç özellikleri gösterdiği, yeniden yapılandırılan stratosferik

modellemelerde ise kutupsal polar vorteks'in Grönland'a kayması ile daha da güçlendiği gözlemlenmiştir. Yer sıcaklıkları verileri ise pozitif seyir izleyen NAO nedeniyle özellikle kış döneminde Avrupa'da sıcak, Kuzey Amerika'nın doğusunda ise soğuk bir kış paterni ortaya çıkarmaktadır. Yaz aylarında ise yüzey sıcaklıkları normallerden her iki yılda da hafif bir soğuma eğilimi göstermektedir (Şekil 1.21).



Şekil 1.21: 1884 (solda) ve 1885 (sağda) kışları (Aralık –Mart, üst) ve yazları (Haziran-Eylül, alt) (Schaller vd., 2009'dan çevrilerek).

Sonuç olarak yapılan gözlem ve yeniden yapılandırılmalar ile Krakatua volkanının püskürmesini takip eden 2 yıllık periyotta bölgesel basınç değişimleri ve sıcaklık dalgalanmaları yaşanmış, küresel ölçekte ise bu süreç içerisinde kısa süreli bir iklimsel değişim gözlemlenerek hafif bir soğuma eğilimi ortaya çıkmıştır.

Volkanik püskürmeler ve iklim arasında meydana gelen etkileşimler ve bunun iklim üzerinde yarattığı değişim mekanizması ile Dünya tarihinde meydana gelmiş olan önemli volkanik püskürmelere bağlı gelişen büyük iklim değişiklikleri ve çevre felaketleri örnekleri açıklanmaya çalışılmıştır. Bu açıklamalar ve örneklemeler göstermektedir ki, Dünya iklim tarihi boyunca birçok kez büyük volkanik püskürmeler meydana gelmiş buna bağlı olarak ise çeşitli mekanizmalar ile gerek bölgesel gerekse de küresel ölçekte iklim değişikliği süreçleri yaşanmıştır. Ancak bu değişimler görece daha kısa dönemli olarak gerçekleşmiştir.

1.3. El-Nino/Güney Salınımı (ENSO)

ENSO 2-7 yıllık çevrimler ile Tropikal-Sutropikal Pasifik çekirdek bölgesinden Hint okyanusu'na doğru gelişen atmosfer ve okyanus arasındaki geniş ölçekli etkileşimin bir sonucu olarak küresel iklim sisteminin doğal bir parçasıdır (Robock, 2000). ENSO kısaltması, Tropikal Pasifik Okyanusu (El Niño) ile atmosfer (Güney Salınımı) arasında doğal olarak oluşan iki yönlü etkileşimin bir bileşkesini ifade etmektedir (Guzman vd., 2009). Bjerknes (1969), El Niño ve Güney Salınımı arasında yakından bağlantılı olarak aynı olgunun iki farklı yönü olduğunu, Walker dolaşımını (Ekvatorial Batı ve Doğu Pasifik Arasındaki atmosferik dolaşımı sistemi) içeren olumlu bir okyanus ve atmosfer geri bildiriminin ENSO'nun bir nedeni olduğunu belirtmiştir. El Niño, Orta ve Doğu Ekvator Pasifik Okyanusu'nda ılık SST 'lerin yüksek anormali gösterdiği bir durum olarak karşımıza çıkmaktadır. Güney Salınımı ise, Orta / Doğu ve Batı Pasifik arasında atmosferik süreçlerle meydana gelen bir basınç salınım sistemini ifade etmektedir. Bu atmosfer ve okyanus etkileşimin iki önemli olayı (Guzman vd., 2009) birbiriyle oldukça korele bir yapı arz etmektedir (Trenberth ve Hoar, 1996). Tropikal Pasifik'te üretilen ENSO olayları, Dünya ekosistemi ve dolayısıyla insanlar için önemli olan ve çeşitli zaman ölçeklerinde geniş kapsamlı bir iklim değişim süreci yaratır (Dunbar ve Cole, 1999). ENSO, mevsimsel döngüyü takip eden, Dünya'daki kısa vadeli iklim değişikliğinin önemli bir kısmını oluşturan ikinci en önemli hava değişimi kaynağıdır (Iglesias vd., 2001; Goddard ve Dilley, 2005).

ENSO, Dünya'nın geniş alanlarında kuraklık, sel, orman yangınları ve tropik siklonlar gibi aşırı hava olaylarını etkileyerek Avustralya'nın, Afrika'nın ve Amerika'nın tarımsal açıdan önemli bölgelerinde yüz milyonlarca insanı olumsuz etkileyebilmektedir. Bu açıdan düşünüldüğünde ENSO olayları Dünya iklim sistemi ve zaman zaman meydana gelen değişimlerin belli miktarlarına açıklık getirme noktasında önemlidir. Bunların yanında, doğrudan ve dolaylı yöntemlerle yapılan ölçümler neticesinde ENSO'nun yoğunluk, önceden tahmin edilebilirliği ve küresel etkileri açısından diğer iklim elemanlarına nazaran daha belirgin bir yapı göstermektedir (Zebiak vd., 2006). Bahsedilen ölçüm ve gözlemlere göre, ENSO olaylarının üç temel faz'ı bulunmaktadır. Bunlar El Niño (sıcak tropik Pasifik

SST'leri), La Niña (soğuk tropik SST'leri) ve Nötr (Etkisiz)'dür (Timmermann vd., 1999). Her bir faz döneminin ortaya çıkardığı etkiler, yoğunluk dereceleri, mevsimler arasındaki değişkenlikleri ve zamansal uzunlukları farklılık arz etmektedir. Temel anlamıyla ENSO, SST'lerin periyodik olarak tekrarlanması (2-7 yıl) ve Tropik Pasifik'teki atmosferik sirkülasyonun değişimine bağlı olarak yağış sistemlerinin yeniden dağıtımı olarak da ifade edilebilir (Allan, 2000).

Özetlemek gerekirse ENSO olayları Tropikal Pasifik'te meydana gelen bölgesel bir iklim sirkülasyonu olarak ifade edilebilir. Oluşum ve gelişim mekanizmaları Dünya'nın sadece bir bölgesinde meydana gelse dahi küresel iklim üzerinde önemli sonuçlar doğurmaktadır. Dünya'nın belli dönemlerde belli bölgelerinde meydana gelen kuraklık ve sel hadislerinin de bu tür ENSO olayları ile yakından ilgisi bulunmaktadır. El Nino ve La nina diye ifade edilen süreçler ise bahsedilen ENSO olaylarının iki farklı uç değerlerine karşılık gelen bölümleri ifade etmektedir.

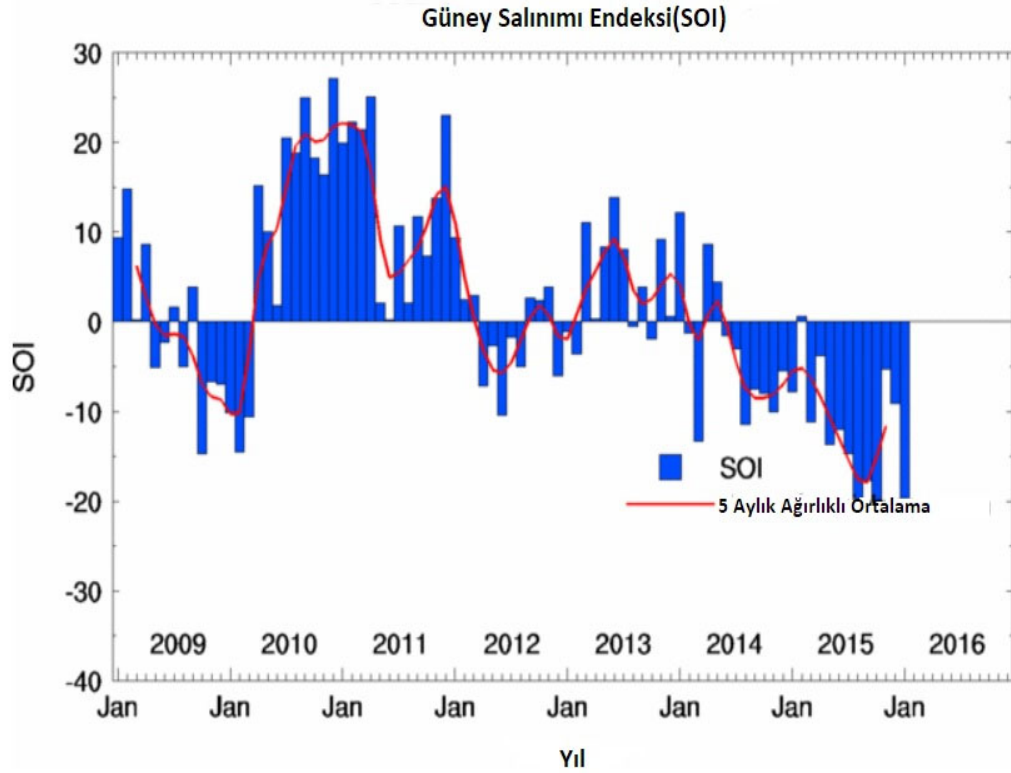
1.3.1. ENSO Olaylarının Kantitatif Değerlendirilmesi

Genel olarak El Niño veya La Niña olaylarını değerlendirmek ve sınıflandırabilmek için yaygın olarak kullanılan endeksler şunlardır:

- 1) Yüzeysel atmosferik basınçtan üretilen SOI (Güney Salınım İndeksi)
- 2) Pasifik Okyanusu boyunca SST

1.3.1.1. Güney Salınımı Endeksi (SOI)

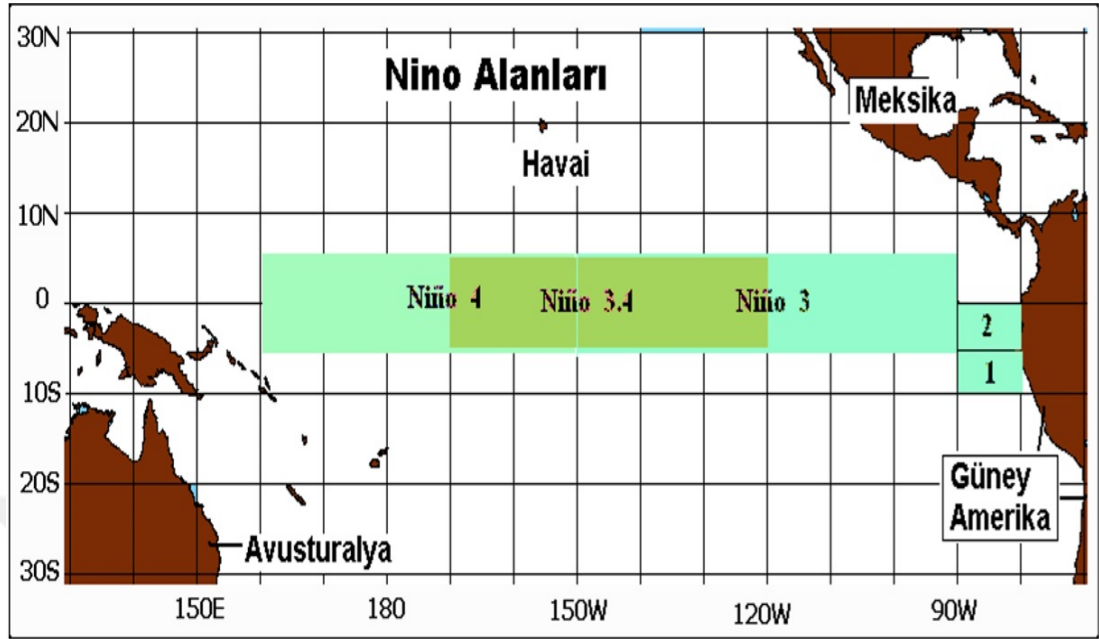
SOI, Tahiti ve Darwin arasındaki basınç farkları kullanılarak hesaplanmaktadır. SOI değerinin -7'nin altındaki sürekli negatif değerleri genellikle El Niño bölümlerini gösterir (Şekil 1.22). Bu negatif değerlere genellikle Orta ve Doğu Tropik Pasifik okyanusu'nun sürekli ısınması, Pasifik Ticaret Rüzgarlarının zayıflaması ve Batı Tropikal Pasifik ile Doğu Avustralya'nın kuzey kesimlerinin birçok yeri boyunca kış ve ilkbahar yağmur miktarının azalması eşlik eder. SOI'nin +7 üzerindeki pozitif değerleri, bir La Niña bölümünün tipik özelliğidir (Şekil 1.22). Böyle bir süreç boyunca Pasifik ticaret rüzgarları kuvvetlenerek Doğu Tropikal Pasifik ve Avustralya'nın kuzeyinde deniz suyu sıcaklıklarını artırır.



Şekil 1.22: Şekilde SOI'nin 2008-2017 yılları arası aylık değerleri gösterilmektedir (Kaynak: <http://www.bom.gov.au/climate/glossary/soi.shtml>).

1.3.1.2. Tropikal Pasifik Nino Havuzları

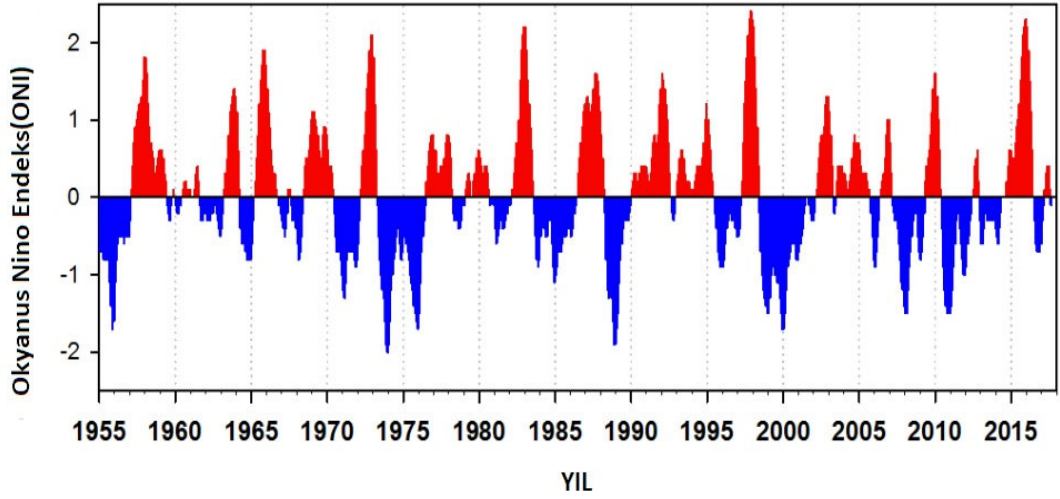
El Nino ve La Nina olaylarının inceleyebilmek ve kantitatif değerlendirmeler yapabilmek için Tropikal Pasifik okyanusu'nun deniz yüzeyi sıcak değerlerini incelemek ve yorumlamak gerekir. Bu kadar büyük bir havuzu değerlendirebilmek ve alandaki su yüzey sıcaklıklarındaki değişimleri izleyebilmek maksadıyla ekvator boyunca Nino 1-2 Nino 3, Nino 3.4 ve Nino 4 olarak adlandırılan kısımlara bölünmüştür (Şekil 1.23) (Kayhan ve Alan, 2014).



Şekil 1.23: Tropikal Pasifikte çeşitli bölümlere ayrılmış Nino bölümlerinin gösterimi (S: Güney, N: Kuzey) (Kayhan ve Alan,2014).

Niño 1 + 2 (0-10S, 90W-80W): Niño 1 + 2 bölgesi, Niño SST bölgelerinin en küçüğü ve en doğuda bulunan kesimini oluşturur. Bu endeks, Niño SST endekslerinin en büyük değişkenliğine sahip bölgesidir. Niño 3 (5N-5S, 150W-90W): Bu bölge bir zamanlar El Niño'yu izlemek ve tahmin etmek için ana odak noktasıyken, sonraki süreçlerdeki araştırmalar ve incelemeler sonucu ENSO için birleşmiş okyanus-atmosfer etkileşimlerinin kilit bölgesinin daha batıya uzandığı sonucuna varılmıştır (Trenberth, 1997). Niño3.4 (Niño3 ve Niño4'ün ortası) SST endeksi, oldukça iyi bir şekilde belirlenebilen ve daha net sonuçlar üreten özelliği ile SST değişkenliği ve yağış değişimi nedeniyle en sık kullanılanıdır (NOAA 21.12.2018). Böylece, Niño 3.4 ve ONI (Okyanus Nino Endeksi), El Niño ve La Niña olaylarını tanımlamak için daha çok tercih edilir hale gelmiştir. El Niño veya La Niña sınıflandırması, Ekvatorial Pasifik bölgesinde belirlenen bir sıcaklık eşliğinin SST değerleri tarafından aşılması ile ortaya çıkan görünüme dayanmaktadır. Niño 3.4 bölgesinde 0,5 ° C'ye eşit veya daha büyük SST'ler, ENSO sıcak faz (El Niño) koşullarını göstermektedir. 0,5 ° C'den düşük değerler, serin faz (La Niña) koşullarının göstergesidir (Şekil 1.24).

Tropikal Pasifiği izlemek için kullanılan ve tümü belirli bir bölgedeki ortalama SST anomalilerine dayanan çeşitli endeksler vardır. Genellikle anomaliler 30 yıllık bir baz süreye göre hesaplanır. Nino 3.4 endeksi ve ONI, El Niño ve La Niña olaylarını büyük bir alanının parçalara ayrılmış bölümlerini tanımlamak için en sık kullanılan endekslerdir. Diğer endeksler, her bir etkinliğin kendine özgü doğasını karakterize etmek için kullanılır. ONI (5K-5G, 170B-120B): ONI, Niño 3.4 endeksi ile hemen hemen aynı bölgeye tekabül eden bölgeyi kullanır. ONI endeksinin eksiksiz bir ENSO olayını ortaya koyabilmek ve bir El Niño veya La Niña sınıflandırması yapmak için ENSO anomalilerin arka arkaya en az beş ay boyunca $+0.5^{\circ}\text{C}$ veya -0.5°C 'yi geçmesi gerekir (Şekil 1.24) (NOAA.21.12.2018).

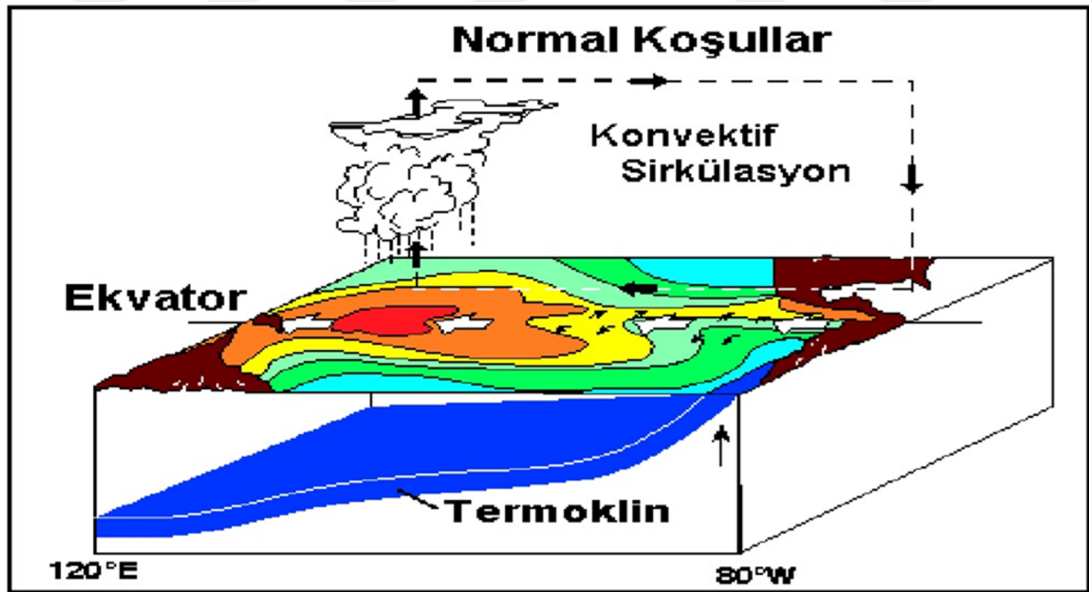


Şekil 1.24: 1955'ten günümüze ONI değerleri. Kırmızı çubuklar ekvator Pasifik'teki sıcak koşulları (El Nino) gösterirken, mavi çubuklar ekvatorial Pasifikteki soğuk koşulları (La nina) gösterir. (Kaynak: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>).

1.3.2. ENSO Mekanizması'nın Küresel ve Bölgesel İklim Üzerine Etkisi

Normal şartlar altında Doğu Pasifikte, Güney Amerika'nın batı kıyıları boyunca güneyden gelen Peru soğuk su akıntısı nedeniyle gelişen YB alanı ile Batı Pasifik civarında meydana gelen konveksiyonel hava hareketlerinin ortaya çıkardığı AB alanına doğru basınç gradyan farkının artmasına bağlı olarak bir rüzgâr akımı gerçekleşmektedir. Bunun yanında üst seviyelerde de ekvatorial kuşak boyunca var

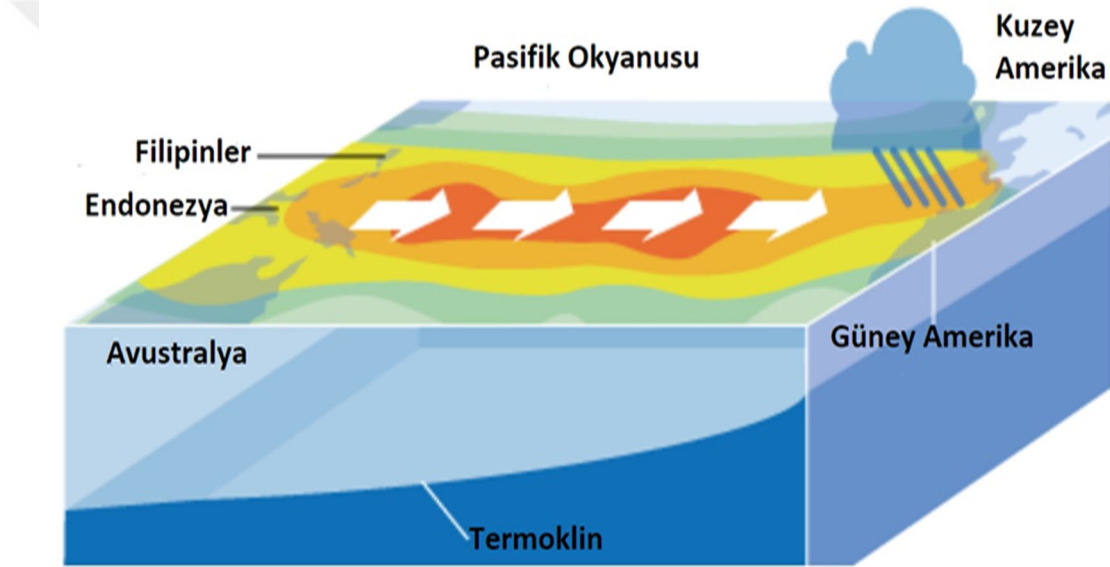
olan ticaret rüzgarları normal şartlar altında Güney Amerika'nın batı kıyılarından Pasifiğin batısına doğru bir hava akımı meydana getirmektedir. Bu süreçte ticaret rüzgarlarının Tropikal Pasifik'te ısınmış olan yüzeydeki okyanus sularını batıya doğru sürükleyerek Endonezya ve Avustralya'nın kuzey bölümlerinde biriktirir. Buna bağlı olarak Batı Pasifikte yüzeyden süpürülen sıcak su yerine daha alt katmanlardan daha serin sular yüzeylenir ve termoklin tabası eğilimi artarak Güney Amerika'nın batı kıyılarında su yüzeyine yaklaşır. Bu süreç sonucunda Batı Pasifik'te normalden sıcak okyanus suları, Doğu Pasifikte ise normalden daha serin sular varlığını sürdürür. Batı Pasifik'te sıcak okyanus suları beraberinde konveksiyonel hareketleri getirerek bölge üzerinde AB alanlarına ve kuvvetli yağışlara neden olmaktadır. Daha sonra ise bu üst seviyede Batı Pasifik'ten doğuya doğru hareket eden hava akımları Doğu Pasifik'te alçalmakta ve durgun hava koşullarını meydana getirmektedir. Böylece Doğu ve Batı Tropikal Pasifik arasında bir olağan bir dolaşım süreci işlemektedir (Şekil 1.25). Bu süreç Walker dolaşımı olarak da ifade edilmektedir (Türkeş, 2010).



Şekil 1.25: Tropikal pasifikte normal koşulların gösterimi (E: Doğu, W: Batı)
(Kayhan ve Alan, 2014).

Basınç gradyanının farklılaşması ve güçlü ticaret rüzgarlarının Tropikal Batı Pasifik'te biriktirdiği sıcak su havuzu, bu bölgede Orta ve Batı Pasifiğe göre deniz suyu seviyesinde bir yükselmeye neden olmaktadır. Bunun temel nedeni ise

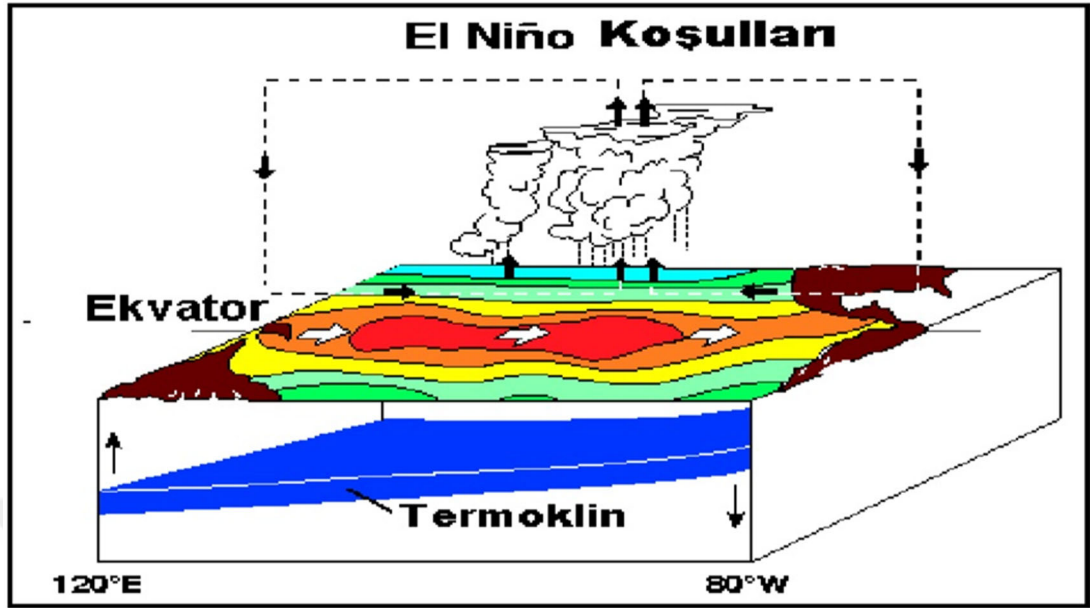
termodinamiğin birinci yasasına dayanmaktadır. Isınan nesneler genişir ilkesi gereği bu bölgedeki sıcak su havzularındaki su molekülleri arasındaki boşluklar artarak okyanus suyu seviyesinin yükselmesine neden olmaktadır. Bunun sonucunda bu bölgeden Güney Amerika'ya doğru "ekvator karşı akımı" olarak da bilinen bir zayıf akım gerçekleşmektedir (Abdolrahimi, 2016). Özellikle okyanus seviyelerinde meydana gelen hareketler, basınç hareketlerinde de yer değişimlere neden olur (Şekil 1.26). Süreç sonucunda ise batıdan Doğu Pasifiğe doğru esen güçlü rüzgarlar vuku bulur ve batı rüzgarları, doğu'dan esen ticaret rüzgarlarının yerini almış olur.



Şekil 1.26: Batı Pasifikte biriken sıcak su havzusunun doğuya doğru ters bir akım gerçekleştirmesi (Kaynak:

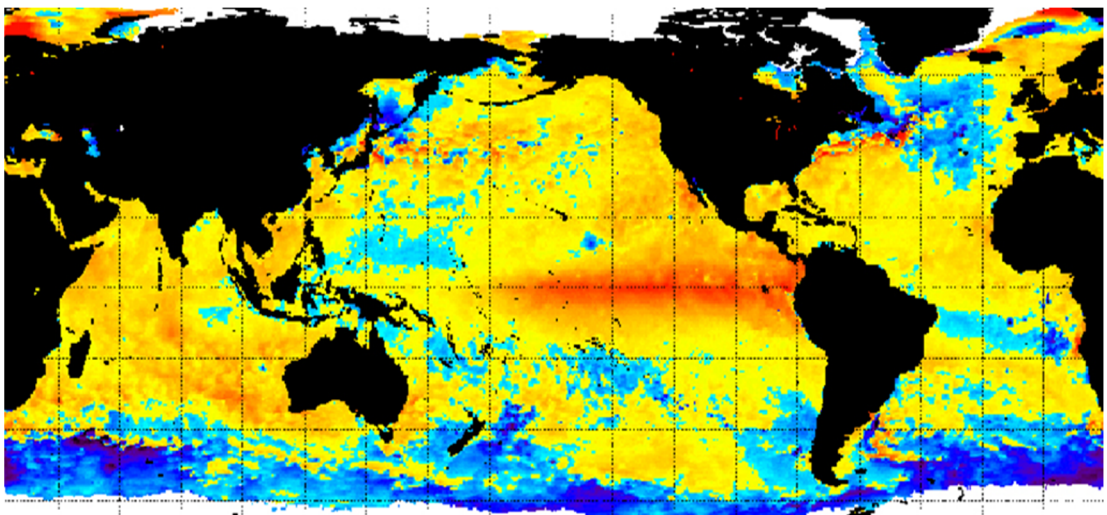
<https://www.theguardian.com/environment/2015/mar/05/what-is-el-nino>).

Bu şekilde gerçekleşen ve Ekvatorial Pasifiğin batı ve doğu bölümlerindeki basınç gradyanlarının tersine çevrilmesi ve Ekvatorial Pasifik üzerindeki doğu ticaret rüzgarlarının zayıflaması, batı rüzgarlarının ise kuvvetlenmesi "Güney Salınımı" olarak tarif edilir (Wang vd., 2016). Batı rüzgarlarının güçlenmesi ve doğulu ticaret rüzgarlarının zayıflaması ile Batı Pasifik'teki sıcak okyanus suları doğuya doğru sürüklenir. Bu sürüklenme ile Güney Amerika'nın batı kıyıları ile Orta Pasifik'te SST'lerin normal değerlerinden çok büyük oranda pozitif anormaliler gösterir (Şekil 1.27). Bu mekanizma ile Doğu Pasifik SST'lerinde olağandışı pozitif anormali gösterme durumu "El-Nino" olarak ifade edilir (Yeh, vd., 2009).



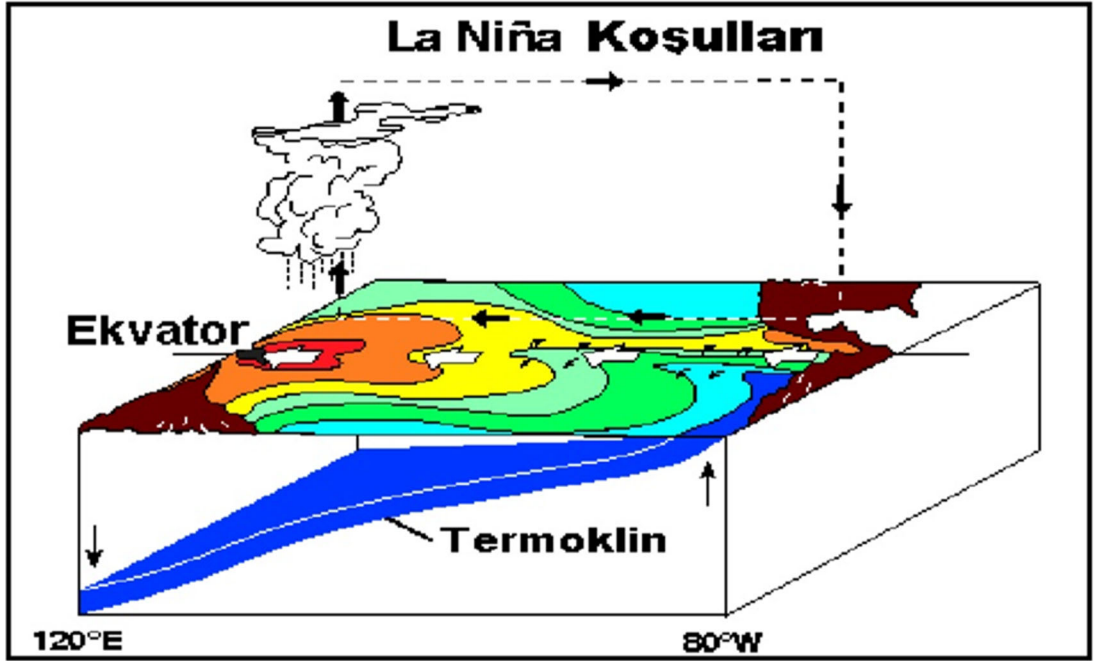
Şekil 1.27: Tropikal pasifikte meydana gelen El-Nino mekanizmasının şematik gösterimi (Kayhan ve Alan, 2014).

Orta ve Batı Pasifikte SST'lerindeki anormal seviyedeki artışı, zayıflayan ticaret rüzgarını daha zayıflatır. Şekil 1.28'de 12 Kasım 2015 yılında meydana gelen bir El-Nino olayına çeşitli cihazlar ve uydu aracılığı ile bakıldığında Tropikal Pasifik'te SST'lerin eşit şekilde dağılmadığı, sıcak suların Tropikal Pasifiğin orta ve özellikle doğu bölümlerinde yoğunlaştığı göze çarpmaktadır (Şekil 1.28).



Şekil 1.28: 12 Kasım 2015 tarihli deniz suyu sıcaklık anormalisi (Kaynak: <https://scripps.ucsd.edu/news/el-nino>).

Okyanus suyu sıcaklıklarında meydana gelen El-Nino, deniz seviyesi basınç paterninde meydana gelen Güney Salınımı eş zamanlılığı, bu yapıyı El-Nino-Güney salınımının bir bileşkesi olan ENSO olarak adlandırmamıza neden olmaktadır. Yukarıda da bahsedildiği üzere ENSO olaylarının 3 fazından biri olan La Nina sürecinde ise normal koşullarda var olan ticaret rüzgarları çok daha fazla güçlenerek Batı Pasifik'e doğru eser. Buna bağlı olarak ekvator üzerinde ısınan okyanus suları Endonezya ve Avustralya' nın kuzeyine doğru sürüklenir. Buna bağlı olarak Güney Amerika'nın batı kıyıları boyunca süpürülen ılık sular derinden gelen soğuk okyanus suları yer değiştirir ve normalden daha soğuk sular yüzeyleir (Şekil 1.29).



Şekil 1.29: Ticaret rüzgarlarının güçlenmesi ve bunun sonucunda ortaya çıkan La Nina mekanizmasının şematik gösterimi (Kayhan ve Alan, 2014).

Bu şekilde okyanus ve atmosfer arasında meydana gelen büyük etkileşim dolayısı ile küresel ve bölgesel iklim üzerinde zamansal aralığı dar olsa dahi birtakım değişimler meydana getirmektedir. Keza şiddetli kuraklık, su baskınları, seller, muson sisteminde meydana gelen değişiklikler vs. gibi Dünya'nın pek çok noktasından gelen iklimsel değişim ve uç örnekleri, ENSO'da meydana gelen değişimlere bağlanabileceğini öne süren birçok görüş mevcuttur (Sarachik ve Cane, 2010). El-Nino dönemleri sırasında sıcak su havuzunun doğuya kayması ve burada meydana getirdiği konveksiyonel hareketler ve güçlendirdiği rüzgarlar ile üst

troposferde sürekli olarak Kuzey ve Doğu yönlü hareket eden Rosby dalgalarında özellikle Kuzey Afrika ve Avrupa’da olağandışı sapmalar meydana getirerek Kuzey Atlantik ve Kuzey Amerikaya doğru yayılmaktadır (Shaman ve Tziperman, 2011). ENSO olaylarının gelişim ve doğrudan etki bölgesi Tropikal Pasifik olmasına rağmen meydana getirdiği birtakım geri beslemeler ile küresel iklim üzerinde iklim sisteminin %60’tan fazlasında önemli değişiklikler meydana getirmektedir (Şekil 1.30-1.31) (Kandji vd., 2006).

El-Nino süreci boyunca Kuzey Afrika ve özellikle Avrupa üzerinde Rosby dalgalarında meydana gelen değişimle bağlantılı olarak özellikle El-Nino olayı sürecinde kış mevsiminde Kuzey Atlantik’te gelişen AB alanlarının daha güneye kayma eğilimi göstermektedir (Merkel ve Latif, 2002). Bu nedenden dolayı El-Nino olayının yaşandığı kış dönemlerinde İber yarımadasının doğusu, Güney Fransa ve İtalya’da yağışların artma eğiliminde olduğu görülmektedir (Shaman ve Tziperman, 2011). ENSO olaylarının Avrupa kıtası özelinde ortaya çıkardığı diğer önemli husus ise NAO üzerinde bir çeşit düzenleyici faktör olmasıdır. El-Nino olayının yaşandığı kış mevsimlerinde NAO’da zayıflama emareleri görülmekte buna bağlı olarak ise Atlantik okyanusunda gelişen AB alanları Güney Avrupa ve Akdeniz havzasına kadar sokularak bölge üzerinde normallerden daha yağışlı ortaya çıkarırken, Kuzey Avrupa ve İskandinavda normalden soğuk hava şartlarının yaşanmasını sağlamaktadır (Hurrell ve Van Loon, 1997; Merkel ve Latif, 2002; Mariotti vd., 2002; Ineson ve Scaife, 2009). Türkiye geneli için 1951-2010 yılları arası yaklaşık 60 yıllık veri içinden 35 El Niño ve La Niña yılı verisi incelendiğinde %77 oranında El-Nino yıllarında, yağış uzun yıllık ortalamasının üzerinde ve La-Nina yıllarında ise uzun yıllık ortalamasının altında gerçekleşmiştir (Kayhan ve Alan, 2014).

Muson Asyasında yapılan çalışmalarda ENSO olayları ile muson sisteminde meydana gelen anormallikler arasında sıkı bir bağlantı olduğu ve buna bağlı olarak, muson iklim sistemi içerisinde yer alan ve bu sistemden doğrudan veya dolaylı şekilde etkilenen bölgelerde de önemli değişimler yaşandığı belirtilmektedir (Sikka, 1980; Hu, Wu vd., 2005). Özellikle Hindistan ve Sri Lanka’da yıllık toplam yağışın %70’inden fazlasını meydana getiren muson sistemi üzerinde ENSO olaylarının etkilerinin oldukça büyük olduğu gösterilmiştir (Kane, 1998). El-Nino süreci

boyunca Batı Pasifik'teki konveksiyonel hareketlerin duraksaması özellikle Güneydoğu Asya'da kuraklıkların yaşanmasına neden olmaktadır (Webster vd., 1998; Hossain vd., 2000; Naylor vd., 2001; Varikoden vd., 2014). Yine özellikle Muson Asyası'nın Nepal ve Pakistan gibi kuzey ve batı bölümlerinde de El-Nino dönemlerinde Batı Pasifik'teki konveksiyon hareketlerinin azalması ile yağışlarda önemli oranlarda azalışlar yaşanmaktadır (Shresta, 2000; Mahmood vd., 2004). Tüm bunların yanında ülkeler ve mevsimler ölçeğinde ENSO olaylarına farklı tepkiler verebilmektedir. Örneğin Çin'in güney bölümlerinde La-Nina dönemlerinde yağışlarda artış, kuzey ve kuzeybatı bölgelerinde ise El-Nino dönemlerinde önemli azalmalar görülmektedir (Tao vd., 2006). ENSO olaylarının diğer atmosferik sirkülasyonları tetiklemesi ve değişim paternleri yaratması, Ekvatorial Pasifikten uzak bölgeler üzerinde çeşitli iklimsel değişimler yaratmaktadır. Açıklanan mekanizmalara paralel olarak Asya kıtası'nın güneybatısında yer alan İran'da yapılan çalışmalar güçlü El-Nino dönemlerinde ülkenin özellikle orta ve kuzeybatı bölümleri olmak üzere hemen hemen tüm ülkede sonbahar dönemlerinde yağışlara negatif bir etki yaptığı ifade edilmektedir (Nazemosadat ve Cordery, 2000).

Batı tropikal Pasifik'teki sıcak suların Orta ve Doğu Pasifiğe kayması ile meydana gelen El Nino olayı sürecinde, konveksiyonel hareketlerin ve dolayısıyla AB alanlarının bölgede kuvvetlenmesi nedeniyle konvektif yağış kütleleri Güney Amerika'nın batı kıyılarında aşırı sağanak yağışlara sebep olmaktadır (Salinger, 2005). Güney Amerika'nın Uruguay ve Arjantin gibi iç ve güney bölümlerinde ENSO olayları ile yağış değişkenlikleri arasında güçlü ilişkiler saptanmıştır (Diaz vd., 1998). El-Nino dönemlerinde bu kesimlerde yağışların normallerin üzerinde gerçekleştiği gösterilmiştir (Podesta vd., 2002). ENSO olaylarının El-Nino fazında gerçekleşen değişimlerden en çok etkilenen bölgelerin başında Güney Amerika'nın batı kıyıları gelmektedir. El-Nino olayının kuvvetli olduğu dönemlerde Doğu Pasifik'te meydana gelen siklonik aktiviteler özellikle Peru'nun Pasifik okyanusu kıyılarında aşırı yağışlara sebebiyet vermektedir (Podesta vd., 2002). Bunun temel nedeni bölgedeki sıcak okyanus sularının yanında Doğu Pasifikteki siklonların And dağları boyunca sıkışıp bölgede yağışın şiddetini ve süresini arttırmasıdır. ABD'de ENSO olaylarının iklimsel etkileri özellikle kış mevsimi süresince iyi bir şekilde

ENSO olaylarının etkilerini Afrika'nın çeşitli bölgelerinde de görmek mümkündür. Nicholson ve Kim'in (1997)'de yaptıkları çalışmada ENSO olayları ile Afrika'nın özellikle doğu ve güney bölümlerinde çok güçlü ilişkiler tespit etmişlerdir. Bu tespitlerden biri de Güney Afrika'da La-Nina dönemlerinde yağışlarda önemli oranda artışlar, El Nino dönemlerinde ise önemli azalmalar gösterdiği (Ropelewski ve Halpert, 1987; Nicholson ve Kim, 1997; Mason ve Tyson, 2000). Ekvatorial Afrika'nın doğu kesimlerinde ise El Nino süreci boyunca yağışların normallerden fazla bir değer gösterdiği, La-Nina dönemlerinde ise kurak bir sezon geçirdiği tespit edilirken Sahra çölü ile Ekvatorial Afrika arasındaki geçiş kuşağını meydana getiren Sahel bölgesinde, El Nino olayları ile kuraklık riskinin yükseldiği ve yağışların El Nino ile negatif ilişkili olduğu belirtilmiştir (Rowell, 2001; Indeje vd., 2000). Madagaskar adasında ENSO olaylarının pozitif ve negatif faz dönemlerinde sıcaklık arasındaki ilişki daha belirgin ve uyumlu iken yağış ile ENSO olayları arasında belirgin bir ilişki yoktur (Rabeharisoa vd., 2013).

ENSO olaylarının meydana geldiği Ekvatorial Pasifik çevresindeki etkileri Dünya'nın diğer geri kalan kesimlerindeki etkilerine nazaran daha belirgin ve şiddetli olabilmektedir. Bunun tipik örneği olarak Avustralya üzerinden verilebilir. Keza Doğu Tropikal Pasifik'teki anormal sıcaklık değerleri (ENSO) ile Avustralya'daki büyük kuraklık hadiseleri, Batı Tropikal Pasifik'teki anormal sıcaklık değerleri ile anormal yağışlar ve sellerin birbirleriyle olan etkileşimleri iyi bir şekilde incelenmiş ve belgelenmiştir (Nicholls, 1991). Buna bağlı olarak Avustralya'daki yağışlar büyük ölçüde ENSO'ya bağlıdır ve büyük kuraklıklar ve seller ENSO olaylarıyla ilişkilidir (Nicholls, 1991; Piechota vd., 1998). El Nino olayı süresince Özellikle Kuzeydoğu ve Kuzeybatı Avustralya'da yağışlar belirgin seviyede azalma eğilimi göstermektedir (Taschetto ve England, 2009). La Niña olayları, El Niño olaylarının tam tersi bir etki göstererek yağışları artırarak büyük yağış anormalilerine sebebiyet vermektedir.

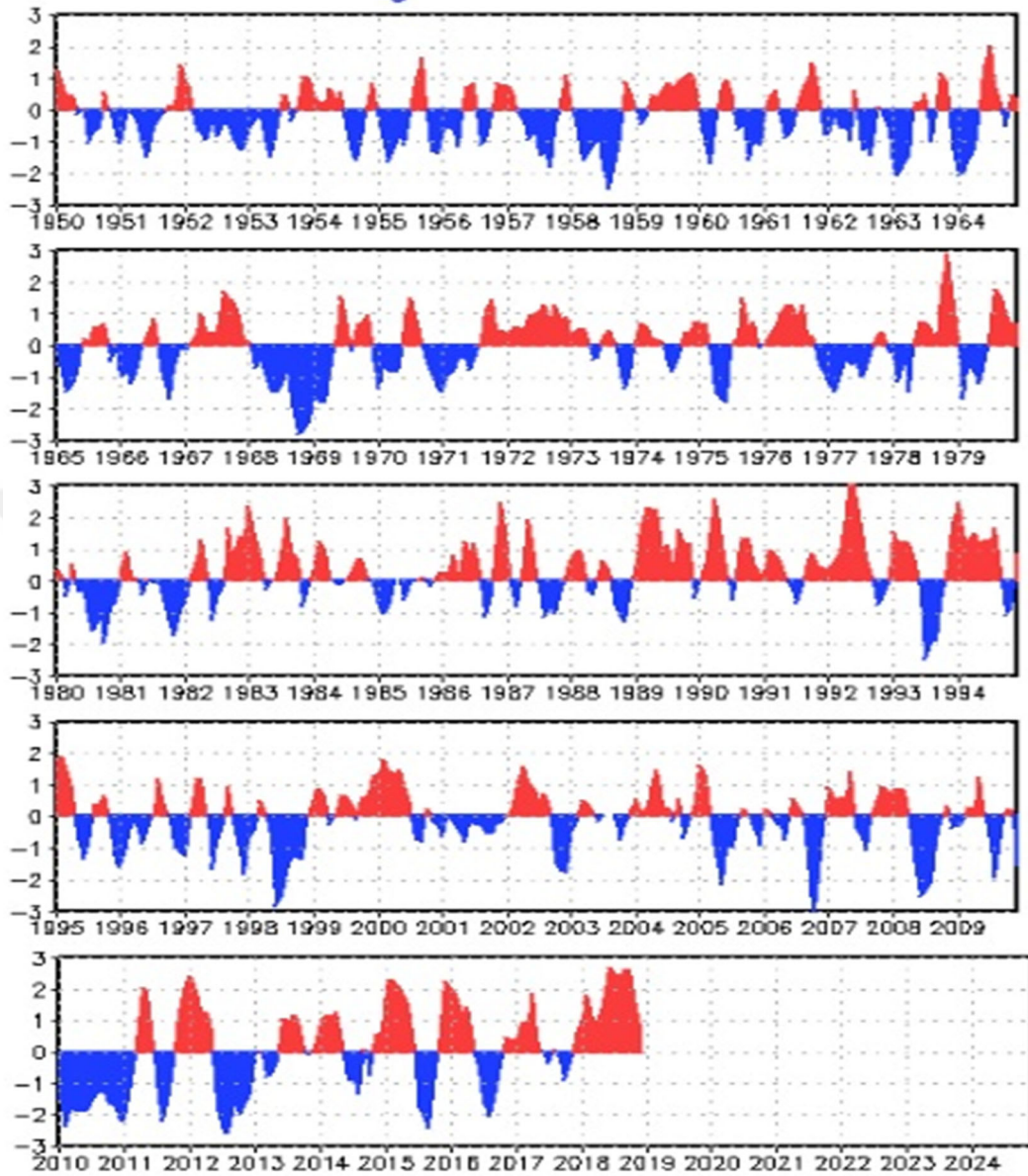
1.4. Kuzey Atlantik Salınımı (NAO)

Çeşitli atmosferik salınımlar, yıldan yıla ve belli periyotlar ile Dünya'nın iklimi ve iklimsel değişkenliği üzerindeki ana belirleyiciler ve / veya kontrolcüler olarak kabul edilir (Türkeş ve Erlat, 2003). İklim değişkenindeki birçok unsur, atmosferik dolaşımın geniş özelliklerinin yanı sıra kara ve okyanus yüzeylerini içeren etkileşimlerle de güçlü bir şekilde ilişkilidir (Nicholls vd., 1996). Bu şekilde atmosferik sirkülasyonun ve buna bağlı olarak gelişen süreçlerle ilişkili olarak Kuzey yarımküre'nin orta ve yüksek enlemleri boyunca, özellikle soğuk dönem aylarında (Kasım-Nisan), atmosferik değişkenliğin en belirgin ve tekrarlayan unsuru NAO'dur (Hurrell vd., 2003). NAO, Azor adaları yakınındaki subtropikal antisiklonun Kuzey Atlantik bölgeleri ile İzlanda yakınlarındaki subpolar alçak basınç sistemi arasındaki atmosferik yapıdaki geniş çaplı bir kararsızlığı tarif eder (Wanner vd., 2001). Daha açık ifadeler ile; İzlanda adası ve çevresinde meydana gelen dinamik AB alanları ile Azor adaları üzerinde meydana gelen dinamik YB alanları arasında meydana gelen kararsızlık sürecini ifade etmektedir. NAO, Kuzey Kutbu ile Subtropikal Atlantik arasındaki atmosferik sirkülasyonun dağılımını ve hareket rotalarını değiştirerek Atlantik ve bu okyanusu çevreleyen kıtalarda mevsimsel değişkenlikler üzerinde önemli rol oynar. Bu şekilde özellikle Kuzey Amerika, Avrupa ve Akdeniz Havzası'nda kendisiyle ilişkili bölgesel iklim anomalileri oluşturur. (Türkeş ve Erlat, 2003). Dünya çapındaki atmosferik dolaşımdaki bölgeler arası değişkenlikten kaynaklanan mevsimsel bir değişim olarak ifade edilebilen NAO (Hurrell, 1995) bu bağlamda en önemli “tele bağlantı” yı sağlar (Wallace ve Gutzler, 1981).

AGCM (Atmosferik genel dolaşım modelleri) NAO'nun temel yapısının atmosferin içsel, doğrusal olmayan dinamiklerinden geldiğine dair güçlü kanıtlar sunar. Gözlemlenen süreçler, NAO anomalilerinin genliği, SST, deniz buzu, kar örtüsü ve toprak yüzeyi nemi gibi atmosfere “harici” olan tüm etmenlerin yıllık döngüleri ile simüle edilebilmektedir (Barnett, 1985). Kuzey Atlantik okyanusunda meydana gelen basınç dizilimlerinin art arda gelen yıllarda sürekli suretle değiştiği bilinmekle beraber (Bjerknes, 1964), NAO'ya ilginin artmasının temel nedenlerinden biri de Atlantik okyanusundaki yüzey, orta ve derin tabakaların karmaşık tepkilerinin NAO tarafından tetiklendiği ve bu tür süreçlerin Atmosfer-Okyanus arasındaki

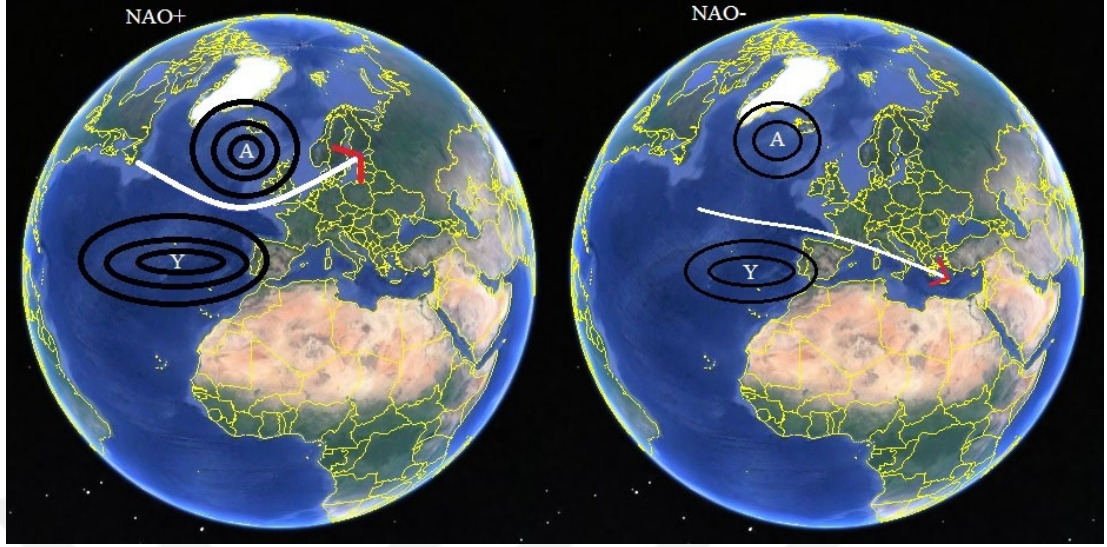
etkileşimlerin daha iyi anlaşılmasından kaynaklandığı ifade edilebilir (Visbeck vd., 1998). Örneğin, Labrador Denizi ve Grönland-İzlanda-Norveç denizlerinde kış mevsiminde meydana gelen basınç yerleşim ve farklılıkları, yalnızca büyük iklim elemanları arasındaki değişkenliklerle değil, aynı zamanda NAO'daki dalgalanmalar ile uyumlu gibi görünen çeşitliliklerle de karakterize edilir (Dickson vd., 1996). Kuzey Atlantik bölgesinde meydana gelen basınç dizilim değişiklikleri ve bu bölge ile subtropikal YB kuşağı arasında meydana gelen süreçler, okyanus üzerinde dalga hareketleri ve dolayısıyla okyanusal akıntı sistemleri üzerinde önemli rol oynamaktadır. Örneğin; bu tür NAO salınımları Atlantik termohalin sirkülasyonu'nun gücünü ve karakterini dolayısı ile üst okyanusun yatay akışını etkiler, böylece okyanus bünyesinde meydana gelen ısı taşınımı ve SST'lerin dağılımını değiştirir (Hurrell vd., 2003).

Güncel olarak NAO'nun etkilerini ve tahmin edilebilirliğini NAO endeksi (NAOI) olarak ifade edilen bir yöntem ile belirlenmektedir. NAOI (Kuzey Atlantik Salınım endeksi), Atlantik ve Avrupa'daki kış dönemi için en önemli gösterge olarak ifade edilmekte ve kullanılmaktadır (Hurrell ve van Loon, 1997; Wanner vd., 1997). Bu endeks temel anlamda İzlanda civarındaki AB sistemleri ile Azor adaları civarındaki dinamik YB alanları arasındaki basınç farklılıklarının normalize edilmiş şeklini ifade etmektedir. Genellikle bir NAOI, Azor adaları bölgesindeki bir istasyonla İzlanda'daki başka bir istasyon arasındaki normalize edilmiş SLP (Deniz Seviyesi Basıncı) anomalileri arasındaki farka göre düzenlenir (Türkeş ve Erlat, 2003). Diğer bir NAOI, İber Yarımadası'nda ve İzlanda'daki bir istasyon arasındaki normalleştirilmiş SLP'nin farkı kullanılarak da hesaplanır (Şekil 1.32) (Türkeş ve Erlat, 2003).



Şekil 1.32: 3 aylık standartlaştırılmış uzun yıllar NAO endeksi grafiği (Kaynak: https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_ts.shtml).

Bahsedilen bölgelerdeki basınç desenleri ve derinlikleri uzun yıllar ortalama değerlerine yakın oldukları takdirde NAOI nötr seyirde, İzlanda çevresindeki AB alanları uzun yıllar ortalamalarında daha düşük ve Azor adalarındaki YB alanı uzun yıllar ortalamalarından daha yüksek basınç değerlerine sahip ise NAOI pozitif değerlere sahip olmaktadır. Bu durumun tam tersi ise endeksin negatif değerlerde seyretmesine neden olur (Şekil 1.33).



Şekil 1.33: NAO'nun pozitif ve negatif fazlarında İzlanda ve Azor adaları civarındaki basınç durumları ve fırtına hatlarının hareket güzergahlarının şematik gösterimi.

NAOI, temel olarak kış mevsimi boyunca, çok çeşitli atmosferik çevresel değişkenlerle güçlü etkileşimler içerisindedir (Dickson vd, 2000; Souriau ve Yiou, 2001). NAO iklim üzerinde özellikle Kuzey yarımküre'nin büyük bölümünde sıcaklık ve yağış dağılımlarının belirlenmesinde dolayısıyla çeşitli ekolojik süreçler ve türlerin çeşitliliği ve dinamiği üzerinde derin bir etkisi vardır (Hurrell vd., 2003). Sıcaklık ve tuzluluktaki dalgalanmalar, dikey karışım, dolaşım paternleri ve Kuzey Atlantik'te buz oluşumu NAO'daki değişikliklerle tetiklenen bir yapıya sahiptir (Visbeck vd., 1998).

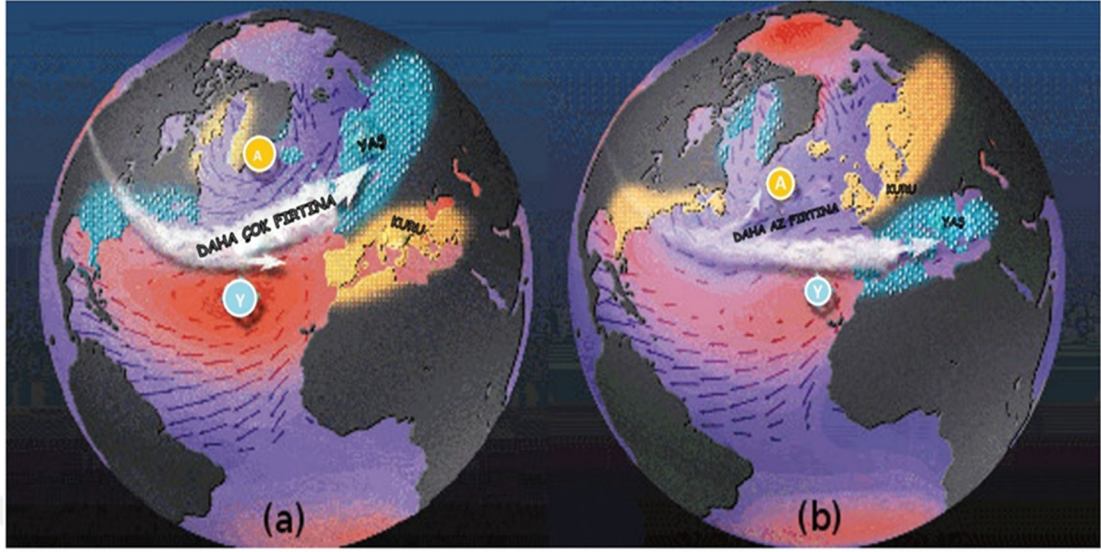
1.4.1. NAO ve Bölgesel İklim Değişiklikleri

Kuzey yarımküre'de kış aylarından yaz aylarına kadar basınç paternlerinin ortalama dağılımındaki büyük değişiklikler oldukça belirgindir (Hurrell vd., 2003). Belki de en belirgin olanları, kışın Sibirya antisiklonu'nun ile yaz aylarında Güneydoğu Asya'da muson siklonunun gelişmesiyle Asya kıtasında meydana gelen değişimlerdir. Bunların yanında özellikle kış döneminde Atlantik okyanusu üzerinde kutup bölgesinde yer alan antisiklon'a tepki olarak ortaya çıkan AB'ler, daha güney'de meydana gelen dinamik Azor YB alanı, Kuzey Amerika ve Avrasya üzerinde meydana gelen iklim süreçlerinin en temel unsurlarını meydana

getirmektedir. Temel anlamda bu tür sinoptik desenler mevsimler ve birbirini takip eden yıllar içerisinde doğrusal bir değişim göstermeyen değişken bir yapıya sahiptir.

NAOI kış aylarında pozitif değerlere sahip olduğunda, kuzeyde basınç merkezi olarak derinleşmiş AB'ler ile güney'de güçlü Azor YB alanı arasında gelişen güçlü basınç gradyan farkı batılı rüzgarları güçlendirir ve buna bağlı olarak, gelişen Atlantik kökenli AB alanları Azor YB alanı'nın da etkisi ile ılık ve nemli hava kütlelerini Avrupa'nın kuzey ve batı kesimlerine doğru yönlendirirler (Şahin ve Kurnaz, 2014). Yine bu süreçte Grönland ve Kuzeydoğu Kanada'da daha kuvvetli kuzeyli rüzgarlar ve Kuzeybatı Atlantik üzerinde de yüzey sıcaklıkları ve SST azalmaktadır (Wanner vd., 2001). Pozitif NAOI dönemlerinde batılı kuvvetli rüzgâr paterni Kuzey Pasifik ve Kuzey Atlantik havzalarını birleştirerek yüksek enlemlerdeki Pasifik ve Atlantik okyanusları üzerinde maksimum fırtına aktivitesine ulaşır. Bununla birlikte, genel olarak, pozitif NAOI kışlarında, özellikle İzlanda ve Norveç Denizi çevresinde fırtına aktiviteleri yoğunluk kazanmaktadır (Serreze vd., 1997). Orta ve Güney Avrupa, Akdeniz ve Orta Doğu bölgelerinin çoğunda da hemen hemen benzer oranlarda daha kurak koşullar görülürken, İzlanda'dan İskandinavya'ya kadar olan bir hat boyunca normalden daha fazla yağış gerçekleşmektedir (Şekil 1.34) (Hurrell, 1995; Dai vd., 1997; Dickson vd., 2000; Hurrell vd., 2003).

Bunun tersi durumda ise, başka bir ifade ile NAOI'nin negatife meylettiği durumlarda gerek Azor YB alanı gerekse de İzlanda çevresindeki AB alanları zayıflama eğiliminde olurlar. Buna bağlı olarak Atlantik üzerinden esen ılık ve nemli rüzgarlar daha güney enlemlerden hareket etme imkânı bularak Akdeniz havzasına sokulur. Avrupa'nın güneyine ve güneydoğu bölümlerine ılık ve nemli havaları taşır (Şekil 1.34). Subtropikal Atlantik YB merkezi'nin etrafındaki saat yönünde daha güçlü akışla ilişkili olarak Kuzey Afrika ve Orta Doğu'da soğuma ve Kuzey Amerika'da meydana gelen ısınma ile aynı mevsim içerisinde bölgeler arasında önemli değişimler yaşanmaktadır (Hurrell vd., 2003)



Şekil 1.34: a) NAOI'nun Pozitif değerler b) NAOI negatif değerler, aldığı dönemlerde Atlantik ve çevresinde meydana gelen hava paternleri (Şahin ve Kurnaz, 2014).

Avrupa geneli ve belli bazı ülkeler için yapılan NAOI ve genel iklim örüntüsü ile alakalı birçok çalışma mevcuttur (Wilby vd., 1997; Prieto vd., 2002; Samedo, 2005; Moreno ve Serrano, 2008; Brandimante vd., 2011; Chronis vd., 2011; Olsen vd., 2012; Pope vd., 2018). Bu çalışmalarda bahsedilen süreçler içerisinde anlatılan mekanizmaları ve sinoptik örüntüleri doğrulamakta ve desteklemektedir.

NAO da meydana gelen değişimler Avrupa ve Akdeniz havzasında olduğu gibi Türkiye özelinde de önemli bir takım geri bildirimler ortaya çıkarmaktadır. Türkiye Akdeniz havzasının doğu bölümünde yer alan genel itibarı ile kış ve yaz dönemlerinde subpolar ve sutropikal hava kütlelerinin etkisi altında bulunan ve atmosferik sirkülasyon değişimlerine oldukça hassas bir konumda yer almaktadır (Cullen ve De Menocal, 2000). Türkiye’de yağış rejiminin şekillenmesinde, kurak veya yağışlı dönemler ile ortaya çıkan aşırı yağışlar, seller ve benzeri hadiselerin yaşanmasında temel atmosfer oluşumlarının başında ise orta enlem siklonları gelmektedir (Gönençgil ve Deniz, 2016; DMİ, 2007). Bu siklonlar Orta enlemlerde ve dolayısıyla Türkiye üzerinde genel coğrafi faktörlerin yanında yağış rejimini şekillendiren en temel unsur Genel atmosfer sirkülasyonunun ortaya çıkardığı orta enlem siklonlarıdır. Bu siklonları mevsimsel olarak şekillendiren en temel atmosfer unsurlarından biri olan NAO kontrol etmektedir. Küresel iklimin bölgesel

yönlendirici unsurlarında meydana gelen değişimler Türkiye üzerinde mevsimsel olarak yağış rejiminde önemli bazı sonuçlar doğurmaktadır. NAO'da meydana gelen değişimlerle Türkiye üzerinde ortaya çıkardığı sıcaklık ve yağış ilişkileri birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Türkeş ve Erlat, 2003'a ve b; 2005'a ve b; Tayanç vd., 2009; Ünal vd., 2013; Bozyurt ve Özdemir, 2013; Karakoç ve Tağıl, 2016; Baltacı vd., 2017; Demircan vd., 2018'a ve b). Türkeş ve Erlat (2003'a), yaptıkları çalışmada Türkiye'deki birçok istasyon ile NAO'nun üç farklı fazının birbirleriyle anlamlı bir ilişki içinde bulundukları ifade etmişlerdir. Aynı çalışmaya göre NAO'nun pozitif fazında Türkiye'deki yağışların negatif, NAO'nun negatif fazında ise pozitif etkilendiğini öne sürmüşlerdir. Tayanç ve ark (2009), çalışmalarında NAO'nun pozitif fazında iken kış mevsimi sıcaklıkları ve yağışında güvenilir seviyede olmasa da azalış eğilimi olduğunu ifade etmiştir. Demircan ve ark (2018), çalışmalarında ise yine benzer olarak NAO'nun negatif fazında sıcaklık değerlerinin pozitif, NAO'nun negatif fazında ortalama sıcaklıklarda pozitif bir eğilim gösterdiğini ifade etmişlerdir. Yapılan diğer çalışmalarda yine benzer sonuçlar ortaya çıkmış genel itibari ile NAO endeksi fazları ile ters bir korelasyon ortaya çıkmıştır. Ancak bu noktada belirtilmesi gereken önemli husus ise NAO ile Türkiye'deki sıcak ve yağış dağılımlarının yüzdesel olarak anlamlı ilişkiler göstermesine rağmen çok güçlü bağlantılar göstermemesidir. Bu durumun altında yatan temel neden hesaplanan endekslerin konumu ile etkilerinin incelendiği lokasyon arasındaki mesafe gereği arada gelişen diğer sistemler nedeniyle ideal ve etkin bir varlık sürdürememesidir (Demircan vd., 2018 b). NAO'nun ortaya çıkardığı bu etkiler ve bunların neticesinde vuku bulan bölgesel iklim değişiklikleri, küresel iklim değişikliğinin de önemli ve kayda değer bir bölümünü ve parçasını meydana getirmektedir.

Tüm bunların yanında Hurrell (2003)'in yaptığı çalışmada Özellikle 1980'lerden itibaren Kuzey Amerika, Avrupa ve Asya boyunca Kuzey yarımküre'nin büyük bölümünü meydana getiren büyük kara parçaları üzerinde kış sıcaklıklarının ortalamanın 1-2 °C kadar üzerinde, Kuzey okyanuslarında ise ortalamanın biraz altında olmasının temelde uzun sürelerdir NAO'nun pozitif değerlerde sürüklenmesinden kaynaklandığını ileri sürmektedir. Yine Thompson ve ark (2000),

alışmalarında Kuzeybatı Atlantik'te meydana gelen yerel soğumanın, Avrupa'daki ısınmanın ve Avrasya'nın güneyinde görülen hava paternleri'nin çoğunun doğrudan NAO'da meydana gelen değışikliklerden kaynaklandığını öne sürmektedirler.

Buzulların son birkaç on yılda belirgin bir geri çekilme sergilemediği Dünya'nın az sayıdaki bölgelerinden biri İskandinavya'dadır (Hagen, 1995; Sigurdsson ve Jonsson, 1995). Hurrell (2003)'e göre bu durumun temel nedeninin İskandinavya'da 1980'lerin başından bu yana NAO da meydana gelen değışimler neticesinde özellikle kış ayları içerisinde ortalama yağış değeriilerinden daha fazla yağış alması olduğunu ifade etmiştir. Buna karşılık, Alpler üzerinde ise son yıllardaki kış aylarında meydana gelen kar noksanlığı, kar yağışlı gün sürelerinin minimuma inmesi ve Alp buzullarında geri çekilme süreçlerinin hızlanmasını NAO da meydana gelen değışimlerle ilişkilendirmiştir.

Küresel iklimin en önemli etmen ve süreçlerinden biri olan Kuzey Atlantik Salınımlarının özellikle meydana geldiği Atlantik ve onu çevreleyen kıtalar üzerinde ortaya çıkardığı etkiler oldukça önemlidir. Mevsimler ve birbirini takip eden yıllarda dahi tahmin edilmesi zor olan bu mekanizma ile bölgesel ve yerel iklimler üzerinde önemli değışimler yarattığı öngörülmektedir. Son dönemlerde sıkça bahse konu olan küresel ısınma mevzusunun etkilerini bölgesel ve yerel birtakım mekanizmalar değışikliğe uğratmaktadır. Var olan küresel iklim değışikliği sürecinde bu tür doğal iklim üzerinde bölgesel değışiklikler meydana getiren mekanizmaların da bir arada değerlendirilmesi sürecin daha anlaşılması ve özümsemi konusunda oldukça faydalı olacaktır.

1.5. Gök Taşları (Meteroitler)

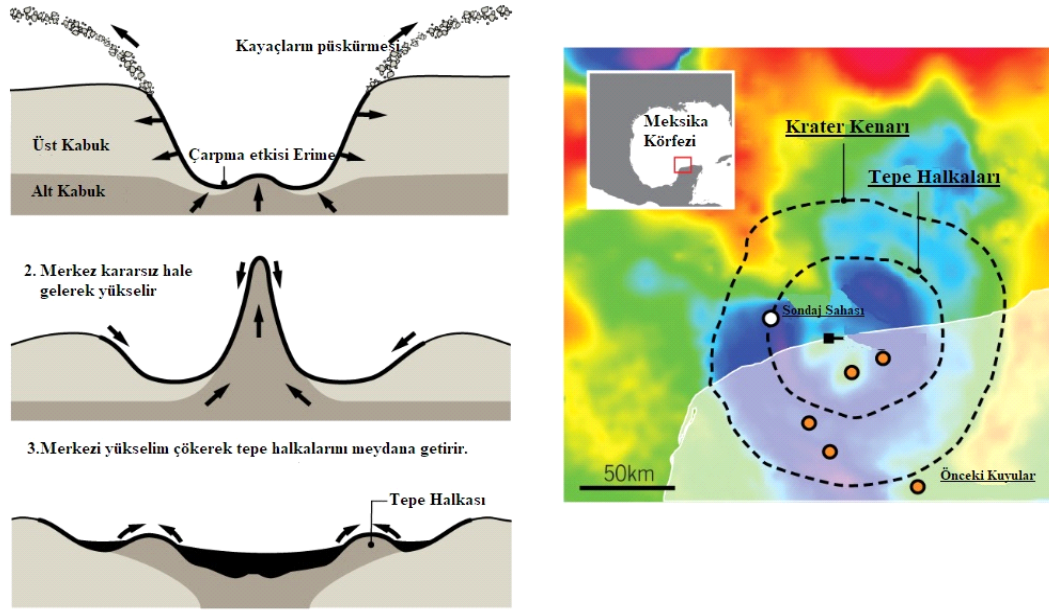
Küresel ve bölgesel ölçeklerde kısa dönemli iklim değişikliklerine neden olan bir diğer önemli etmen de gök taşlarıdır. Gök taşı etkilerinin, özellikle biyolojik evrim ve jeolojik etkilerinin yanında Dünya coğrafyası ve iklimi üzerinde tesirinin çok büyük olduğuna dair önemli kanıtlar ortaya çıkmaktadır. Bu etkileri değerlendirebilmek ve doğru sonuçlar elde edebilmek için gök taşlarının kendi içindeki ayrımları ve Dünya yüzeyine ulaşabilen yapılarını bilmek önem arz etmektedir.

Güneş sistemi'nin oluşumu esnasında çarpışarak birleşip, yerçekimi etkisi altında bir gezegen haline gelemeyen ve irili ufaklı yapılarda bulunan kaya parçaları Asteroit olarak ifade edilmektedir. Bu nesnelerin çoğu özellikle Güneş sistemi içerisinde Mars ile Jüpiter arasında yer alan asteroit kuşağında yer almaktadır. Bazı durumlarda asteroitler birbirleriyle çarpışarak kendilerinden küçük çaplı parçalar koparılırlar. Bu parçacıklar ise meteoroid olarak adlandırılır. Eğer bir meteoroid Dünya'ya yeterince yaklaşır ve Dünya atmosferine girerse, oluşan basınç ve yüksek sıcaklık nedeniyle buharlaşır ve Dünya yüzeyine kadar ulaşamaz bunlar meteorlar olarak ifade edilirler. Daha çok bilinen adıyla yıldız kayması hadisesi, atmosfere giren meteor yapılarını tanımlamaktadır. Bazen meteoroidler atmosferde tamamen buharlaşamaz ve atmosfer katları boyunca yapılarının çoğunluğunu koruyarak yer yüzeyine kadar ulaşır. Bu kayalara Meteorit denilmektedir (NASA, 8.02.2019). Tarihin belirli dönemlerinde asteroitler ve kuyruklu yıldızlar gibi devasa gök taşları Dünya atmosferi boyunca yapılarının büyük kısımlarını koruyarak yer yüzeyine çapmışlar ve Dünya ikliminde değişimlere ve büyük yokoluşlara sebebiyet vermişlerdir. Dünya yüzeyine ulaşan bu gök taşları büyüklük ve içeriğinde barındırdığı elementlere göre ortaya çıkardığı etkiler de farklılık gösterebilmektedir.

Gök taşlarının Dünya yüzeyine çarpma anında bünyesinde varolan kinetik enerjisi, saniyede birkaç kilometrelik hızlarda çarpma noktasından çevresindeki kayalara doğru hızlı bir şekilde dışarı yayılan yüksek basınçlı şok dalgalarına dönüştürülür (Melosh, 1990). Yüksek ısı ve şok dalgalarının yanında oluşturduğu kasırga kuvvetinde rüzgarlar, tsunamilere ve toprak kaymalarına neden olma gibi büyük bir etki yaratabilecek potansiyele sahiptir (Bourgeois vd, 1988; Bralower vd.,

1998; Collins vd., 2005; Ward ve Asphaug, 2000). Bu süreç ile çok büyük miktarlarda kaya parçalanır, deforme edilir, eritilir ve hatta birkaç saniye içinde buharlaştırılır. Bu kısa süreç içerisinde oraya çıkan enerji'nin çoğu (ısı akışı, sismik dalgalar), geniş ölçüde çevre coğrafyalar üzerine yayılır. Gök taşları'nın Dünya yüzeyine çarpma anından itibaren geçen çok kısa süre içerisinde ortaya çıkan bu yüksek enerji içeren ısı ve şok dalgaları yer seviyesine yakın kesimlere, atmosfere ve anında yıkıcı değişiklikler üretebileceği biyosfere yayılır. Bu tür çevresel felaketlerin yanında büyük ölçekli meteoritler çok büyük bir enerji ile gerisinde onlarca hatta yüzlerce km çapında kraterler bırakabilmektedirler.

Tüm bunların yanında çarpışma esnasında yer yüzeyinden atmosfere volkanik püskürmelerden çok daha büyük miktarlarda toz salabilmektedirler (Covey vd., 1994). Birçok üç boyutlu atmosferik model simülasyonları, görece uzun süreler atmosferin üst katmanlarında Güneş ışınlarının yüzeye ulaşmalarını engelleyerek küresel sıcaklıklarda sert soğuma dönemlerinin mümkün olabileceğini göstermektedir (Sharpton ve Ward, 1990; Covey vd., 1994). Çarpma enerjisinin yüzeye yakın salınımı ve enerjinin çoğunun doğrudan biyosfere aktarılması, atmosfere salınan tozların Dünya enerji bilançosunda değişiklikler meydana getirmesi, büyük yıkıcı olayları özellikle de yangınlar ve biyolojik yokoluşlara neden olabilmektedir. Bu tür büyük iklimsel değişimler yaratan ve büyük biyolojik yokluşa sebebiyet veren gök taşı çarpma hadiselerinde biri günümüzden yaklaşık 65 milyon yıl önce Meksika körfezindeki Yukatan yarımadasında meydana gelmiştir (Şekil 1.35).



Şekil 1.35: Gök taşının Yukatan yarımadasına çarpması ile ortaya çıkabilecek olası mekanizma (solda) ile sondaj ve çeşitli yöntemlerle belirlenmiş olan gerçek gök taşı kraterinin birbirleri ile karşılaştırılması (Kaynak:

<https://www.sciencemag.org/news/2016/03/scientists-gear-drill-ground-zero-impact-killed-dinosaurs>).

Daha önce böyle bir olayın Kratese-Senozoyik döneminin başlarında gerçekleştiği fikri Alvarez ve ark (1980), tarafından öne sürülmüş, sonraki süreçlerde bölgede keşfedilen çarpma krateri üzerinde keşifler ve çalışmalar neticesinde 65 milyon yıl önce böyle bir hadisenin yaşandığı ortaya çıkmıştır (Hildebrand vd., 1991; Swisher vd., 1992; Sharpton vd., 1992). Alvarez ve ark (1980), Yukatan yarımadasındaki çarpışmanın ürettiği toz bulutunun Dünya yüzeyinin belli bir süre Güneş ışığını göremediği ve fotosentezin birkaç yıl boyunca durmuş olabileceğini varsaydı. Toon ve ark (1982) ve Pollack ve ark (1983), daha sonra, toz partiküllerinin atmosferden düşüldüğünden çok daha kısa sürede yer yüzeyine düştüğünü öne sürdüler. Bununla birlikte, varlığını sürdürdüğü görece kısa süreçler boyunca tozun Dünya'nın iklimi üzerinde derin etkileri oluşturacağı sonucuna vardılar. Atmosferde bulunan toz partikülleri, içerisinden çıktığı kayaç, malzeme yapısına ve rengine göre Güneş ışığını, volkanlardan çıkan H_2SO_4 aerosollerine benzer şekilde soğutabilme kapasitesine sahiptir. Toon ve ark (1982) ile Pollack ve ark (1983), sıcaklığın yalnızca irtifaya bağlı olduğu tek boyutlu bir atmosferik aerosol ve iklim modeli kullanarak çarpışma sürecinden sonraki evrelerde Dünya yüzeyindeki sıcaklığı

tahmin etmeyi amaçlamışlardır. Pollack ve ark (1983), çalışmalarına göre okyanusların yüksek ısı tutma kapasitesi nedeniyle, okyanus sıcaklıklarının atmosferik tozların ortaya çıkardığı kısa süreli soğuma sürecine çok fazla tepki göstermediği sonucuna varmışlardır. Ancak okyanusların aksine karasal alanlarda bu duruma büyük ve hızlı tepkiler göstererek yaklaşık 4-6 ay boyunca sıcaklıkların donma noktasının altında kaldığını saptamışlardır. Diğer taraftan büyük çarpışma neticesinde ortaya çıkan çok büyük miktarlardaki ısı ve şok dalgaları ormanlarda büyük yangınların ortaya çıkmasını sağlayarak atmosfere büyük miktarlarda CO₂ salınımı gerçekleştirmiştir (Melosh vd.,1990; Morgan vd.,2013). Sigurdsson ve ark (1992), bu büyük çarpışma neticesinde sadece enkaz örtüsününün gerisinde bıraktığı toz'un iklim üzerinde etkili olmadığı aynı zamanda Yukatan yarımadasındaki Chicxulub kraterinin, CaSO₄ (Kalsiyum Sülfat) birikintileri açısından zengin bir lokasyona sahip olduğunu belirtmiştir. Bu durumun ise çarpışma esnasındaki bölge kayalarının yüksek ısıdan dolayı buharlaşarak S'ye dönüşmesinin mümkün olacağını, bununla birlikte, asteroitler ve kuyruklu yıldızların da bünyesinde önemli miktarda S barındırabileceğini belirtmiştir. Sigurdsson ve ark (1992), bu çarpışma ile salınan S miktarının 1991 yılında patlayan Pinatuba volkanınınından salınan S miktarından yaklaşık 5 kat daha fazla olabileceğini ifade etmiştir. Covey ve ark (1994), kara ve okyanusların her birinin içerisinde yer aldığı üç boyutlu GCM'lere benzer bir modelleme çalışması yapmışlardır. Bu çalışma ile gezegenin tamamen aşırı soğuma eğiliminde olmadığını, sıcaklıkların donma seviyesinin altına düştüğü yerlerin karaların iç kesimleriyle sınırlı kaldığını ifade etmişlerdir. Okyanusal etkinin hâkim olduğu kıyı kesimlerinde sıcaklıkların donma seviyesinin üzerinde kaldığını rapor etmişlerdir. Yukatan yarımadasına çarpan meteoritin ortaya çıkardığı toz bulutunun sadece küresel sıcaklıklar üzerinde etkili olmadığı aynı zamanda yağışlarda ve toprak nemliliği üzerinde büyük değişimler ortaya çıkardığını belirtmişlerdir. Pope ve ark (1994), daha önceki çalışmalarda üzerinde yoğunlaşılın toz yapılarının iklimsel etkilerinin yanında Chicxulub kraterinin çevresinde yer alan CaSO₄ yataklarından kaynaklanabilecek sülfür salınımlarını da dahil etmişlerdir. Atmosfere salınan S ve dolayısı ile H₂SO₄ aerosollerinin hesaplamalara katılması ile daha önceki çalışmalarda maksimum soğuma periyodununun biraz daha uzadığını, Güneş ışınlarının yeryüzeyine ulaşmasına daha fazla engel teşkil ettiğini belirtmişlerdir.

Bunun yanında belli oranlarda CO₂ salınımının da var olduğunu, bunun ise pozitif olarak 8 Wm² olarak etki edebileceği belirtilmiştir. Sonuç olarak çalışma da Güneş radyasyonunun 8-13 yıl boyunca normalin %10-20'sine düşürüldüğünü bununla var olabilecek CO₂ kaynaklı ısıtma etkisini tolere ederek küresel bir soğuma dönemi ortaya çıkarmış olabileceğini belirtmişlerdir. Morgan ve ark (2013), çarpışma neticesinde büyük ormanlık alanlarda yangınların meydana geldiğini ve atmosfere çok büyük miktarlarda CO₂ salındığını ifade etmişlerdir. Tyrrell ve ark (2015), çalışmalarında ise atmosferdeki H₂SO₄ ve CO₂ gazlarının okyanuslar üzerinde etkili olduğunu belirtmiş, özellikle okyanusların aşırı derecede CO₂ emilimi gerçekleştirmesi ile asidifikasyon (Okyanus sularının asidiklik derecesinin artması) süreci yaşandığını ifade etmişlerdir. Bu durumun okyanuslardaki büyük yokoluşları açıkladığını, bu yolla öne sürmüştür. Artemieva ve ark (2017), Yukatan yarımadasına çarpan devasa büyüklükteki gök taşının küresel etkiye sahip olmasını sağlayan ve kayaçların buharlaştırması ile sağlanan gazlar arasındaki ilişki üzerine incelemelerde bulunmuştur. Bu büyük çarpışma sonucunda atmosfere yaklaşık olarak 325+-130 gigaton S, 425+-160 gigaton CO₂ salındığını ve bunun sonucunda küresel iklim de çok ciddi değişiklikler yarattığını ifade etmiştir.

Bir gök taşı'nın Dünya yüzeyine çarpması insanlık tarihinde yaşanmamış bir hadisedir. Dünya üzerinde jeolojik tarih boyunca çok sayıda gök taşının çarptığı ve bunun etkilerinin kütlesi ile orantılı olarak büyük etkiler yarattığı ifade edilmektedir. Ancak yaklaşık 65 milyon yıl önce Yukatan yarımadasına 10-15 km çapındaki devasa gök taşının çarpması ile küresel olarak bir yokoluş evresi meydana gelmiştir. İkisi arasındaki sebep sonuç ilişkisi anlaşıldıktan sonra konu üzerine çok sayıda araştırma ve değerlendirme yapılmıştır. Bu çalışmalardan ortaya çıkan en önemli sonuç; büyük çaplı gök taşı çarpmalarında bir volkanik püskürme veya diğer doğal etmen ve unsurların ortaya çıkardığı ölçüde ve hatta daha büyük oranlarda iklim üzerinde değişimler meydana getirmektedir. Bu süreç yine volkanların atmosferdeki gaz oranlarının üzerinde yaptığı değişiklik süreci ile benzerlik göstermektedir. Bunun yanında gök taşı ve iklim değişikliği arasındaki ilişki Dünya iklim sisteminde var olan ve belli süreçlerle tekrarlanan ve uzun süreli değişimler yaratan etmen ve süreçlerden farklı olarak kısa süreli bir değişim süreci yaratmaktadır.

İKİNCİ BÖLÜM

2. UZUN DÖNEMLİ İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ

Doğal etmen ve süreçlerin ortaya çıkarmış olduğu uzun dönemli iklim değişiklikleri, On binlerce yıldan milyonlara kadar uzayabilen değişimleri kapsamaktadır. Bu değişimlerin temel nedenleri şunlardır:

2.1. Plaka Teknoniği

İklimler, Güneş'ten gelen solar radyasyonun yanı sıra, atmosfer ve okyanus tarafından enerjinin emilmesi, salınması ve taşınması ile Dünya'nın katı arz'ında ortaya çıkan değişimlerin arasındaki dengenin bir sonucudur (Hay, 1996). Geçmiş dönemlerde meydana gelmiş olan sıcak ve soğuk dönemlerin özelliklerini ortaya çıkarabilmek ve buna sebep olan etmen ve süreçleri incelemek için birçok çalışma yapılmıştır. Özellikle buzul çağıının sebeplerini ilgilendiren karasal nedenlerle (Güneş değişkenliğinden bağımsız olarak) ilgili çok sayıda iklim değişikliği teorisi sunulmuştur (Barron vd., 1980). Özellikle kıtaların kayma hipotezi ortaya atıldığından beridir Dünya'daki uzun dönemli sıcaklık dalgalanmaları ve iklim değişikliği süreçlerini açıklamak için kıtalarda meydana gelen kaymalar ve yer değiştirmeler çokça öne sürülmüştür (Barron vd., 1984). Öne sürülen karasal yüzeylerdeki değişikliklere bağlı gelişen yönlendirici faktörler arasında kıtasal yüzeylerdeki yükselti farklılıkları, kıtasal yüz ölçümü büyüklüklerindeki farklılıklar, kıtaların kutup alanlarına göre konumları ve bu tür etkilerin ortaya çıkardığı atmosfer-okyanus arasında meydana gelen bir takım geri besleme mekanizmaları gibi kıtasal yüzeylerin morfolojik ve coğrafik özellikleri ile bir bağ kurularak iklim değişikliği süreçleri açıklanmaya çalışılmıştır (Fairbridge, 1961; Schwarzbach, 1963; Crowell ve Frakes, 1970; Lamb, 1971; Tarling, 1978). En genel anlamı ile ifade etmek gerekirse, Dünya fiziki coğrafyasında meydana gelen mekansal değişimlerin (topoğrafya, kıtaların yer değiştirmesi ve deniz seviyesi değişimleri) yüzey albedosunda ortaya çıkardığı büyük farklılıklar nedeniyle küresel iklim değişikliklerinin en önemli bileşimlerinden birini meydana getirmektedir. Bu nedenle Short ve ark (1991), çalışmalarında Dünya coğrafyasının, Güneş ile bağlantılı gerçekleşen iklim sistemleri üzerinde bir filtre ve yönlendirici bir görev üstlendiğini

belirtmişlerdir. Bu açıdan düşünüldüğünde gerek kıtasal platformların hareketlerinde gerekse de yeryüzeyini içsel süreçlerle oluşturan tektonik aktiviteler, Dünya yüzeyinin coğrafyasından sorumludur ve bu nedenle iklim üzerinde yaygın bir etkiye sahiptir (Hay, 1996). Bu tektonik süreçler yer kabuğunda hem yatay hemde düşey yer değiştirmeler vasıtasıyla ortaya çıkmaktadır (Hay, 1996). Yatay tektonik süreçler kıtasal platformların coğrafi lokasyonlarını değiştirerek okyanuslarda var olan boğaz ve akıntıların yollarının engellenmesi veya açılması ile büyük değişim yaratmaktadır. Dikey tektonik hareketler ise dağ ve dağlık alanlarının oluşmasını sağlayarak Dünya'nın Güneş'ten gelen solar radyasyonunu alma şekli, orografinin atmosferik dolaşım ve hidrolojik döngüleri üzerinde ortaya çıkardığı değişimler sonucu iklim sisteminde önemli rol oynamaktadır (Hay, 1996). Bu tür etkiler ile özellikle uzun jeolojik zaman ölçeklerinde, kıtaların değişen dağılımı ve boyutları ile östatik deniz seviyesindeki değişimler, yüzey albedosu üzerinde önemli değişimler yaratarak Dünya yüzeyi'nin ısı dengesini doğrudan etkilemiştir (Barron vd., 1980). Bu faktörler ayrıca atmosferik ve okyanus sirkülasyon düzenlerinde değişikliklere neden olarak okyanus ve atmosferdeki ısı taşınımını da değiştirmiştir.

Plaka tektoniği ile iklim arasındaki etkileşimleri konu alan tartışma ve çalışmalara tarihsel perspektiften bakılması konunun daha iyi özümsemişi açısından önemlidir. Alman gökbilimci ve klimatolog Alfred Wegener (1880–1930), Plaka tetoniği kuramını öne sürmeden önce kıtalar ile Dünya iklimi arasında bir ilişki kuran ve bunu birtakım tezleri ortaya koyan kişi Lyell (1830) olmuştur. Lyell kıtasal alanların yüksek enlemlerde ve kutup çevresinde yer alması ile küresel bir soğumaya sebebiyet vermesi gerektiğini ileri sürmüştür. Bu tezini ortaya koyarken ilham aldığı ana sorunun ise Karbonifer kömür yataklarının bugün bulunduğu konum ve iklim ile oluşmasının mümkün olmadığı, oluşum sahalarının ve iklimsel süreçlerin farklı olması gerekliliği olduğunu ileri sürmüştür (Lyell, 1830). Kreichgauer (1902), Geçmiş jeolojik dönemlerde kara kütlelerinin farklı enlemsel dağılımlarının bir kutupsal dolaşım sistemini ortaya çıkaracağını ve bunları geçmiş iklim değişiklikleri ile bağdaştırılabileceği fikrini öne sürmüştü. Wegener (1912), geçmişteki büyük iklimsel değişimlerin yer yüzeyindeki büyük kıta parçalarının yatay hareketleri sonucunda ortaya çıktığını ileri sürmüştü. Crowell ve Frakes (1970), ise Büyük

karasal kütlelerin yüksek enlemler ve kutupsal merkez noktasında bulunmasının küresel soğuma ve buzullaşma alanlarının ortaya çıkması için en önemli kriter olduğunu belirtmiştir. Robinson (1973) ise, kıtasal platformların farklı iklim bölgelerine sürüklenmesi ile ortaya çıkabilecek birtakım jeolojik ve iklimsel etkileri belirterek bunların kıtasal platformların sürüklenmesi ile ilişkisini ortaya koymuştur. Daha sonraki yıllarda Donn ve Shaw (1977), kıtasal platformların Dünya üzerinde enlemsel olarak hareket etmeleri ve bunların ortaya çıkardığı küresel sıcaklık değerlerindeki sapmayı ve ortalama değerleri kabaca hesaplamak için basit enerji denge modeli kullanmışlardır. Çalışmalarında kıyı alanlarının ortaya çıkaracağı hatalı değerler ve hesaplanması zor alanlarının büyük yer kaplaması nedeniyle hesaplanan karasal alanları tek bir kıta olarak düşünmüşlerdir. Bu çalışma ile Mezozoyik ve Eosen dönemlerindeki iklimsel değişim süreçlerini kıtasal platformların yer değiştirmelerine bağlamışlardır. Barron ve ark (1980), Dünya'nın geçmiş dönemleri için hazırlamış olduğu paleocoğrafik haritalarla kıtaların değişen dağılışı, boyutları ile bağlantılı olarak geçmiş jeolojik zamanlar boyunca Güneş'ten gelen radyasyon'un yansıtılmasına ve absorbe edilmesinde farklılıklar meydana getirdiği bunun da Dünya elbedosunda büyük değişimler yarattığını fikrini öne sürmüştü. Bu tür farklı karasal alan varyasyonlarının basit iklim modellerinin sonuçlarında dahi radyasyon dengesindeki küçük değişikliklerin çarpıcı iklimsel değişimlere neden olduğunu görülmektedir. Barron (1981), küresel soğuma olabilmesi ve buzullaşma şartlarının oluşabilmesi için kutup çevresinde karasal alanlarının yoğunluk kazaması gerektiği sonucuna varmıştır. Bircfield ve Wertman (1983), Kuzey yarımküre'nin yüksek enlemlerinde karasal alanlarının varlığı buzullaşma şartlarını arttıracak ve bunun da yüzey albedosunda soğumayı ortaya çıkaracak belli geri besleme mekanizmalarının ortaya çıkmasını sağlayacağını öne sürmüşlerdir. İklim üzerinde kıtaların kayma sonuçlarını ölçmek amacıyla Barron ve Washington (1984), sayısal bir iklim modeli kullandılar. Çalışma sonucunda yine önceki çalışmalara benzer sonuçlar ortaya koydular. Kara kütlelerinin pozisyonlarındaki değişimlere bağlı olarak küresel sıcaklık ortalamalarındaki değişimleri incelediler ve karasal alanların kutup bölgelerine doğru hareketleri ile küresel ortalama sıcaklıklarda düşüşler, ekvatorial kuşalarda yer almaları ile küresel ortalama sıcaklıklarında önemli oranlarda artışlar saptadılar.

Bugün, Plaka tektoniği gibi tektonik süreçlerin gerçekten de yerel ve küresel ölçekte iklimsel etkileri olabileceğini öne süren ve birçok bilim adamı tarafından kabul gören bir anlayış mevcuttur (DeConto, 2008). Bu etkiler doğrudan veya dolaylı olabilir iken yatay ve dikey tektonik hareketlerin her ikisini de içerebilir. Sonuç olarak, Plaka tektoniği ve iklim arasındaki belki de en temel olan doğrudan bağlantı, kıta bloklarının ve parçalarının yavaş gelişen küresel dağılımı dolayısı ile küresel albedo'daki değişimlerden kaynaklanmaktadır. Tüm bunların yanında karasallık, plaka tektoniği mekanizması ile okyanuslardaki ısı taşınımının değişimi ve yitim zonlarında gelişen uzun dönemli volkanik püskürmeler ile dağ oluşumları gibi süreçlerde plaka tektoniği ile bağlantılı olarak küresel iklim üzerinde büyük etkilerde bulunurlar.

2.1.1. Kara ve Okyanus Dağılıklarının Dünya Albedosu Üzerindeki Etkisi

En kısa tanımıyla albedo Güneş'ten gelen radyasyonu'nun yüzeyden yansıyan kısmına verilen ifadeyi tanımlar. Albedo, Güneş ışınlarının Dünya yüzeyi tarafından emilme ve yansıtma oranına bağlı olarak, Dünya enerji dengesinde önemli bir rol oynamaktadır. Güneş'ten gelen kısa dalga boyundaki radyasyon Dünya kara yüzeyleri üzerinde var olan ve gelişim gösteren toprak ve bitki örtüsü tarafından emilip sıcaklık oranlarında pozitif etkiler ortaya çıkarmak suretiyle yüzeydeki buharlaşma miktarında önemli artışlar meydana getirebilir (Dobos, 2005). Emilen ve ısıya dönüştürülen enerjinin bir kısmı, gelen kısa dalga boyundaki radyasyondan daha uzun bir dalga boyunda olan radyo dalgalarına çevrilir. En yüksek karasal radyasyonun, kızıl ötesi spektrumda meydana gelmesinin nedeni budur (Dobos, 2005).

Albedo değeri 0 ile 1 arasında farklılık göstermektedir. 0 değeri, gelen radyasyonu'nun %100'ünü emen siyah nesneleri ifade eder. 0.1-0.2 arasındaki albedo koyu renkli, pürüzlü toprak yüzeylerine karşılık gelirken, 0.4-0.5 arasındaki değerler pürüzsüz, açık renkli toprak yüzeylerini temsil eder. Kar örtüsünün albedo değeri, özellikle taze, derin kar'da, 0,9'a kadar ulaşabilir. 1 değeri ise, yüzeye düşen tüm enerjinin yansıtıldığı ideal bir yansıtıcı yüzeye (mutlak beyaz bir yüzey) karşılık

gelir. Bir bütün olarak, bugünün Dünya'sının albedo değeri ise yaklaşık olarak 0.31'dir (DeConte, 2008). Atmosferde var olan gazlar ve bulutlar da gezegensel albedo üzerinde çok büyük bir etkiye sahiptir. Yüzey ise emilen toplam Güneş ışımasının %65'inden fazlasının ve ısının uzun dalga ışıınımı yoluyla atmosfere aktarmada önemli oranda etkindir. Bunların yanında albedo etkisini etkileyen tek faktör yüzey ve özellikleri değildir. Bunun yanında karasal yüzey albedosunu etkileyen en önemli faktörler, toprak yüzeyini örten bitki örtüsünün türü ve durumu, toprak nem içeriği, organik madde içeriği, parçacık büyüklüğü, demir oksitler, mineral bileşimi, çözünür tuzlar ve ana materyaldır (Dobos, 2005).

Yüzey pürüzlülüğü yansıma türünü tanımlar. Su kütlesi, bitki yaprakları veya ıslak toprak yüzeyleri gibi parlak pürüzsüz yüzeyler mükemmel şekilde yansıtılabilen ve düşük Güneş açıları için göreceli olarak yüksek albedo gösterebilen, neredeyse mükemmel yansıtıcılar olabilir (Dobos, 2005). Bu özellikle günümüz Dünya'sında yüksek oranda yansıtıcı özellik gösteren kar ve buzla kaplı bulutsuz bölgelerde ve kutupsal enlemlerde yüksek albedo oranı göze çarpmaktadır. Bunun tersi durumda buzul ve kar örtüsünden yoksun ve ısı iletme kapasitesi daha yüksek ve ağır alan okyanus ve denizler gibi su yüzeylerinin albedo değerleri genellikle karasal yüzeylerden çok daha düşüktür. Bu tür albedo özelliklerinden dolayı geçmiş jeolojik dönemlerde karasal yüzeylerin yüksek enlemlerde, ekvatorial kuşak çevresinde, enlemsel veya boylamsal olarak uzanmaları büyük enerji değişimleri ve iklimsel değişkenlikler ortaya çıkarmış olabilir. Örneğin, kıtasal plakaların hareketleri ile yüksek enlemlerde meydana gelmiş olan karasal büyük sahalarda meydana gelecek olan kar ve buzul oluşumları ile ekvatorial kuşakta var olan karasal sahalar ve kutup bölgelerinde geniş alanlar kaplayan okyanus sahaları arasından yüzey albedo oranları arasında büyük farklılıklar görülecektir. Bir buz-kar yüzeyinin, olmayan karasal yüzeye veya okyanusa göre daha yüksek yansıtma oranı, yüzeyin soğumasına neden olarak genişletilmiş yarım küre kar örtüsü ile ortalama sıcaklıkları düşürülebilir, bu da örtünün daha da genişlemesine neden olabilir. Bu tür değişimler ile birbirini pozitif olarak besleyen bir takım geri besleme mekanizmaları meydana getirebilirler (Birchfield ve Wertman, 1983). Albedo özelliği yanında, özellikle büyük su yüzeylerinin termal özellikleri de karasal yüzeylerden çok farklı bir yapı

göstermektedir. Su yüksek bir özgül ısıya sahiptir ve bu su kütlesi içerisindeki ısı okyanusların ilk 10-150 m'sinde rüzgarlar ile iyi karışır. Bu mekanizmanın ortaya çıkardığı en önemli mevsimsel ve yıllık değişim ise karasal ve diğer yüzeylerden olmayan derinliklere ısıнын iletilebilme kapasitesidir. Derinliklere iletilen ısı ve zamanla bunun yüzeylenmesi ile SST'lerin mevsimsel bir değişime verdikleri tepkiler oldukça yavaş bir hal alır. Özellikle mevsimsel olarak kış aylarında veya ani küresel soğuma dönemlerinde çevreye göre yüksek kalan su sıcaklıkları aşırı sıcaklık dalgalanmalarını yumuşatır ve atmosfere bir nem ve buharlaşma ile gizli ısı sağlar. Bu tür şartlarda büyük sıcaklık dalgalanmaları ve buzullaşmalar son derece sınırlı kalır. Karasal yüzeylerde ise bu durum tam tersi bir hal almaktadır. Yine ifade edilen şartlar gereği Dünya jeolojik tarihi boyunca kutupsal noktalarda okyanusların varlığı Dünya ikliminde sıcak koşulları temsil ederken kutup noktalarında karaların yoğunluk kazandığı zamanlarda ise soğuk ve buzullaşmaların hâkim olduğu iklim şartları göze çarpmaktadır.

Sonuç olarak, Dünya yüzeyinde farklı albedo değerlerine sahip kara ve su yüzeylerinin coğrafi mekân değişimleri ve kıtasal plaka kaymalarının ortaya çıkardığı diğer tektonik aktiviteler Dünya iklim sistemi üzerinde hidrolojik döngü, sıcaklık, yağış ve bunlar gibi çok çeşitli atmosfer dinamikleri üzerinde etkilerde bulunarak çok uzun ve yavaş süreçlerde iklim değişikliklerine neden olmaktadır.

2.1.2. Karasallık

Dünya'nın jeolojik tarihi boyunca zaman zaman plaka tektoniği ile büyük yakınsamalar ve sonucunda da Rodinia, Pangea, Gondwana ve Laurasia gibi dev süperkıtaalar meydana gelmiştir. Bu tür süper kıtaların geniş alanlar kapsayan iç kesimlerinde mevsimler arası aşırı sıcaklık dalgalanmaları ve kuraklıklar meydana gelmiştir (Crowley vd., 1989). Kıta içlerindeki büyük karasal alanlar ile geniş okyanuslar arasındaki sıcaklık ve basınç farkları bugün Güney ve Güneydoğu Asya'da meydana gelen muson sistemi benzeri yapılar meydana getirmiştir (Crowley vd., 1989; Kutzbach ve Gallimore, 1989). Bu tip mekanizmalara Permo-Trias (250 milyon yıl önce) döneminde Laurasia ve Gondwana'nın tek bir süper kıta oluşturacak şekilde Pangeayı ortaya çıkarması ve bu süper kıtayı çevreleyen süper okyanus olan

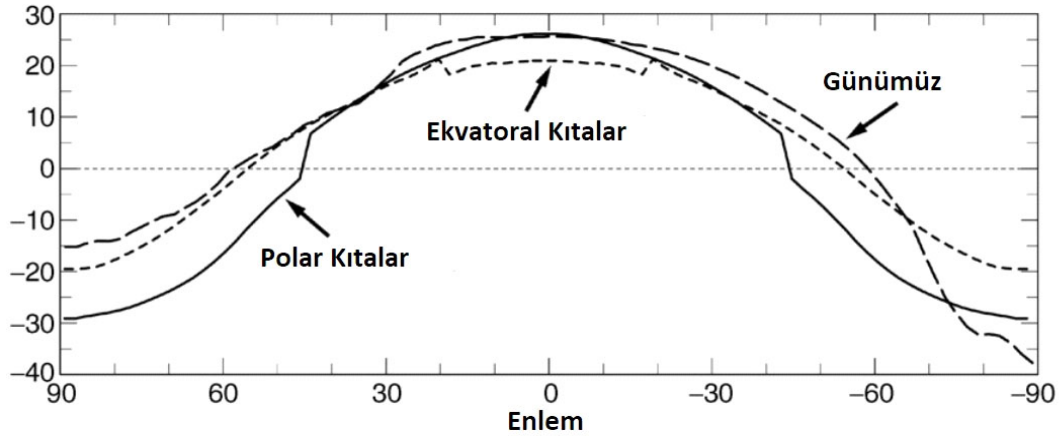
Pantalasya gibi örnekler verilebilir. Crowley ve North (1996)'un çalışmalarına göre yaklaşık 250 milyon önce var olan Pangea kıtasının karasal merkezi kesimlerinde ortalama yaz sıcaklıkları, bugün var olan kıtasal iç kesimlerinde yaz sıcaklıklarına nazaran 6-10 °C civarında daha sıcak olduğunu öne sürmüşlerdir. Sıcaklık koşullarının yanında kıta içlerinde aşırı kurak şartların varlığını da belirtmişlerdir. Bu durumu ortaya çıkaran temel faktör bugün de orta Asya veya büyük karasal alanların iç kesimlerinde var olan kuraklık şartları ile benzer bir yapı sergilemektedir. Okyanuslar üzerinde gelişen nem yüklü bulutların ve yağış kütlelerinin büyük bir kısmı süper kıtanın kıyı kenar kuşağındaki muhtemel dağlık sahaların okyanusa bakan kısımlarına nemini bırakarak iç kesimlere sokulamamasından kaynaklanmaktadır. Aynı zamanda bu tür etkiler okyanuslardan karalara doğru gelişen rüzgarlar da dağlık sahaların gerisindeki iç kesimlere daha sıcak rüzgâr şekline dönüşerek (fön) kuraklık şartları sağlamış olmalıdır. Bu tür süper kıtaların oluşum ve gelişim zamanlarında iklim üzerinde karasallık etkilerini bugünün parçalı kara kütlelerine nazaran çok daha fazla hissedildiği ifade edilebilir. Küresel iklim modellerini kullanarak Pangea kıtası için yapılan GCM'leri ile kara ve okyanuslar arasında güçlü basınç ve sıcaklık gradyanlarını varlığını ortaya koyarken yukarıda ifade edildiği üzere Asya muson sistemine benzer dev-muson sistemlerini ortaya çıkarmıştır (Kutzbach ve Gallimore, 1989). Bu tür musonik yapılar karasal kütlerinin daha yoğun alanlar kapladığı yarımküre'de iklim üzerinde çok daha baskın bir yapı göstermiştir (Gibbs ve Kump, 1994). Muson sisteminin ortaya çıkardığı atmosferik sirkülasyonlar özellikle Güneş ve Dünya arasında meydana gelen yörüngesel zorlamalara karşı hassas olduğu ve bu tip durumlarda birtakım farklılıklar gösterdiği de ifade edilmektedir (Kutzbach ve Liu, 1997).

Süper kıtaların ve büyük karasal sahaların mevsimler arası aşırı sıcaklık ve yağış dalgalanmaları buzullaşma sürecinde en önemli etmenlerden birini meydana getirmektedir. Bu tür kıtaların iç kesimlerinde aşırı soğuk hava şartları beraberinde getiren, kış aylarında yağın karların birikmesinde önemli rol oynarken yaz aylarında aşırı sıcak ve kuraklık nedeniyle var olan kar birikimlerinin yıl boyunca korunamamasını da sağlamaktadır. Bu nedenle orta ve yüksek enlemlerdeki karasal sahalarda yağış eksikliğinin yanında yaz sıcaklıklarında yaşanan sıcak ve

kurak koşullar eşlik ettiği sürece buzullaşmanın ortaya çıkması pek mümkün görünmemektedir (Crowley vd., 1989). Örneğin, Gondwana süper kıtasının Karbonifer buzullaşması'nın göreceli olarak düşük seviyelerde atmosferik CO₂ (Berner ve Kothavala, 2001) ile epirojenik hareketlerin (Bonorino ve Eyles, 1995) süresiyle çakıştığı düşünülmektedir. Daha yakın zamanlarda, Güney yarımküre kıtalarının Senozoyik dönemdeki ayrılma süreci ile karasallık ve mevsimler arasındaki büyük farklılıkların azalması, azalan CO₂ ile Paleojen'de Antarktika'nın ilk geniş buzullaşması için gerekli şartların sağlandığı söylenebilir (DeConto ve Pollard, 2003'a; Oglesby, 1991).

Plaka tektoniği ile kıtaların yüksek enlemler veya ekvatorial kuşakta yoğunluk kazanması buzullaşmalar için diğer önemli durumdur. Mevsimsel enerji çevrimi denge modelleri kullanarak kutupsal kıtalar için yapılan deneyler hem kıtanın büyüklüğünün hem de kutup merkezine göre konumunun önemli olduğunu öne belirtmektedir (Hyde vd., 1990). Bu tür durumun örneğini günümüz Dünya'sında Kuzey Kutbu ile Güney Kutbu sahalarında görmek mümkündür (DeConto, 2008). GCM'leri kullanan bir dizi erken paleoiklim modelleme çalışması ile doğu-batı doğrultusunda uzanan geniş kıtasal alanların küresel iklim üzerinde potansiyel etkisini araştıran çalışmalar yapılmıştır (Barron vd, 1984; Hay vd., 1990; Hay, 1996). Şekil 2.1'de gösterildiği gibi ekvatorial sahalarda yoğunlaşmış ve ekvatorial kıta özelliği gösteren yapılarda geniş kutup okyanuslar ile küresel iklimde sıcak şartların varlığı göze çarparken kutup sahalarında kıtasal alanların varlığı ile küresel sıcaklıkların daha düşük ve soğuk koşulların varlığı açık bir şekilde görülmektedir. Barron ve ark (1993), çalışmalarında Kratese döneminde küresel sıcak iklim şartlarını anlamak için bir takım modelleme çalışması ile kıtasal pozisyonların ve paleocoğrafyanın Mezozoyik ve Erken Senozoyik dönemlerdeki sıcak dönemlerin birçoğunun açıklaması olabileceğini belirtmiştir. Ancak tüm bu sıcak dönemlerin sadece paleocoğrafya unsurları tarafından açıklanabilmesi mümkün olmamıştır. Paleocoğrafyaya ek olarak diğer bazı iklim yönlendirici faktörlerinin (muhtemelen yüksek atmosferik CO₂ konsantrasyonları), Dünya tarihinde Kretase ve diğer sıcak dönemlerin sıcaklığına katkıda bulunmuş olması gerektiği sonucuna varılmıştır (Arrhenius, 1896). Yine benzer çalışmalarla tek bir kıtasal blok ve parçalarının

hareketi ile ilgili küçük tektonik ve paleocoğrafik değişiklikler yalnızca yerel ve bölgesel iklim değişiklikleri ilişkilendirilirken (Hay, 1996) bu tür durumlarda ortaya çıkan bir takım geri besleme mekanizmalarının birleşmesi ile büyük iklim değişikliği sağlayabileceğini gösterilmektedir (DeConte, 2008).

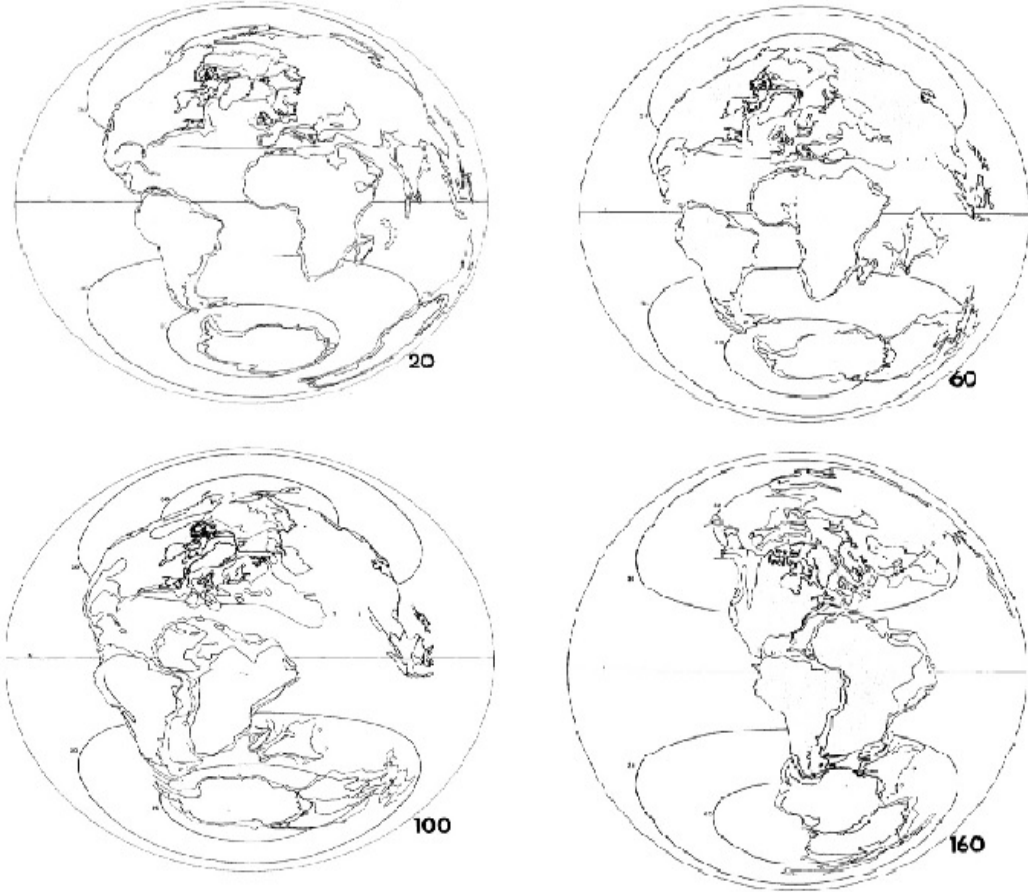


Şekil 2.1: Bölgesel olarak ortalama, iki kutup kıtasına sahip bir gezegen'in (düz çizgi) ve tek ekvatorial süper kıtasal (kısa çizgiler) olan bir gezegenin GCM simülasyonlarına kıyasla, modern Dünya üzerindeki yıllık yüzey hava sıcaklığı ortalaması (uzun çizgiler). CO₂ seviyesi 280 ppm olarak belirlenmiş, eksenel eğiklik sıfır (23,5 derece) kabul edilmiştir. Kutup ve Ekvator coğrafyalarındaki toplam arazi alanları eşit olarak belirlenmiştir (DeConte, 2008'den çevrilerek).

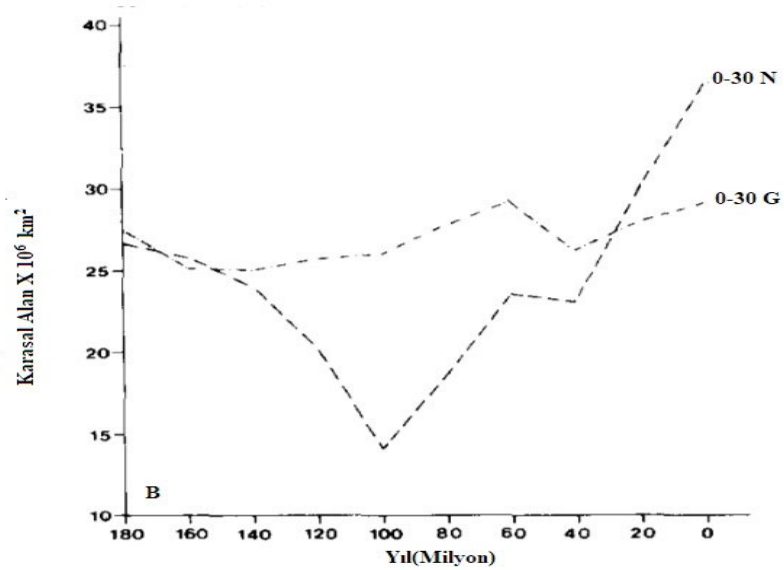
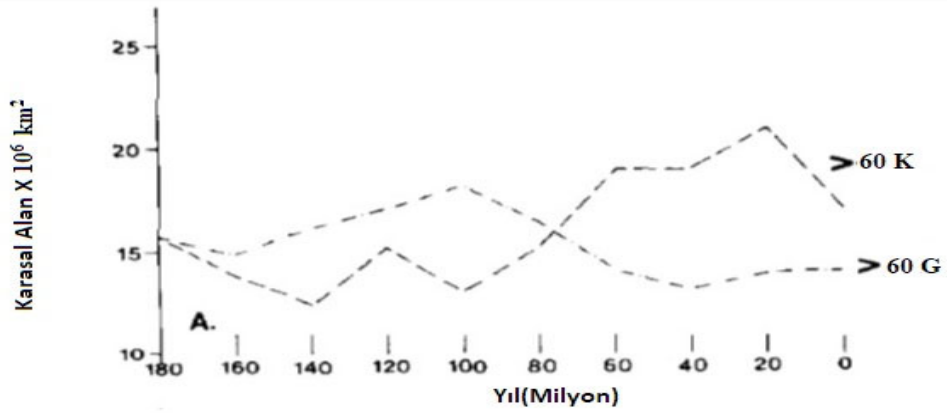
Enlemesine yer değiştirmelere ek olarak, karaların gelişen bölgesel (doğu-batı) dağılımı da önemli iklimsel sonuçlara yol açabilir. Tropikal enlemlerde, modern Pan-Pasifik atmosferik basınç düzenine Walker sirkülasyonu hakimdir. Günümüz Dünya'sında, doğudaki rüzgârlar ılık yüzey sularını batıya doğru sürerek, Batı Pasifik Sıcak Havuzunu oluşturur ve burada yüzey suları Endonezya takım adalarına karşı toplanır. Böylece, Pasifik ve Hint Okyanusları arasında kara kütlelerinin dağılımı ve kısıtlamaları, Walker sirkülasyonunu ve ENSO gibi ilgili atmosfer-okyanus dinamikleri için temel çerçeveyi sağlamaktadır. Günümüz ENSO döngüsünün 2–7 yıllık yarı-periyodikliği, ile meydana geldiği dönemler içerisinde atmosferik dalgaların yönlerinde ve güçlerinde önemli değişimler yaratarak bölgesel ve küresel ölçekte iklim değişimleri meydana getirmektedir (Battisti ve Hirst, 1989). Günümüz Dünya'sında bu durumu ortaya çıkaran faktör yine kıtaların coğrafi pozisyonlarında yatmaktadır. Geçmişte ortaya çıkan kıtasal alanların coğrafi pozisyonlarındaki

değişimler bu tür atmosferik ve okyanusal sirkülasyonların üzerinde büyük etkiler yaratarak iklim değişikliklerinin de önünü açmış olabilir.

Barron ve ark (1980), çalışmaları plaka tektoniği ve iklimsel süreçler arasındaki bağlantıyı daha açık bir şekilde gösterebilir. Bu çalışmada kıtaların coğrafi pozisyonlarını manyetik alan verilerinin derlenmesi ve bazı unsurların yeniden yapılandırılması neticesinde yaklaşık 180 milyon yıl'dan günümüze kadar olan aralıkta kıta pozisyonlarını belirlemişlerdir (Şekil 2.2-2.3). Bunun sonucunda geçmişten günümüze yarımkürelerdeki karasal alanların yüzdesel oranları ve buna bağlı gelişen albedo oranlarını ortaya çıkarmışlardır (Şekil 2.4)



Şekil 2.2: Paleocoğrafya rekonstrüksiyonları ile 160 milyon yıldan 20 milyon yıl'a kadar Dünya'daki kıtalarının coğrafi pozisyonlarındaki değişimler (Barron vd., 1980).



Şekil 2.4: 100-20 milyon yıl arasındaki albedo dağılımının karşılaştırılması. A; Kar örtüsü alanları (90- 60 °) ve çöl alanları (30 – 10). B; Kar örtüsü alanları (90-60 °) (Barron vd., 1980'den çevrilerek).

Şekillerden anlaşıldığı üzere 180 milyon yıldan günümüze doğru kıtaların pozisyonları Kuzey yarımkürede artma, Güney yarımkürede ise genel anlamda azalma eğiliminde gelişim göstermiştir. Buna bağlı olarak özellikle Kuzey yarımkürede önemli derecede artan bir albedo etkisinden söz edilebilir. Sonuçta ise özellikle Kuzey yarımkürede 60-90° enlemleri arasında karla kaplı alanların artma eğiliminde olduğu

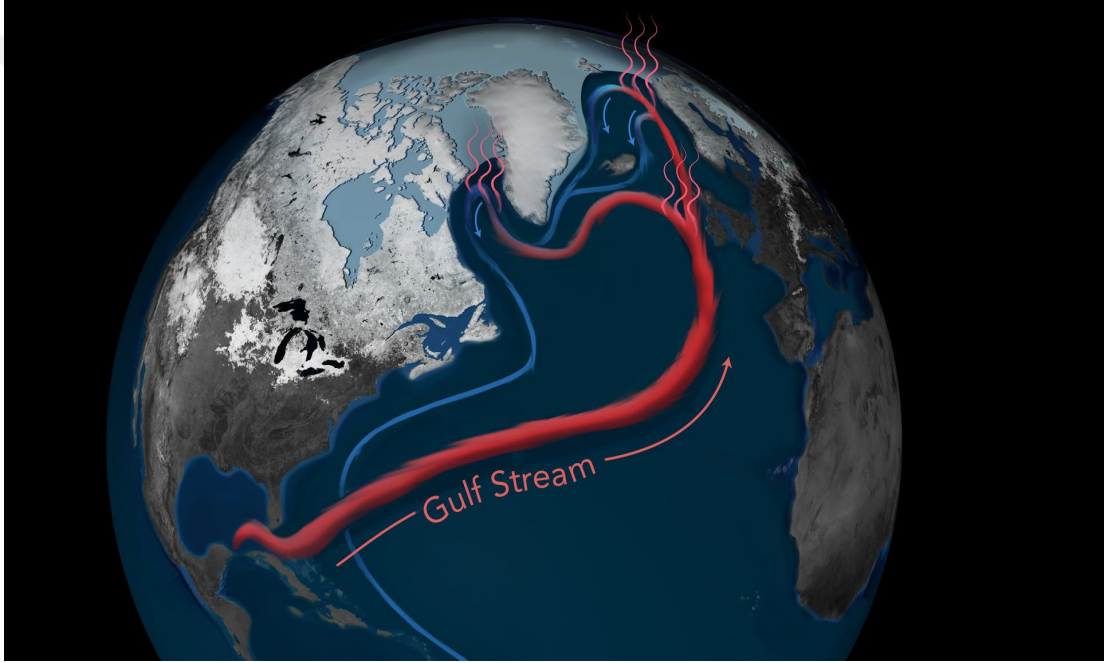
görülmektedir. Tüm bu etmen ve süreler özellikle kıtaların son birkaç milyon yılda Kuzey yarımkürede daha da ağırlık kazanması, diğer iklimsel doğal etmenler ve süreçlerin de etkisi ile Kuvaterner buzullaşmalarında kıtasal alanların yer değiştirmelerininde etkisinin önemli olduğu görülmektedir.

2.1.3. Okyanus Isı Taşınımı

Dünya'nın yaklaşık %71'ini kaplayan ve Güneş'ten gelen radyasyonu karasal yüzeyler ve atmosferden yaklaşık birkaç kat daha fazla absorbe edebilen okyanuslar, iklim sisteminin en önemli bileşimlerinden biridir. Bünyelerinde barındırdıkları büyük ısı kapasiteleri ile troposferdeki aşırı uç sıcaklık şartlarını module ederek atmosferik hava koşulları üzerinde de aktif ve dinamik bir rol oynarlar. Okyanus akıntıları gezegen boyunca büyük miktarda ısı taşır (kabaca atmosfer ile aynı miktarda). Okyanus dolaşımı, iklimin düzenlenmesinde ve deniz ile okyanus yaşamında ısı, karbon, oksijen ve besin maddelerinin taşınması ile deniz yaşamının desteklenmesinde merkezi bir rol oynamaktadır. Okyanuslarda meydana gelen mekanizmalar hava şartlarının belirlenmesinde ve iklimsel değişkenlik üzerinde de derin etkilere sahiptirler. Okyanus dolaşımları, atmosferin aksine daha fazla, kara alanları ve kıtasal platformlar tarafından sınırlandırılır ve yönlendirilirler. Örneğin; günümüzde büyük kuraklık ve sellerle gündeme gelen El-Nino olayları Pasifikteki bir akıntı sistemi ve atmosfer etkileşiminin Dünya ikliminde ortaya çıkardığı sonuçlar açısından oldukça önemlidir. Okyanus akıntılarının Dünya'nın pek çok kıtasında etkisini göstermektedir. Ancak daha iyi tanındığı ve çok daha fazla araştıma konusu olduğundan Gulf Stream sıcak su akıntısından veya Atlantik termohalin döngüsünden bahsetmek doğru olacaktır (Şekil 2.5).

Meksika körfezi çevresinde, dik gelen Güneş radyasyonu ile ısınan Atlantik suları genişir ve yüzeyde daha soğuk su alanlarına doğru yani kuzeye doğru bir hareket gerçekleştirir. Kuzey Atlantikte bu sıcak ve tuzlu su katmanı bu bölge üzerinde soğuyup buzul suları ile karışarak tekrardan derinlere doğru hareket eder. 2-3 km derinlikte bulunan bu su kütlesi daha sonra sıcaklık ve yoğunluk farklılığı gereği güneye hareket eder. Termohalin sirkülasyonu terimi temelde, bir yönlendirici ve itici güçleri tarif eder: sonuçta akışı yönlendiren su yoğunluğu farklılıklarını

belirleyen deniz suyunun sıcaklığı (termo) ve tuzluluğudur (halin). Kuzey Atlantik'e bu yolla taşınan ısı çok büyüktür. Öyle ki Gulf Stream'ın etkisi altında bulunan Norveç kıyılarındaki Trondheim kenti ile hemen hemen aynı enlemde Alaskanın pasifik kıyısında yer alan Nome şehri arasındaki büyük sıcaklık farklılıklarını görmek mümkündür. Atlantik kıyısındaki Trondheim kenti şubat ayı ortalama sıcaklık değeri -2, temmuz ayı sıcaklık ortalaması ise 13 derece iken aynı enlemdeki Nome kentinde şubat ayı ortalama sıcaklık-15.6, temmuz ayı sıcaklık ortalaması ise 10.8 derecedir.



Şekil 2.5: Avrupa kıtasındaki iklim üzerinde önemli etkiler meydana getiren Atlantik Termohalin sirkülasyonu. Yüzey akımlarını (kırmızı) ve soğuk Kuzey Atlantik Derin Suyunu(mavi) gösterir. Termohalin sirkülasyonu, Kuzey Atlantik ve Kuzey Avrupa'yı ısıtır. Kış deniz buzu sınırını zorlayarak, Grönland ve Norveç denizlerine kadar uzanmaktadır (Kaynak: <https://phys.org/news/2018-04-climate-atlantic-currents-europe-seaboard.html>).

Günümüzde Dünya'nın farklı coğrafyalarındaki etkilerinin dışında geçmişte okyanus akıntılarında meydana gelen değişiklikleri ortaya çıkarmak ve farklılıkları ortaya koymak için derin deniz sedimanları da içeren birçok proxy verileri ile çalışmalar yapılmıştır. Bu tür derin deniz sedimanları gibi proxy verileri bizlere geçmiş iklim verilerinin arşivini oluşturmaktadır (Ağaç halkaları veya buzullarda biriken yıllık kar tabakaları gibi, deniz dibindeki sedimanlar, oluştukları zamandan

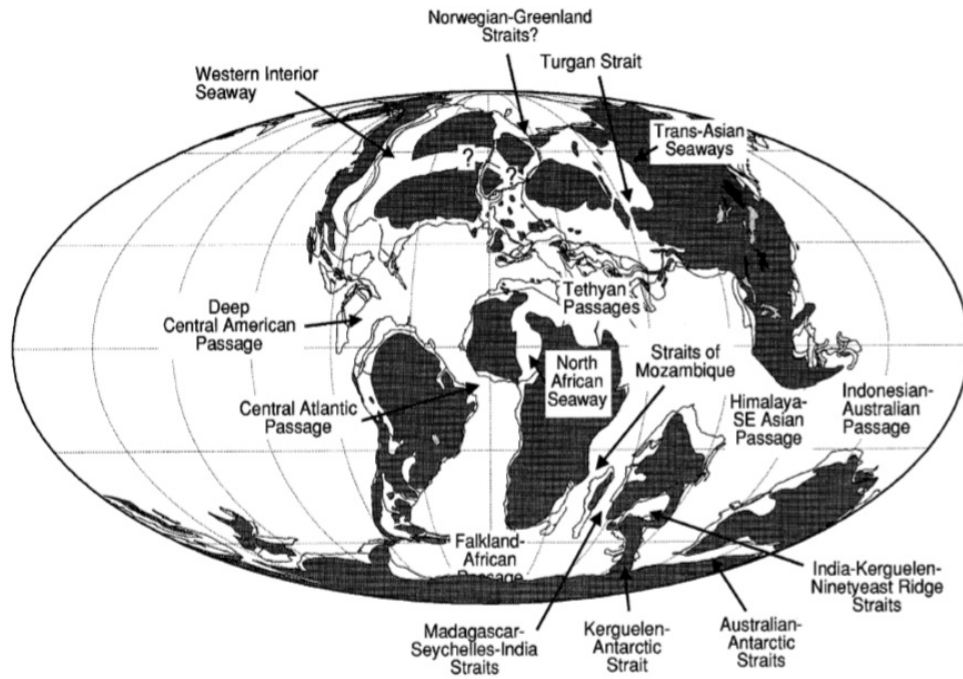
itibaren çevre koşulları hakkında bilgi sağlar. Verilerin asıl kaynağı küçük organizmaların kabukları olduğu için deniz yüzeyindeki ve altındaki koşulları birbirinden ayırt etmek bile mümkün olabilmektedir. Mikroskop altında, farklı türlerin yoğunluğu yüzey veya dip verileri olarak sayılabilir ve tanımlanabilir. Kabuklarının kimyasal bileşimi, yaşadığı organizmaların içinde yaşadıkları suların sıcaklığı, tuzluluk oranı ve besin içeriği ile belirlenmekte, bu da zamanın okyanus akıntıları hakkında önemli bilgileri açığa çıkarmaktadır). Geçmiş 100.000 yıl'daki okyanus kayıtlarına bakıldığında, akıntı sistemlerinin çok değişken olduğu açığa çıkmaktadır (Labeyrie vd., 1992). Kuvaterner döneminde meydana gelen buzul dönemleri arasında akıntı sistemlerinde ani büyük değişimler göze çarpmasına rağmen son 8 bin yıllık Holosen döneminde oldukça istikrarlı bir görünüm çizmektedir (Bond vd., 1993). Geçmiş soğuk dönemlerde oldukça kısa süreçlerle gerçekleşen sıcaklık dalgalanmaları Kuzey Atlantik termohalin sirkülasyonu arasında bağlantılar kurulmaya çalışılmıştır. Bu durumun Kuzey Atlantik'teki okyanus akıntılarındaki hızlı ve ani kaymalar olduğu ifade edilmekte ancak yüksek çözünürlüklü zaman aralığı tam olarak belirlenememektedir. LGM (Son Buzul Maksimumu)'de yaklaşık 21.000 yıl önce gerçekleşen buzullaşma, küresel soğuma döneminde Kuzey Atlantik okyanus dolaşımının kayması ve ani değişimlerinin de bu süreçten sorumlu olabileceği öngörülmektedir (Labeyrie vd., 1992; Sarthein vd., 1994). Atlantik okyanus akıntılarında meydana gelen bu tür değişimlerle yüzey ikliminde önemli bir rol oynadığını, buzulların ilerlemesini arttırdığını göstermiştir. Kuzey Atlantik'te, derin ve soğuk su oluşum bölgelerinin güneye doğru kayması ve buna bağlı olarak deniz buzu gelişimi ile de etkilenen bölgelerde yaklaşık 20 ° C'lik bir hava sıcaklığı düşüşüne yol açmıştır (Labeyrie vd., 1992). Böylece hem model deneyleri hem de paleo verileri, okyanus sirkülasyonunun geçmişte önemli değişikliklere uğradığını ve bunların en azından Kuzey Atlantik bölgesinde iklimin önemli değişimlere yol açtığını göstermektedir. Dinamik okyanusun büyük iklim değişikliklerine neden olduğu gibi Güney Okyanusu gibi Dünya'nın başka bölgelerinin olması da mümkündür. Bahsedilen dönemler nispeten çok daha uzun süreçleri ifade etmektedir. Bu derece güçlü ve Güneş'ten aldığı ısıyı farklı mekanizmalarla tekrardan troposfere nakleden okyanuslar ve okyanus akıntılarının değişimleri, tamamen ortadan kalkmaları veya ortaya çıkmaları çok daha büyük ve yavaş olan doğal süreçlerle

meydana gelmektedir. Bu tür etkileri ise ortaya çıkaran en büyük süreç ise okyanuslar ve kıtaların coğrafi pozisyonlarında değişikliklerle meydana getiren plaka tektoniğidir. Bu şekilde kıtasal alanların plaka tektoniği ile sürüklenmeleri ve pozisyonlarında meydana gelen değişiklikler zamanla okyanus sirkülasyonları üzerinde de değişimler yaratmaktadırlar. Okyanus sirkülasyonları Dünya üzerinde en önemli ısı taşıma mekanizmalarından biridir. Okyanus sirkülasyonları ve bunun troposferde ortaya çıkardığı birtakım mekanizmalar ve bu mekanizmalar ile diğer atmosferik sirkülasyonların etkileşimleri kutupsal sahalardaki var olan iklimler üzerinde de büyük etkiler meydana getirirler (Cane ve Evans, 2000).

Plaka tektoniği ile birlikte hareket eden kıtasal platformlar, okyanusal su geçitlerinin ve boğazların açılıp kapanmasına neden olabilir (Şekil 2.6). Bu tür bir etki ise okyanuslarda var olan yatay ve düşey eksenindeki su devinimlerinde önemli değişiklikler ortaya çıkaracaktır (Bice vd., 1998; Poulsen vd., 2001). Bu tür süreçlerin de derin iklimsel sonuçlara sahip olabileceğini varsaymak doğru bir bakış açısı kazandıracaktır (Covey ve Barron, 1988). Plaka tektoniği ile beraber okyanus havzaları arasındaki geçit ve boğazların açılıp kapanmasının iklim değişikliğinde önemli bir rol oynaması gerektiği ile ilgili birçok görüş bulunmaktadır. (Berggren ve Hollister, 1974; Berger vd., 1981; Haq, 1981, 1984). Örneğin yapılan çalışmalar neticesinde Antarktika buzullaşmasının oluşması ve gelişmeye başlamasının Avustralya bloğu ile Antartika kıtası arasındaki geçişin ve Drake boğazının açılması ile meydana geldiği varsayılmaktadır (Kennett ve Watkins 1976; DeConte, 2008). Drake geçidinin modern termohalin dolaşımı için önemi, Gill ve Bryan'ın (1971), yapmış oldukları çalışır ve ideal okyanus modeli ile Drake boğazının kapalı olması durumu ile yaptıkları çalışmalarda ortaya çıkarılmıştır. Son zamanlarda, Hamburg'daki Max-Planck-enstitüsü Meteoroloji servisinde gerçekleştirilen iki sayısal okyanus modeli deneyi, küresel iklim için okyanus akıntı sistemlerinin ve boğaz ve geçitlerin önemini göstermiştir (DeConte, 2008).

Maier-Reimer ve ark (1990), Kuzey ve Güney Amerika arasındaki Orta Amerika geçişinin etkileriyle ilgilenmişler ve bu tür değişikliklerin küresel iklim için çok önemli etkileri olduğunu belirtmişlerdir. MaierReimer ve ark (1990-1993), deneyleri açılan ve kapanan okyanus geçitleri ve boğazlarının termohalin

sirkülasyonu üzerindeki büyük etkilerinin küresel iklim sistemini de değiştirebileceğini ortaya çıkarmıştı. Bu derece büyük iklimsel etkilere neden olabileceği biliniyor ve tahmin edilebiliyor olsa da okyanus akıntılarının mekanizmalarını ve termohalin sirkülasyonu değiştiren ve plaka tektoniği ile okyanuslar arası geçitlerin açılması ve kapanması hakkında çalışmaların az olduğunu da belirtmek gerekir.



Şekil 2.6: Kretase döneminde açılmış, kapanmış veya kuvvetlice değiştirilmiş olan okyanus ve deniz geçitleri (Hay., 1996'dan çevrilerek).

Okyanus sirkülasyonunda kıtasal platformların coğrafi pozisyonlarındaki değişikliklerin küresel ölçekte etkisi tartışılabilir olmakla birlikte, özellikle Pangaea'nın dağılması ile hem rüzgarla çalışan akıntı sistemi hem de derin su oluşumunun yeri üzerinde kesinlikle derin etkiler yaratmıştır (DeConte, 2008). Bu tür değişiklikler muhtemelen küresel sonuçları olan dolaylı ve birbirini tetikleyen zincirleme reaksiyonları meydana getirerek önemli bölgesel iklimsel etkilere neden olmuş olabilir. Dahası, okyanus dolaşımındaki değişiklikler derin denizlerde ısınmalara, derin deniz sedimanlarında depolanan donmuş ve sıcaklığa duyarlı gaz hidratlarından metan salınımını tetikleme potansiyeline de sahiptir (DeConte, 2008).

Böyle bir geri bildirim mekanizmasının ise Paleosen-Eosen sıcak Maksimum olarak bilinen dramatik küresel ısınma olayına katkıda bulunduğu da öne sürülmüştür (Dickens vd., 1997).

Plaka tektoniği mekanizması, kıtaların coğrafi pozisyonlarındaki değişimler yaratarak kara ve deniz dağılımını değiştirmiştir. Bu değişimler Güneş'ten Dünya yüzeyine ulaşan solar radyasyonun alımında önemli olmuştur. Kıtaların Dünya yüzeyindeki enlemsel dağılımları yüzey albedosu ve küresel iklimin belkide en belirleyici unsurlarından biri olmuştur. Tüm bunların yanında Dünya ikliminin belki de en önemli iklim düzenleyici unsurlarından olan okyanuslar ve buralarda meydana gelen birtakım mekanizmaları etkilemiştir. Okyanuslarda sıcaklık ve yoğunluk farkları gereği meydana gelen ve tüm Dünya genelinde dağılım gösteren termohalin sirkülasyonu kara ve denizlerin dağılımlarından okyanuslar arasında açılan veya kapanan su yollardan büyük oranda etkilenmiş ve gerek bölgesel gerekse de ortaya çıkardığı geri besleme mekanizmaları ile küresel iklim üzerinde önemli etkiler meydana getirmiştir. Ancak bu tür değişimler kara ve denizlerin dağılımları sonucunda meydana gelen iklim değişiklikleri gibi uzun ve oldukça yavaş gerçekleşen süreçler olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu tür yavaş ve uzun süreçlerle gerçekleşen hadiseler de iklim değişikliği süreçlerinin daha uzun sürmesinin de nedeni olmaktadır.

2.1.4. Dağ ve Plato Yükselimleri

Kıtaların Dünya coğrafyası üzerindeki pozisyonları ve bunların ortaya çıkardığı elbedo ve okyanuslardaki ısı transferi değişikliğine ek olarak, plaka tektoniği mekanizması ile yakınsama kuşakları boyunca meydana gelen orojenik yükselme de küresel iklimde önemlidir (Birchfield vd., 1982). Plaka tektoniği ile beraber uzun süreçlerle meydana gelen bu dağlık kuşakların oluşumu ve plato alanlarının yükselmesi genellikle uzun vadeli iklim değişikliğine önemli bir katkıda bulunur (Birchfield vd, 1982; Raymo ve Ruddiman, 1992; Ruddiman ve Kutzbach, 1991). İklimde olan etkisinin belkide en önemli özelliği orografi yoluyla meydana gelmektedir (DeConte, 2008). En kolay gözlenen ve belirgin olan orografik etkileri ise dağ silsilelerinin troposferdeki rüzgarları, hava akımları ve atmosferik su içeriği

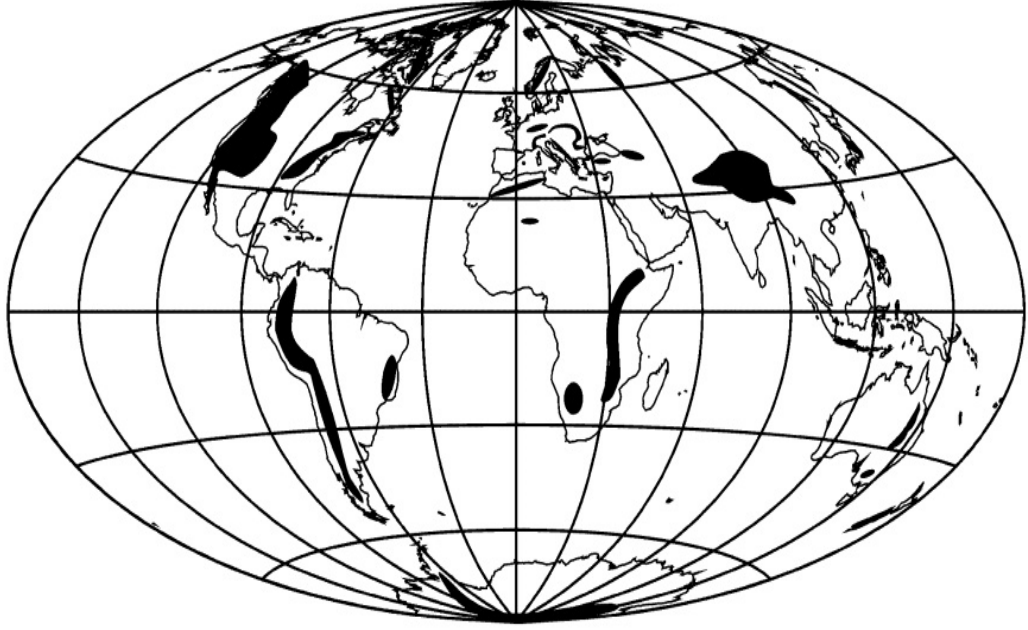
üzerinde doğrudan etkiler yaratmasıdır (Hay, 1996). Bu özelliklerin iklimsel etkileri çok yönlü ve karmaşıktır.

Dağ kuşaklarının atmosferik akımlara engel oluşturmaya ek olarak, orografik yükselimle yağışın ve siklonların geldiği yamaçlar boyunca yoğun yağışlara neden olurken dağ gerisinde bölgelerde ise yağmur gölgeleri meydana getirebilmektedir. Bu tür etkiler ile hem albedo hemde enerji dengesi üzerinde önemli etkiler yapabilmektedir. Yağışın bol olduğu kesimler boyunca yoğun ve gür bitki örtüsü gelişirken yağmur gölgesinde kalan ve kuraklık sıkıntısı çeken kesimlerde ise bitki örtüsünden yoksun ve çıplak arazi yüzeyleri olan daha kurak alanlar meydana gelir. Örneğin; Kuzey Amerika'nın batı kıyıları ile orta bölümlerinin arasındaki büyük iklimsel farklılık ve bunlarla ilişkili faunanın evrimi, yükselen Sierra Nevada dağları ile bağlantılı olduğu ileri sürülmektedir (Axelrod, 1962). Bu noktada bitki örtüsü ve vejetasyon özel bir öneme sahiptir. Çünkü toprak yüzeyindeki pürüzlülüğü, atmosferik nemi ve yüzey ile atmosfer arasındaki hassas gizli ısı dengesinde önemli etkiler oluşturur (Dickinson ve Henderson-Sellers, 1988). Bunun yanında yaprak dökmeyen bitki örtüsünün egemen olduğu alanların, kış karları ile yüzeyleri kolayca kaplanabilen çıplak toprak veya tundralardan daha düşük albedo ve daha yüksek sıcaklıkları muhafaza etmesi de muhtemeldir (Bonan vd. 1992). Troposferde sıcaklıklar artan irtifa ile azalma gösterdiğinden (küresel olarak ortalama troposferik sıcaklık düşüş hızı yaklaşık km'de 6,5 C dir), yükselim gösteren platolar ve dağlarda çok yıllık kar örtüsünü ve yüksek albedo sağlayan buzul buz (0,6-0,8) oluşturma olasılığı daha yüksektir.

Tüm bunlara paralel olarak kıtasal levhaların hareketleri doğrultusunda yakınsama kuşakları boyunca meydana gelen dağ kuşakları ile geçmiş jeolojik dönemlerde meydana gelen buzul çağları ve iklim değişiklikleri ile bağlantılar kurulmaya çalışılmaktadır. Normal şartlarda bir bölgede buzullaşma yaşanabilmesi için kışın yağan kar miktarının yazın eriyen kar miktarından fazla olması gerekir. Başka bir ifade ile kar yağışının bol olduğu ve yaz sıcaklıklarının ablasyonu sınırlayacak kadar soğuk kaldığı yerlerde buzullaşmalar meydana gelir. Bu bakış açısı açısına paralel olarak teorik ve sayısal modelleme çalışmaları da kalıcı kar sınırı çizgisinin üstündeki geniş alanların tektonik yükseltilmesinin, muhtemelen kıtasal

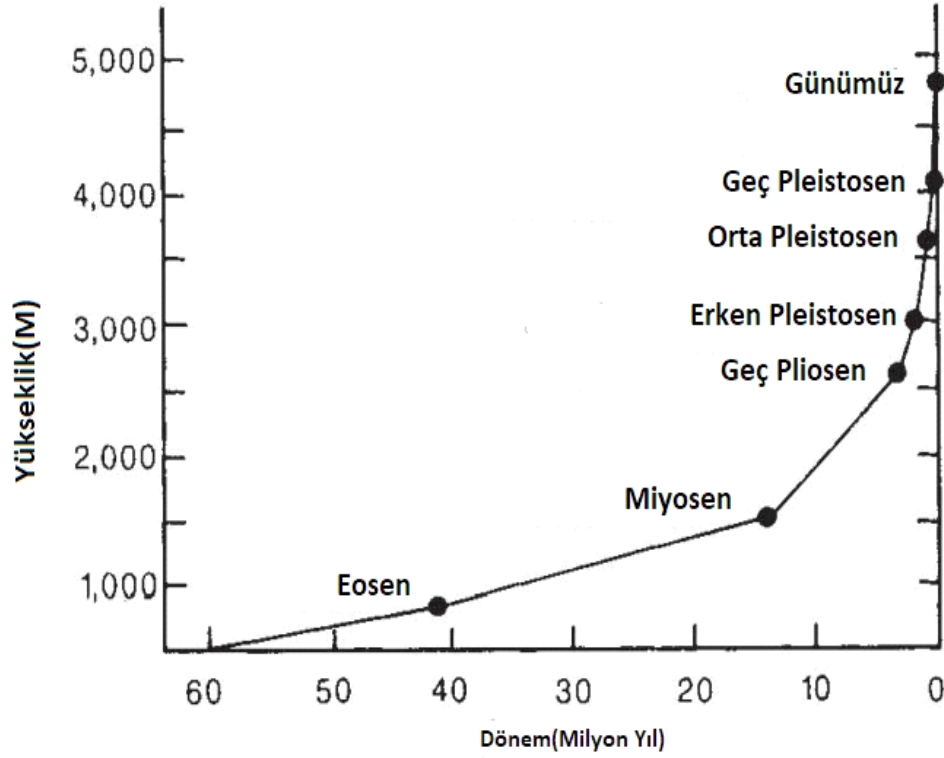
buzullaşmaya yol açan buzullaşmalara ve buz tabakalarının ani, doğrusal olmayan büyümelerine yol açabileceğini göstermiştir (DeConte, 2008). Bu şekilde nispeten hızlı gerçekleşen ve doğrusal olmayan temelde albedo etkisi ile beraber yüksek arazilerde oluşarak büyüyen kar ve buzul alanlarının geometrik olarak genişlemesinden kaynaklanmaktadır (North vd., 1983; Weertman, 1961). Burada önemli noktalardan biri de bu yükselimlerin hızı ve ölçeğidir. Buna verilecek tipik örneklerden biri Antarktika buzullaşmalarıdır. Yapılan iklim modellemelerinde başlangıçta geniş ölçekli buzullaşmaların görülmediği Antarktika'nın özellikle iç ve merkezi bölgelerinde meydana gelen yükselim hareketleri ile halihazırda buzul oluşum eşiğine yakın olmasının da getirdiği olumlu etki ile beraber büyük ölçekli buzullaşmaları tetiklediği gösterilmiştir (DeConto ve Pollard, 2003b). Buna karşılık, yine yapılan modellemelerde özellikle bireysel olarak yükselen ve bir dağ sırası meydana getirmeyen dağların iklim ve buzullaşmalar üzerinde sınırlı etkisi olmaktadır (Kerr ve Huybrechts, 1999).

Daha belirsiz, ancak daha büyük bir küresel öneme sahip olan, gezegen çevresinde hareket eden havanın bölgesel akışına fiziksel engel teşkil eden ve aynı zamanda atmosferdeki daha kısa yol nedeniyle radyasyon dengesini etkileyen büyük ölçekli plato yükselimleridir (Hay, 1996). Bu şekilde bilinen özellikleri ve yükselim zamanları arasında kurulan korelasyonlar sonucunda geçmiş iklim değişiklikleri ile dağ ve plato alanlarının yükselimleri arasında bağlantı kurulmaya çalışılmaktadır. Himalayalar, Tibet platosu, Dünya'daki birçok dağ kuşağı ile yüksek plato dağ kuşaklarının oluşum zamanı Senozoyik zamanına denk gelmektedir (Şekil 2.7) (Hay vd, 2002).



Şekil 2.7: Neojen döneminde yükselim gösteren dağ kuşakları (Hay vd., 2002).

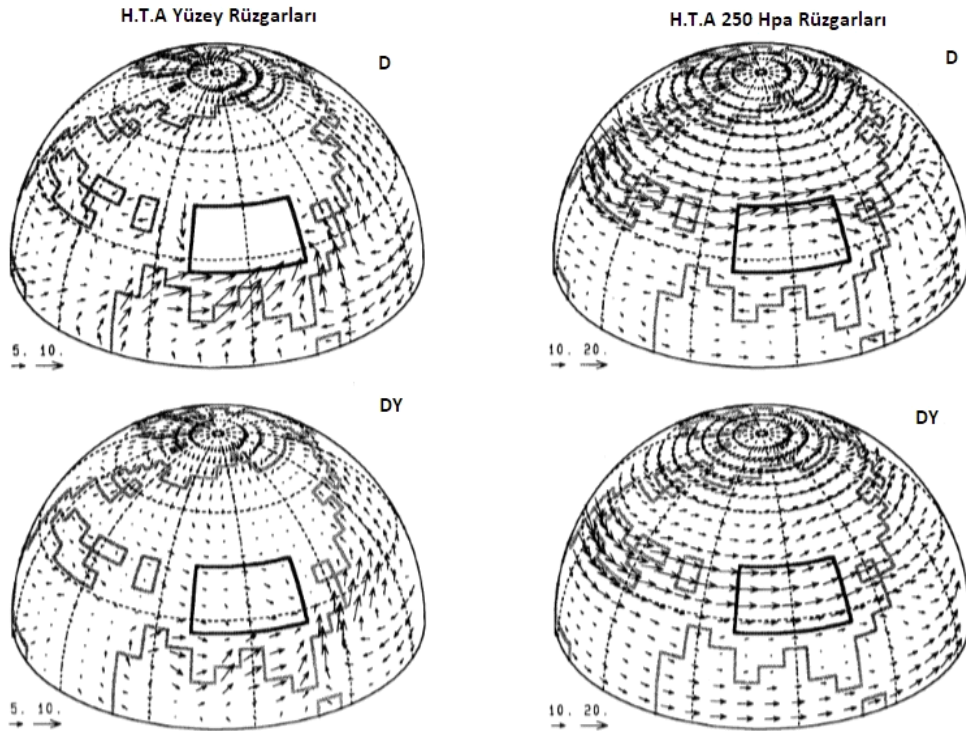
Yine bu döneme rastlayan iklim değişiklikleri ve soğuk dönemler ortaya çıkmıştır. Bu tür ilişkiler nedeniyle Senozoyik dönemdeki yükselimlerin aynı dönemde meydana gelen iklim değişikliklerinin nedeni olabileceği fikri öne sürülmüştür (Dana, 1856). Yaklaşık 240 milyon yıldan beridir ayrılmaya başlayan süper kıta Pangea'dan kopan kıtaların çarpışması ile oluşan Tibet platosu, Himalaya dağları ve Rocky dağları gibi büyük ölçekli dağ sıraları, Dünya'nın iklim sisteminde dinamik ve termodinamik etkilerle önemli bir rol oynamaktadır (Kasahara vd., 1973; Manabe ve Terpstra, 1974; Tokioka ve Noda, 1986). Jeolojik kanıtlar özellikle Tibet platosunun yükseliminin son 10-20 milyon yılda önemli bir artış olduğunu göstermektedir (Şekil 2.8) (Ruddiman vd., 1989). Bu yükselişe eşlik eden iklim değişikliğini netleştirmek için GCM çalışmaları yapılmıştır (Kutzbach ve ark. 1989; Ruddiman ve Kutzbach 1989). Kutzbach ve ark (1993), büyük yükselimlerden kaynaklanan iklim değişikliklerini araştırmak için atmosfer / okyanus ikilisini içeren bir model kullanmış yine Kitoh (1997), bununla alakalı başka bir modelleme çalışması gerçekleştirmiştir. Bu modelleme çalışmaları neticesinde dağ yükselimleri ile beraber gerek kara yüzeyi sıcaklıklarının gerekse de SST'lerde genel bir soğuma eğilimi olduğu ortaya çıkmıştır.



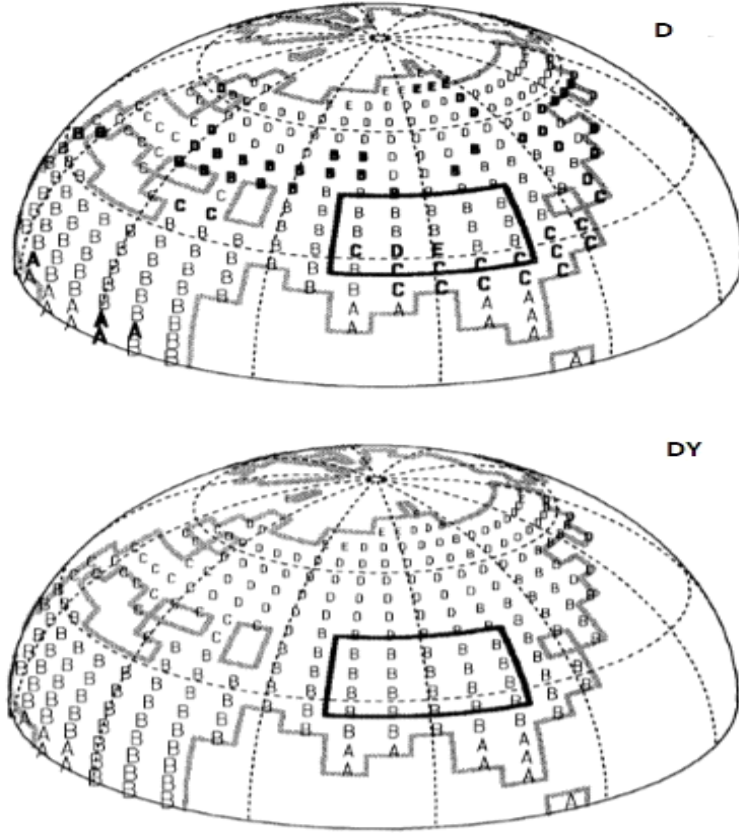
Şekil 2.8: Tibet Platosunun 20 milyon yıldaki hızlı yükselimini gösteren grafik (Ruddiman vd.,1989'dan çevrilerek).

Bu tür iklimsel değişimleri ortaya çıkaran önemli kaynaklarında biri de dağ ve plato yükselimleri ile alakalı Güney ve Güneydoğu Asyadaki Muson sistemidir. Yaz aylarında yoğun oranlarda Güneş radyasyonu tarafından ısıtılan Tibet platosu üzerinde sıcaklık artışına tepki olarak bir AB alanını ortaya çıkarmaktadır. Bunun yanında Hint okyanusu üzerinde sıcaklık değerleri nispeten daha soğuk kalmakta ve YB alanı oluşmaktadır. Buna bağlı olarak Hint okyanusu üzerinden Tibet platosu ve Himalaya dağlarına doğru bir rüzgâr hareketi gerçekleşmektedir. Hint okyanus'undan bolca nem getiren rüzgarlar Himalaya dağları'nın güney ve güneydoğuya bakan yamaçları boyunca bol yağışlara neden olur. Aynı zamanda serbest atmosfere nazaran daha fazla ısınma gösteren Tibet platosu ve Himalaya dağları orta troposferde ısınma meydana getirerek muson sisteminin gücünü ve yağış sürelerini daha da arttırmaktadır (Hahn ve Manabe, 1975). Bölgede meydana gelen muson yağmurları ile zemin ıslanır ve ıslak zemin, yağış olarak geri dönecek olan lokal buharlaşmayı destekler. Bunun yanında nemli ve ıslak zemin, hassas ısı akısını

etkili bir şekilde azaltır ve yüzey sıcaklığını düşürür. Artan yağış, bulutlanma ile beraber yüzeye ulaşan Güneş ışığını azaltarak, yüzey sıcaklıklarında düşüşlere neden olur. Aynı zamanda Tibet platosu ve Himalaya dağları küresel atmosfer sirkülasyonunda önemli parametrelerden biri olan zonal rüzgarlar ve hava akımları üzerinde önemli değişimler meydana getirmektedirler (Şekil 2.9). Zonal hava akımı üzerindeki etkilerine ek olarak, Tibet ve Himalaya dağları alt troposferdeki hava basınçları ve monsun mekanizması ile ilişkili dikey hava hareketleri'nin gücünde artışlar meydana getirir. Bu tür etkilerin, modern Asya-Hint monsun sisteminin gücünden büyük ölçüde sorumlu olduğu düşünülmektedir (Prel ve Kutzbach, 1992). Tibet platosu ve Himalaya dağ silsilesi üzerinde yapılan Avrasya merkezli çalışmalarda bu tür yükselimlerin sadece Güney ve Güneydoğu Asya'da belli bazı lokasyonlarda iklimsel etki yaratmadığı bunun yanında Avrasya ve Afrika kıtalarının belli noktalarında iklimsel değişiklikler meydana getirdiği görülmektedir (Şekil 2.10).



Şekil 2.9: Haziran-Temmuz-Ağustos (H.T.A) için yüzey katmanında (solda) ve üst troposferde, 250 Hpa veya yaklaşık 10 km'de (sağda) rüzgâr vektörleri. Hız (m / s) soldaki rüzgâr okları için, dağsız (DY) ve dağ (D) varsayımları için gerçekleştirilmiş modelleme (Kutzbach vd., 1993'ten düzenlenerek).



Şekil 2.10: Dağ (D) ve dağsız (DY) deneyler için yapılan Koppen iklim sınıfları: nemli tropik (A), kuru (B), ılık nemli ılıman (C), boreal (D) ve kutup (E) (Kutzbach vd., 1993'ten düzenlenerek).

Orta enlemlerde, ana kara kütlelerinin ve deniz yüzeyi sıcaklıklarının bölgesel dağılımları, baskın düşük seviye basınç düzenleri üzerindeki etkisiyle atmosferik gezegen dalgalarının coğrafi pozisyonuna katkıda bulunur. Büyük dağ sıraları (Himalaya ve Rocky Dağları) ve yüksek platolar, gezegensel Rossby dalgalarını tetikleyen atmosferik akışa doğrudan fiziksel engeller sağlar. Bir hava parseli varolan enleminden uzaklaştırıldığında veya dağlık alandan geçerken kalınlığını değiştirdiğinde, enlemini (gezegensel girdaplık) ve / veya göreceli girdaplılığını (dönme eğilimi) değiştirerek yanıt verir. Bu tür etkileşimler ile çeşitli dalga genlikleri meydana getirir. Uzun dalgaların genliği oldukça değişken olsa da daha yüksek engeller akışın güneyli bileşenini arttırma eğilimindedir (Nigam vd., 1988). Rosbby dalgaları üzerinde Kuzey yarımkürede yüksek dağ sistemlerinin varlığı ile daha fazla genlik ve dalgalanma meydana gelmektedir. Bu nedenle, Kuzey Yarımküre'deki atmosferik gezegen dalgaları, üst seviyeli akışın daha zonal olduğu, okyanus

hakimiyeti olan Güney Yarımküre'dekinden daha yüksek genlikler sergileme eğilimindedir. Dalga formundaki eğrilikle ilişkili vortisite ile dalga hareketinin doğusu ve batısı arasında hava durumları arasında önemli hava farklılıkları gözlemlenir. Bu nedenle, dalgaların meydana geldiği konumlar üzerinde, bölgesel iklimler, fırtına yörüngeleri ve yağış düzenleri üzerinde temel bir etkiye sahiptir (DeConte, 2008). Örneğin, Amerikan iç bölgesinin genellikle kurak ve doğu kıyısı'nın bol fırtınalı iklimsel yapısı kısmen, Rocky Dağları'nın gezegensel dalga paterni üzerindeki etkisine bağlanabilir (Manabe ve Broccoli, 1990). Batı Avrupa'da kış aylarında meydana gelen nispeten ılık ve yağışlı hava peternleri ve iklimsel yapısında yine Rocky dağlarının gezegensel dalgalarda meydana getirdiği tepkisel değişimler etkide bulunuyor olabilir (Seager vd., 2002). Rocky ve Himalaya dağların Senozoyik dönemdeki yükselimleri ile beraber rosbby dalgalarında ortaya çıkardıkları dalga desenleri İskandinavya'da ve Kuzey yarımkürede Pleistosen buzullaşmalarında birtakım etkilerde meydana getirmiş olması muhtemeldir (Ruddiman ve Kutzbach, 1989; DeConte, 2008). Güney yarımküre'de Güney Amerika kıtasında yer alan And dağları, dağ yükselimlerinin bölgesel yağış değişkenliğine ve Dünya'nın en kurak çölünün ortaya çıkmasında aldığı rol ile bölgesel iklim değişikliklerine verilebilecek en güzel örneklerden biridir. Geç Oligosen dönemlerinden itibaren yükselimlerinde gerçekleşen artış ile beraber batılı rüzgarların getirdiği nemli hava, Amazon havzasında gelişen konveksiyonel yağışların batıya geçişini engelleyerek Güney Amerika'nın batı kıyıları boyunca kuvvetli kuraklık şartlarını meydana getirmiştir. Yaklaşık 15 milyon yıldan beri kuraklık şartlarının varlığı görülmekle beraber son 3-4 milyon yıldır And dağlarındaki yükselimlerin bugünkü seviyelerine ulaşması ile beraber daha da kurak hale gelmiştir. Örneğin, Dünya'nın en kurak yerlerinden biri olan Kuzey Şili'deki Atacama Çölü, Pasifik Okyanusu ile And dağları etekleri arasında yer almaktadır. Bunun yanında Güney Amerika'nın batı kıyıları boyunca akım gösteren Humbolt soğuk su akıntısında bölge kıyılarında varlığı da bu kuraklığı arttıran ve destekleyen diğer faktördür (Hartley, 2003).

Dünya yüzeyinde kıtasal plakaların enlemsel ve boylamsal dağılımları Dünya elbedosu üzerinde çok önemli değişimler yaratmıştır. Bu tür değişimlerin ortaya çıkardığı atmosferik geri bildirim mekanizmaları dikkate alınmazsa Dünya albedo

oranında meydana gelen değişimler küresel enerji bilançosunu önemli oranda değiştirir. Yüzey albedo'sundaki en önemli değişiklik, karasal alanların konumlarındaki değişimlerden ziyade yarımküresel alanlarda karasal ve denizel alanların birbirine göre oransal farklılığına bağlıdır. Bu tür değişkenlerin bir sonucu olarak da yüksek Güneş radyasyona maruz kalan ekvatorial kuşaktaki alanlarda nispeten düşük değişimler gözlemlenirken, daha düşük Güneş radyasyonunun gerçekleştiği yüksek enlemlerdeki değişkenlikler daha yüksek albode değişikliklerine neden olmaktadır. Subtropikal alanlardaki karasal alanların artışı, son 100 milyon yıldan günümüze dek sık aralıklarla meydana gelen küresel soğuma eğiliminin astronomik süreçlerinin yanında en önemli nedenlerden biridir (Barron vd.,1980). Ancak bu noktadaki en önemli sorun, yüzey albedosundaki değişikliklerden kaynaklanan iklimsel değişimin büyüklüğünün belirlenmesidir. Ek olarak, değişen okyanus havzası pozisyonlarının bir fonksiyonu olarak ısı taşınımı diğer önemli bir iklim değerlendirmesi yöntemlerinden bir olabilir. Burada tartışılan yatay ve dikey tektonik hareketlerin doğrudan iklimsel etkilerine ek olarak, paleocoğrafya, iklim sisteminin kendi içsel süreçleri dışındaki etmenlere karşı hassasiyetini güçlü bir şekilde etkilemekte ve jeolojik zamanlar boyunca meydana gelmiş iklim değişikliğini incelemek için temel çerçeveyi sağlamaktadır.

2.1.5. Uzun Dönemli Volkanik Aktiviteler ve Atmosferik Kompozisyon

Plaka tektoniğinin yerküre iklimini etkilediği son dolaylı etki, volkanik aktiviteler ile atmosferik kompozisyonu değiştirmesi yolu ile meydana gelmektedir. Plaka tektoniğı ile birlikte kıtaların birbirine yaklaştığı dalma batma veya uzaklaştığı büyük rift yapılarında ortaya çıkan zayıflık zonlarında meydana gelen volkanik aktiviler ile çeşitli gazlar (CO_2 , SO_2 , H_2O) ve kül atmosfere enjekte olur (SO_2 ve diğer gazlar ile volkanik küllerin iklim üzerinde etkisi Bölüm 1'de çeşitli mekanizmalar ile ayrıntılı açıklanmıştır). Bahsedilen gazların iklim üzerinde etkisi kısa vadede etkili olurken CO_2 'nin ise atmosferdeki etkileri çok daha uzun ölçekli olabilmektedir.

Son yıllarda okyanus ve atmosfer arasında CO_2 in alışverişi ve bu iki önemli iklim düzenleyici unsurda depolanabildiğı anlaşılmıştır (Sarnthein ve Fenner 1988).

Bu yapı ile atmosferdeki veya okyanuslardaki CO₂'nin uzun dönemler boyunca yok olmadığı bir çevrimsel döngü ile zaman zaman ortaya çıkabildiği belirtilmektedir. Uzun zaman ölçeklerinde plaka tektoniğin dolaylı etkileri ile zayıflık zonlarında gerçekleşen volkanik aktiviler ile uzun süreler boyunca volkanın yapısal özelliklerine göre değişmekle beraber bazaltik akış gösteren yapılarda büyük miktarlarda CO₂ atmosfere salınmakta ve buna bağlı olarak atmosferdeki CO₂ konsantrasyonları artarak küresel iklim üzerinde büyük değişimler meydana getirebilmektedir. Bu artan konsantrasyonlar ise uzun dönemler boyunca varlığını sürdürmekte ve okyanuslar ve çeşitli canlılar tarafından soğurulabilmektedir. Ancak çeşitli mekanizmalar ile bu sürecin tersine de işlediği buna bağlı olarak atmosferik CO₂ konsantrasyonlarının uzun zaman ölçeklerinde değişerek Dünya jeolojik süreçleri boyunca zaman zaman sera Dünya (sıcak Dünya) şartlarını ortaya çıkarabildiği görülmektedir. Budyko ve Ronov (1979), Geç Kratese döneminde böyle bir olayın meydana geldiğini ve buna bağlı olarak sera etkisinin uç noktalara ulaştığını ve kutup noktalarında dahi yüksek sıcaklıklara sahip bir iklimin ortaya çıktığını ifade etmiştir.

2.2. Milankovitch Döngüleri

Günümüze yakın dönemlerde, proxy kayıtlarda tespitlerin gelişmesi ve tarihsel çerçevenin genişlemesi ile paleoiklim ve paleocoğrafya hakkında bilgilerimiz artmaktadır. Bu gelişim ve tarihsel perspektif sunan kantitatif veriler, yerküre'nin jeolojik tarihi boyunca birçok buzul (soğuk) ve buzullararası (sıcak) periyotların varlığını saptamıştır. Tüm bunların yanında proxy veriler ile ortaya çıkarılan iklimsel değişim süreçlerinin, özellikle nispeten yakın tarihler olması nedeniyle daha net şekilde tanımlanan Kuvaterner (Pleistosen) dönemindeki belli aralıklar ile ortaya çıkan değişimlerin varlığı, bu konuyu çok daha fazla gizemli hale getirmiş ve uzun süreler merak konusu yapmıştır.

Kuvaterner, Dünya jeolojik tarihi'nin sadece %0,4'ünü içermekte ve sıradışı buzullaşma şartları ile tanımlanmaktadır. Bu temel paleoiklim verilerinin en iyi kaynakları, fosillerde saklanan ve iklim unsurlarının bir başka kalıntı veya ikincil göstergesi olarak ölçüldüğü okyanus sedimanlarından gelmektedir. Oksijen izotop oranının, özellikle de ¹⁸O (Oksijen molekülü'nün ¹⁶O ve ¹⁸O olmak üzere temel 2 izotopu bulunmakta bu izotopların ¹⁸O izotopu'nun atomik ağırlığı ¹⁶O'e göre daha

hafif olduğundan buharlaşma ve yağılar ile buharlaşma kaynaklarından uzaklamabilmekte ve buzullaşma dönemlerinde buzul katmanlarında birikebilmektedir) miktarının, Dünya'daki kıtasal veya dağ buzullarında depolanmış olan su miktarının bir ölçüsünü yansıttığını ve dolayısıyla Dünya'nın küresel buz hacminin bir ölçüsü olduğuna belirtilmektedir. Ancak bu tür proxy veriler ile belirlenen dönemler içerisinde ne buzullaşma koşullarının başlatıldığı ne de uzun dönemli döngülerin buzul salınımlarına egemen olduğu mekanizmalar tam olarak anlaşılmamıştır (Muller ve MacDonald, 2000).

Özellikle Pleistosen buz tabakalarındaki değişim ve dalgalanmaların nedenini ortaya koymak ve konuya çözüm getirmek için birçok teori de ön plana atılmıştır. Bu açıklamalar içerisinde, Güneş radyasyon oranında meydana gelen değişimler, evrendeki yıldızlararası toz bulutlarının Güneş'ten Dünya'ya gelen radyasyonun engellemesi, atmosferdeki volkanik toz konsantrasyonlarındaki değişim, Antarktika gibi büyük buzul sahanlıklarının varlığı ve kıtaların dağılımları, okyanus dolaşımındaki birtakım değişimler ve atmosfer ile okyanuslar arasındaki CO₂ etkileşimleri gibi mekanizmalar bulunmaktadır (Hays vd., 1976). 1800'lerin ortalarından itibaren, İskoç doğa tarihçisi olan James Croll (1867, 1875), geçmişte yaşanan buzul dönemleri'nin sebebinin, Dünya'nın yörüngesel parametrelerindeki (yörünge zorlama) değişkenlikten kaynaklandığını düşündüğü bir hipotez geliştirmiştir (Bradley, 2013). Milankovitch (1941) ise, yörüngesel hareketlerdeki değişikliklerin yüzey sıcaklık değişikliklerini tetiklediğini ve uzun dönemli Güneş salınımlarının, Dünya tarafından alınan Güneş ışığının coğrafi ve mevsimsel dağılımını değiştirerek buzul çağları üretmekte yeterli olduğunu ifade etmişti (Loutre, 2003). Milankovitch'e göre, Güneş ışığını ve dağılımını etkileyen ana yörünge parametreleri, Dünya'nın yörüngesel dışmerkezliliği, eksen eğikliği (Dünya'nın kutuplarının Güneş'e doğru eğilmesi) ve presesyonudur. Ancak bununla birlikte, 1970'e kadar Broecker ve van Donk (1970), Milankovitch tarafından ifade edilen Pleistosen'deki buzul çağlarının 100.000 yıllık belli periyodikliklere sahip olduğu mekanizmayı net olarak tespit edememişti (Muller ve McDonald, 1997). Daha sonra Hays ve ark (1976), Imbrie ve Imbrie (1980), tarafından Milankovitch döngüleri hipotezi ile bunun paleoklimatolojik olaylar arasındaki ilişkinin kanıtları

çok daha detaylı ve net şekilde ortaya konulmaya çalışılmıştır. Ancak çok geçmeden 100.000 yıllık buzul döngüsünün astronomik kökenine dair kanıtlar, 18° K ve 21 ° B enlem değerlerine sahip kuzeybatı Afrika'daki Atlantik Okyanusu'nda bulunan 659 sayılı Okyanus Sondaj Programı'ndaki sediman kayıtlarından tespit edilmiştir (Sarnthein ve Tiedemann, 1989; Tiedemann vd., 1994). Bunun yanında ¹⁸O proxy verilerinin 1,60 ila 2,75 milyon yıl arasındaki zaman aralıklarındaki analizlerinde Ruddiman ve ark. (1986), bir 41.000 yıllık ve 23.000 yıllık bir periyodise daha belirlemişlerdir. Bu 41.000 yıllık döngünün ise son 1.5-2,5 milyon yıldaki iklimsel değişimler ile oldukça paralel ve sürece etkisinin olduğu görülmüşken (Ruddiman vd., 1989), 100.000 yıllık döngünün son 1 milyon yıldan günümüze kadar olan dönemde daha hâkim bir yapı sergilediği gösterilmiştir (Muller ve McDonald, 1997).

Bu şekilde özellikle Kuvaterner buzul dönemlerinde görülen periyodik değişimlerin temel sebebinin Sırp Matematikçi Milankovitch'in ifade ettiği gibi Dünya'nın kendi yapısından ve Güneş ile arasındaki etkileşimlerden kaynaklanan süreçler olduğu belirlenmiş ve bu süreçler Milankovitch döngüleri olarak isimlendirilmiştir.

2.2.1. Milankovitch Döngüleri'nin Temel Mekanizmaları

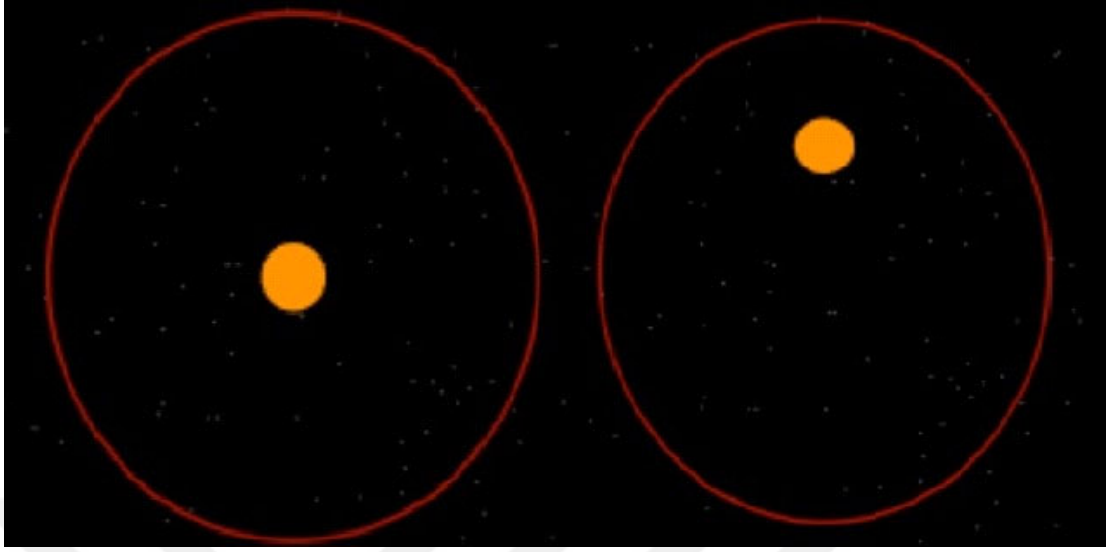
20.yy. da yaşayan Sırp Astronom ve matematikçi Milutin Milankovitch'in Kuvaterner buzul dönemlerindeki periyodiseleri açıklamak için ortaya koyduğu hipotezi yukarıda belirtildiği üzere temel olarak 3 ana astronomik mekanizmaya bağlamıştı. Bunlar:

2.2.1.1. Yörünge Değişikliği

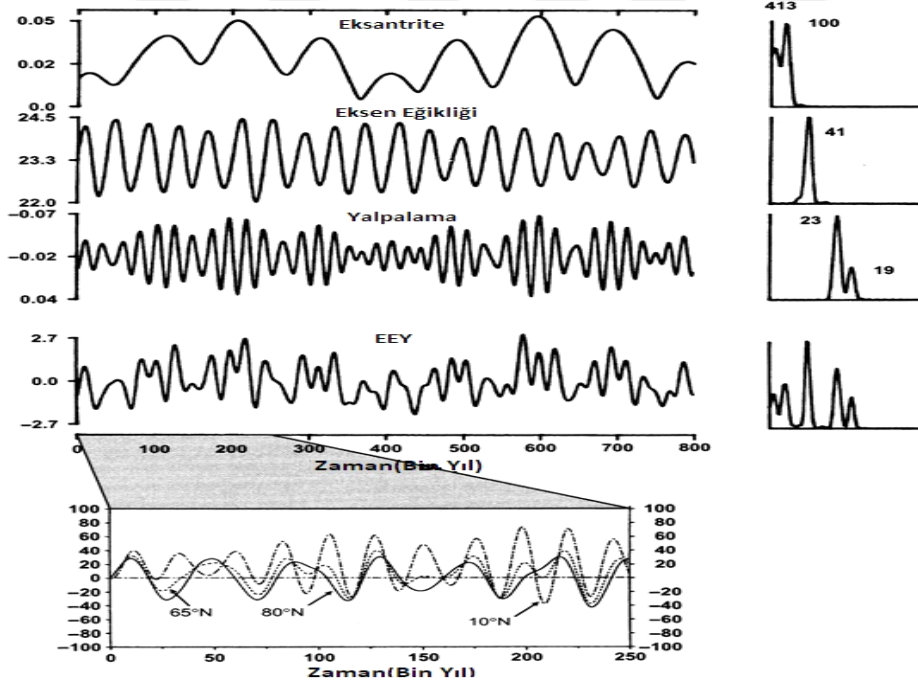
Dünya'nın Güneş etrafındaki yörünge hareketi esas olarak, yıl boyunca hafif eliptik bir yolda hareket eder; eliptik yol nedeniyle, Dünya, 3 Ocak civarında Güneş'e en yakın (Günberi), 5 Temmuz civarında ise Güneş'ten en uzak (Günöte) konumda yer almaktadır. Sonuç olarak, Dünya, yıllık ortalamadan günberi'da %3,5 daha fazla ve günöte'de %3,5 daha az güneş radyasyonu alır (Bradley, 2013).

Güneş ve Ay gibi faktörlerin yanında özellikle devasa büyüklüğe sahip Jüpiter ve Satürn gezegenlerin uzun dönemli kütleçekimsel özellikleri nedeniyle

Dünya'nın Güneş çevresindeki yörüngesinde değişiklikler meydana gelmektedir. Bu süreçte Güneş'in etrafındaki yörüngesel eksantriklik derecesinde, ekliptik düzleminden Dünya'nın eksenel eğiminde (eğiklik) ve Dünya'daki mevsimlere göre (ekinoksların mevcudiyeti) periyotların zamanlamasında farklılıklar meydana gelmektedir. Dünya'nın yörüngesi elips bir yörünge sahip olarak betimlenirken, Eksantriklik ise bu elipsin dairesellikten ayrılmasının bir ölçüsüdür. Bahsedilen etmenler ile beraber Dünya'nın yörüngesi, normal bir döngü boyunca dairesel (0.005 düşük eksantrik) (soldaki görüntü) 'den daha "basık" veya eliptik (0.058 yüksek eksantrik) (sağdaki görüntü) şekilde değişir (Şekil 2.11). Günümüzde ise bu değer 0.017'dir. Yörünge neredeyse dairesel olduğunda, Dünya'nın Güneş'ten aldığı enerji miktarı hemen hemen eşit seviyede olurken, eliptik derecesi arttığında Güneş'e yakın konumda (günberi) çok daha fazla Güneş radyasyonuna, uzak olduğunda (günöte) ise daha az Güneş radyasyonuna maruz kalmaktadır. Bu süreç temelde 90.000-100.000 yıllık bir döngü izler. Eksantriklik değişiklikleri ile birlikte Dünya'nın Güneş'ten aldığı radyasyon miktarında önemli değişimler yaşanmaktadır. Bu süreç ile beraber de mevsimlerin görece yoğunlukları değişmekte ve her bir yarımküre'de farklı süreçlerin yaşanmasının önünü açmaktadır (Bradley, 2013). Daha açık ifadeler ile eksantriklik aşırı olduğunda yani eliptik derecesi arttığında yörüngenin uzak tarafındaki yarımküre'de mevsim önemli ölçüde daha uzun olabilir. Bunun tipik örneğini güzümüzde görebilmekteyiz. Şu anda Dünya yörüngesinin yapısı gereği Kuzey yarımkürede sonbahar ve kış aylarında (yani günberi) Dünya'nın yörünge hareketi görece daha hızlıdır ve bu nedenle sonbahar ve kış ayları, ilkbahar (2,9 gün) ve yaz aylarına (4,66 gün) göre daha kısadır. 100.000 yıllık periyotlarda meydana gelen yörünge değişikliklerinin yanında çok daha uzun periyotlarda (400.000) değişimler yaşanmaktadır (Şekil 2.12).



Şekil 2.11: Dünya yörüngesinde 100.000 yıllık periyotta yaşanan değişimler. Solda dairesel (0.005), sağda eliptik (0.058) yörünge (Kaynak: https://earthobservatory.nasa.gov/features/Milankovitch/milankovitch_2.php).



Şekil 2.12: Eksantriklik, eksenel eğiklik (eğiklik), yalpalama(presesyon) ve son 800.000 yıl boyunca her üç faktörün (EEY) zaman serileri (üst şema). Sağda, güç spektrumunda belirtilen ana periyodik karakteristikleri ile kombinasyonu. Aşağıda, 10, 65 ve 80 K'deki temmuz ayı Güneş radyasyon anomalileri'nin zaman serileri bulunmaktadır (Yüksek enlemlerde güneşlenme anomalisi sinyalinin 41.000 yıllık eğiklik döngüsüne egemen olduğunu, düşük enlemlerde ise 23.000 öncül döngüsünün daha önemli bu noktada belirtilebilir. (Bradley.,2013'ten çevrilerek).

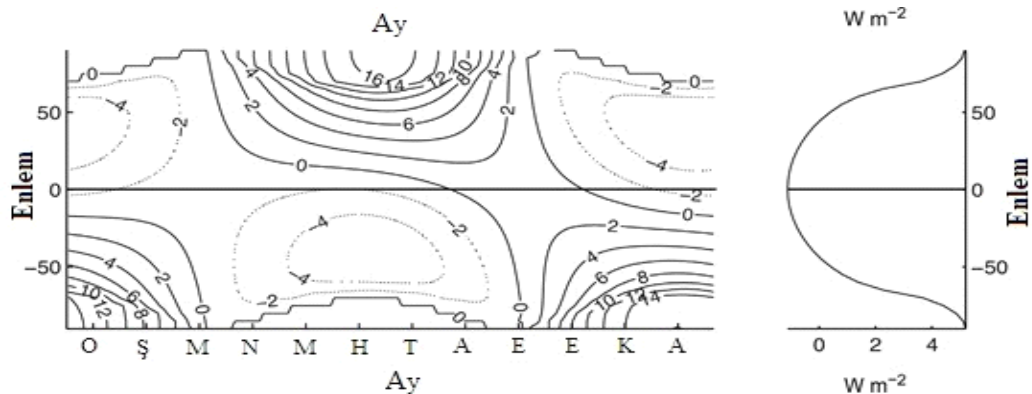
2.2.1.2. Eksen Eğikliği

Günümüzde, Dünya’da iklimlerin de oluşmasını sağlayan $23,27^\circ$ lik bir eksenel eğikliğe sahiptir. Ancak bu eğiklik derecesi sürekli olarak sabit değildir. Dünya'nın eksenel eğim açısı (eğiklik), Dünya yörüngesinin düzlemine göre değişir ve eğiklik değişimleri kabaca periyodiktir. Bu eksen açısı yaklaşık 41.000 yılda, $22,1^\circ$ ve $24,5^\circ$ 'lik bir eğim açısı arasında değişim göstermektedir (Şekil 2.13).



Şekil 2.13: 41.000 yıllık bir döngü sürecince eksenel açının değişimi (Kaynak: <http://agron.iastate.edu/courses/Agron541/classes/541/lesson07b/7b.1.html>).

Eğiklikteki değişiklikler düşük enlemlerde radyasyon alımları üzerinde nispeten az etkiye sahiptir, ancak etki kutuplara doğru artmaktadır. Süreç içerisinde eksenel eğikliğin arttığı dönemlerde, mevsimsel döngünün genliği artmakta, her iki yarım kürenin yüksek enlemleri boyunca yaz aylarında Güneş radyasyon miktarı artarken, kış aylarında ise azalmaktadır (Bradley, 2013) (Şekil 2.14).



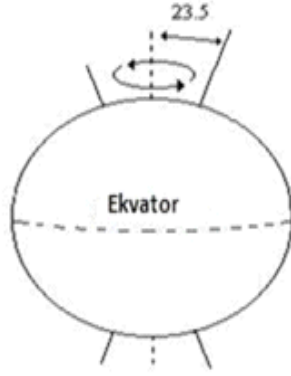
Şekil 2.14: Son 2 milyon yıllık eksen değişikliğinin ortaya çıkardığı yıllık ortalama sıcaklık değerlerinden sapma miktarları. Sağda Yıllık ortalama anormalisi. (Negatif anormaliler kesikli çizgiler ile gösterilmiştir) (Huybers., 2007'den çevrilerek).

Bu nedenle, son 250.000 yıl boyunca 65° ve 80° K enlemleri için yaz radyasyon değişiklikleri esasen eksenel eğimdeki periyodik değişikliklere oldukça bağlantılıdır. Eğim her iki yarımküre’de de aynı olduğu için eğiklikteki değişiklikler Güney ve Kuzey yarımküre’deki radyasyon girişlerini eşit şekilde etkiler. Özellikle eksenel eğikliğin arttığı dönemlerde yüksek enlemlerde artan Güneş radyasyonu ile beraber buzullaşmalar için oldukça önemli olan yaz dönemlerinde erime ile buzul oluşumu için ideal şartlar bulunmaz iken, eksenel eğikliğin azaldığı dönemlerde ise ılık ve serin yaz dönemleri ile beraber buzullaşmalar için erime kuşağı daha aşağı seviyelere ineceği için buzullaşmaları tetiklemekte ve gelişen buzulların daha Güney enlemlere ilerleme imkânı arttırmaktadır. Günümüzde eksenel eğiklik açısı azalmaya devam etmektedir. Bu durumda uzun vade de küresel anlamda mevsimsel geçişlerde ve anormalilerde değişimler yaratması beklenebilir. Ancak bu noktada küresel ölçekte bir soğuma periyoduna girilmesi için tüm astronomik döngülerin hep beraber değerlendirilmesi gerekmektedir.

2.2.1.3. Yalpalama (Presesyon)

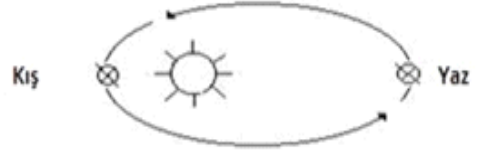
Günberi ve günöte’nin mevsimsel zamanlamasındaki değişiklikler temel anlamda, Dünya’nın Güneş yörüngesinde dönerken eksenindeki hafif yalpamasından kaynaklanmaktadır (Bradley, 2013). Yalpalama hareketi ile (eksenel eğimdeki değişikliklerden bağımsız olarak), Dünya’nın Güneş yörüngesinde, eliptik düzlem içerisinde gün dönümlerin ve ekinoksların zamanlamasını periyodik olarak değişikliğe uğratar (Şekil 2.15). Yaklaşık 26.000 yıllık bir süre ile tamamlanan bu jirokopik hareket, Dünya’nın geoit şeklinin getirdiği kutuplardan basık ekvatorndan şişkin yapısının yanında Güneş ve Ay’ın yerçekimsel etkilerinden kaynaklandığı da ifade edilebilir. Yalpama hareketi meydana geldiğinde yarımküre’lerden biri Dünya yörüngesi boyunca Güneş’e doğru eğimlenir ve yaz dönemlerinde büyük miktarda Güneş radyasyonuna maruz kalırken, kış dönemlerinde ise tam tersi daha az radyasyon almakta ve çok daha soğuk geçmektedir. Diğer yarımküre ise daha serin yaz ve daha ılık kış mevsimleri ile karakterize olur. Başka bir ifade ile yalpalama hareketinin etkisi yarımkürelerde zıt karakterli bir etki göstermektedir.

Yalpalama(Presesyon)

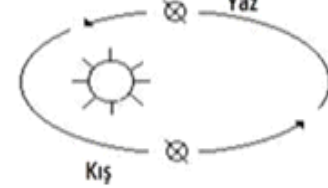


Periyot
23.000 yıl

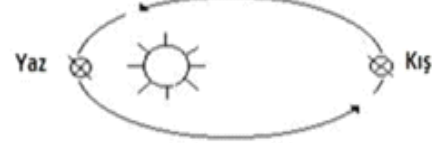
Şimdi



5252 yıl sonra



10500 yıl sonra

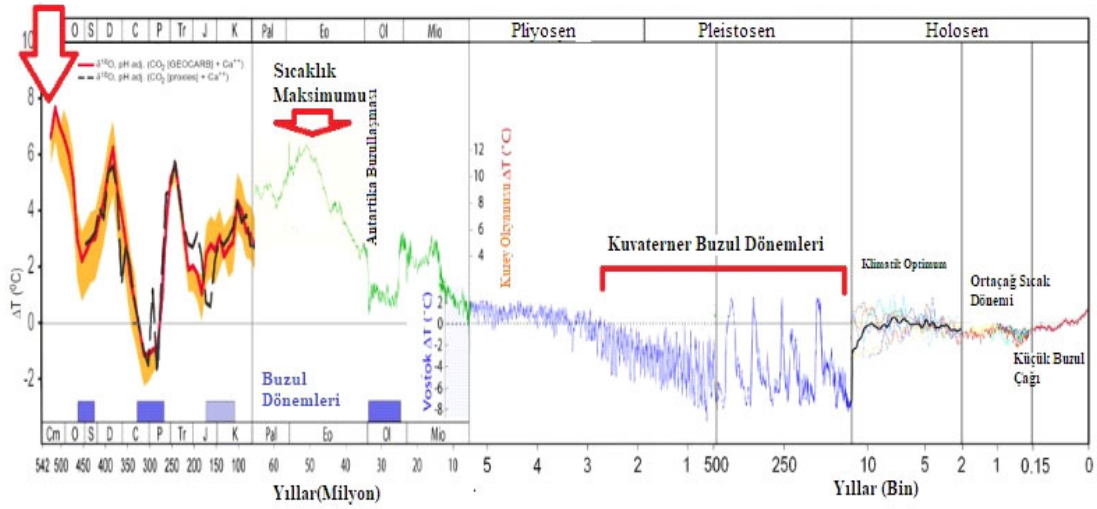


Şekil 2.15: Dünya'nın yaptığı yalpalama hareketi ve günöte-günberi dönemlerinin değişimi (Kaynak: <http://www.indiana.edu>).

Günümüzde Dünya'da günöte 5 Temmuz, günberi ise 3 ocakta yaşanmaktadır. Aslında Kuzey yarımküre'nin kış mevsiminde olduğu dönemde Dünya Güneş'e en yakın konumunu alıyor. Ancak bu noktada temelde yalpalama hareketi önemli olsa dahi mevsimlerin ortaya çıkışını yaratan temel faktörün eksenel eğikliğinin olduğu görülebilir. Bunun yanında yörünge eğikliğinin daireye yakın olduğu süreçlerde de yalpalama'nın ortaya çıkardığı gündönümü ve ekinoks tarihlerinin değişimi farklı yarımküre'lerin Güneş'ten aldığı enerji miktarını değiştirmeyeceğinden çok fazla etki de yaratmamaktadır. Ancak Dünya yörüngesindeki eliptik düzende büyük mevsimsel değişimler meydana getirebilmektedir. Düşük enlemlerde alınan Güneş radyasyonu temelde eksantriklik ve yalpalamanın kümülatif etkisindeki değişikliklerden etkilenirken, daha yüksek enlemler çoğunlukla eksen eğikliğindeki değişimlerden etkilenir.

2.2.2. Milankovitch Döngüleri ve Buzul Çağları

Son 2,5 milyon yılda yani Kuvaterner dönemi ile gerçekleşme frekansı olarak oldukça yüksek olan buzul ve buzularası dönemler ardı ardına gerçekleşmiştir. Şekil 2.16 'da görüldüğü üzere 540 milyon yıllık Dünya iklim tarihinde Kuvaterner dönemindeki iklimsel değişimlerin meydana gelme frekansları ve periyodikleri, bu dönem üzerinde uzun süre merak uyandırmıştır. Önceki bölümlerde ifade edildiği üzere Croll (1865), bu değişimlerin astronomik hesaplamalar ile açıklanabileceği düşüncesi öne sürmüştü, Milankovitch (1941), tarafından ise daha da geliştirilmiş ve sonraki dönemlerde matematiksel hesaplamalar, modeller, proxy veriler vb. gibi birçok etmen yardımıyla açık bir şekilde olarak ortaya koyulmuştur.



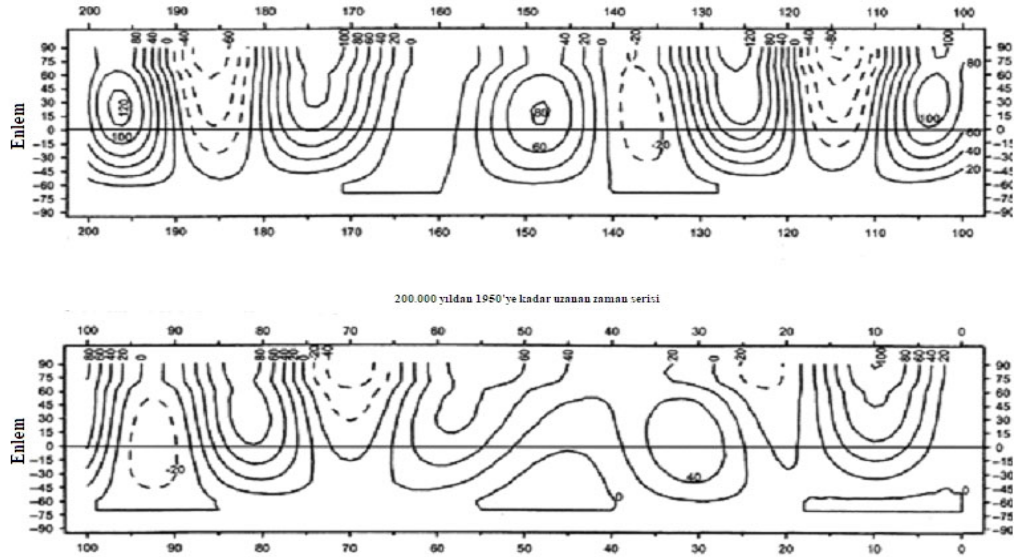
Şekil 2.16: 542 Milyon yıldan günümüze kadar olan aralıkta meydana gelen iklim salınım ve değişiklikleri (Kaynak:

<https://muchadoaboutclimate.wordpress.com/2013/08/03/4-5-billion-years-of-the-earths-temperature/>).

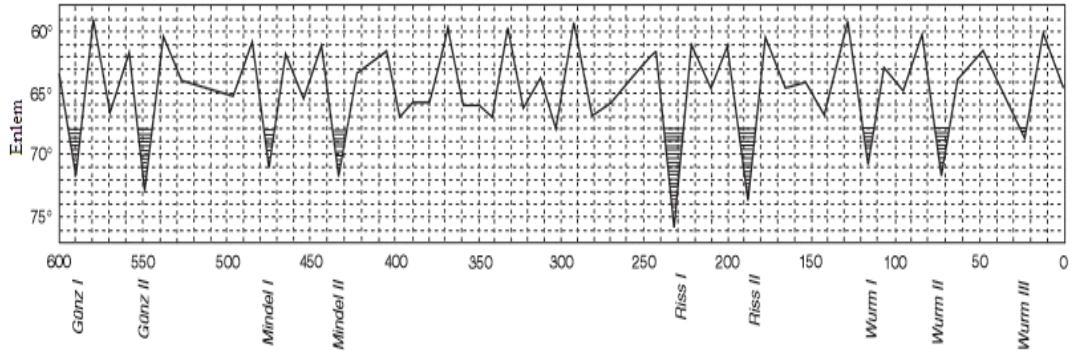
Milankovitch (1941), kıtasal buzul ilerlemesinin en önemli kriterinin yüksek enlemlerdeki radyasyon anormalilerinde olduğunu ifade etmiştir. Aynı zamanda Milankovitch bu tür radyasyon değişimleri ile buzul çağları arasında ilişki kurarken sadece yörünge değişikliklerini veya eksen eğikliğini tek olarak ele almaktan ziyade bunların biribiri ile çakıştığı dönemlerin bileşkesini düşünerek bu tür

değerlendirmelerde bulunmuştur. Başka ifadeler ile yörünge'de meydana gelen değişimler, eksen eğikliği ve yalpalama hareketlerinin her birinin tek başına buzullaşma dönemleri yaratamayacağı ancak bu döngülerin birbirleriyle kesiştikleri dönemlerde büyük soğuma dönemleri ve buzul çağlarının yaşanabileceğini belirtmiştir.

Daha sonraki dönemlerde, Milankovitch'in ortaya koyduğu bu hipotez ile buzul çağları arasındaki ilişkiler daha sağlam temeller üzerine kurulmuş ve çeşitli bilim insanları tarafından modellemeler ile desteklenmiştir (Budyko, 1969; North, 1975; Hays vd., 1976; Berger, 1978; Thompson ve Schneider, 1979; Suarez ve Held, 1979; Imbrie ve Imbrie, 1980; Manabe and Broccoli, 1985; Kutzbach and Guetter, 1986; Phillips ve Held, 1994; Dong ve Valdes, 1995; Muller ve McDonald, 1997). Örneğin Berger (1979)'da 200.000 bin yıl ile 1950 yılları arasında tüm enlemler (90K-90G) dahil olmak üzere temmuz ayı anormalilerini hesaplamıştır. Özellikle ilgi çekici olan, Milankovitch'in (1941) kıtasal buz tabakalarının büyümesi için kritik olduğunu düşündüğü yüksek kuzey enlemlerindeki (60-70N) radyasyon anomalileridir (Şekil 2.17).



Şekil 2.17: Uzun süreli Güneş ışınlamı'nın (200.000) 1950 değerlerinden sapması. 100.000 yıldan günümüze (alt diyagram) ve 200.000 yıldan 100.000 yıl'a (üst diyagram) hesaplanmıştır. Negatif anormaliler noktalı çizgilerle gösterilmiştir. Değerler, günlük santimetre kare başına kalori cinsinden verilmiştir. (Berger 1988'den düzenlenerek).



Şekil 2.18: 600.000 bin yıldan günümüze kadar olan dönemde yaşanmış buzul dönemlerindeki kıtasal buzullaşmaların ulaşabildiği maksimum enlemler (Berger, 1988'den çevrilerek).

Şekil 2.17'de yüksek enlemlerdeki temmuz ayı sıcaklık anormalilerinin negatif anormali gösterdiği dönemlerde Şekil 2.18'de görüldüğü üzere buzullaşmaların Güney enlemlere ilerleme gösterdiği tarihsel aralıklar birebir örtüşmektedir. Sonuçta düşük yaz sıcaklıklarının olduğu dönemlerde kışın yağan karların yaz dönemlerinde büyük çoğunluğunun erimeden kaldığı ve bununda buzullaşmalar için önemli kriterlerden biri olduğu anlaşılabılır. Bu koşullar da Şekil 2.18'de görüleceği üzere son 200.000 yıl içerisinde 185, 115, 70 ve 25 bin yıl önce gelmiştir ki bu tarihsel aralık çok daha eski dönemlere götürülebilir. Bahsedilen dönemlerde yüksek enlemlerde düşük yaz sıcaklıklarına neden olan temel unsur, yörüngesel eğikliğinin arttığı, eksenel eğikliğinin azaldığı ve presesyon hareketleri ile Kuzey yarımküre'de uygun mevsimsel döngünün sağlandığı şartların bir bileşimidir. Bu noktada buzullaşmalar için önem taşıyan bir kriter daha eksenel eğiklik ile sağlanmış olabilir. Özellikle Kuzey yarımküre'de eksenel eğikliğinin günberi durumuna geldiği zamanlarda, ılık kış şartları ortaya çıkarmakta bu ise buharlaşmayı arttırmış ve yüksek enlemlerde kış dönemlerinde daha fazla kar birikimini sağlayarak buzullaşmaları tetiklemiş olabilir. Milankovitch döngülerinin kuvaterner döneminde buzullaşmaları tetiklemesi sadece yaz ve kış sıcaklık değerlerinde değil aynı zamanda geçiş mevsimlerinde de önemli değişimler yaratarak buzullamaları tetiklemiş olabilir (Bradley, 2013). Kukla (1975), özellikle sonbahar mevsiminin kıtasal alanlar için daha yağışlı karakter göstermesi nedeniyle soğuk dönem boyunca kar birikiminin artışı sağlayarak buzullaşma için oldukça kritik olduğunun altını çizmiştir.

Bahsedildiği üzere yüksek enlemlerde (60°-70° K) kıtasal buzullaşmalar için sıcaklık gradyanının önemli olduğunu ifade etmiştik. Bunun yanında belki de daha temel bir faktörün, atmosferik dolaşım olduğunu bilmek önemlidir (Bradley, 2013). Astronomik döngüler sırasında Dünya'nın kutup noktaları ile ekvator'u arasındaki sıcaklık gradyan farkını arttırdığı dönemlerde küresel atmosferik dolaşım sistemi daha da kuvvetlenmektedir. Buzul dönemlerinde özellikle yüksek enlemlere gelen Güneş radyasyonu düşüklüğü ve ekvator üzerine düşen nispeten yüksek Güneş radyasyonu, ekvator ve kutuplar arasında yüksek sıcaklık gradyan farkı meydana getirmektedir. Bu süreçlerde özellikle orta enlemlerdeki okyanuslar ve denizler üzerinde siklonik aktiviteler artış göstererek kutupsal alanlara ve yüksek enlemlere önemli oranda bir nem kaynağı teşkil eder. Buna karşılık özellikle interglasiyal (Buzularası) dönemlerde yüksek enlemlere gelen yüksek radyasyon nedeniyle ekvator ve kutuplar arasında zayıf sıcaklık gradyan farkı yaratarak kutupsal alanların nem kaynağı bakımından zayıfladığı dönemlere karşılık gelir. Böylece ortaya çıkan atmosferik sirkülasyon değişimleri, var olan genel değişimlere pozitif veya negatif yönde değişimler yaratırlar (Young ve Bradley, 1984; Bradley, 2013). Bunun yanında bahsedilen süreçlerle sıcaklık gradyan farklarının arasındaki periyodik değişimlerin 41.000 yıllık döngü ile oldukça uyumlu bir yapı göstermesi, var olan mekanizmalarda eksenel eğiklikteki değişimlerin baskın olduğu fikrini ortaya çıkarmaktadır (Raymo ve Nisancioglu, 2003).

Milankovitch ve diğer birçok bilim insanının teori ve bulgularıyla ortaya konulan astronomik periyodiseler, Dünya ikliminde önemli ve uzun ölçekli değişimler meydana getirmiştir. Bununla birlikte, bu değişimlere verilen sıcaklık tepkisinin sıklığı ve genliği, iklim sisteminin doğrusal olmayan süreçleri ile değiştirilir (Brickman vd., 1999). Milankovitch döngüleri küresel iklim değişimleri ve özellikle Kuvaterner (Pleistosen) buzul dönemlerinde buzullaşma süreçleri üzerinde önemli etkiye sahipken, iklim sisteminin alt bileşenlerinin buna verdiği tepki ve bunların ortaya çıkardığı sonuçlarda bu tür süreçlerde oldukça belirleyici rol üstlenebilmektedir. Örneğin, Brickman ve ark 1999'da yaptıkları çalışmada Milankovitch döngülerinin yönlendirmelerine karşı atmosfer-okyanus ve okyanus termohalin sirkülasyonu üzerinde oldukça farklı ve önemli etkiler meydana

getirdiğini ortaya çıkarmışlardır. Okyanus taşınımı, hem 20.000 hem de 40.000 yıllık yanıtın belirlenmesinde kritik bir rol oynar. Özellikle Mikankovitch döngüleri sırasında meydana gelen buzullaşmalar ile özellikle yüksek enlemlerde yüksek albodo ve dolayısı ile düşük okyanus ve yüzey sıcaklıkları, zamanla okyanus derinliklerinde su sıcaklıklarının azalmasını sağlamaktadır. Bu nedenle termohalin döngüsünde önemli bir etki bırakarak okyanus ve atmosfer arasındaki sıcaklık alışverişinde kritik değişimler meydana getirir. Bu tür cevaplar ile de var olan değişimlerin etkileri üzerinde ikincil ve dolaylı değişimler yaratabilmektedir. Bunun yanında eksenel eğikliğin tropik termoklin sıcaklığı üzerinde birtakım etkiler yaptığı ve bunun da günümüzde ENSO olayları gibi Dünya'nın iklim sisteminde birçok dolaşım sirkülasyonunu tetikleyerek yüksek enlemlerin iklim sisteminde önemli rol alan Haldey ve Walker sirkülasyonunda önemli değişiklikler meydana getirdiği gibi (Cane, 1998) birtakım fikirlerde öne sürülmüştür. Yu-Lee ve Paulsen (2008), çalışmalarında ise eksen eğikliği değişimleri ile yüzey-hava sıcaklığı gradyanlarında, jet akımlarında, orta enlem siklonlarının aktivite sıklığında, batılı rüzgarların şiddetlerinde ve subtropikal fırtına ve kasırgaların aktivitelerinde önemli değişimler yaratabildiğini ifade etmiştir. Yine yaptığı modelleme de yüksek enlem bölgelerinde düşük eğiklik baskısı altındaki özellikle Kuzey yarımküre'de birikimin daha fazla olacağını ifade etmiştir. İfade edilen birden çok dolaylı ve doğrudan etkiler nedeniyle astronomik döngülerin uygun olarak konumlandığı dönemlerde, hidrolojik döngüyü ve dolayısıyla buz tabakalarının büyümesinin arttığı ve buzullaşma şartları için pozitif etkiler yarattığı ifade edilebilir. (Ghil ve Le Treut 1981; Gildor ve Tziperman, 2000; Varadı vd.,2003).

Sonuç olarak Milankovitch teorisi, Dünya jeolojik tarihi boyunca özellikle de Kuvaterner paleoklimatolojisinde ve özleştirildiği buzul çağları için çok büyük etki ve öneme sahiptir. Bunun kanıtları okyanus sedimanlarında, buzul çekirdeklerinde vb. gibi birçok peleoiklim proxy verilerinde gösterilmiş ve üzerinde uzun değerlendirmeler yapılmıştır. Bu noktada sadece astronomik döngülerin doğrudan ortaya çıkardığı Güneş radyasyonundaki değişimler ile değil aynı zamanda bu süreçle Dünya iklim sistemindeki birçok unsuru dolaylı yollarla tetikleyerek varolan değişim süreci ve gücü ek olarak güçlendirilmiş ve zayıflatılmıştır. Milankovitch

döngülerini ele alan ve değerlendiren birçok çalışma Dünya'nın yörüngesel, eksenel parametrelerindeki değişikliklerin ve yalpalama hareketinin, kıtasal buz tabakalarının büyümesinde ve bozunmasında temel faktörler olduğunu göstermiştir (Milankovitch 1941; Broecker vd., 1968; Mesolella vd., 1969; Imbrie ve Imbrie, 1986; Imbrie vd., 1992; Petit vd., 1999; Zachos vd., 2001; Pollard ve DeConto, 2005; Ruddiman, 2006). Ortaya çıkan sonuçlar ve yapılan değerlendirmeler göstermektedir ki, Milankovitch döngüleri ile beraber Dünya jeolojik tarihinde önemli ve uzun süreçli iklim salınımlarına sebep olmuş, buzul dönemleri ile özdeşleşmiş kuvaterner dönemindeki buzul ve buzullararası dönemlere sebebiyet vererek uzun dönemli iklim değişikliklerinin belki de en belirgin sürücüsü olmuştur.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. DÜNYA JEOLJİK TARİHİ BOYUNCA MEYDANA GELMİŞ OLAN BÜYÜK İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ VE DEĞİŞİKLİKLERE NEDEN OLAN DOĞAL ETMEN VE SÜREÇLER

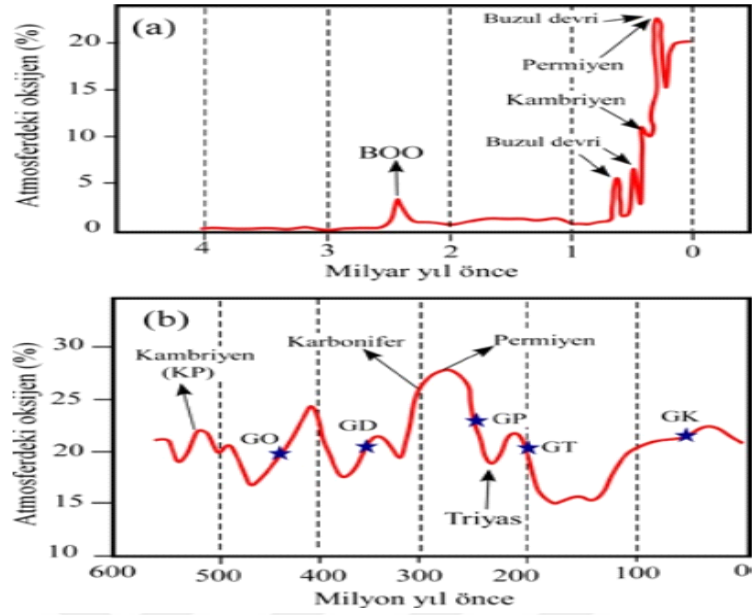
3.1. Prekambriyen (İlkel Zaman) Devri

Dünya'nın ilk devri olan Prekambriyen, günümüzden yaklaşık 4 milyar yıl ile 570 milyon yıl öncesini ifade etmektedir. Dünya jeolojik tarihi boyunca meydana gelen kayaç döngüsü gibi süreçlerden dolayı var olan tektonik ve iklimsel izlerin silinmesi ile bu devre ait iklimsel veriler oldukça azdır. Buna rağmen son zamanlardaki modelleme yeteneklerinin artması ile Prekambriyen dönem ile ilgili birtakım teorik bilgilerimiz atılmıştır.

Dünya yaklaşık 4,6 milyar yıl önce oluştuğunda, Güneş radyasyonu günümüz seviyelerinden yaklaşık %30 daha düşüktü (Gough, 1981; Kasting, 1993) ve koşullar (albedo, atmosferin bileşimi, Dünya ile Güneş arasındaki mesafe, vb.) şimdi olduğu gibi olsaydı, basit bir hesaplama ile ortalama yüzey sıcaklığının günümüze nazaran 30°C daha az olması beklenebilirdi (Goosse vd., 2010). Bu şartlar altında Dünya'nın ilk 700-800 milyon yıl boyunca donmuş bir gezegen olması gerekirdi. Ancak yaklaşık 4 milyar yıl önceki sıvı okyanusların jeolojik kanıtları ortaya çıkınca, öne sürülen teorik görüşler ile çelişkili olduğu görülebilir. Bu süreç içerisinde (oluşum

aşaması) gezegen, sürekli olarak gök taşı bombardımanı, radyoaktif bozunma ve volkanik aktiviteler ile CO₂ ve CH₄ (Metan) gibi birtakım gazların atmosferdeki yoğunluklarının bugünkü seviyelerinden çok daha yüksek ve buna bağlı olarak oldukça sıcak bir atmosfer yapısına sahip olduğu anlaşılmıştır (Jordan, 1979; Robertson, 2001). Atmosferde yüksek CO₂ ve CH₄ seviyesinin ile devamlı suretle çarpan gök taşlarının meydana getirdiği kinetik enerji ile Prekambriyen dönemi oldukça sıcak, oksijensiz ve hayat şartları barındırmayan bir iklim ile karakterize olmuştur (Pavlov vd., 2001'a, b). Yüreküre üzerinde güçlü bir sera etkisi yaratan CO₂ ve yüksek CH₄ seviyeleri yaklaşık 3-3,5 milyar yıla kadar devam etmiştir (Kasting, 1993; Pavlov vd., 2001'a; Kasting, 2005; Joseph, 2010).

Daha sonraki zamanlarda yaklaşık 3,5 milyar yıl önce siyanobakteriler (tek hücreli ve fotosentez yapabilen mikroplar), sera gazı gazları tarafından ölümcül UV ışınlarından korunan yer küre'de çoğalmaya başlamıştı (Joseph 2009'a, c). Siyanobakteriler, 3,5 milyar yıldan itibaren atmosfer ve okyanuslara önemli miktarda oksijen salmaya başlamışlardı (Hoashi vd., 2009; DesMarais, 2000). Böylece, atmosferden aldıkları CO₂ ile oksijen üreten siyanobakteriler devam eden süreçte çok daha fazla çoğaldılar (Buick, 1992). Böylece yaklaşık 3,2 milyar yıl önce artan oksijen fotosentezinin bir sonucu olarak atmosferik oksijende bir yükselme meydana geldi (Ohmoto vd., 2006). Bu mekanizmaya ek olarak günümüzden yaklaşık 2.2 ile 2,4 milyar yıl önce çok hücreli canlıların da faaliyetleri ile birlikte "Büyük Oksitlenme Olayı"(BOO) olarak da bilinen süreç gerçekleşmiş ve atmosferde oksijen oranı oldukça yükselmiş ve Dünya'yı Güneş'in mor ötesi ışınlarından koruyan ozon tabası ise ilk defa bu dönemde oluşmaya başlamıştır (Şekil 3.1). Bu yüksek oksijen konsantrasyonları nedeniyle, metanın oksidasyonu yükselmiş ve konsantrasyonu belirgin şekilde azalmıştır (Goosse vd., 2010). Oksijen miktarındaki artış, bunun yanında atmosferdeki CO₂ ve metan oranının azalması iklim üzerinde görece olarak bir soğuma periyedona girilmesine neden olmuştur.



Şekil 3.1: Yaklaşık 4,5 milyar ile günümüz arasında atmosfer bileşimindeki oksijen'in değişim süreci (Polat, 2016).

3.1.1. Huronian Buzullaşması

Günümüzden yaklaşık 2,2 milyar yıl önce Huronian buzullaşması meydana gelmiştir. Bu buzullaşmaya açıklandığı üzere öncesinde meydana gelen BOO süreci ile atmosferdeki CO₂ ve CH₄ gazlarının yoğunluğunun azalması ve ozon tabasının oluşmasına ek olarak atmosferin sera etkisinin ortadan kalkmasının neden olduğu ifade edilebilir. Ancak en az açıklanan süreç kadar bu buzullaşmada daha önce mekanizması açıklanan ve iklim değişikliği sürecine neden olan plaka tektoniğinin etkisi çok büyüktür. 2,2 milyar yıl önce Huronian buzullaşmasına denk gelen süreçte kıtaların genel itibari ile Güney kutup noktasına yakın ve yüksek enlemlerde konumlandığı belirtilmektedir. Atmosferik sera etkisinin ortadan kalması ve kıtaların Güney kutup dairesine yakın enlemlerde toplanması bölgede buzullaşma imkanının ortaya çıkmasına ve özellikle albodeo geri besleme mekanizması ile buzullaşma alanları genişlemesine ve o zamanki kıtasal sahanlıkların büyük buzullaşmalar karakterize olduğu ifade edilebilir (Joseph, 2009'a; Roscoe, 1973). Bu dönemde Dünya okyanusların belli bir kısmı donmuş ve buzullar yüksek enlemlerden düşük enlemlere doğru ilerlemeye başlamıştır (Evans vd., 1997; Roscoe, 1969). Bu dönem, Kuzey Amerika'daki Büyük Göller Bölgesi ile Avustralya'nın batı kesimlerinde

gözlenen ve tillit olarak bilinen taşlaşmış ve çok kalın buzul çökelleri ile temsil edilmektedirler (Çiner ve Sarıkaya, 2013). İfade edildiği üzere Huronian buzullaşmaları üzerine, iklim değişikliklerine çok uzun süreçler ile etkide ve yönlendirmelerde bulunan plaka tektoniği ve dolayısı ile albedo özellikleri bilinen ilk buzullaşma sürecini meydana getirmede oldukça önemli olmuştur.

Huronian buzullaşmalarını takip eden süreçte ve çok uzun dönemler boyunca günümüz iklim şartlarına nazaran oldukça sıcak dönemler hakimiyetini sürdürmüştür. Ancak Prekambriyen dönemi sonlarında yine çok büyük bir iklim dalgalanması meydana gelmiştir.

3.1.2. Cryogenian Buzullaşması

Cryogenian buzullaşma süreci Kartopu Dünya (Snowball Earth) hipotezi olarak da bilinmektedir. Bu iklim değişikliği süreci Dünya jeolojik tarihi boyunca meydana gelmiş olan en büyük buzullaşma dönemidir. Yaklaşık 800 milyon önce başladığı düşünülen bu dönem, yaklaşık 600 milyon yıla kadar devam etmiş ve yerküre'nin sadece ekvatorial bölgelerinde küçük çaplı alanlar dışında hemen hemen tüm yerküreyi kaplayan buzullaşmalar ile karakterize olmuştur (Kaufman vd., 1997; Hoffmann vd., 1998; Hoffman ve Schrag, 2000; Hyde vd., 2000).

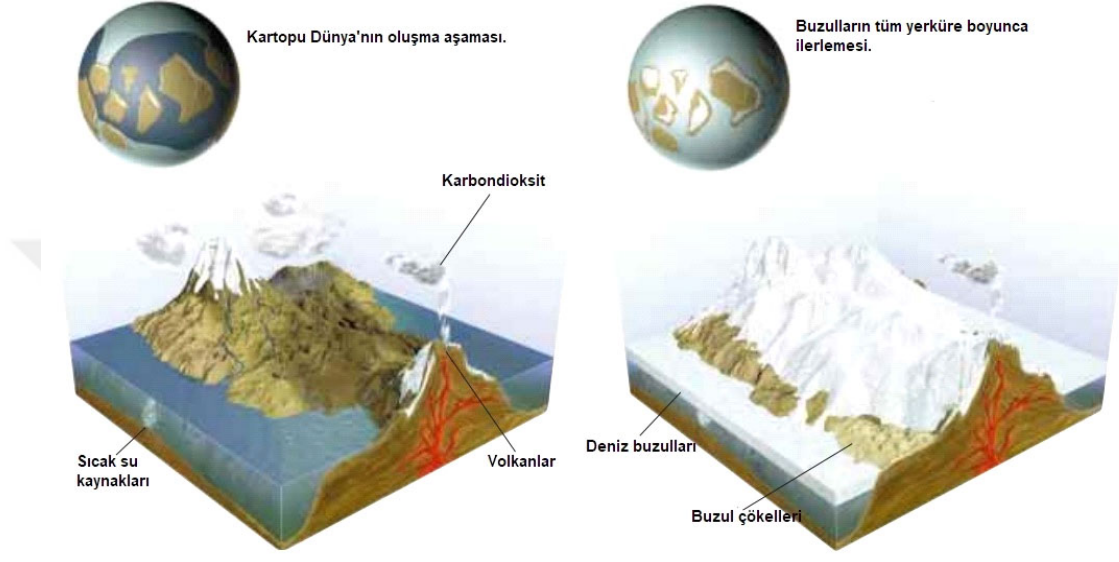
Dünya tarihinin yaşanmış en büyük buzullaşma dönemini ortaya çıkaran temelde 2 önemli doğal etmen vardır. Bunlardan biri Plaka tektoniği diğeri küresel karbon döngüsüdür. Cryogenian buzullaşma döneminin öncesinde tüm kıtalar genellikle ekvator çevresinde tek bir kıta halinde bulunmaktaydılar. Buna bağlı olarak daha önceki bölümlerde ifade edildiği üzere ekvatorial kuşakta var olan süperkıtaların özellikle kıyı kesimleri hariç büyük bölümlerinin büyük kuraklık şartları ve çöllerle kaplı bulunduğu görüşü bu dönemde var olan süperkıta Rodinia içinde geçerliydi. Ayrıca buzul sahanlıklarının bulunmadığı kurak ve albedo oranı oldukça düşük olan süperkıtaların Dünya yüzeyini daha fazla ısıtmakta ve buna paralel olarak volkanik püskürmeler ile atmosferde var olan CO₂ yoğunluk seviyeleri daha da artmakta ve sıcak bir Dünya ile karşı karşıya kalınmaktadır. Ancak yaklaşık 800 milyon yıldan itibaren ekvator çevresinde yer alan süperkıta Rodinia parçalanmaya başlamıştır (Şekil 3.2)



Şekil 3.2: Yaklaşık 600 milyon yıl önce gerçekleşen soğuk periyotta kıtalar ekvator'un yakınında kümelenmiştir (Hofman ve Schrag, 2000'den çevrilerek).

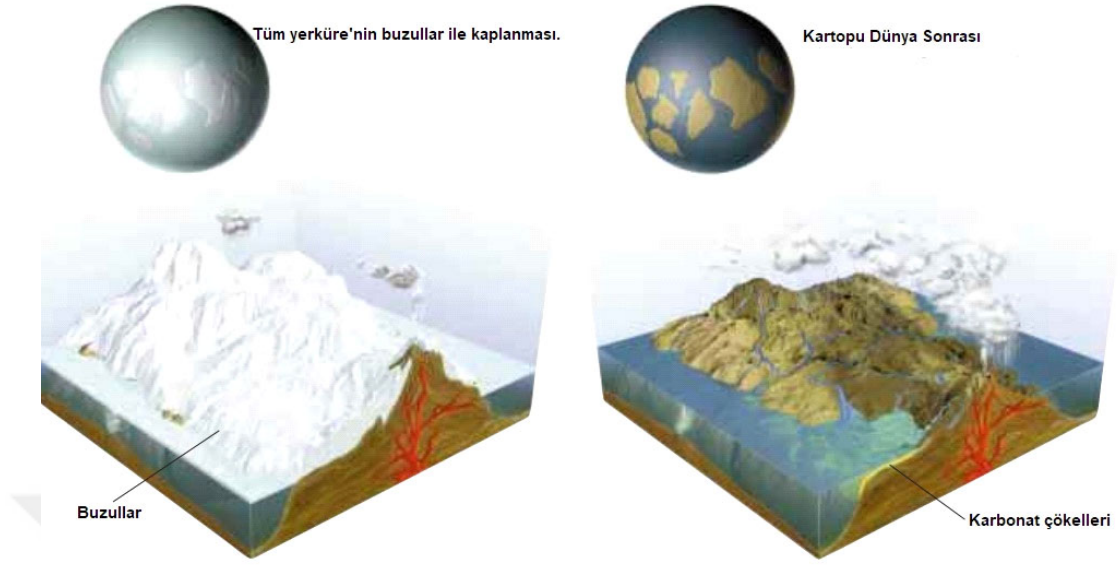
Süperkıta Rodinia'nın parçalanması ekvator çevresinde birçok irili ufaklı kara parçasının ortaya çıkmasına neden olmuştur. Buna bağlı olarak süperkıta olduğu dönemlerde nem kaynağından uzak olan karasal alanlar birden okyanuslar ile komşu olmuş ve hemen hemen tüm kara parçaları üzerine nem kaynakları sokulabilmiş ve yağış miktarlarında çok fazla artışa neden olmuştur. Artan yağışla beraber atmosferdeki sera etkisi yaratan CO₂ gazını da yağışlarla beraber yeryüzüne taşımıştır. Buna bağlı olarak atmosferdeki sera etkisi yaratan CO₂'nin yeryüzeyine taşınması ve yoğunluğunun azalması küresel anlamda bir soğuma periyoduna girilmesine neden olmuştur (Joseph, 2009'a; Joseph, 2010). Düşen sıcaklıklara paralel olarak kutup sahanlıklarında ve yüksek enlemlerde buzullaşmalar meydana gelmeye başlamış, Bölüm 2'de bahsedildiği üzere buz-albedo etkisi ile pozitif bir geri besleme mekanizması devreye girmiştir. Başka bir ifade ile kutuplarda ve yüksek enlemlerde meydana gelen buzullaşmalar daha fazla Güneş ışığı yansıtmakta ve buna bağlı olarak Dünya enerji dengesinde bir bozunuma uğrayarak daha fazla soğumaya sebebiyet vermekte ve buzullar daha düşük enlemlere ve daha alçak yükseltilere ilerlemektedir. Bu geri besleme mekanizması, yerküre'de kısa bir süre içinde buzullaşma şartlarını hâkim kılarak durdurulamaz bir döngü içine sokmuştur (Şekil 3.3) (Joseph 2009'a). Bu süreçte okyanuslar, yalnızca okyanus sularının ısı tutma

kapasitesi ve Dünya'nın iç kesiminde yayılan ısınn etkisi ile bir km'lik bir derinliğe kadar buzlarla kaplanmıştır. Bu süreç, mikroskobik deniz organizmalarının yalnızca deniz altı volkan bacaları çevresinde yaşayabilenler hariç çok büyük bir bölümü'nün ölümüne neden olmuştur (Hoffman ve Schrag, 2000).



Şekil 3.3: Croyogonian buzullaşması gelişim aşamasının şematik gösterimi (Hoffman ve Schrag, 2000'den düzenlenerek).

Sonraki evrelerde küresel soğuk ve kuru hava, buzulların gelişmesini ve ilerlemesini durdurarak çok rüzgârlı ve soğuk çöl bölgelerini meydana getirmiştir. Küresel ölçekte yağış şartları pek gerçekleşemediğinden volkanik aktivitelerden gelen CO₂'nin atmosferdeki yoğunluğu artmış, buna bağlı olarak atmosfer yavaş yavaş ısınmaya ve başlangıçta Ekvator bölgesindeki buzul alanları erimeye başlamıştır (Örneğin Atmosferdeki CO₂ konsantrasyonları, yaklaşık 10 milyon yıllık normal volkanik faaliyet sonucu 1000 kat artabilmektedir (Hoffman ve Schrag, 2000)). Gezegen ısınırken, ekvator çevresinde buharlaşan su kutup sahanlıklarında daha fazla kar birikimi sağlarken ekvator çevresi daha fazla ısı depolayarak küresel sıcakların daha da artmasına neden olmuştur. Bunların yanında buharlaşan su atmosferde CO₂ ile birlikte daha fazla sera etkisi yaratarak ısınma süreni hem kısaltmış hem de güçlendirmiştir (Şekil 3.4). Bu küresel buzullaşma sürecini Kambriyen ve Ordovisiyen dönemleri'nin büyük bölümünde sıcak koşullar takip etmiştir.



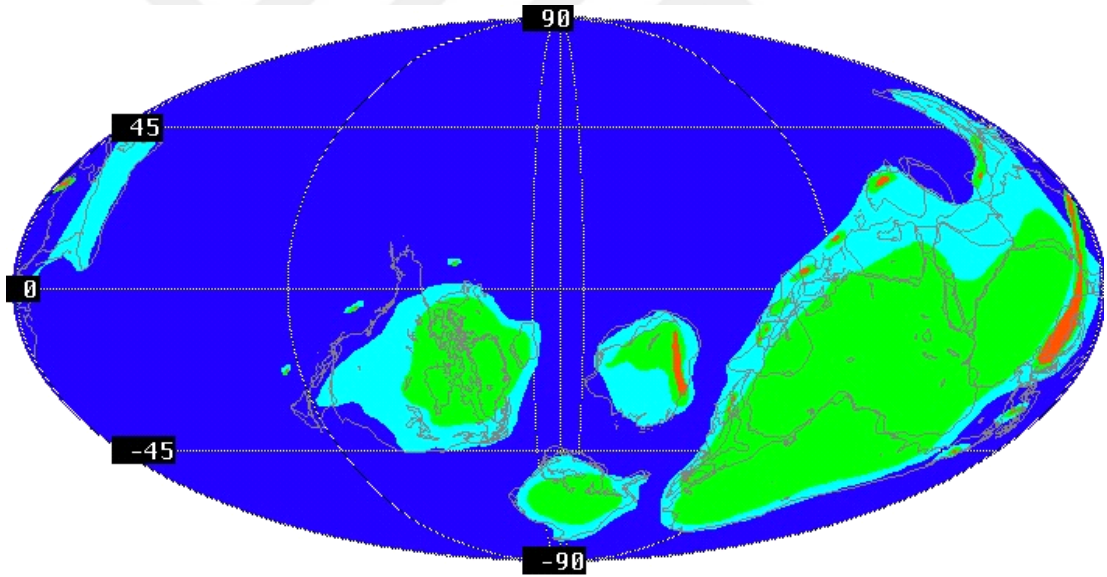
Şekil 3.4: Cryogenician buzullaşması ve sonrası'nın şematik gösterimi (Hoffman ve Schrag, 2000'den düzenlenerek).

'Kartopu Dünyası' adı ile de anılan Cryogenician buzullaşması, aynı zamanda, ilkel proto-hücrel yaşamın evrimini karmaşık çok hücreli yaşam formlarına dönüştürmede anahtar rol oynamış olabilir (Banik, 2011). Küresel soğuk iklime rağmen, muhtemelen ekvatorial kuşak çevresinde çok sayıda açık su adası vardı. Dolayısı ile bu kesimlerde, algler, siyanobakteriler ve diğer canlılar fotosentez yapmaya devam edebilecek iklim ortamına sahipti (McKay, 2000). Aynı şekilde, küresel buzullaşmalardan kaynaklanan çok sayıda yaşam formunun ölüp çürümesi ve CH_4 dahil olmak üzere çeşitli bakterilerin ayrışma ürünleri, atmosfere ve okyanuslara yayılmıştır. Bu tür unsurlardan salınan CH_4 ile (Bao vd., 2008) volkanik püskürmelerle açığa çıkan CO_2 ile birleştiğinde yerküre atmosferinde yeni bir sera etkisi yaratmıştır. Bununla birlikte, eriyen buzun çoğu yüksek miktarda oksijen içerdiğinden, okyanustaki oksijen seviyeleri artarak bu süreci dengelemiş olabilir (Canfield vd., 2007). Artan oksijen seviyeleri nedeniyle, birçok canlı türü oksijen tüketmeye ve CO_2 üretmeye geçiş yapmış olabilir. Çünkü Cryogenician buzullaşması sonrasında Dünya evrim tarihi açısından meydana gelen belki de en önemli süreç olarak ifade edilen kambriyen püskürmesi meydana gelmiştir.

3.2. Paleozoik Devir

3.2.1. Kambriyen Dönemi

Kambriyen döneminde kıtalar daha çok Güney yarımküre’de yoğunlaşmıştı (Şekil 3.5). En büyük kara kütlesi ise Gondwana (bugünün güney kıtalarının bir birleşimi) idi. İkinci en büyük kıta olan Laurentia, Şekil 58’de görüldüğü üzere süperkıtadan yeni ayrılmış ve Kuzey Amerika’nın çoğunu içeriyordu (Güneydoğu ABD, Afrika ve Güney Amerika arasında Gondwana’nın bir parçası olarak görülebilir). Gondwana ve Laurentia arasında Sibirya (ekvator’un hemen güneyinde) ve Baltica (İskandinavya, doğu Avrupa ve Avrupa Rusya) kıtaları yer almaktaydı. Avrupa’nın geri kalanı ve bugün Asya’nın çoğu, Gondwana’nın kuzey kıyılarını oluşturmaktaydı.



Şekil 3.5: Kambriyen başladığında, Rodinia her zaman bugün gördüğümüzle uyuşmayan küçük kıtalara parçalanmaya başladı. Yukarıdaki rekonstrüksiyonda Rodinia’nın hareketini göstermektedir. Yeşil, o zaman kara parçalarını, kırmızılar dağları, açık mavi sığ denizlerini, koyu mavi ise derin okyanus havzalarını belirtir. (Netlik açısından, günümüz kıtalarının ana hatları haritada gösterilmektedir) (Kaynak: <https://ucmp.berkeley.edu/cambrian/cambtect.html>).

Plaka tektoniği ile kıtaların pozisyonlarında görüldüğü üzere kutup noktalarında ve yüksek enlemlerde büyük kara parçaları yer almamaktadır. Kıtaların genel itibari ile ekvator çevresi ile düşük enlemlerde yerleştiği ve buna bağlı olarak da ekvator da ısınan kıtalar ve okyanusların küre üzerinde daha fazla ısı tutma

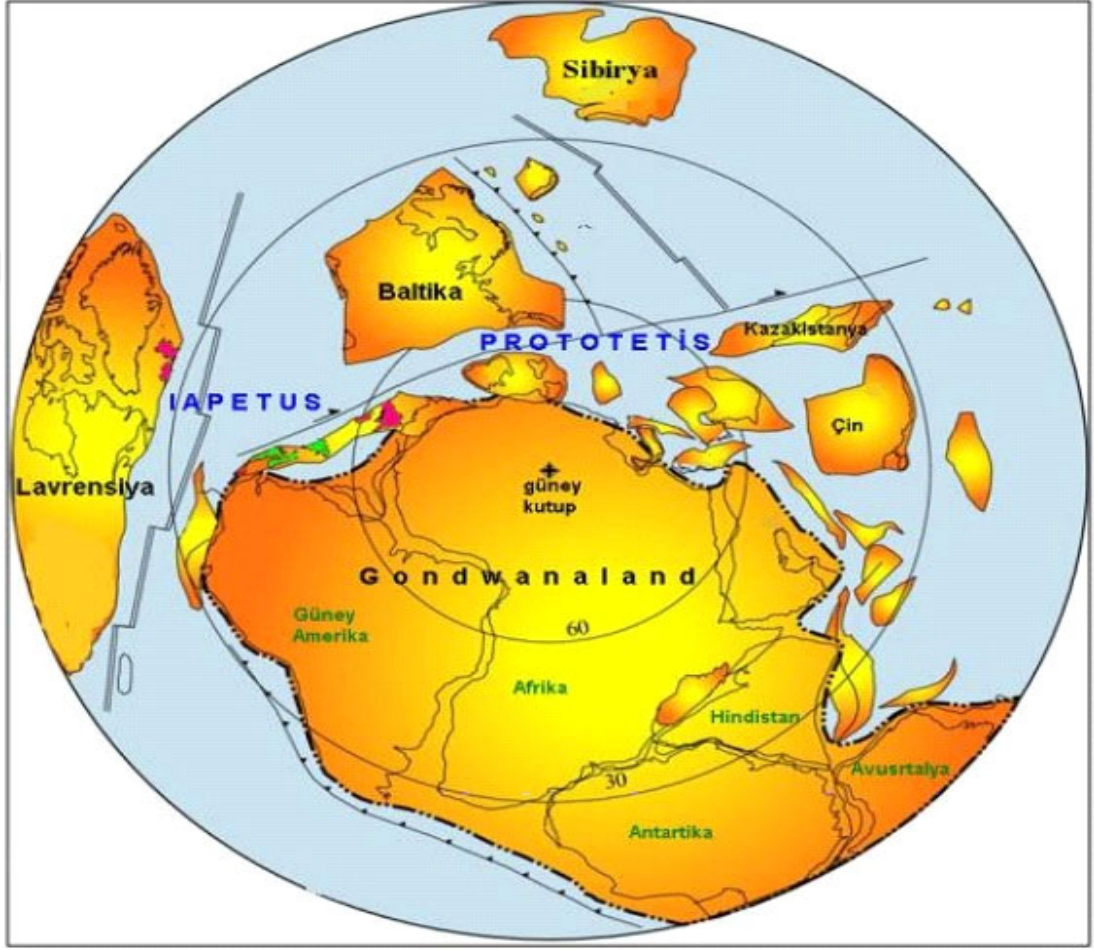
kapasitesine sahip olması ve bu ısıyı okyanusal sirkülasyonlarla eşit şekilde dağıtması dönem içerisinde buzullaşma şartlarının oluşumunu engellemiş tam tersine oldukça sıcak ve nemli iklim şartlarının yaşandığı bir Dünya ortaya çıkarmıştır.

Cryogenian buzullaşma döneminin sonlanmasından itibaren ve özellikle devamındaki erken Kambriyen döneminde buzullar eriyerek deniz seviyelerini oldukça yükseltmişti. Buna bağlı olarak birçok kıtanın nispeten alçak kesimleri sular altında kaldı ve Şekil 3.5'te görüldüğü üzere Dünya'nın birçok yeri okyanus ve denizlerle ile kaplıydı. Bu dönemde artan oksijen seviyeleri ve daha önceden oluşmaya başlayan ozon tabakası nedeniyle özellikle okyanus canlılığında çok büyük değişimler ve dönüşümler yaşanmıştır. Bu süreçte özellikle trilobitler gibi deniz omurgasızlarının yayıldığı ve geliştiği yeni habitatlar ortaya çıkmış, yaklaşık 540 milyon yıl'dan başlayarak, 5 ila 10 milyon yıl içinde Dünya okyanuslarında daha çok bölgesel olarak ortaya çıkan iki yönlü metazoa (çok sayıda ve birbirinden değişik biçim ve büyüklükte hücreden oluşmuş canlıları kapsayan hayvanlar aleminin bir alt alemi) çeşitliliği ve karmaşıklığı ile karakterize olan ve Kambriyen patlaması olarak da isimlendirilen bir süreç yaşanmıştır (Fortey vd., 1997; Conway, 2000)

3.2.2. Geç Ordovisyen Buzullaşması

Buzullaşma, Ordovisyen'in son aşaması olan Hirnantian döneminin erken zamanlarında (460 Milyon yıl) başlamış ve aynı dönemin geç zamanlarında (440 milyon yıl) son bulmuştur (Sheehan, 2001). Geç Ordovisyen buzullaşma izleri en yaygın olarak Kuzey Afrika'da tespit edilmiştir (Holland 1981, 1985; Legrand, 1985). Tillitler, morenler, buzul çizikleri vb. gibi buzul birikim ve aşınım izleri bölgede (Gine, Senegal, Moritanya, Mali, Cezayir ve Libya ve Arap Yarımadası'nda iyi şekilde korunmuştur (McClure, 1978). Buzul tabakasının kuzeyinde (Fas, Cezayir, Tunus, Moritanya, Libya), yer alan deniz yataklarında ve Türkiye'deki Toros dağlarında Geç Ordovisyen buzul izleri ortaya çıkarılmıştır (Destombes vd., 1985; Legrand, 1985; Monod vd., 2003). Yine bu döneme ait buzul birikim şekilleri Portekiz, İspanya, Fransa ve Almanya'da da yaygındır (Brenchley vd., 1991; Legrand, 1985).

Buzul aşınım ve birikim şekillerinin özellikle Kuzey Afrika ve çevresinde bulunmasının nedeni; Kambriyen döneminden itibaren kıtasal platformların özellikle Güney kutup dairesine doğru yönelmeleri ve Afrika kıtası'nın bu oluşan kutup kıtası'nın merkezinde yer almasından kaynaklanmaktadır (Şekil 3.6).



Şekil 3.6: Kambriyen döneminin sonları ve Ordovisyen dönemindeki kıtaların coğrafi pozisyonları (Kaynak: http://www.kursatozcan.com/ders_notlari/tarihsel_jeoloji/3_kambriyen.pdf).

Yaklaşık 20 milyon yıl süren bu uzun dönemli küresel iklim değişikliğinin altında yatan en önemli nedenlerden biri yine plaka tektoniğidir. Bölüm 2'de ifade edildiği üzere milyon yıllar mertebesinde etkiler yaratan; yavaş gelişen ve uzun dönemler boyunca yüzey albodo oranında etkiler yaran plaka tektoniği Geç Ordovisyen buzullaşmalarında oldukça önemlidir. Kambriyende nispeten sıcak iklim koşullarından sonra gerek atmosferdeki CO₂ miktarının azaltılması gerekse de kıtaların Afrika merkezli Güney kutup merkezine yerleşmeleri ile birlikte küresel

soğuma şartlarının önünü açmıştır. Kıtaların Güney kutup dairesinde toplanmış olmaları ve buna bağlı olarak buzullaşma şartlarını sağlamış, daha sonra ise buzulların elbedo oranlarının yüksek olması ile Dünya enerji dengesinde negatif bir blanço ortaya çıkarmıştır. Daha sonra ise buz-albedo geri besleme mekanizması ile küresel sıcaklıklar daha da düşmüş ve buzullar daha düşük enlemlere kadar ilerlemiştir. Tüm bunların yanında kıtaların uzun dönemli yer değiştirmeleri ile yerküre okyanuslarındaki akıntı sistemleri dolayısı ile ısı taşınımalarında büyük değişiklikler meydana getirerek buzullaşma sürecine pozitif bir geri besleme süreci ile de katkıda bulunmuştur (Çiner ve Sarıkaya, 2013).

Geç Ordovisyen buzullaşmaları beraberinde küresel bir çevre felaketi de yaratmıştır. Kambriyen döneminde var olan mutedil ve sıcak iklim şartlarına uyum sağlamış birçok tür bu buzul döneminde oldukça derinden etkilenmiştir. Buzullaşma döneminde okyanuslardan buharlaşan suların buzullarda birikmesi Geç Ordovisyen’de deniz seviyelerinde büyük düşüşler meydana getirmiştir. Buna bağlı olarak ise sığ denizlerde yaşayan birçok habitat'ın nesli tükenmiştir (Cocks ve Rickards, 1988). Sürece kendini adapte eden birçok tür ise buzul dönemi sonrasında meydana gelen ısınma ve deniz seviyelerindeki artışlara adapte olamayarak Geç Ordovisyen’de ikincil büyük oluş sürecini gerçekleştirdi. Bu süreçler ile yerküre üzerinde tüm canlılığın %85'inin nesli tükenmiştir (Sheehan, 2001). Bu yönü ile değerlendirildiğinde Dünya jeolojik tarihi boyunca meydana gelen kitlesel yokloluş süreçlerinde Permiyen kitlesel yokloluşundan sonraki en büyük yokloluş süreci olmuştur (Sepkoski, 1991).

3.2.3. Geç Karbonifer Buzullaşmaları

Kambriyen döneminden sonra evrimleşen ve özellikle Karbonifer döneminde yerküre’nin birçok kesimine yayılan kara bitkilerinin fotosentez yolu ile atmosferdeki CO₂ miktarını oldukça azaltmış oksijen oranını arttırmıştır. Bu türlü atmosferdeki gaz bileşimindeki değişimlere paralel olarak plaka tektoniği'nin ortaya çıkardığı etki ile Afrika, Arabistan, Avusturalya, Güney Amerika, Antarktika ve Hindistan gibi kara parçaları Güney kutup dairesi içerisinde Gondwana süperkıtasını meydana getirmişlerdir. Bahsedilen uzun dönemli etmen ve süreçlerle beraber 390-

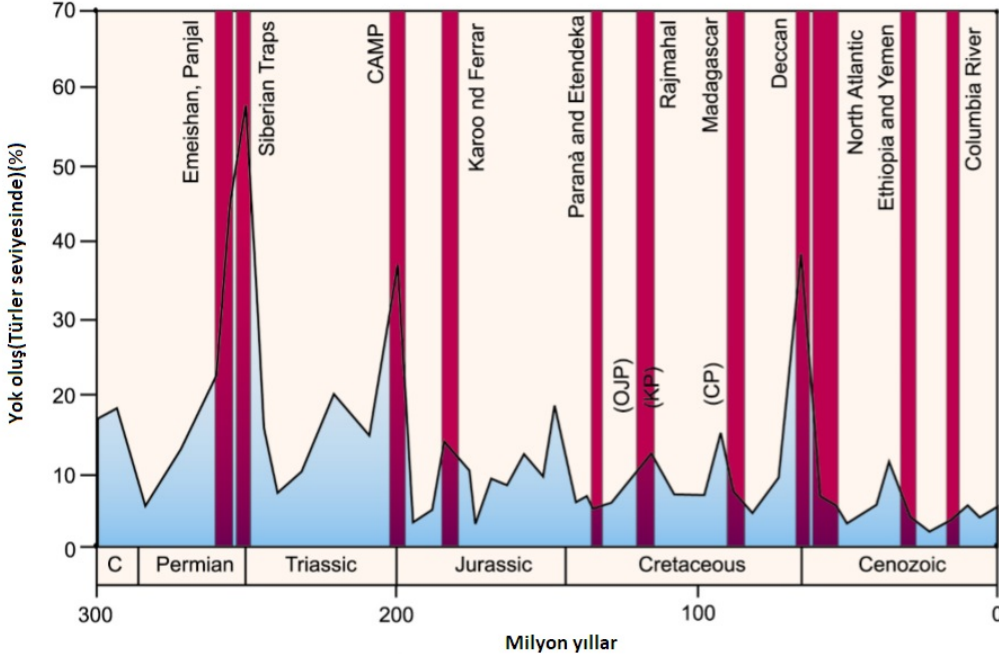
400 milyon yılları arası yaklaşık 10 milyon yıl önce bir buzullaşma dönemi yaşanmıştır. Bu buzullaşma sürecinin belki de en net ve ayrıntılı izlerini bugün Güney Afrika'da yer alan Karoo havzasında görülebilmektedir (Isbell vd., 2008). Bu nedenle Geç Karbonifer buzullaşmasına "Karoo Buzullaşması" olarak da bilinmektedir.

3.2.4. Permien Sera Dünyası ve Kitlel Yokoluşu

Dünya jeolojik tarihi boyunca birçok defa Dünya ikliminde değişiklikler meydana gelmiş bu süreçlere uyum sağlayamayan birçok flora ve fauna'nın yokolmuştur. Bu büyük yok oluşlardan ve Dünya'nın geçirdiği belki de en büyük çevre ve iklim felaketi büyük Sibiry volkanik püskürmesi ile meydana getirmiştir. Bu püskürmenin izleri bugün Sibiry coğrafyasının büyük bir bölümünü kaplayan Sibiry trapları üzerinde yapılan çalışmalar neticesinde ortaya çıkarılmıştır.

Bölgede bazaltik kayalar üzerinde yapılan Argon-Argon yaşlandırma çalışmaları neticesinde aktivitenin günümüzden yaklaşık olarak 251 milyon yıl önce gerçekleştiği ifade edilmektedir (Erwin, 1994; Benton ve Twitchett, 2003). Yine aynı döneme denk gelen Permo-Triyas'ta ise Dünya tarihi boyunca meydana gelen en büyük kitlel yok oluş süreci yaşanmıştır. Büyük Permien yok oluşuna sebep olarak ise son zamanlarda yapılan çalışmalar ile Sibiry büyük volkanik aktivitesinin sebep olduğu görüşleri ve tezleri öne sürülmektedir (Renne vd., 1995). Sibiry'da meydana gelen bu büyük volkanik aktivite aynı bölgede daha önce var olan ve gelişmiş büyük kömür yataklarını da tutuşturarak atmosfere salınan CO₂ ve SO₄ (Kükürt) gazlarının yoğunluğunu çok daha fazla arttırmıştır. Buna bağlı olarak salınan gazların yoğunluklarını yeniden yapılandırılarak oluşturulan modellemelerde her iki yarımküre'de olmak üzere özellikle Kuzey yarımküre'de büyük asit yağmurlarına sebebiyet verdiği gösterilmiştir (Black vd., 2014). Bunun yanında dönemin ortaya çıkan diğer bir özelliği ise büyük ozon tükenmesi olarak ifade edilmektedir (Black vd., 2014). Bu tür etkiler ve süreçler okyanuslara ve kara yüzeylerindeki birçok iklim unsurlarına etki ederek büyük bir yok oluş sürecini başlatmıştır. Yaklaşık 250 milyon yıl önce meydana gelmiş ve büyük bir volkanik aktivitenin tetiklemiş olduğu Permien yok oluşunda denizel canlıların yaklaşık

konulanan süperkita Pangea nedeniyle de bu küresel sıcak dönemin şartlarını daha ağırlaştırmış ve uzun dönemli olarak sürecin devam etmesini sağlamış olabilir.



Şekil 3.7: Kırmızı sütunlar kıtasal sel karakteri gösteren bazaltik volkanik aktiviteleri ifade etmektedir. Sürekli olan çizgiler ise büyük volkanik aktiviteler ile iyi bir korelasyon gösteren yok olan türlerin yüzdelik değerlerini göstermektedir (Saunders ve Reichow, 2009'dan çevrilerek).

3.3. Mezozoyik ve Tersiyer Dönemi

Permien Dönemi ile kıtaların birleşerek meydana getirdiği süperkita Pangea, Trias dönemi'nin büyük bölümünde varlığını sürdürmüştür. Permien yokloluş sürecini devamında sıcak iklim şartları varlığını devam ettirmiştir. Pangea

süperkıtası'nın kıyı kesimleri boyunca oldukça nemli ve yağışlı iklim şartları hüküm sürerken süperkıta'nın iç kesimlerinde ise nem kaynağından uzak olmanın ortaya çıkardığı süreç ile oldukça sıcak ve kurak iklim şartları meydana gelmiştir. Günümüze kıyasla ortalama 10°C kadar daha yüksek olan sıcaklıklara rağmen kıtaların bir arada bulunmasından dolayı küresel deniz seviyesi düşük kalmıştır (Çiner ve Sarıkaya, 2013). Plaka tektoniği mekanizması ile bir araya gelen ve milyonlarca yıl süren bu sıcak ve geniş alanlardaki kurak iklim koşulları Trias döneminin sonları itibari ile değişmeye başlamıştır. Trias-Jura geçişi sırasında Süperkıta Pangea ayrılmaya başlamış levha hareketleri ile Atlantik bölgesindeki yitim zonunda volkanik aktivite süreçlerini meydana getirmiştir. Bu dönemde kıtaların birbirinden ayrılması ile zayıflamış olan kıtasal kabuk çevresinden volkanik çıkışlar meydana gelmiş ve bu bölgede bir denizaltı dağ sırası oluşmuştur. Orta Atlantik Magmatik Bölgesi (CAMP)'sinden milyonlarca km³'lük CO₂ ve CH₄ çıkışı gerçekleşmiştir. Buna bağlı olarak okyanuslar hızlı bir asidifikasyon sürecine girmiştir. Tüm bunların yanında Atlantik bölgesinde meydana gelen dağ sırası nedeniyle deniz seviyeleri yükselmiş ve kıtaların kıyı kesimlerini sular altında bırakmıştır. Plaka tektoniği mekanizması ve bununla bağlantılı olarak ortaya çıkan deniz altı dağ sıralarının oluşumu ve okyanuslardaki asidifikasyon süreci ile Trias-Jura toplu yokoluş süreci meydana gelmiştir (Şekil 3.7).

Plaka tektoniği mekanizması ile Kratese dönemine kadar ve bu dönemde de birbirinden ayrılmaya devam eden kıtaların yitim kuşakları boyunca uzun dönemli volkanik aktiviteler devam etmiştir. Buna bağlı olarak kümülatif olarak artan CO₂ gazı atmosferde yoğunluklarını arttırarak küresel sıcaklıkları kratese sonuna kadar arttırmaya devam etmiştir (Kroonenberg, 2010).

Tüm bu süreçlerin yanında yaklaşık 65 milyon yıl önce Kratese-Tersiyer geçiş döneminde Dinazorlar başta olmak üzere yerküre üzerindeki birçok canlı türü yokoluş sürecine girmiştir (Şekil 3.7). Bu sürecin, Meksika'nın Yukatan Yarımadasına yaklaşık 10-15 km çapındaki bir gök taşının çarpması sonucunda ortaya çıktığı düşünülmektedir. Gök taşının çarptığı anda meydana gelen şok ve ısı dalgaları ile birlikte çok fazla orman yangınlarının ortaya çıktığı ve bunun yanında dönem boyunca atmosferde var olan CO₂ ile beraber okyanuslarda asidifikasyon

sürecinin meydana geldiği ve denizel canlılığın önemli bir bölümünün yok olmasına neden olduğu tezi öne sürülmüştür (Tyrrell vd., 2015). Ayrıca gök taşı çarpması ile Yukatan yarımadasındaki kraterde var olan anhidrit yataklarında buharlaşan S ve tozların atmosferde 8-10 yıllık süreçlerde Güneş ışığını kapatarak küresel bir soğuma döneminin ortaya çıktığı çeşitli araştırmalar ile desteklenmiştir (Pope vd., 1994). Bu yokoluş sürecinden bir kısım canlı kurtulmuş ve dinazor türlerinin büyük kısmının yok olması ile beraber sonraki süreçlerde yaşamlarını sürdürmüşlerdir. Var olan yokoluş sürecini plaka tektoniği mekanizmasının ortaya çıkardığı dolaylı iklimsel değişimler ile kratese döneminde yaşanmaya başlandığını ancak Kratese-Tersiyer geçiş dönemindeki gök taşı çarpma hadisesinin bu süreci hızlandırdığı ve birçok tür için yokoluş sürecini desteklediği de öngörülmektedir (Renne vd., 2013).

Kratese-Tersiyer döneminde meydana gelen küresel soğuk periyot ve bununla bağlantılı ortaya çıkan kitlesel yok oluş sürecinin ardından, iklim ısınma periyoduna girmiştir. Bu periyot Paleosen-Eosen döneminde daha şiddetli ve ani bir ısınma dönemi ile zirve yapmıştır. Bu ısınma sürecini bir kısım bilim insanı, okyanusların derinliklerinde büyük miktarlardaki CH₄ salınımlarının yaşandığı (Dickens vd., 1995, 1997) ve buna bağlı olarak hem okyanus sularının hemde atmosferin ısındığı görüşünü ileri sürerken (Thomas vd., 2004) bir kısım bilim insanı ise belkide konuyu daha kapsayıcı olarak Atlantik okyanusu derinliklerinde tutulan CH₄'ün bölgede meydana gelen büyük volkanik aktiviteler ile hem CO₂ hemde CH₄ oranlarını okyanus ve atmosfere yayarak bu süreci ortaya çıkardığı fikrini savunmaktadır. Yaklaşık 56 milyon önce meydana gelen bu süreç "Paleosen-Eosen Termal Maksimumu"(PETM) olarak da adlandırılmaktadır. Bu süreçte yine Plaka tektoniği mekanizması ile ayrılan kıta sahanlıkları arasındaki yitim zonlarında meydana gelen büyük volkanik aktiviteler önemli rol oynamış, küresel ölçekte iklim değişikliğinde yönlendirici bir doğal etmen olmuştur.

Eosen dönemi ile atmosferdeki CO₂ miktarı azalmaya başlamış ve sonraki süreçte yaklaşık 34 milyon yıl önce Eosen-Oligosen sınırında iklimde soğuma periyodu meydana gelmiştir. Yapılan çalışmalar neticesinde Eosen-Oligosen döneminde Antartika'da ilk buzullaşma döneminin meydana gelmesinde Plaka tektoniği ile beraber Avusturalya bloğu ile Antartika kıtası arasındaki geçişin ve

Drake boğazının açılması ile kıtayı çevreleyen soğuk akıntı sistemlerinin ortaya çıkması ve Antarktika kıtasının sıcak okyanus etkisinden uzak kalması ile meydana geldiği varsayılmaktadır (Kennett ve Watkins., 1976). Bu süreçte Antarktika buz tabakasının hızlı bir şekilde büyüdüğü ve en az 60 m'lik bir küresel deniz seviyesi düşüşüne neden olduğunu da ortaya konulmuştur (Zachos vd., 1996). Bununla birlikte, dönem içerisinde CO₂ miktarının düşmesinde Antarktika buzullarının en önemli etmen olduğu da ifade edilir (DeConto ve Pollard., 2003b). Eosen-Oligosen döneminde meydana gelen nispeten uzun ölçekli buzullaşmalarda Milankovitch döngülerinin de süreç içerisindeki dalgalanmalarda önemli etkilerinin olduğuda belirtilmelidir. Tüm bunların yanında kıtaların hareketleri ile meydana gelen orojenik hareketler ile yüksek dağ sistemlerinin yükselmeye devam etmiş, bu dönemde dağ kuşakları atmosferik sirkülasyonda ortaya çıkardıkları etkiler ile iklim değişikliği sürecinde etkili olmuşlardır (Dana, 1856; Flint, 1943; Hamilton, 1968; Gönençgil, 2008).

Daha sonraki dönemlerde (Geç Tersiyer), Geç Miyosen-Pliyosen geçişi sırasında özellikle Akdeniz havzası en büyük iklim ve çevre felaketlerinden birini yaşamıştır (Krijgsman vd., 1999). Trias döneminden itibaren Pangea parçalanmış ve özellikle Gondwana ile Lavrasya arasında Tersiyer döneminin başlarına kadar varlığını sürdürmüş ve bu dönemden itibaren kıtaların hareketleri ile birlikte Tetis okyanusu kapanmaya başlamıştır. Afrika ve Arabistan plakasını kuzeye yaptığı hareketle bugün İspanya ve Fas arasında yer alan Akdeniz ve Atlantik arasındaki geçiş kapanmıştır (Hsü vd., 1977). Buna bağlı olarak Akdeniz ile diğer okyanuslar arasında su alışverişi ortadan kalmıştır. Tüm bu plaka tektoniği mekanizmasına paralel olarak Dünya'nın Güneş çevresinde yaptığı yörünge hareketlerindeki değişimlerde iklimsel anlamda Akdeniz havzasında aşırı buharlaşma şartlarının görüldüğü iklim koşullarının ortaya çıkmasını sağlamıştır .Bu tür süreçlerin beraber hareket etmesi ile Akdeniz'de aşırı buharlaşma ve buna bağlı olarak ise jips, anhidrit ve kaya tuzu gibi buharlaşma süreci ile beraber ortaya çıkan unsurlar Akdeniz havzasında yaklaşık 2 km kalınlık oluşturacak şekilde çökelmişlerdir (Benson vd., 1991). Pliyosen'in geç dönemlerinde ise Kuzey ve Güney Amerika'nın birleşmesi ile birlikte Atlas okyanusu ile Atlantik okyanusu arasındaki bağlantının ortadan kalması

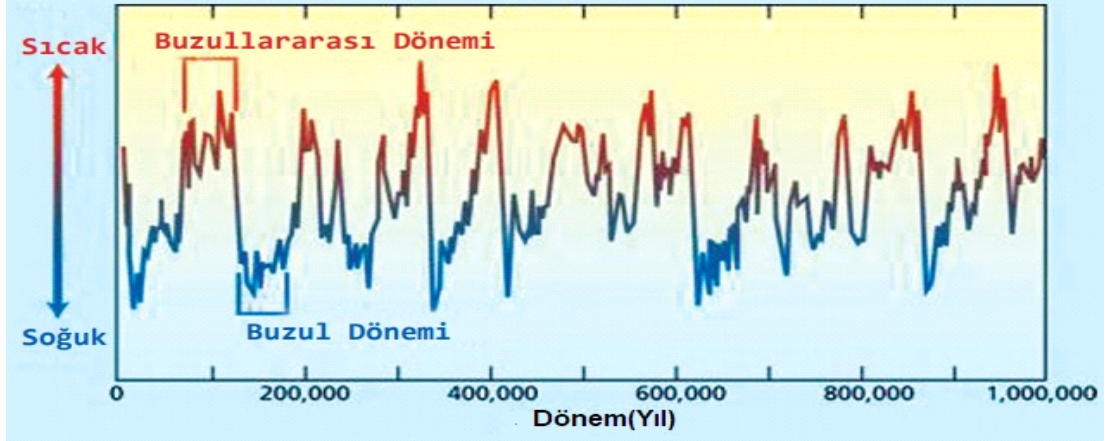
özellikle Atlantik'te Gulf Stream olarak bilinen bir termohalin sirkülasyonu ortaya çıkarmıştır. Bu süreç ise özellikle Orta ve Kuzey Atlantikte su sıcaklıklarını arttırmış ve yüksek buharlaşma nedeniyle kutuplarda ve yüksek enlemlerde daha fazla kar birikimi ve buzullaşma meydana getirmiştir. Bu ise Buz-Albedo geri besleme mekanizmasını tetikleyerek küresel ölçekte iklimde soğuma sürecini hızlandırmıştır. Önceki jeolojik tarihlerde başlayan ve Tersiyer döneminde de yükselimine devam eden Himalaya dağ silsilesi ile Güney ve Güneydoğu Asya'da muson sistemi güçlenmiş bu da atmosferdeki CO₂ miktarını düşürerek iklimsel soğumaya katkıda bulunmuş olabilir. Bu periyodu takip eden süreçte yaklaşık 2,58 milyondan yani Kuvaterner döneminden itibaren küresel ölçekte gerçekleşme frekansları açısından oldukça sık ve bahsedilen küresel iklim değişim süreçleri ile kıyaslandığından nispeten daha kısa dönemli buzul (Soğuk) ve buzularası (Sıcak) dönemler birbirini takip etmiştir.

3.4. Kuvaterner Dönemi

Holosen ve Pleistosen dönemlerini içeren Kuvaterner Dönemi, Dünya ikliminin jeolojik tarihi ile kıyaslandığında çok sık aralıklarla buzullaşma dönemlerinin yaşandığı ve İnsanın Dünya yüzeyinde ortaya çıktığı son 2,588 milyon yıllık süreci kapsamaktadır (Turoğlu, 2011).

3.4.1. Pleistosen

Kuvaterner'in ilk dönemi olan Pleistosen'de buzul (soğuk) ve buzularası (sıcak) dönemler ardı ardına birbirini tekrarlamıştır (Şekil 3.8). Erken pleistosen'den itibaren meydana gelen buzul dönemleri 41.000 yıllık, son 1 milyon yıldan itibaren ise 100.000 yıllık döngüler izlemiştir (Muller ve McDonald., 1997).



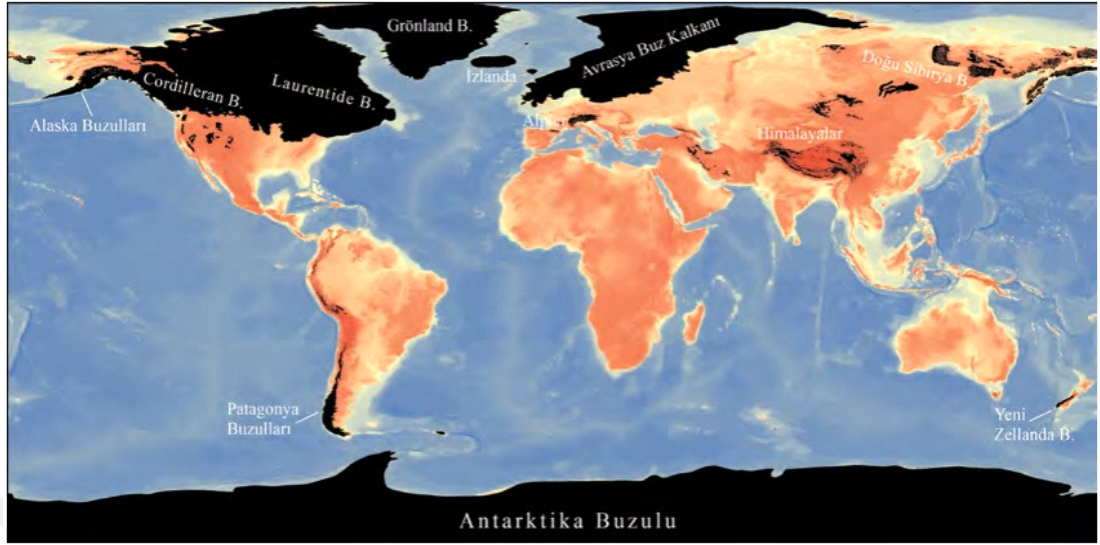
Şekil 3.8: Son 1 milyon yıl içerisindeki buzul ve buzularası çağları (Kaynak: <http://serc.carleton.edu/eslabs/cryosphere/4a.html>).

Pleistosen bölümünde buzul ve buzul arası çağlarının ortaya çıkmasında en temel sebebin Milankovitch Döngüleri olduğu görüşü hakimdir (Hays vd., 1976). Dünya'nın Güneş çevresindeki yörüngesel değişimlerini ve kendi etrefinde dönerken ortaya çıkan değişim süreçlerini tanımlayan Milankovitch döngüleri ile yörüngesel eğikliğin arttığı, eksenel eğim açısının azaldığı ve farklı yarımküre'lerde yalpalama hareketinin uygun mevsimsel şartlar sağladığı durumlarda buzullar daha Güney enlemlere ilerlemiş, dağ buzulları daha alçak seviyelere inerek buzul dönemlerini ortaya çıkarmıştır. Tam tersi şartlarda ise Dünya ikliminde ısınma süreçleri gerçekleşmiş, buzullar gerilemiş ve buzularası dönemler yaşanmıştır. Pleistosen'de ortaya çıkan ve bir iklimsel salınım sistemini ifade eden bu süreçlerin ortaya çıkışında bahsedilen mekanizmalara ek olarak birçok doğal etmende katkıda bulunmuştur. Özellikle plaka tektoniği ve bunun ortaya çıkardığı okyanusal termohalin sirkülasyonunda meydana gelen değişimler ile çeşitli faktörlere bağlanabilecek atmosfer kimyasında ortaya çıkan değişimler de iklim salınımlarına etkiye bulunmuştur. Tüm bunların yanında levha hareketleri ile Tersiyer dönemden itibaren yavaş yavaş Kuzey yarımküre'de yoğunlaşmaya başlayan kara kütleleri, küresel soğumayı tetikleyen diğer doğal etmenlere ek olarak buz-albedo mekanizmasının daha fazla güçlenmesine ve iklimsel değişimlere daha hızlı tepkiler vermesini sağlayarak Pleistosen buzullaşmasında kritik rol üstlenmiş olabilir. Kuvaterner döneminde meydana gelen buzullaşma süreçleri ile Milankovitch döngüleri

arasındaki ilişki ve iklim mekanizmaları üzerinden ortaya çıkan değişimler Bölüm 2'de daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Pleistosen içerisinde 4 ana buzullaşma dönemi (Günz, Mindel, Riss ve Würm) ve bu buzul dönemlerini birbirinden ayıran birçok buzul arası dönemler belirlenmiştir. En son ve en şiddetli buzullaşmalar günümüzden yaklaşık 21.000 yıl önce LGM'de meydana gelmiştir (Mix vd., 2001). Belirtilen buzul dönemlerinde Antarktika ve Grönland gibi kıtasal buzul sahalarında buzul kalınlıkları'nın 3 km'lere kadar ulaştığı, kıtasal buzulların yer yer 40-50 ° enlemlerine kadar ilerdiği ve buharlaşan suyun buzullarda birikmesi nedeniyle deniz seviyelerinin bugüne göre 120 m daha düşük olduğu tahmin edilmektedir. Güney yarımküre'de ise yüksek And dağlarında ve özellikle Antarktika kıtasal buzul sahanlığına yakın olan Güney Amerika'nın güney bölümlerinde ve Yeni Zelanda gibi ülkelerde Pleistosen buzullaşmalarından etkilenmiştir (Şekil 3.9).

Buzul dönemlerinde genel itibari ile atmosferdeki su buharının nispeten az olması ve ortaya çıkan basınç gradyan farklılıklarının fazla olması nedeniyle kurak ve oldukça rüzgârlı iklim şartları hâkim olmuştur. Bu süreçte ise Anadolu da ise çeşitli iklim ve atmosferik unsurlardaki değişimlere bağlı olarak nispeten yağışlı ve serin iklim koşulları ile karakterize olmuştur (Turoğlu, 2011). Pleistosen'de meydana gelen buzul dönemlerinde Anadolu'da yağışlı ve serin iklim şartlarının bir getirisi olarak yeni göller meydana gelmiş, var olan göllerde su seviyelerinde yükselmeler yaşanmış ve Toros, Doğu Karadeniz Dağları, Güney Doğu Toroslar vb. yüksek dağlık kuşaklar üzerinde yer alan vadi buzulları daha alçak seviyelere kadar inmiştir. Anadolu'daki yüksek dağlık kütlelerdeki buzullaşmalara ait aşınım ve birikim şekilleri günümüzden yaklaşık 14.000 yıllara kadar uzanmaktadır (Çiner ve Sarıkaya, 2013).



Şekil 3.9: LGM dönemi buzulları'nın maksimum yayılım alanları. Siyah bölgeler buzul alanlarını göstermektedir (Sarıkaya, 2012).

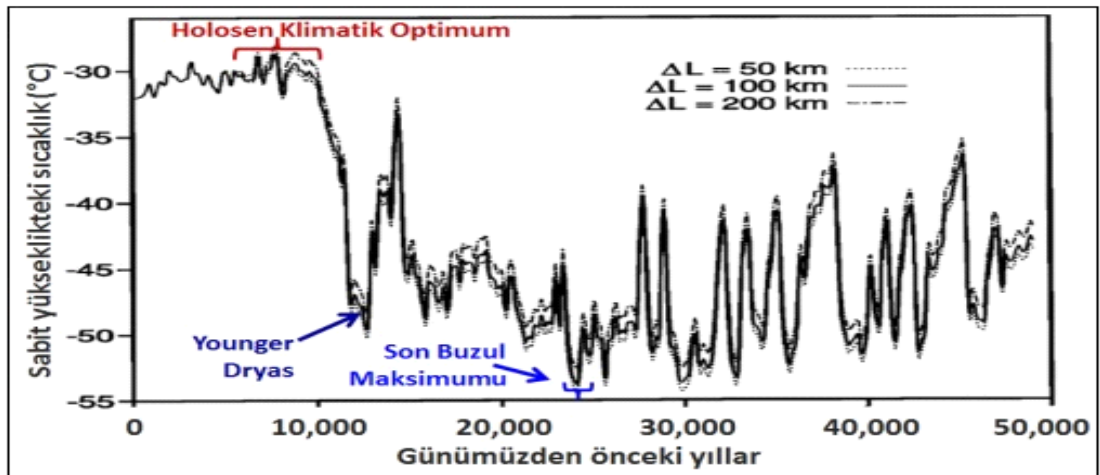
LGM'den sonra yörünge parametrelerinde meydana gelen değişimlere paralel olarak yerküre'de sıcaklıklar artmaya buna bağlı olarak buzullar geri çekilmeye başlamıştır. Eriyen buzul suları bugün Kuzey Amerika'da bulunan Büyük Göller Bölgesi ve çevresinde büyük Agassiz gölünü meydana getirmiştir. Sonraki süreçlerde ise bu göl'den Atlas okyanusuna bir gidegen açılmış ve tatlı ve soğuk sular Güney'den gelen Gulf Stream'ın sıcak ve tuzlu suları ile karışarak Atlantik'deki termohalin sirkülasyonunu sekteye uğratmıştır. Buna bağlı olarak Kuzey ve Batı Avrupa kıyıları ve dolaylı olarak da atmosferik dolaşım yapısını etkilemesi ile beraber, LGM'den itibaren başlayan ısınma sürecini yaklaşık 12.9 ila 11.7 binyıl önce kesintiye uğratmıştır (Rasmussen vd., 2006). Yaklaşık 1000 yıl süren bu dönemde sıcaklar Kuzey yarımküre özelinde büyük düşüşler yaşamış ve Avrupa'nın ve Kuzey yarımküre'nin orta ve yüksek enlemlerindeki dağlık sahalarda buzullar tekrardan ilerlemeler kaydetmişlerdir. Younger Dryas döneminde sıcaklıklar Avrupa ve Kuzey Amerika'da günümüz sıcaklıklarına nazaran 2-6°C daha soğuk olmuştur (Barron vd., 2003; Kaufman vd., 2010; Kienast ve McKay, 2001; Brauer vd., 1999; Genty vd., 2006; Heiri vd., 2007; von Grafenstein vd., 1999). Küresel iklimde ısınmaya karşı gelişen bir geri bildirim mekanizması ile yaklaşık 1000 yıl süren bu kısa süreli iklim değişikliği'nin bir başka kısa dönemli etki yaratan doğal etmen tarafından tetiklendiği görüşleri bulunmaktadır. Younger Dryas dönemine ait

Grönland buz karotlarından elde edilen sonuçlarda amanyum ve nitrat çökeltilerinin tespit edilmesi edilmesi bu dönemde bir gök taşı çarpmasının meydana geldiği ve kısa süreli ve ani gelişen bu soğuk periyodu tetiklediği düşüncesi de öne sürülmüştür (Carlson, 2013).

Younger Dryas döneminde Dünya'nın çeşitli yerlerinde onlarca hayvan türü ortadan kalmıştır. Bu kısa dönemli ve ani gelişen soğuk periyot aynı zamanda dönemlerde Natufian ve Clovis gibi kültür ve medeniyetinde ortadan kalmasına ve/veya bulundukları konumlardan göç ederek oluşturdukları kültür ve medeniyetlerin sonlanmasına neden olmuştur.

3.4.2. Holosen Dönemi

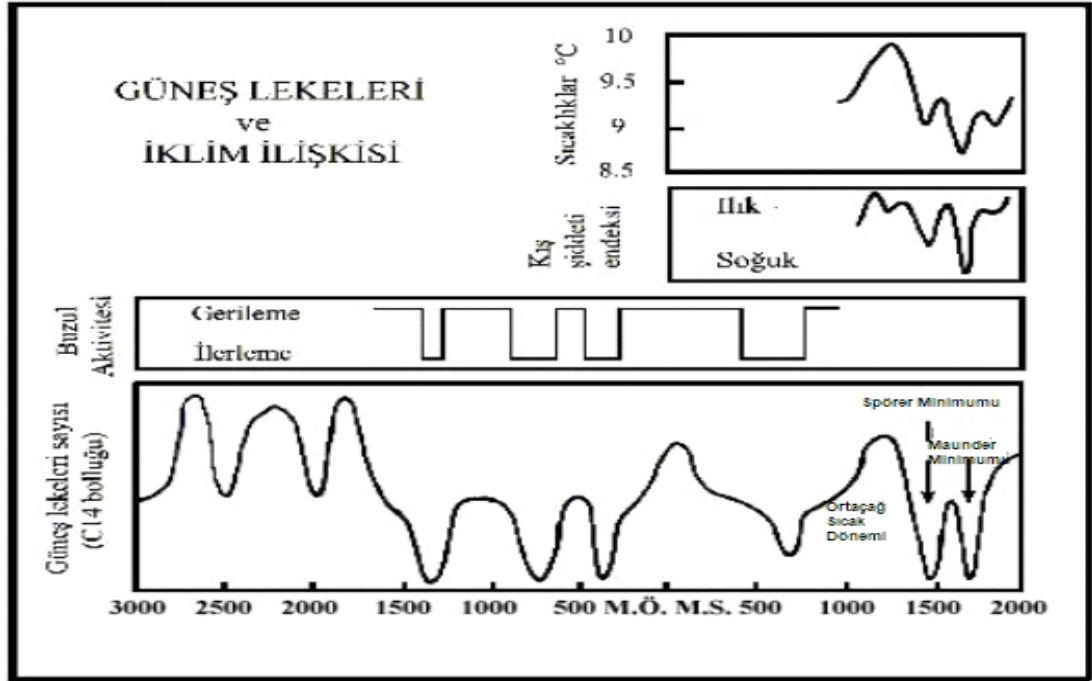
Grönland buz çekirdeklerinden elde edilen veriler ile yapılan çalışmalarda özellikle presesyon etkisi ile günümüzden yaklaşık 10.000 yıl önce yaz aylarında atmosfere ulaşan Güneş radyasyonu miktarı Kuzey yarımküre'de daha fazlaydı. Süreci takiben özellikle Kuzey yarımküre'de bu etki daha da artarak 9000-5000 yılları arasında Holosen Klimatik Optimumu'nu meydana getirdi (Şekil 3.10). Bu dönemde Avrupa ve çevresinde sıcaklıklar 8-10°C kadar artış göstermiş (Gönençgil, 2008), insanlar tarımsal hayata geçişi hızlanmış ve Dünya'da ilk büyük medeniyetlerin ortaya çıkmasında etkili olmuştur.



Şekil 3.10: Grönland buzul kalkanından çıkarılan buz karotlarının $\delta^{18}\text{O}$ ölçümlerine göre, Grönland'da Würm buzul çağıının Son Buzul Maksimumu ve Younger Dryas soğuması ile Erken Holosen Klimatik Optimum (sıcak) dönemlerini de içeren son 50 bin yıldaki dolaylı sıcaklık değişimleri (Türkeş, 2013).

Bu dönemden itibaren meydana gelen iklim değişikliklerinde zamansal aralığın oldukça azaldığı ve buna bağlı olarak daha uzun ölçeklerde etkiler yaratan Milankovitch döngüleri yerine daha kısa süreli ölçeklerde iklimsel değişim yaratan, Güneş'te meydana gelen değişkenlikler, volkanik püskürmeler, ENSO olayları vb. gibi doğal etmenler etkili olmuştur.

M.S. 800-1300 yılları arasında Güneş leke sayılarındaki büyük artışlar Güneş'ten Dünya'ya gelen solar radyasyon miktarını arttırmış buna bağlı olarak iklim sistemi içerisinde belli bazı geri besleme mekanizmaları ile bu dönemde yerküre ikliminde bir sıcak periyodu ortaya çıkarmıştır (Şekil 3.11).



Şekil 3.11: M.Ö. 3000-M.S. 2000 yılları arasında Güneş lekeleri sayıları ile buzul aktivitelerinde görülen salınımlar (Kaynak: http://www2.sunysuffolk.edu/mandias/lia/possible_causes.html).

Sıcak orta çağın devamında ise Güneş lekelerinde büyük düşüşler meydana gelmiş buna bağlı olarak ise yerküre'nin Güneş'ten aldığı enerji miktarı düşmüştür (Şekil 3.12). Güneş'te meydana gelen değişimlerin yanında volkanik püskürmeler de atmosferde bol miktarda H₂SO₄ meydana getirerek albedo miktarını arttırmıştır. Temelde bu süreçler yaklaşık 1400-1850 yılları arasında gerçekleşen ve Küçük Buzul Çağı olarak da isimlendirilen 450 yıllık bir soğuk periyodu ortaya çıkarmıştır.

LIA'da Küresel ortalama sıcaklıklar bölgesel ölçekte daha fazla olmak üzere düşmüş ve buzullar yeniden ilerleme göstermiştir. Küresel sıcaklıkların azalış gösterdiği LIA'da özellikle yüksek enlemlere yakın bölgelerde ve ülkelerde tarımsal üretiminin yapılamaması açlık ve kıtlıkların ortaya çıkmasına bu süreçle bağlantılı olarak büyük nüfus hareketleri, sosyal ve psikolojik huzursuluklar ortaya çıkarmış, büyük sonuçlar üreten siyasal gelişmelerin ortaya çıkmasında etkili olmuştur (Gönençgil, 2008).

1850-1900'lü yıllardan itibaren ise Dünya'da sıcaklıklar artışa geçmiştir. Yine Güneş lekelerine bakıldığında 1900'lü yılların orta ve geç dönemlerine kadar arttığı göze çarpmaktadır. Bu ısınma sürecinde Güneş lekelerinin etkisini görmek mümkündür. Hakeza 1991 yılında püsküren Pinatuba volkanı artan sıcaklık trendlerine ters olarak küresel sıcaklıklarda düşülere neden olmuştur. Yine Dünya'nın en sıcak yıllarından ikisi olan 2015 ve 2016 yıllarında da El-Nino olayları meydana gelmiş artan sıcaklık trendlerine pozitif etki ederek bu yılların tüm Dünya'da daha sıcak geçmesinde önemli rol oynamıştır (Hu ve Federov, 2017). Ancak Özellikle 2000'li yıllardan itibaren azalan Güneş aktivitesine karşın küresel sıcaklıklardaki artış temel süreç antropojenik süreçlerden kaynaklanmaktadır. Sanayi devrimi ile artan sera gazı emisyonları Dünya'nın doğal döngüsünde zaman zaman yaşamış olduğu atmosferik kimyanın değişmesi sürecini bugün insanoğlunun ortaya çıkardığı sera gazları görebilmekteyiz.

Sonuç olarak Dünya jeolojik tarihi boyunca iklim değişiklikleri birçok defa meydana gelmiş, bazı değişim süreçlerinde yerküre üzerinde neredeyse tüm canlılığın ortadan kalkmasına kadar gidecek çevre felaketleri yaşanırken bazı değişim süreçlerinde ise nispeten daha az etkiler ile yaşandığı görülmektedir. Bir diğer önemli nokta ise Prekambriyen dönem ile Holosen dönemleri arasında meydana gelen iklim değişikliklerini ortaya çıkaran husuların tezin 2. Bölüm'ünde açıklanan uzun dönemli iklim değişikliği yaratan doğal etmenler ile tetiklendiği, Holosenden itibaren ise tezin 1. bölümünde mekanizmaları ile anlatıldığı kısa süreli iklim değişikliklerine neden olan doğal etmen ve süreçler ile tetiklendiği görülebilmektedir.

DEĞERLENDİRME VE SONUÇ

Değerlendirme

Bu çalışmada Dünya jeolojik tarihi boyunca meydana gelen iklim değişiklikleri'nin doğal nedenleri ve ortaya çıkardıkları süreçler incelenmiştir. Her bir doğal etmen ayrı ayrı değerlendirilip, ortaya çıkardıkları değişim süreçleri ve bu süreçlerde diğer doğal etmenlerin katkılarına da değinilmiştir. Çalışmanın akışına uygun olarak sonuçlar şu şekilde ifade edilebilir.

Güneş radyasyonu veya ışıınımı Güneş'te meydana gelen kısa dönemli değişimler ile küçük miktarlar da değişse dahi UV ışıınımı nedeniyle atmosferin üst bölümlerinde güçlü ozon reaksiyonları ve yüksek jeomanyetik aktivite ile atmosferin yüksek ve orta bölümlerinde artan Güneş aktiviteleri ile ısınmaktadır. Bu sürecin yanında stratosfer katmanında meydana gelen ısınma ile atmosferik sirkülasyonun önemli unsurlarını etkileyerek küresel ve özellikle bölgesel iklim değişikliklerin yaşanmasında oldukça önemli rol oynadığı görülmüştür. Güneşte meydana gelen daha uzun dönemli değişiklikler de 15-19 yy. arası yaşanmış olan LIA gibi önemli iklimsel değişim süreçlerini tetikleyen en önemli unsurlar olmuştur. Güneş çevrimleri'nin doğrudan etkilerinin yanında birtakım dolaylı etkiler ile de yerküre ikliminde ve iklim değişikliklerinde önemli etkiler yapmaktadır. Güneş çevrimleri ile alakalı olarak artan Güneş etkinitesi, GCR'lerin atmosfere girişlerini azaltarak düşük bulut oluşumlarına sebebiyet vermesi veya tam tersi durumda ise alçak bulut oluşumunu arttırması gibi dolaylı etkileri ile küresel sıcaklık değişimlerinde negatif veya pozitif etkilerde bulunabilmektedir.

Çeşitli zaman ölçeklerinde meydana gelen volkanik püskürmeler ile açığa çıkan SO₂ gazlarının atmosferde girdikleri reaksiyonlar sonucunda H₂SO₄ aerosollerine dönüşerek atmosferdeki albedo oranını arttırmış ve buna bağlı olarak yeryüzeyine Güneş radyasyonu'nun gelişini engellenmiştir. Atmosferde görece kısa süreli olarak bulunan bu H₂SO₄ aerosolleri nedeniyle yerküre iklimine kısa süreli soğuk iklim şartları yaşanmıştır. Toba, Tambora, Krakatua gibi volkanların püskürmeler ile bu tür kısa dönemli ve soğuk iklim şartları ortaya çıkmıştır. Bu değişim süreçlerinde H₂SO₄ aerosolleri dolaylı yollarla da özellikle bölgesel iklim

üzerinde çok önemli sonuçlar ortaya çıkarmıştır. Özellikle ekvator çevresinde püsküren volkanlardan çıkan SO₂ stratosfer katmanında H₂SO₄ aerosolleri olarak gelen Güneş ışığı'nın bir kısmını absorbe ederek bölgesel statosferik ısınmaya neden olmuştur. Bu da küresel olarak staratosfer katmanında sıcaklık gradyan farklılaşmasına neden olarak polar vorteks yapılarının ve dolaylı olarak da NAO'yu etkilemiş ve özellikle Kuzey yarımküre'de basınç dağılım desenlerinin yeniden dağıtılmasını sağlamıştır. Bu volkanik püskürmelerden atmosfere yayılan küller ise, atmosferik hadiseler ve kütleli ağırlıkları nedeniyle atmosferde oldukça kısa bir süre durabildiklerinden küresel iklim üzerindeki etkileri H₂SO₄ aerosollerine göre oldukça az ve daha bölgesel kalmıştır.

2-7 yıllık çevrimler ile tropikal-sutropikal Pasifik bölgesinden Hint okyanusu'na doğru atmosfer ve okyanus arasındaki geniş ölçekli etkileşimin bir sonucu olarak gelişen ENSO olayları, küresel iklim sisteminde kısa süreli bölgesel iklim değişiklikleri meydana getiren en önemli doğal etmenlerden biridir. Orta ve Batı Pasifik'te sıcak okyanus suları ile karakterize olan El-Nino sürecinde Güney Amerika, Avustralya ve Muson Asyası başta olmak üzere bu sürecin ortaya çıktığı Tropikal Pasifiğe uzak olan kesimlerde de önemli iklim değişiklikleri ortaya çıkarmaktadır. Aynı durum Batı Pasifik'te soğuk sular ile karakterize olan La-Nina dönemleri içinde geçerlidir. Bölgesel olarak yağış ve sıcaklık etkilerinin yanında üst troposferde rosbby dalgasında değişimler yaratarak bölgesel iklim değişikliğinde belirleyici bir etmen olan NAO sisteminin de değişmesini tetiklemektedir. Bu çerçevede düşünüldüğünde tropik Pasifikte okyanus-atmosfer arasındaki geniş ölçekli basınç salınımları küresel basınç salınımlarına dolayısı ile sıcaklık ve yağış dağılımlarının yeniden şekillenmesinde önemli bir yere sahiptir. 2014-2016 yılları arası meydana gelen küresel sıcaklık rekorları'nın en önemli nedenlerinden biri de bu 2 yıldaki güçlü El-Nino olayları olmuştur.

Dünya iklim sistemi içersinde önemli bir yere sahip olan NAO özellikle bölgesel basınç paternlerin dağıtılmasında, yağış ve sıcaklık şartlarının değişikliğinde oldukça önemli bir yere sahiptir. Kendi iç mekanizmaları ile yıldan yıla hatta haftadan haftaya değişebilmekte ve özellikle Kuzey Atlantik ve bu okyanusu çevreleyen kıtalar üzerinde bölgesel iklim değişiklikleri üzerinde en baskın

unsurlardan birisi olduğu görülmektedir. Ortaya çıkardığı etkiler bakımından oldukça kısa süreli bir tesir yaratmaktadır. NAO'nun diğer başka etmen ve süreçler tarafından da değişikliğe uğratılmaktadır. Örneğin Küçük Buzul Çağı sırasında Güneş aktivitesi'nin azaldığı dönemlerde NAO'un negatife fazlara meylettiği ve buna bağlı olarak Avrupa kıtası üzerinde basınç paternlerinde önemli değişimlere ek katkı yaptığı bilinmektedir. Benzer şekilde volkanik aerosollerin stratosfer katmanında ortaya çıkardığı ısınmanın polar vortex yapısını güçlendirdiği bunun ise NAO'yu şekillendirdiği de ortaya koyulmuştur. Bu nedenle NAO'nun diğer başka etmen ve süreçlere nasıl yanıt verdiğinin daha iyi anlaşılması, iklim değişkenliği ve değişimi konusundaki tartışma için çok önemlidir.

Dünya jeolojik tarihi boyunca meydana gelen gök taşları, önemli iklim değişiklikleri ve yokoluş süreçlerini ortaya çıkarmıştır. Çarpışma neticesinde yeryüzeyinden kaldırdığı tozları atmosfer katmanları boyunca yayarak Güneş ışınları'nın yeryüzeyine gelişini engellemiş ve kısa süreli olmak üzere önemli soğuma dönemlerini ortaya çıkarmıştır. Günümüzden yaklaşık 65 milyon yıl önce Kratase-Tersiyer geçisi sırasında meydana gelen bir gök taşı çarpma hadisesi ile atmosfere milyonlarca ton SO₂ ve toz salınmış ve küresel bir soğuma dönemine girilerek dinazorlar dahil olmak üzere birçok canlı türü yokolmuştur.

Plaka tektoniği, yerküre ikliminde uzun dönemler boyunca kara ve denizlerin dağılımını değiştirmesi ile doğrudan etkili olmuştur. Yerküre üzerinde kara ve denizlerin enlemsel dağılımı, ekvator veya kutup noktalarına yakın konumlarda yoğunluk kazanması, albedo oranını değiştirerek Dünya enerji dengesi üzerinde büyük rol oynamıştır. Prekambriyen dönemden itibaren kıtasal platformların yer değiştirmesine bağlı olarak sıcak ve soğuk dönemler yaşanmıştır. Örneğin Geç Ordovisyen buzullaşmaları sırasında kıtaların büyük çoğunluğunun Güney kutup dairesinde toplanması ile büyük buzullaşmalar ve küresel iklimde bir soğuma dönemi yaşanmıştır. Hakeza Kambriyen döneminde ise kıtaların genel itibari ile ekvator çevresinde toplanması, diğer doğal etmenlerle beraber sıcak iklim şartlarının hâkim olduğu bir zaman dilimini ortaya çıkarmıştır. Plaka tektoniği ve iklim arasındaki önemli bir husus ise kıtaların görece olarak yavaş hareketi nedeniyle, iklim üzerinde ortaya çıkardığı değişim süreçleri de yavaş gerçekleşmesi ve uzun dönemler boyunca

devam etmesidir. Mezozoyik dönemden itibaren Avusturalya ve Antarktika kıtaları'nın birbirinden ayrılması ile Güney kutup dairesine yerleşen ve diğer kıtalardan izole olan Antarktika için yaklaşık 33 milyon önce ilk buzullaşma şartları ortaya çıkmış ve bu şartlar günümüze kadar varlığını sürdürmüştür. Burada bir kara parçasının yüksek enlem veya kutup noktalarındaki varlığı'nın buzullaşma şartlarının oluşumunu için kritik bir öneme sahip olduğunu açıkça görülebilmektedir. Pangea süperkıtasının parçalanması ile Kuaterner döneminde kadar olan süreçte kıtaların daha çok Kuzey yarımküre'de ve yüksek enlemlere doğru hareket etmesi ile son 2,58 milyon yıldan holosen dönemine kadar olan süreçteki buzullaşma dönemlerine, Milankovitch döngülerine ek albodo etkisi ile katkıda bulunduğu ifade edilebilir. Bunun yanında yüksek enlemlere yerleşen ancak buzullaşma yaşamayan kara parçaları ise yaz sıcaklıkları nedeniyle buzullaşma şartlarını engelleyici bir unsur olarak da ortaya çıkmıştır. Kıtaların yer değiştirmesi ile kıtalar arasındaki geçit ve su yollarının açılıp kapanması ile okyanus termohalin sirkülasyonlarında ve dolayısı ile ısı taşınımında büyük değişimlere yol açmıştır. Bu ise yerküre ikliminde ısı taşınımı değiştirerek iklim değişikliklerine neden olmuştur. Atlantik ve Pasifik okyanusları arasındaki geçişin kapanması, Kuzey yarımküre'de Tersiyer sonlarından itibaren meydana gelen buzullaşmalar için kritik bir rol oynamıştır. Plaka tektoniği, kıtasal platformlar arasındaki çarpışma noktalarında büyük dağ sıraları ve yüksek plato sahalarını ortaya çıkarabilmektedir. Bu süreç ise yüksek dağlık ve yüksek platolar üzerinden geçen hava kütlelerinde sapmalara, rüzgâr üzerinde önemli değişimlere ve orografî gibi birçok unsura etki ederek küresel iklim değişikliklerinde çok önemli bir rol üstlenmiştir. Plaka tektoniği mekanizmasına bağlı olarak gelişen Himalaya dağ silsilesi ve Tibet platosu'nun yükselimi büyük ölçekli Muson sisteminin oluşmasına neden olarak küresel buzullaşmalar üzerinde etkili olmuştur. Levha hareketlerine bağlı olarak dalma-batma zonları veya yitim zonlarında meydana gelen volkanik aktiviteler ile dolaylı olarak atmosferik gaz konsantrasyonlarına önemli değişimler yaratmıştır. Bu volkanik püskürmeler ile atmosfere yayılan CO₂ en önemli ikinci sera etkisi yaratan gaz olması nedeniyle oldukça önemlidir (H₂O'dan sonra). Uzun dönemlerde gerçekleşen kitlesel volkanik aktiviteler atmosferdeki CO₂ yoğunluklarını oldukça arttırmış ve çeşitli dönemlerde sera etkisinin hâkim olduğu sıcak dönemlerin meydana gelmesinde kritik bir rol oynamıştır. Volkanik

aktivitelerden SO₂ ve kül gibi diğer önemli unsurlarda atmosfere yayılmakta ve küresel iklimde önemli rol oynayabilmektedir ancak bu değişimler kısa süreli olmaktadır. Bu açıdan düşünüldüğünde plaka tektoniği ile ortaya çıkan volkanik püskürmeler atmosferdeki CO₂ içeriğinde değişiklikleri ortaya çıkaran uzun dönemli unsurların başında gelmektedir. Bu tür süreçler Prekambriyen dönemindeki Cryogenian buzullaşması sonralarında ve Permien döneminde meydana gelmiş buna bağlı olarak oldukça sıcak iklim şartları hâkim olmuştur.

Dünya'nın Güneş çevresindeki yörüngesinde ve dönme eksenindeki değişimleri ifade eden Milankovitch döngüleri yerküre ikliminde tüm jeolojik süreçlerde etkili olsa da kendini özellikle Kuvaterner dönemi içerisindeki pleistosen buzullaşmalarında göstermiştir. Bu süreçte yaşanan buzul dönemlerinin en temel unsuru Milankovitch döngüleri olmuştur. Eksantrite, eksenel eğiklik ve presesyon hareketleri'nin birbiri ile çakıştığı dönemlerde buzullaşma şartları için uygun ortamlar sağlanmış ve Dünya jeolojik tarihinde meydana gelen diğer önemli iklim değişiklikleri karşılaştırıldığında görece daha yüksek sıklıkta ve nispeten kısa dönemli iklim değişiklikleri yaşanmıştır. Pleistosen içerisinde ortaya çıkan buzul dönemleri son 1 milyon yıla kadar 40.000 yıllık bir döngü izlerken, son bir milyon yıldan itibaren ise 100.000 yıllık döngüleri takip etmiştir. Milankovitch döngüleri temel olarak Güneş'ten Dünya'ya ulaşan radyasyon miktarı ile farklı yarımküre'lerin radyasyonu alma açısı üzerinden iklimsel değişimlere neden olmuştur. Yerküre üzerindeki bu sıcaklık değişimi yaratan süreçler ile doğal iklim unsurları ve diğer harici doğal etmenlerin sürece katkısı ile küresel atmosferik sirkülasyon değişimleri yaşanarak tüm Dünya'daki sıcaklık ve yağış dağılımları yeniden şekillenmiştir.

İklim değişikliklerine neden olan doğal etmen ve süreçlere bakıldığında etki süreleri açısından çok genel olarak kısa ve uzun dönemli şeklinde ayrılabilir. İklim üzerinde kısa süreli etkilerde bulunan doğal etmenlerin daha çok zamansal aralık açısından Holosen (10.000 bin yıl) başlangıcından itibaren gerçekleşen iklim değişikliklerine ana etmen olduklarına şahit olmaktayız. Uzun dönemli etkilerde bulunan doğal etmenlerin ise (Plaka tektoniği, Milankovitch Döngüleri vs) Prekambriyen dönemden Holosen dönemine kadar ana etmen olduğunu görmekteyiz. İklim değişikliklerine neden olan doğal etmen ve süreçler'in temel mekanizmaları ile,

Dünya jeolojik tarihi boyunca meydana gelmiş olan iklim değişikliklerinin temel tetikleyici ve sürükleyici unsurları olmuşlardır. Bu etmenlerde kendi içlerinde birbiri ile karmaşık ilişkilerde bulunmuşlardır. Plaka tektoniği ile ortaya çıkmış küresel sıcak veya soğuk dönemler boyunca volkanlar, Milankovitch döngüleri vs. gibi diğer etmenlerin de aynı süreçte meydana gelmeleri ile iklim değişikliklerin şiddeti ve süresi açısından negatif veya pozitif etkilerde de bulunmuşlardır. 20 yy. ın ortalarından itibaren ortaya çıkan küresel ısınma süreci içerisinde 1991 yılında meydana gelen Pinatuba volkanik püskürmesi, küresel sıcaklıklarda genel ısınma trendine ters olarak 0.5 °C'lık bir soğuma periyodu meydana getirmiştir. Yine küresel sıcaklık rekorlarının kırıldığı 2014-2016 yıllarında antropojenik kaynaklı CO₂ salınımlarına bağlanan sera etkisi ve ısınmaya devam eden yerküre'de kuvvetli El-Nino süreci meydana gelerek bu dönem içerisindeki sıcaklıkları daha da fazla yükseltmiş ve son 200 yıllık dönem içerisinde en sıcak yılları ortaya çıkarmıştır. Bunun yanında Güneş lekeleri'nin maksimum olduğu dönemlerde deniz yüzey sıcaklığı, tropik Pasifik, Ekvator ve Doğu Pasifik'te yaklaşık 1°C soğuma ile belirgin bir La Nina benzeri model sergilemektedir. Buna bağlı olarak bölgesel yağış ve sıcaklık dağılımları birçok yer için değişmektedir. Yine Güneş lekeleri ile dolaylı bağlantılar ile iklim seyri değişebilmektedir. Önümüzdeki yıllar içerisinde Güneş 25. leke çevremine girecek bu süreçte Güneş lekeleri'nin minimum seviyeye ineceği öngörülmektedir. Buna bağlı olarak azalan Güneş etkinliği ile atmosfere girecek GCR yoğunluğu'nun artacağı ve bununda alçak bulut yoğunluğunu attıracağı öngörülmektedir. Böylece atmosferin optik derinliği artarak daha fazla Güneş ışığı yansıtacaktır. Bu tip bir durumda ısınma trendine giren yerküre'de bir takım negatif bir geri besleme süreçleri sürece dahil olacaktır. Bu ve bunlar gibi atmosfer ile doğal etmen ve süreçlerin oldukça karmaşık ve grift ilişkilerine çok sayıda örnek verilebilir.

Sonuç

Bu ifade edilen nedenlerden dolayı Dünya iklimini yönlendiren ve değişiklikler meydana getiren doğal etmen ve süreçler ile incelemek değerlidir. İnsanoğlu'nun iklimi nasıl değiştirdiğine odaklanan modern popüler araştırmalar yanında doğal etmen ve süreçlerinde doğal değişkenlik arka planında önemli bir rol

oynayabileceğini anlamak da oldukça önemlidir. Antropojenik (insan yapımı) unsurların iklim üzerindeki etkilerini anlamak için doğal olarak ortaya çıkan iklim değişkenliğinden kaynaklanan katkılar arasında ayırım yapabilmek gerekmektedir. Bu nedenden dolayı mekanizmalar ve bağlantılı olarak ortaya çıkan iklim süreçleri ve değişikliklerini iyi anlamak ve değerlendirebilmek önemlidir. İnsan kaynaklı ortaya çıkan iklim değişiklikleri çok net ve keskin çizgilerle iyi bilinmemektedir ki aynı durum doğal iklim değişiklikleri için de geçerlidir. Bu belirsizlik, kısmen, doğal iklim değişkenliğinin, insan kaynaklı etkilerin ortaya çıkardığı sonuçların net olarak belirlenmesini engelleyen etmenler arasındaki belirsizlik ve süreci karmaşık hale getiren atmosferin ve yerküre ekosisteminin oldukça karmaşık yapısından kaynaklanmaktadır. Doğru sonuçlar elde etmek için çalışmada iklim mekanizmasında meydana gelen değişimleri yaratan etmenlerin ortaya çıkardığı etki ve sürelerini nispeten net bir şekilde ortaya koyulmaya çalışılmıştır. Bu çalışmada, Dünya jeolojik tarihi boyunca küresel iklime etki eden eden doğal etmenlerin gerek birbirleri ile gerekse de iklim mekanizması üzerindeki etkilerinin oldukça karmaşık olduğu ve günümüzde varolan küresel iklim değişikliği sürecinin arka planında, iklimin doğal unsur ve etmenleri'nin varlığını sürdürdüğü ve zaman zaman sürece müdahil oldukları görülmektedir. Aynı zamanda tüm iklim değişikliği etmen ve süreçlerine geniş bir bakış açısı ile bakıldığında neden-sonuç ilişkilerinin daha açık bir şekilde ortaya çıktığı ve daha net değerlendirmeler yapılmasının önünün açıldığı görülmektedir. Bu ifadelerle paralel olarak, yerküre iklimine ve bu iklim üzerinde değişimler yaratan etmen ve süreçlerin bir bütün halinde geniş bir bakış açısı ile ortaya konulup değerlendirilmesi, günümüzde var olan ve birçok iklim çalışması ve modellemelerine göre gelecek de etkileri artarak devam edecek olan küresel iklim değişikliğini daha iyi anlamamıza ve etki ve tüm mekanizmaları ile tahmin edebilmede hayati bir öneme sahiptir.

İklim değişikliği mekanizmalarını ve geçmişte yaşanmış ve günümüzde de yaşanmaya devam eden değişim süreçlerinin ortaya konulup coğrafi bir bakış açısı ile değerlendirilmesi insanların mevcut iklim değişikliği hakkında bilmesi gereken en önemli şey olmakla birlikte, iklimlerin değişebileceğini görmesine yardımcı olabilir. Bugün var olan ve birçok bilim insanı tarafından sıkça dillendirilen küresel ısınmanın

gelecekte ortaya çıkarabileceği etkilere tarihsel bir perspektif sunarak Dünya coğrafyası'nın ve ikliminin zaman içindeki değişimi ve potansiyel olarak değişebileceği fikrinin insanlar üzerinde kabul görmesi Dünya'yı ve geleceği nasıl görmemiz gerektiği ve gördüğümüz üzerinde derin bir etkiye sahip olacaktır.

İklim değişiklikleri mekanizmaları ile bu mekanizmalar ile gerçekleşmiş iklim değişikliklerinin ele alınmasının bir diğer önemli avantajı ise bakış açısı ve pedagojik faktörlerin yanında bilimsel modellemeler ve varsayımlar için pratik sağlamaktır. Geçmişte yaşanmış iklim değişiklikleri ve mekanizmalarının ayrıntılı bir şekilde incelenmesi Dünya'nın nasıl değiştiğini anlayarak gelecekte nasıl bir değişim geçirebileceği hakkında önemli bir veri kaynağı sunar. Günümüz iklim bilimi alanında gelecek öngörüler ve tahminleri modellemeler yapılmaktadır. Ancak bu modellemelerin tüm iklim elemanları ve süreçleri için fiziksel olarak test edilebilme imkânı yoktur. Geçmişte yaşanmış olan iklim değişiklikleri ve halen devam süreçte yaşanmaya devam eden iklim değişikliği süreçleri'nin modellemelere entegre edilmesi zor olabilmektedir. Çünkü günümüz Dünya'sında kıtaların pozisyonları atmosferin kimyasal yapısı ve genel coğrafi çok farklı bir yapı arz edebilir. Ancak buradaki önemli husus, jeolojik tarih boyunca gelişen farklı koşullardaki yerküre'nin doğal etmen ve unsurlar tarafından değiştirilme mekanizması ve hangi şartlarda ne gibi tepkiler verebildiği veya hangi uç noktalarda değişebileceği hususunda çok önemli bilgi ve tecrübe sağlamasıdır.

Bu bakış açısı ile günümüzde yaşanan ve gelecekte de büyük tehdit oluşturan iklim değişikliği sürecine küresel iklim sisteminde değişikliklere neden olan doğal etmen ve süreçleri de kapsayıcı bir şekilde ele almak ve olaya daha bütüncül bakabilmek çok önemlidir. Çünkü iklim değişikliği süreçleri arka planında yatan diğer unsurları farkedebilme ve gelecekte ortaya çıkabilecek etkileri daha doğru ve kapsayıcı olarak değerlendirebilmenin yanında önemli bir zihinsel alt yapı oluşturulmasını destekleyecektir.

KAYNAKÇA

- Abbot, C.G and Fowle, F.E: Volcanoes and climate, Smithsonian Miscellaneous Collections, 60(29), 1–24. 1913.
- Abdolrahimi, M: The Effect of El Niño Southern Oscillation (ENSO) on World Cereal Production, Faculty of Agriculture and Environment at The University of Sydney, Master Thesis. 2016
- Allan, R. J: ENSO and climatic variability in the past 150 years, ENSO: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts: 3-55, 2000.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., & Michel, H. V: Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. Science, 208(4448), 1095–1108. Doi:10.1126/science.208.4448.1095.1980.
- Arrhenius, S: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground, Phil. Mag., 41, 237–275, 1896.
- Artemieva, N., & Morgan, J: Quantifying the Release of Climate-Active Gases by Large Meteorite Impacts With a Case Study of Chicxulub, Geophysical Research Letters, 44(20), 10,180–10,188. doi:10.1002/2017gl074879, 2017.
- Axelrod DI: Post-Pliocene uplift of the Sierra Nevada, California, Geol Soc Am Bull 73:183–197, 1962.
- Baltacı, H., Akkoyunlu, B.O. ve Tayanç, M: Türkiye İklim Uç Değerlerine Uzakbağlantı Paternlerinin Etkisi, VII. Ulusal Hava Kirliliği ve Kontrolü Sempozyumu, Hava Kirlenmesi Araştırmaları ve Denetimi Türk Milli Komitesi, Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Çevre Mühendisliği Bölümü, 1-3 Kasım, 2017, Antalya.
- Banik, I: Snowball Earth, DOI: 10.4172/2332-2519.1000153, 2011.
- Bao, H., Lyons, J.R., Zhou, C: Triple oxygen isotope evidence for elevated CO₂ levels after a Neoproterozoic glaciation, Nature 453,504e506, 2008.
- Bard, E., G. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides, Tellus, Ser. B, 52, 985–992, 2000.

Yiou, and

Jouzel, J:

Barnett, T. P: Variations in near-global sea level pressure, *J. Atmos.Sci.*, 42, 478–501, 1985.

Barriendos, M.: Climatic Variations in the Iberian Peninsula during the Late Maunder Minimum (AD 1675–1715), *An Analysis of Data from Rogation Ceremonies*, *The Holocene* 7, 105–111, 1997.

Barron EJ, Sloan JL, Harrison, C, G: Potential significance of land–sea distribution and surface albedo variations as a climatic forcing factor: 180 m.y. to the present, *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 30:17–40, 1980.

Barron, E, J. The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model simulations, *J Geophys Res* 89:1267–1279, 1984.

Barron, E, J: Paleogeography as a climatic forcing factor, *Geol Rundsch* 70:737–747, 1981.

Barron, E.J. Model simulations of Cretaceous climates: the role of geography and carbon dioxide, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 341, 307–316, 1993.

Thompson, S.L:

Barron, E.J. Continental distribution as a forcing factor for global scale temperature, *Nature*, 310, 574–575, 1984.

S.L., and Hay,

W.W:

Barron, J, A. High-resolution climatic evolution of coastal northern California during the past 16,000 years, *Paleoceanography* 18: 18: 1–18, 2003
Heusser, L. and Herbert, T and <http://dx.doi.org/10.1029/2002PA000768>, 2003

Lyle, M:

Battisti, D.S., and Hirst, A.C: Interannual Variability in the Tropical Atmosphere-Ocean System: Influences of the Basic State, Ocean Geometry and Nonlinearity. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1687–1712, 1989.

Beer, J., and B. Holocene climate change and the evidence for solar and other

- van Geel: forcings, in *Natural Climate Variability and Global Warming: A Holocene Perspective*, edited by R. W, 2008.
- Beer, J., M. Solar variability over the past several millennia, *Space Sci. Rev.*,
Vonmoos, and 125, 67–79, doi:10.1007/s11214-006-9047-4, 2006.
- R. Muscheler:
- Beer, J., Mende, The role of the sun in climate forcing, *Quaternary Science
W.*, and *Reviews*, 19, 403-415, 2000.
- Stellmacher, R:
- Bekki, S., J. A. The role of microphysical and chemical processes in prolonging
Pyle., W. the climate forcing of the Toba eruption. *Geophysical Research
Zhong, R. Letters*, Vol.23, No.19, Pages 2669-2672, 1996.
- Toumi., J. D.
- Haigh., D. M.
- Pyle:
- Benson, R.H., An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor
El Bied, K.R., (Morocco) at the TortonianMessinian Boundary: The End of
and Bonaduce, Tetyhs Ocean, *Palaeoceanography*, 6 (1), 164- 192, 1991.
- G:
- Benton, M. J., How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event,
& Twitchett, R. *Trends in Ecology & Evolution*, 18(7), 358–365.
J: doi:10.1016/s0169-5347(03)00093-4, 2003.
- Berger WH, The deep-sea record: major steps in Cenozoic ocean evolution, In:
Vincent E, Warne JE, Douglas RE, Winterer EL (eds) *The Deep Sea Drilling
Thierstein H: Project: a decade of progress*, Soc Econ Paleontol Mineral Spec
Publ 32:489–504, 1981.
- Berger, A.L: Long term variations of daily insolation and quaternary climate
change, *J. Atmos. Sci*, 35, 2362-2367, 1978.
- Berger, A: Milankovitch Theory and climate, *Reviews of Geophysics*, 26(4),
624–657. doi:10.1029/rg026i004p00624, 1988.
- Berggren, W.A, Paleogeography, paleobiogeography, and the history of circulation
Hollister, C.D: of the Atlantic Ocean, In: Hay WW (ed) *Studies in paleo-*

- oceanography, Soc Econ Paleontol Mineral Spec Publ 20:126–186, 1974.
- Bhattacharya, Geophysical Research Letter, 2005, 32, L05813.
- S., and
- Narasimha, R:
- Birchfield, G, Topography, Albedo-Temperature Feedback, and Climate
E., & Wertman, Sensitivity, Science, 219(4582), 284–285.
J: doi:10.1126/science.219.4582.284, 1983.
- Bice, K.L., Reconstruction of realistic early Eocene paleobathymetry and
Barron, E.J., ocean GCM sensitivity to specified basin configuration, 1998.
and Peterson,
W.H:
- Birchfield, G.E., A model study of the role of high latitude topography in the
Weertman, J., climatic response to orbital insolation anomalies, J. Atmos. Sci.,
and Lunde, A.T: 39, 71–87, 1982.
- Bjerknes, J: Atlantic air-sea interactions, Advances in Geophysics, 10, 1–82,
1964.
- Bjerknes, J: Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific 1,
Monthly weather review 97(3): 163-172, 1969.
- Black, B. A., Acid rain and ozone depletion from pulsed Siberian Traps
Lamarque, J.-F., magmatism, Geology, 42(1), 67–70. doi:10.1130/g34875.1, 2014.
- Shields, C. A.,
Elkins-Tanton,
L. T., & Kiehl,
J. T:
- Bonan, G.B., Effects of boreal forest vegetation on global climate, Nature, 359,
Pollard, D., and 716–718, 2014.
- Thompson, S.L:
- Bond, G., B. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the
Kromer, J. Beer, Holocene, Science, 294, 2130–2136,
R. Muscheler, doi:10.1126/science.1065680, 2001.

M. N. Evans,
 W. Showers, S.
 Hoffmann, R.
 Lotti-Bond, I.
 Hajdas, and G.
 Bonani:

Bond, G., W. Correlations between climate records from North Atlantic
 Broecker, S. sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147, 1993.

Johnsen, J.
 McManus, L.
 Labeyrie, J.
 Jouzel and G.
 Bonani:

Bourgeois, J., A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas,
 Hansen, T. A., *Science*, 241, 567–570, 1988.

Wiberg, P. L.,
 & Kauffman, E.

G:

Boville, B. A: The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation
 in a GCM, *J. Atmos. Sci.*, 41, 1132-1142, 1983.

Bozyurt, O., and The Relations between North Atlantic Oscillation and Minimum
 Özdemir, M. A: Temperature in Turkey, 3rd International Geography Symposium,
 GEOMED2013, 10-13 June, Antalya, Turkey, Pages 532-
 537, 2013.

Bradley, R: Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary,
 Third Edition. Academic Press, Dec 28, 2013- Science- 696.

Bradley, R.S. 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and
 and Jones, P.D: relevance to recent global warming trends, *Holocene*, 3, 367-376,
 1993.

Bralower, T. J., The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact
 Paull, C. K., & triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows,

Leckie, R. M: Geology, 26, 331–334, 1998.

Brandimarte, L., Relation Between the North-Atlantic Oscillation and
Baldassarre, G., Hydroclimatic Conditions in Mediterranean Areas,"Water Resour
Bruni, G., Manage (2011) 25:1269–1279 DOI 10.1007/s11269-010-9742-5.

D’Odorico, P.,
& Montanari,

A:

Brauer, A, High resolution sediment and vegetation responses to Younger
Endres, C, Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfeld
Gunter, C, Litt, Maar, Germany. Quaternary Science Reviews 18: 321–329, 1999.

T, Stebich, M,
and Negendank,

J.F.W:

Brenchley, PJ, Hirnantian glaciomarine diamictites evidence for the spread of
Romano, M, glaciation and its effect on Ordovician faunas, Geol. Surv.
Young, T.P, Can.90-9:325–36, 1991.

Stoch, P:

Brickman, D., Filtering of Milankovitch Cycles by the Thermohaline
Hyde, W., Circulation, Journal Of Climate 1999, Volume
Wright, D, G: 12.[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1644:](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1644:)

FOMCBT>2.0.CO;2

Broecker, W. Insolation changes, ice volumes, and the O18record in deep-sea
S., & van Donk, cores, Reviews of Geophysics, 8(1), 169.
J: doi:10.1029/rg008i001p00169,1970.

Broecker, W. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral
S., Thurber, D. reefs and deep sea sediments, Science, 159, 297-300, 1968.

L., Goddard, J.,

Ku, T. L.,

Matthews, R.

K., Mesolella,

K.J:

- Bronnimann, S., Tambora and the “Year Without a Summer” of 1816 A and Kramer, D: Perspective on Earth and Human Systems Science, Institute of Geography, University of Bern, Switzerland, 48 p, 2016.
- Bryant, T: Tsunamis, Cambridge University Press. 2001.
- Budyko, M. I: Effect of Solar Radiation Variations on Climate of Earth, *Tellus*, 21, 611-&,1969.
- Budyko, M.I, Chemical evolution of the atmosphere in the Phanerozoic, Ronov, A.B: *Geochem Int* 15:1–9, 1979.
- Buick, R: The antiquity of oxygenic photosynthesis: Evidence from stromatolites in sulphate deficient lakes, *Nature* 255, 74e77, 1992.
- Cane, M.A., and Climate variability – Do the tropics rule? *Science*, 290, 1107–1108, 2000.
- Evans, M:
- Cane, M.A: Climate change-A role for the tropical Pacific, *Science*, 282,56-61, 1998.
- Canfield, D.E., Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of Poulton, S.W., animal life, *Science*, v. 315, no. 5808, p. 92–95, 2007.
- and Narbonne, G.M:
- Cano, J., Euro-Atlantic Atmospheric Circulation during the Late Maunder Barriopedro, D., Minimum, *Journal of Climate*, 31(10), 3849–3863.
- García-Herrera, Doi:10.1175/jcli-d-17-0261.1,2018.
- R., Trigo, R. M., & Álvarez-Castro, M. C:
- Carlson A.E: The Younger Dryas Climate Event, In: Elias S.A. (ed.) *The Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3, pp. 126-134. Amsterdam: Elsevier,2013.
- Cayan, D. R., Local relationships between United States west coast precipitation and Roads, J. O: and monthly mean circulation parameters, *Monthly Weather Review*, v. 112, p. 1276-1282, 1984.
- Chesner, C. A., Eruptive history of the earth’s largest Quaternary caldera (Toba,

- Rose, W. I., Indonesia) clarified, *Geology*, v. 19, p. 200–203, 1991.
- Deino, A.,
Drake, R., and
Westgate, J. A:
Chiew, F. H. S., El Nino/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow
Piechota, T. C., and drought: Links and potential for forecasting, *Journal of*
Dracup, J. A., & *Hydrology* 204(1–4): 138-149, 1998.
- McMahon, T.
A:
Chronis, T., The Summer North Atlantic Oscillation Influence on the Eastern
Raitos, D. E., Mediterranean, *Journal of Climate* 24(21):5584–5596.DOI:
Kassis, D., & 10.1175/2011JCLI3839, 2011.
- Sarantopoulos,
A:
Cocks, L.R.M., Global analysis of the Ordovician-Silurian boundary, *Bull. Br.*
and Rickards *Mus. Nat. Hist. Geol.* 43:1–94, 1988.
- R.B:
Cole-Dai, J: Volcanoes and climate, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate*
Change, 1(6), 824–839. doi:10.1002/wcc.76, 2010.
- Collins, G. S., Earth Impact Effects Program: A Web-based computer program
Melosh, H. J., & for calculating the regional environmental consequences of a
Marcus, R. A: meteoroid impact on Earth, *Meteoritics and Planetary Science*, 40,
817–840, 2005.
- Conway Morris, The Cambrian “explosion”: slow-fuse or megatonnage? *Proc Natl*
S: *Acad Sci U S A* 97:4426–4429, 2000.
- Covey, C., and The role of ocean heat transport in climatic change, *Earth Sci.*
Barron, E.J: *Rev.*, 24, 429–445, 1988.

- Covey, C., Global climatic effects of atmospheric dust from an asteroid or comet impact on Earth, *Global and Planetary Change*, 9(3-4), L., Weissman, 263–273. doi:10.1016/0921-8181(94)90020-5, 1994.
- P. R., & MacCracken, M. C:
- Coyne, G.V: Sunspots: The historical background, In Sonett, C.P., Giampapa, M. S., and Matthews, M.S., (Eds.) *The sun in Time*. Tucson: Arizona University Press, 1991.
- Croll, J: *Climate and Time*, Appleton, New York, 1875,
- Croll, J: *Philos. Mag.* 33, 426, 1867.
- Crooks, S. A., Characterisation of the 11-year solar signal using a multiple and L. J. Gray: regression analysis of the ERA-40 dataset, *J. Clim.*, 18, 996–1015, doi:10.1175/JCLI-3308.1, 2005.
- Crowell, J.C., Phanerozoic glaciations and the causes of ice ages, *Am. J. Sci.*, and Frakes, 268, 193–224, 1970.
- L.A:
- Crowley, T.J., *Paleoclimatology*, New York: Oxford University Press, 360pp, and North, G.R: 1996.
- Crowley, T.J., Seasonal Cycle Variations on the Supercontinent of Pangaea, Hyde, W.T., *Geology*, 17, 457–460, 1989.
- and Short, D.A:
- Cubasch, U., The influence of total solar irradiance on climate, *Space Sci. Rev.*, and R. Voss: 94, 185–198, doi:10.1023/A:1026719322987, 2000.
- Cuffey K.M. The influence of total solar irradiance on climate, *Space Sci. Rev.*, and Clow, G.D: 94, 185–198, doi:10.1023/A:1026719322987, 2000.

Cullen, H., and North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow, Int. J. deMenocal, P. Climatol., 20, 853–863, 2000.

B:

Çiner, A., Buzullar ve İklim Değişikliği: Geçmiş, Günümüz ve Gelecek, Sarıkaya, M. A: İklim Değişikliği Kitabı, 2013.

D'Aleo, J: Solar Changes and the Climate. Evidence-Based Climate Science, 253–276. doi:10.1016/b978-0-12-385956-3.10010-5, 2011.

Dai, A., I. Y. Surface observed global land precipitation variations during 1900-
Fung, and Del 88, J. Climate, 10, 2943–2962, 1997.

Genio, A. D:

Damon, P.E., Solar and terrestrial components of the atmospheric ¹⁴C variation
and Sonnett, spectrum, In Sonett, C.P., Giampapa, M. S., and Matthews, M.S.,
C.P: (Eds.) The sun in Time. Tucson: Arizona University Press, 1991.

Dana, J.D: On American geological history. Am. J. Sci., 22, 305–344, 1856.

DeConto, R.M., A coupled climate-ice sheet modeling approach to the early
and Pollard, D: Cenozoic history of the Antarctic ice sheet, Palaeogeogr.
Palaeoclimatol. Palaeoecol., 198, 39–53, 2003b.

DeConto, R.M., Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining
and Pollard, D: atmospheric CO₂, Nature, 421, 245–249, 2003'a.

DeConto, R.M., Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining
Pollard, D: atmospheric CO₂, Nature (London, U. K.) 421 (6920), 245–249,
2003b.

DeConto, R.M: Plate Tectonics and Climate Change, Encyclopedia of
Paleoclimatology and Ancient Environments, 15 s, 2008.

Demircan, M., Sıcaklıklardaki Türdeşlik Kırıklıklarının Kuzey Atlantik Salınımı Arabacı, H., (NAO) ile İlişkisi, Türkiye Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği Coşkun, M., Bilimsel Kongresi (TUJBBK), ISBN 978-605-825588-3, 30 Türkoğlu, N. ve Mayıs – 2 Haziran, 2018, İzmir (b).

Çiçek, İ:

Des Marais, When did photosynthesis emerge on Earth? Science 289, D.J: 1703e1705, 2000.

Destombes, J, Lower Palaeozoic rocks of Morocco, See Holland 1985, pp. 91–Hollard, H, 336.

Willefert, S:

Dickens, G.R., A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order Castillo, M.M., effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate, and Walker, Geology, 25, 259–264, 1997.

J.C.G:

Dickens, G.R., Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon O’Neil, J.R., isotope excursion at the end of the Paleocene, Paleoceanography Rea, D.K., 10, 965 – 971, 1995.

Owen, R.M:

Dickinson, R.E., Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface and Henderson- parameterizations, Q. J. R. Meteorol. Soc., 144, 439–462, 1988.

Sellers, A:

Dickson, R. R., Long-term coordinated changes in the convective activity of the J. Lazier, J. North Atlantic, Prog. Oceanogr., 38, 241–295, 1996.

Meincke, P.

Rhines, and J.

Swift:

Dickson, R. R., The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation, J. T. J. Osborn, J. Climate, 13, 2671–2696, 2000.

W. Hurrell, J.

Meincke, J.

Blindheim, B.,
Adlandsvik, T.
Vigne, G.
Alekshev, and
W. Maslowski:

Dikpati, M., Polar flux Cross Equatorial Flux and Dynamo Generated
Giuliana, D., Tachocline Toroidal Flux as Predictors of Solar Cycles, 2007.

Gilman, P.A:

DMİ: Hava Analizi ve Tahmin Tekniği, T.C. Çevre ve Orman
Bakanlığı, Devlet Meteoroloji İleri Genel Müdürlüğü, Ankara,
2007.

Dobos, E: Albedo, Encyclopedia of Soil Science DOI: 10.1081/E-ESS
120014334.2005.2005.

Dong, B. W., Sensitivity Studies of Northern Hemisphere Glaciation Using an
and Valdes, P. Atmospheric General-Circulation Model, Journal of Climate, 8,
J: 2471-2496, 1995.

Donn, W.L., Model of climate evolution based on continental drift and polar
and Shaw, D.M: wandering, Geol. Soc. Am. Bull., 88, 390–396, 1977.

Dunbar, R.B., Annual Records of Tropical Systems, PAGES Workshop Report
and Cole, J.E: Series, 99-1, PAGES, BERN Switzerland, 72 pp, 1999.

Easterbrook D. Evidence-Based Climate Science, Second Edition, Elsevier, pp.
J: 123-160, 2016.

Eddy, J. A: The Maunder Minimum, Science, 192, 1189–1202, doi: 10.1126
/science. 192.4245.1189, 1976.

- Elsner, J.B., Daily tropical cyclone intensity response to solar ultraviolet radiation, Jagger, T.H., Geophysical Research Letters 37, 2010.
- Hodges, R.E:
- Erinç, S: Planlamada İklim Müdahale: İmkânlar ve Metodlar, İ.Ü. Coğr. Enst. Derg. Sayı: 12, ss. 47-67.
- Erinç, S: Tatbiki Klimatoloji ve Türkiye'nin iklim Şartları, İstanbul Teknik Üniv. Hidrojeoloji Enst. Yay. No. 2. İstanbul, 1957.
- Erlat, E and Influence of Tropical Volcanic Eruptions on Turkey's Summer Air Temperatures in the Second Half of the 20th Century, Ege Coğrafya Dergisi, Cilt 24, Sayı 1, Sayfalar 1- 14.2015.
- Türkeş, M:
- Erwin D.H: The Permo-Triassic extinction, Nature volume 367, pages 231–236, 1994.
- Evans, D.A.D., Low-latitude glaciation in the Paleoproterozoic era, Nature 386, Beukes, N.J., 262e266, 1997.
- Kirschvink, J.L:
- Fagan, B: Little Ice Age: How Climate Made History 1300-1850, New York: Basic Books, 2002.
- Fairbridge, R. Convergence of evidence on climatic change and ice ages, Ann. N.Y. Acad. Sci., 95: 542—579, 1961.
- W:
- Flint, R.F: Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin age, Geol Soc Am Bull 54:325–362, 1943.
- Forster, P, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, United Kingdom, and New York: Cambridge University Press; 2007.
- Ramaswamy, V,
- Artaxo, P,

- Berntsen, T,
 Betts, R, Fahey,
 D.W, Haywood,
 J, Lean, J,
 Lowe, D.C:
 Fortey, R. A., The cambrian evolutionary? explosion? recalibrated, *BioEssays*,
 Briggs, D. E. 19(5), 429–434. doi:10.1002/bies.950190510. 1997.
 G., & Wills, M.
 A:
 Foukal, P., Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's
 Frohlich, C., climate, *Nature* 443, 161–166, 2006.
 Spruit, H.,
 Wigley, T.M.L:
 Frame, T. H. A., The 11-year solar cycle in ERA-40 data: An update to 2008, J.
 and. Gray. L. J: *Clim.*, 23, 2213–2222, doi:10.1175/2009JCLI3150.1, 2010.
- Friis- Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely
 Christensen, E., associated with climate, *Science*, 254, 698–700,
 and Lassen, K: doi:10.1126/science.254.5032.698,1991,
- Gates, A.E., *Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes*, 3rd edition. Facts on
 Ritchie, D: File, New York, 2007.
- Geller, M. A., Planetary wave coupling between the troposphere and the middle
 and Alpert, J. C: atmosphere as a possible Sun-weather mechanism, *J. Atmos. Sci.*,
 37, 1197–1215, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<1197:
 PWCBTT>2.0.CO;2,1980.
- Genty, D., Timing and dynamics of the last deglaciation from European and
 Blamart, D., North African $d^{13}C$ stalagmite profiles-comparison with Chinese
 Ghaleb, B., and Southern Hemisphere stalagmites, *Quaternary Science*

Plagnes, V., Reviews 25: 2118–2142, 2006.

Causse, C.,
 Bakalowicz, M.,
 Zouari, K.,
 Chkir, N.,
 Hellstrom, J.,
 Wainer, K.,
 Bourges, F:
 Ghil, M., & Le Geophys, Res., 86, 5262, 1981.

Treut, H.J:
 Gibbs, M. T., Global chemical erosion at the last glacial maximum and the
 and Kump, L. present: Sensitivity to changes in lithology and hydrology:
 R: Paleocyanography, v. 9, p. 529–543, 1994.

Gildor, H., & Paleocyanography, 15, 605, 2000.

Tziperman, E:
 Gill AE, and Effects of geometry on the circulation of a three-dimensional
 Bryan. K: southern hemisphere model, 1971.

Gleisner, H., Patterns of tropospheric response to solar variability, Geophys.
 and Thejll, P: Res. Lett., 30(13), 1711, doi:10.1029/2003GL017129, 2003.

Goddard, L. and El Nino: catastrophe or opportunity, Journal of Climate 18(5):
 Dilley. M: 651-665, 2005.

Gonzalez- Inverse Relation between Ice Extent and the Late Paleozoic
 Bonorino, G., Glacial Record of Gondwana, Geology, 23, 1015–1018, 1995.

and Eyles, N:
 Goosse, H., Brief history of climate: causes and mechanisms, Introduction to
 P.Y. Barriat, W. Climate Dynamics and Climate Modelling- Chapter 5, 2010,
 Lefebvre, M.F. <http://www.climate.be/textbook>.

Loutre, V.

Zunz:

Gough, D.O: Solar interior structure and luminosity variations, Solar Physics 74, 21e34, 1981.

Gould, P: We have seen it with our own eyes”: why we disagree about climate change visibility, Weather, Climate and Society 5(2):120–132, 2013, [MH].

Gönençgil, B ve Deniz, Z.A: Atmosfer Kökenli Doğal Afetler ve Ekstrem Hava Olayları, Çantay Kitapevi, İstanbul, 2016.

Gönençgil, B ve Vural, G: Çevre Tarihi Açısından Küçük Buzul Çağı ve Sosyal Etkileri, TÜCAUM Uluslararası Coğrafya Sempozyumu International Geography Symposium 13-14 Ekim 2016 /13-14 October 2016, Ankara.

Gönençgil, B: Doğal Süreçler Açısından İklim Değişikliği ve İnsan, Çantay Kitapevi, İstanbul, 2008.

Graf, H.-F., J. Northern hemisphere tropospheric mid-latitude circulation after Perlwitz, and I. violent volcanic eruptions, Contrib. Atmos. Phys., 67,3-13, 1994.

Kirchner:

Gray, L. J., Solar Influences On Climate, Reviews of Geophysics, 48(4).

Beer, J., Geller, Doi:10.1029/2009rg000282, 2010.

M., Haigh, J.

D., Lockwood,

M., Matthes, K.,

White, W:

Hagen, J. O: Recent trends in the mass balance of glaciers in Scandinavia and Svalbard, in Proceedings of the international symposium on environmental research in the Arctic, Tokyo, Japan, National

Institute of Polar Research, 343–354, 1995.

Hahn, D. G. and S. Manabe: The role of mountains in the south Asian monsoon circulation, *J. Atmos. Sci.*, 32, 1515–1541, 1975.

Haigh, J. D., M. Blackburn: Solar influences on dynamical coupling between the stratosphere and troposphere, *Space Sci. Rev.*, 125, 331–344, 2006, doi:10.1007/s11214-006-9067-0.

Haigh, J. D., M. Blackburn, and R. Day: The response of tropospheric circulation to perturbations in lower-stratospheric temperature, *J. Clim.*, 18, 3672–3685, 2005, doi:10.1175/JCLI3472.1.

Haigh, J. D.: The effects of solar variability on the Earth's climate, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 361, 95–111, 2003, doi:10.1098/rsta.2002.1111.

Haigh, J. D.: The impact of solar variability on climate, *Science*, 272, 981–984, 1996, doi:10.1126/science.272.5264.981.

Haigh, J. D.: The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate, *Nature*, 370, 544–546, 1994, doi:10.1038/370544a0.

Hay, W.W., E. Soeding: The Late Cenozoic uplift climate paradox, *Int. J. Earth Sci.*, 91, 746–774, 2002.

DeConto, R.M., and Wold, C.N:

Hay, W.W: Tectonics and Climate, *Geol Rundsch* 85:409–437, 1996.

Hays, J. D., J. The Late Cenozoic uplift climate paradox, *Int. J. Earth Sci.*, 91,

Imbrie, and N. 746–774, 2002.

J. Shackleton:

Haigh, J. D: The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate, *Nature*, 370, 544–546, 1994, doi:10.1038/370544a0.

Hamilton W: Cenozoic climatic change and its cause, *Meteorol Monogr* 8:128–133, 1968.

Hannon, G. E., Rapid vegetation change during the early Holocene in the Faroe Islands detected in terrestrial and aquatic ecosystems, *J. Quat. Sci.*, 18, 615–619, 2003, doi:10.1002/jqs.783.

Wastegard, S:

Haq, B.U: Paleogene paleoceanography: early Cenozoic oceans revisited *Oceanol Acta* 4, (Suppl):71–82, 1981.

Haq, B.U: Paleooceanography: a synoptic overview of 200 million years of ocean history, In: Haq B, Milliman J (eds) *Marine geology and oceanography of the Arabian Sea and coastal Pakistan*. Van Nostrand Reinhold Co., New York, pp 201–231, 1984.

Harpending, H. The genetic structure of ancient human populations, *Current C.*, Sherry, S. *Anthropology*, v. 34, p. 483–496, 1993.

T., Rogers, A.

L., and

Stoneking, M:

Harrison, R. G., Empirical evidence for a nonlinear effect of galactic cosmic rays and D. B. on clouds, *Proc. R. Soc. A*, 462, 1221–1233, doi:10.1098/rspa.2005.1628, 2005.

Hartley, A.J: Andean uplift and climate change, *Journal of the Geological*

Society, London, Vol. 160, 2003, pp. 7–10.

Harvey, K. L.: The cyclic behavior of solar activity, in *The Solar Cycle: Proceedings of the National Solar Observatory/Sacramento Peak 12th Summer Workshop*, Sunspot, NM, Oct. 15–18, 1991, ASP Conf. Ser., vol. 27, edited by K. L. Harvey, pp. 335–367, Astron. Soc. Of the Pac., San Francisco, Calif, 1992.

Heiri, O, Lateglacial summer temperatures in the northwest European
Cremer, H, lowlands: A chironomid record from Hijkermeer, the Netherlands,
Engels, S, *Quaternary Science Reviews* 26: 2420–2437, 2007.

Hoek, W.Z,

Peeters, W, and

Lotter, A.F:

Herschel, W: Observations tending to investigate the nature of the Sun, in order
to find the causes or symptoms of its variable emission of light
and heat: With remarks on the use that may possibly be drawn
from solar observations, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 91, 265–
318, 1801, doi:10.1098/rstl.1801.0015.

Hilario, F., de El Niño southern oscillation in the Philippines: impacts, forecasts,
Guzman, R., and risk managements, *Philippine J. Dev* 36: 9-34, 2009.

Ortega, D., and

Hayman, P:

Hildebrand, Chicxulub crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact
A.R., Penfield, crater on the Yucatan Peninsula, Mexico, *Geology* 19, 867-871,
G.T., D.A. 1991.

Kring, M.

Pilking- ton, A.

Camargo-

Zanoguera, S.B.

Jacobsen and
W.V. Boynton:
Hiremath, K.M., New Astronomy, 2004, 9, 651.
and Mandi, P.I:
Hoashi, M., Primary hematite formation in an oxygenated sea 3.46 billion
Bevacqua, D.C., years ago, Nature Geoscience 2, 301e306, 2009.
Otake, T.,
Watanabe, Y.,
Hickman, A.H.,
Utsunomiya, S.,
Ohmoto, H:
Hoffman, P. F., Snowball Earth, Scientific American, 282(1), 68–75.
& Schrag, D. P: doi:10.1038/scientificamerican0100-68, 2000.
Hoffman, P.F., A Neoproterozoic Snowball Earth, Science, 281(5381), 1342-
Kaufman, A.J., 1346, 1998.
Halverson, G.P.,
Schrag, D. P:
Holland C.H: Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern
Africa, and Antarctica, Chichester: Wiley. 331 pp, 1981.
Holland C.H: Lower Palaeozoic of North-Western and West Central Africa,
Chichester: Wiley. 358 pp, 1985.
Holton, J. R., The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the
and H. C. Tan: global circulation at 50 mb, J. Atmos. Sci., 37, 2200–2208, 1980.
Link, Google Scholar.
Hossain, E., The Assessment of El Nino Impacts and Responses: Strategies for
Alam, S.S., the 1997-98 El Nino Event in Bangladesh, Bangladesh Public
Imam, K.H., Administration Training Centre, 2000.
Hoque, M.M:

Hoyt, D.V. and The role of the sun in climate change, New York: Oxford
Schatten, K.H: University Press, 1997.

Hsü, K.J., History of the Mediterranean salinity crisis, *Nature* 267,399–403,
Montadert, L., 1977.

Bernoulli, D.,

Cita, M.B.,

Erickson, A.,

Garrison, R.E.,

Kidd, R.B.,

Mélierés, F.,

Müller, C.,

Wright, R:

Hu, F.S., Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the
Kaufman, D., Alaskan subarctic, *Science* 301, 1890–1893, 2003.

Yoneji, S.,

Nelson, D.,

Shemesh, A.,

Huang, Y.,

Tian, J., Bond,

G., Clegg, B.,

Brown, T:

Hu, S., & The extreme El Niño of 2015-2016 and the end of global warming
Fedorov, A. V: hiatus, *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3816–3824, 2017.

Doi:10.1002/2017gl072908.

Hu, Z. Z., Hu, Connection of summer rainfall variations in South and East Asia:
Z.Z., Wu, R., role of El Niño–southern oscillation, *International Journal of*
Kinter, J. L., *Climatology* 25(9): 1279-1289, 2005.

and Yang, S:

Huff, W.D., Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and

Bergström, Europe: biological, tectonomagnetic, and event-stratigraphic significance, *Geology* 20, 875-878, 1992.

D.R:

Hurrell, J.W., The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact, *Geophysical Monograph* 134.10.1029/134GM01, 2003.

Visbeck, M:

Hurrell, J. W. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic and H. Van Oscillation, *Climatic Change at High Elevation Sites*, Springer: 69-94, 1997.

Hurrell, J. W: Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679, 1995.

Huybers, P: Glacial variability over the last two million years: An extended depth-derived age model, continuous obliquity pacing, and the Pleistocene progression, *Quaternary Science Reviews* 26(1-2): 37-55, 2007.

Hyde, W.T, On the relation between polar continentality and climate: studies with a nonlinear energy balance model, *J Geophys Res* 95 (18):653–668, 1990.

North, G.R:

Hyde, W.T., Neoproterozoic ‘snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice sheet model, *Nature* 405, 425-429, 2000.

Baum, S.K.,

Peltier, W.R:

Imbrie, J., & Modeling the Climatic Response to Orbital Variations, *Science*, 207(4434), 943–953, 1980. Doi:10.1126/science.207.4434.943.

Imbrie, J., On The Structure and Origin Of Major Glaciation Cycles, 2. The 100,000 year Cycle, *Paleoceanography*, 8, 698, 1992.

Boyle, E.A.,
 Clemens, S.C.,
 Duffy, A.,
 Howard, W.R.,
 Kukla, G.,
 Kutzbach, J.,
 Martinson, D.
 G., McIntyre,
 A., Mix, A.C.,
 Molfino, B.,
 Morley, J.J.,
 Peterson, L.C.,
 Pisias, N.G.,
 Prell, W. L.,
 Raymo, M.E.,
 Shackleton,
 N.J., and
 Toggweiler, J.

R:

Imbrie, J., K. P. Ice Ages: Solving the Mystery, Harvard University Press,
 Imbrie: Cambridge, 1986, MA.

Indeje, M., ENSO signals in East African rainfall and their prediction
 Semazzi, potentials, Int. J. Climatol. 20, 19–46, 2000.

F.H.M., Ogallo,

L.J:

Ineson, S. and The role of the stratosphere in the European climate response to El
 Scaife. A: Niño, Nature Geoscience 2(1): 32-36, 2009.

IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis,
 Stockholm,2013.

- Isbell, J. L., Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics, Cole, D. I., & Catuneanu, O: Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space, 71–82, 2008. Doi:10.1130/2008.2441(05).
- Jordan, T. H: Structural Geology of the Earth's Interior, Proceedings National Academy of Science, 76, 4192–4200, 1979.
- Jorde, L.B., Using Mitochondrial and nuclear DNA markers to reconstruct human evolution, Bamshad, M., BioEssays 20,126-136,1998.
- Rogers, A.R:
Joseph, R: Climate Change: The First Four Billion Years – The Biological Cosmology of Global Warming and Global Freezing, <http://journalofcosmology.com/ClimateChange116.html> (27.03.2012). Journal of Cosmology 8, 2010.
- Joseph, R: Extinction, metamorphosis, evolutionary apoptosis, and genetically programmed species mass death, Journal of Cosmology, 2, 235-255, 2009’c.
- Joseph, R: The evolution of life from other planets, Cosmology 1, 100-200,2009’a.
- Kandji, S., Climate Change Climate and Variability in Southern Africa: Impacts and Adaptation in the Agricultural Sector, United Nations Mackensen, J: Environmental Programme and World Agroforestry Centre. [Links]: 36, 2006.
- Kane, R: ENSO relationship to the rainfall of Sri Lanka, International Journal of Climatology 18(8): 859-871, 1998.
- Karakoç, A ve İzmir ve Ankara'da Yağış Paterni ile Kuzey Atlantik Salınımı

Tağıl, Ş: (NAO), Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi The Journal of International Social Research Cilt: 7 Sayı: 30 Volume: 7 Issue: 30, 2016.

Kasahara, A, Simulation experiments with a 12 layer stratospheric global
Sasamori, T, circulation model. I. Dynamical effect of the Earth's orography
Washington, and thermal influence of continentality, J Atmos Sci 30:1229–
W.M: 1251,1973.

Kasting, J.F: Methane and climate during the Precambrian era, Precambrian
Research 137, 119e129, 2005.

Kasting, J.F: Earth's early atmosphere, Science 259, 920e926, 1993.

Kaufman, A.J., Isotopes, ice ages and terminal Proterozoic Earth history,
Knoll, A.H., Proceedings of the National Academy of Science 94, 6600e6605,
Narbonne, G.M: 1997.

Kaufman, D.S, Evidence for a variable and wet Younger Dryas in southern
Anderson, R.S, Alaska, Quaternary Science Reviews 29: 1445–1452, 2010.

Hu, F.S, Berg,
E, and Werner
A:

Kayhan, M ve Havza Bazında Yağışın El Nino ve La Nina ile İlişkisi, Ankara,
Alan, İ: 2014.

Keigwin, L. D., Slope water current over the Laurentian Fan on interannual to
and R. S. millennial time scales, Science, 286, 520–523,
Pickart: doi:10.1126/science.286.5439.520, 1999.

Kelly, P. M. and Solar-cycle length, greenhouse forcing and global climate, Nature
Wigley, T. M. 360, 328–330, 1992.

L:

- Kennett, J.P., Regional deep-sea dynamic processes recorded by late Cenozoic and N. D. sediments of the southeastern Indian Ocean, Geological Society of America Bulletin, 87: 321-339, 1976.
- Kerr, A. and Huybrechts, P: The response of the East Antarctic ice sheet to the evolving tectonic configuration of the Transantarctic Mountains, Global and Planetary Change, 23, pp. 213-229, 1999.
- Kienast, S.S and McKay, J.L.: Sea surface temperatures in the subarctic Northeast Pacific reflect millennial-scale climate oscillations during the last 16 kyrs, Geophysical Research Letters 28: 1563–1566, 2001.
- Kirchner, I., and H.-F. Graf: Volcanos and El Nino: Signal separation in Northern Hemisphere winter, Clim. Dyn., 11, 341–358, 1995.
- Kirchner, I., G.L. Stenchikov, H.F. Graf, A. Robock, and J.C. Antuna: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, J. Geophys. Res., 104, 19,039–19,055, 1999.
- Kitoh, A: Mountain uplift and surface temperature changes, Geophysical Research Letter, Volume 24, Issue 2 15 January 1997, Pages 185-188.
- Kodera, K., and Kuroda, Y: Dynamical response to the solar cycle: Winter stratopause and lower stratosphere, J. Geophys. Res., 107(D24), 4749, doi:10.1029/2002JD002224, 2002.
- Kodera, K., Chiba, M and A general circulation model study of the solar and QBO modulation of the stratospheric circulation during the Northern

Shibata, K: Hemisphere winter, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1209–1212, 1991.

Kodera, K., Possible modulation of the connection between the Pacific and
Coughlin, K. Indian Ocean variability by the solar cycle, *Geophys. Res. Lett.*,
And Arakawa, 34, L03710, 2007. Doi:10.1029/2006GL027827.

O:

Kreichgauer, D: Die Äquatorfrage in der Geologie, Missionsdruckerei Steyl, 1-
394, 1902.

Krijgsman, W., Chronology, causes and progression of the Messinian salinity
Hilgen, F. J., crisis, *Nature*, 400(6745), 652–655, 1999, doi:10.1038/23231.

Raffi, I., Sierro,
F. J., & Wilson,

D. S:

Krivova, N. A., Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the
Balmaceda, L., surface magnetic flux, *Astron. Astrophys.*, 467, 335–346, 2007.
and Solanki, S. Doi:10.1051/0004-6361:20066725.

K:

Kroonenberg, S: On Bin Yıl Sonra Dünya, Kitap Yayınevi, İstanbul, 2010.

Kukla, G.B: *Nature* (London), 1, 63, 2S3, 600 (1975).

Kutzbach, J. E., The Influence of Changing Orbital Parameters and Surface
and Guetter, P. Boundary-Conditions on Climate Simulations for the Past 18000
J: Years, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 1726-1759, 1986.

Kutzbach, J.E., Pangaeon Climates Megamonsoons of the Megacontinent, J.
and Gallimore, *Geophys. Res. Atmos.*, 94, 3341–3357, 1989.

R.G:

Kutzbach, J.E., Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean
and Liu, Z: feedbacks in the middle Holocene, *Science*, 278, 440–442, 1997.

Kutzbach, J.E., Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau, *J. Geol.*, 101, 177–190, 1993.

Ruddiman,
W.F:

Labeyrie, L. D., Changes in the vertical structure of the North Atlantic ocean between glacial and modern times, *Quaternary Science Review*, Duplessy, J. C., Duprat, J., 11, 401-413, 1992.

Juillet-Leclerc,
A., Moyes, J.,
Michel, E. N.,
Kallel and
Shackleton, N.

J:

Labitzke, K. Some recent studies of probable connections between solar and atmospheric variability, *Annales Geophysicae*, 11, 1084-1094, 1993.

Labitzke, K., Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: The troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 50, 197–206, 1988. Doi:10.1016/0021-9169(88) 90068-2.

Labitzke, K., Connections between the troposphere and stratosphere on a decadal scale, *Tellus, Ser. A*, 47, 275–286, doi:10.1034/j.1600-0870.1995.t01-1-00008.x, 1995.

Labitzke, K.: Sunspots, the QBO and the stratospheric temperature in the north polar region, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 535–537, 1987. Doi:10.1029/GL014i005p00535.

- Lacis, A.A. and Keeping the sun in proportion, *Nature*, 360, 297, 1992.
- Carlson, B.E:
- Lamb, H.H: *Climate: Present, Past and Future, Volume 1. Fundamentals and Climate Now. Published in the U.S.A. by Methuen & Co. New York, 1981.*
- Le Mouél, J.L., Evidence for solar forcing in variability of temperatures and pressures in Europe, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(12), 1309–1321, 2009. Doi: 10.1016/j.jastp.2009.05.006.
- Blanter, E., Shnirman, M., & Courtillot, V: 10.1016/j.jastp.2009.05.006.
- Leal-Silva, M.C., & Velasco, 98–109, 2012. Doi: 10.1016/j.jastp.2012.08.010.
- Herrera, V.M:
- Lean, J., and Rind, D: Evaluating Sun-climate relationships since the Little Ice Age, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 61, 25-36, 1999 doi:10.1016/S1364-6826(98)00113-8.
- Lean, J., J. Beer, and Bradley, R: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3195–3198, 1995. Doi:10.1029/95GL03093.
- Lean, J: Variations in the Sun's radiative output, *Rev. Geophys.*, 29(4), 505–535, 1991. Doi:10.1029/91RG01895.
- Lee, S.Y. and Poulsen, C. J: Amplification of obliquity forcing through mean annual and seasonal atmospheric feedbacks, *Clim. Past*, 4, 205–213, doi:10.5194/cp-4-205-2008, 2008.
- Legrand, P: Lower Palaeozoic rocks of Algeria, See Holland 1985, pp. 6–90.

- Liu, Z., Colin, Major element geochemistry of glass shards and minerals of the C., & Youngest Toba Tephra in the southwestern South China Sea. Trentesaux, A: Journal of Asian Earth Sciences, 27(1), 99–107, 2006. Doi: 10.1016/j.jseaes.2005.02.003.
- Lockwood, M: What do Cosmogenic Isotopes Tell us About Past Solar Forcing of Climate? Space Science Reviews, 125(1-4), 95–109, 2006. Doi:10.1007/s11214-006-9049-2
- Loutre, M.F: Clues from MIS 11 to predict the future climate e a modelling point of view, Earth Planetary Sciences Letters 212, 213e224, 2003.
- Luterbacher, J., European seasonal and annual temperature variability, trends and Dietrich, D., extremes since 1500, Science, 303, 1499–1503, 2004. Xoplaki, E., Doi:10.1126/science.1093877.
- Grosjean, M., and Wanner, H: Luterbacher, J., The late Maunder Minimum (1675–1715) —A key period for R. Rickli, E. studying decadal scale climatic change in Europe, Clim. Change, Xoplaki, C. 49, 441–462, 2001. Doi:10.1023/A:1010667524422.
- Tinguely, C. Beck, C. Pfister, and Wanner, H: Luterbacher, J: The Late Maunder Minimum (AD 1675–1715) – Climax of the Little Ice Age in Europe, in Jones, P. D., Davies, T. D., Ogilvie, A. E. J., and Briffa, K. R. (eds.), Climate Impacts: The Last 1000 Years, Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich, U.K., Kluwer Academic Publishers, in press, 2000.
- Lyell, C: Principles of Geology, Being an Attempt to Explain the Former

Changes of the Earth's Surface by Reference to Causes Now in Operation, London: John Murray, 1830.

Mahmood, A., Correlation between Multivariate ENSO Index (MEI) and
Khan, T.M.A., Pakistan's summer rainfall, Pakistan Journal of Meteorology Vol
Faisal, N: 1(2), 2004.

Maier-Reimer, Ocean general circulation model sensitivity experiment with an
E, open Central American isthmus, Paleoclimatology 5:349–366,
Mikolajewicz, 1990.

U, Crowley,
T.J:

Maier-Reimer, Mean circulation of the Hamburg large-scale geostrophic ocean
E., general circulation model and its sensitivity to the thermohaline
Mikolajewicz, surface forcing, J Phys Oceanogr 23:731–757, 1993.

U., Hasselmann,
K:

Manabe, S., and A Comparison of Climate Model Sensitivity with Data from the
Broccoli, A. J: Last Glacial Maximum, Journal of the Atmospheric Sciences, 42,
2643-2651, 1985.

Manabe, S., and Mountains and arid climates of middle latitudes, Science, 247,
Broccoli, A.J: 192–194, 1990.

Manabe, S., The effects of mountains on the general circulation of the
Terpsta, T: atmosphere as identified by numerical experiments, J Atmos Sci
31:3–42, 1974.

Mann, M. E., Z. Global signatures of the Little Ice Age and Medieval climate
Zhang, S. anomaly and plausible dynamical origins, Science, 326, 1256–
Rutherford, R. 1260, 2009. Doi:10.1126/science.1177303.

S. Bradley, M.

K. Hughes, D.

Shindell, C.

Ammann, G.

Faluvegi, and F.

Ni:

Mariotti, A., Euro-Mediterranean rainfall and ENSO—a seasonally varying
Zeng, N., Lau, relationship, *Geophysical Research Letters* 29(12): 59-51-59-54,
K.M: 2002.

Mason, S. and The occurrence and predictability of droughts over southern
Tyson, P: Africa, *Drought: a global assessment*: 113-134, 2000.

Maunder, E. W: The Prolonged Sunspot Minimum 1675–1715, *Brit. Astron. Ass.*
J. 32,140–145, 1922.

McClure H.A: Early Paleozoic glaciation in Arabia, *Palaeogeogr.*
Palaeoclimatol.Palaeoecol. 25:315–26, 1978.

McCormick Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption, *Science* 1995,
MP, Thomason 373:399–404.

LW, Trepte

C.R:

McKay, C. P: Thickness of tropical ice and photosynthesis on a snowball Earth,
Geophys.Res. Lett., 27, 2153-2156, 2000.

McPhaden, ENSO as an integrating concept in earth science, *Science*
M.J., Zebiak, 314(5806): 1740-1745, 2006.

S.E., and

Glantz, M. H:

Meehl, G. A., A lagged warm eventlike response to peaks in solar forcing in the

and Arblaster, J. Pacific region, J. Clim., 22(13), 3647–3660, 2009.

M:

Meehl, G. A., A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the
Arblaster, J. M., Pacific region, J. Clim., 21, 2883–2897, 2008. Doi:10.1175/
Branstator, G., 2007JCLI1776.1.

and van Loon,

H:

Meehl, G. A., Solar and greenhouse gas forcing and climate response in the 20th
W. M. century, J. Clim., 16, 426–444, 2003. Doi:10.1175/ 1520-
Washington, T. 0442(2003)016<0426: SAGGFA>2.0.CO;2.

M. L. Wigley, J.

M. Arblaster,

and A. Dai:

Melosh, H. J., Ignition of global wildfires at the Cretaceous-Tertiary boundary,
Schneider, N. Nature, 343,251–254, 1990.

M., Zahnle, K.

J., & Latham,

D:

Merkel, U. and A high resolution AGCM study of the El Nino impact on the
Latif, M: North Atlantic/European sector, Geophysical Research Letters
29(9): 5-1-5-4, 2002.

Mesolella, K.J., The astronomical theory of climatic changes, Barbados data.

Matthews, R. Journal of Geology, 77, 250-274,1969.

K., Broecker,

W. S., Thurber,

D. L:

Milankovitch, Canon of insolation and the ice age problem (Israel Program for
M: Scientific Translations, Jerusalem), 1941.

Mix, A., Bard, Environmental processes of the ice age, land, oceans, glaciers
A., Schneider, (EPILOG), Quaternary Science Reviews, 20, 627-657, 2001.

R:

Monod O., Late Ordovician glaciation in Southern Turkey, *Terra Nova*, 15, Kozlu H., 249-257, 2003.

Ghienne J-F.,

Dean W.T.,

Günay Y., Le

Hérissé A.,

Paris F.,

Robardet M:

Moreno, J.I.L Positive and Negative Phases of the Wintertime North Atlantic and Oscillation and Drought Occurrence over Europe: A Serrano.S.M.V: Multitemporal-Scale Approach, *Journal fo Climate*, 2008. Doi: 10.1175/2007JCLI1739.1.

Morgan, J., Revisiting wildfires at the K-Pg boundary. *Journal of Geophysical Research, Biogeosciences*, 118(4), 1508–1520, 2013. & Goldin, T: Doi:10.1002/2013jg002428.

Muller R, A and Glacial Cycles and Astronomical Forcing, *Science* 277, 215,1997. MacDonald G, DOI: 10.1126/science.277.5323.215

J:

Muller, R. A., Ice Agesand Astronomical Causes: Data, Spectral Analysis and Mechanisms, Springer-Verlag, NewYork, 2000.

MacDonald, G.

J:

Naylor, R. L., Using El Nino/Southern Oscillation climate data to predict rice Falcon, W.P., production in Indonesia, *Climatic Change* 50(3): 255-265, 2001.

Rochberg, D.,

Wada, N:

Nazemosadat, On the relationships between ENSO and autumn rainfall in Iran, M. and Cordery, *International Journal of Climatology* 20(1): 47-61, 2000.

I:

Neff, U., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, Doi:10.1038/35077048.

M., Fleitmann, D., and Matter,

A:

Nicholls, N, Observed climate variability and change, In Climate Change Gruz, G.V, 1995, Houghton JT, Meira Filho LG, Callander BA, Harris N, Jonzel, J, Karl, Kattenberg A, Maskell K (eds). Cambridge University Press: T.R, Ogallo, Cambridge; 133–192.

L.A, Parker,

D.E:

Nicholls, N: The El Nino/southern oscillation and Australian vegetation. Vegetation and climate interactions in semi-arid regions, Springer: 23-36, 1991.

Nicholson, S. E. The relationship of the El Nino-Southern oscillation to African rainfall, International Journal of Climatology 17(2): 117-135, 1997.

Nigam, S., Linear simulation of the stationary eddies in a GCM, Part II: The Held, I.M., and “mountain model”, J. Atmos. Sci.,45, 1433–1452, 1988.

Lyons, S.W:

NOAA: National Centre for Environmental Information: Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures, Retrieved 20/05/2015, from <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>.

North, G. R: Theory of Energy-Balance Climate Models, Journal of the Atmospheric Sciences, 32, 2033-2043, 1975.

North, G.R., Simple energy balance model resolving the seasons and the
Mengel, J.G., continents: Application to the astronomical theory of the ice ages,
and Short, D.A: J. Geophys. Res., 88, 6576–6586, 1983.

Oglesby, R.J: Joining Australia to Antarctica: GCM implications for the
Cenozoic record of Antarctic Glaciation, Clim. Dyn., 6, 13–22,
1991.

Ohmoto, H., Sulphur isotope evidence for an oxic Archaean atmosphere,
Watanabe, Y., Nature 442, 908e911, 2006.

Ikemi, H.,

Poulson, S.R.,

Taylor, B.E:

Olsen.J., Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200
Anderson, N. J., years, Nature Geoscience, VOL 5,2012. Doi:
and Knudsen, 10.1038/NGEO1589.

M. F:

Ökten, A: Güneşin Manyetizmasına Genel Bir Bakış, XIII. Ulusal
Astronomi Toplantısı.2-6 Eylül 2002, TUG, Antalya.

Palle Bago, E., The influence of cosmic rays on terrestrial clouds and global
Butler, C. J: warming, Astronomical Geophysics 41, 4.18-4.22, 2000.

Parker D.E., Climate Change, V.31, 559-600, 1995.

Folland C.K.

and Jackson M:

Paul R. Renne, Synchrony and Causal Relations Between Permian-Triassic
Michael T. Boundary Crises and Siberian Flood Volcanism, Science 08 Sep
Black, Zhang 1995: Vol. 269, Issue 5229, pp. 1413-1416 DOI:
Zichao, Mark 10.1126/science.269.5229.1413.

A. Richards,

Asish R:

Pauling, A., Five hundred years of gridded high resolution precipitation
Luterbacher, J., reconstructions over Europe and the connection to large-scale
Casty, C., and circulation, *Clim. Dyn.*, 26, 387–405, 2006. Doi:10.1007/s00382-
Wanner, H: 005-0090-8.

Pavlov, A.A., UV shielding of NH₃ and O₂ by organic hazes in the Archean
Brown, L.L., atmosphere, *J. Geophys. Res.* 106, 23267–23287, 2001'b
and Kasting,
J.F:

Pavlov, A.A., UV shielding of NH₃ and O₂ by organic hazes in the Archean
Kasting, J.F., atmosphere, *Journal of Geophysical Research* 106, 23267e23287,
Brown, L.L: 2001'a.

Petit, J.R., J. Climate and atmospheric history of the past 420,000 from the
Jouzel., D. Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429-436, 1999.

Raynaud, N.I.

Barkov, J.M.

Barnola, I.

Basile, M.

Bender, J.

Chappellaz, M.

Davis, G.

Delaygue, M.

Delmotte, V.M.

Kotlyakov, M.

Legrand, V.Y.

Lipenkov, C.

Lorius, L.

Pepin, C. Ritz,

E. Saltzman,

and M.

Stievenard:

Petraglia, M. The Toba volcanic super-eruption, environmental change, and
D., Ditchfield, hominin occupation history in India over the last 140,000 years,
P., Jones, S., Quaternary International, 258, 119–134, 2012. Doi:
Korisettar, R., 10.1016/j.quaint.2011.07.042.

& Pal, J. N:

Pfister, C: Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und
Naturkatastrophen 1496– 1995, Paul Haupt Verlag, Bern,
Stuttgart, Wien, 1999.

Phillipps, P. J., The Response to Orbital Perturbations in an Atmospheric Model
and Held, I. M: Coupled to a Slab Ocean, Journal of Climate, 7, 767-782, 1994.

Podestá, G., Use of ENSO-related climate information in agricultural decision
Letson, D., making in Argentina: a pilot experience, Agricultural Systems
Messina, C., 74(3): 371-392, 2002.

Royce, F.,

Ferreira, R. A.,

Jones, J., James

Hansen, J.,

Llovet, I.,

Grondona, M.,

O'Brien, J. J:

Polat, A: Yerküre üzerindeki yaşamın kökenine ve evrimine jeolojik bir
bakış açısı, Mavi Gezegen. 2016 Sayı 21, 2016.

Pollack, J.B., Environmental effects of an impact-generated dust cloud:
Toon, O.B., Implications for the Cretaceous-Tertiary extinctions, 1983.
Ackerman, T.P., Science, 219: 287-289.

McKay C.P.

and Turco, R.P:

Pollard, D., Hysteresis in Cenozoic Antarctic ice sheet variations, *Glob. DeConto, R.M: Planet*, 2005. Change 45, 9–21.

Pope, K. O., Impact winter and the Cretaceous/Tertiary extinctions: Results of Baines, K. H., a Chicxulub asteroid impact model, *Earth and Planetary Science Ocampo, A. C., Letters*, 1994, 128(3-4), 719–725. doi:10.1016/0012-821x & Ivanov, B. A: (94)90186-4.

Pope. R. J., Influence of the wintertime North Atlantic Oscillation on Chipperfield. European tropospheric composition: an observational and M.P., Arnold, modelling study, *Atmos. Chem. Phys.*, 2018, 18, 8389–8408, S.R., Glatthor, 2018 <https://doi.org/10.5194/acp-18-8389-2018>.

N., Feng, W.,

Dhomse, S.S.,

Kerridge, B.J.,

Latter, B.G.,

and Siddans, R:

Poulsen, C.J., Response of the mid-Cretaceous global oceanic circulation to Barron, E.J., tectonic and CO₂ forcings, *Paleoceanography*, 16, 576–592., Arthur, M.A., 2001.

and Peterson,

W.H:

Prell, W., and Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and Kutzbach, J.E: implications for its evolution. *Nature*, 360, 647–652, 1992.

Prieto.L., NAO influence on extreme winter temperatures in Madrid Garcia, R., (Spain), *Annales Geophysicae*, European Geosciences Union, 20: Diaz, J., 2077–2085, 2002.

Hernandez, E.,

Del Teso, T:

R. Tiedemann, *Paleoceanography* 9, 619 (1994).

M. Sarnthein,

N. J.

Shackleton:

Rabeharisoa J. "El Niño climate disturbance in northern Madagascar and in the
M., Ratiarison Comoros ", 2013.

A., Rakotovao

N., Ali, S.A:

Ramesh, R: Sun-Climate relationship in the past, 2015.

Rampino MR, Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba
Self S: super-eruption, Nature 1992, 359:50–52.

Rampino, M. Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and
R., and Self, S: Agung (1963), their stratospheric aerosols and climatic impact,
Quaternary Research, v. 18, p. 127–143.1982.

Rampino, M. Volcanic winters, Annual Review of Earth and Planetary Science,
R., Self, S., and v. 16, p. 73–99, 1988.

Stothers, R. B:

Randall, C. E., Energetic particle precipitation effects on the Southern
Harvey, V. L., Hemisphere stratosphere in 1992–2005, J. Geophys. Res., 112,
Singleton, C. S., D08308, 2007. Doi:10.1029/2006JD007696.

Bailey, S. M.,

Bernath, P. F.,

Codrescu, M.,

Nakajima, H.,

Russell, J. M:

Rasmussen S.O, A new Greenland ice core chronology for the last glacial
Andersen, K. termination, Journal of Geophysical Research 111: 2006.
K., Svensson, <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006079>.

A.M.,

Steffens
 en, J.P.,
 Vinther, B.M.,
 Clausen, H.B.,
 Andersen, M.L.,
 Johnsen,
 S.J., Larsen,
 L.B., Bigler,
 M.,
 Röthlisberger,
 R., Fischer, H.,
 Goto-
 Azuma, K.,
 Hansson, M. E.,
 and Ruth, U:
 Raymo, M.E., The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery,
 and Paleoceanography, 18, 1011, doi:10.1029/2002PA000791,2003.
 Nisancioglu, K:
 Raymo, M.E., Tectonic Forcing of late Cenozoic climate, Nature,1992, 359,
 and Ruddiman, 117–122.
 W.F:
 Reddy, P. R., Impact Due To Sunspot Activity on Climate Change: Some
 and Reddy. Salient Results, Indexed in Scopus Compendex and
 D.V: Geobase Elsevier, Geo-Ref Information Services-USA, List B of
 Scientific Journals, Poland, Directory of Research Journals ISSN
 0974-5904, Volume 09, No. 01.2016

 Redmond, K. Surface climate and streamflow variability in the Western United
 T., and Koch, R. States and their relationship to large-scale circulation indices,
 W: Water Resources Research, 1991, 27 (9): 2381–99.

- Reid, G.C: Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record, *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(D2), 2835-2844
- Renne, F.R., Time Scales of Critical Events Around the Cretaceous-Paleogene Deino, A. L., Boundary, *Science* Vol:339, Issue 6120, 2013.
- Hilgen, F. J.,
 Kuiper, K. F.,
 Mark, D. F.,
 Mitchell, W. S.,
 Morgan, L.E.,
 Mundil, R.,
 Smit, J:
 Rind D. And Modeling the effects of UV variability and the QBO on the Balachandran, troposphere-stratosphere system, Part II: The troposphere, *J. Clim.* N.K: 8, 2080–2095, 1995.
- Robertson, E. The Interior of the Earth, USGS. <http://pubs.usgs.gov/gip/interior/>, C: 2001.
- Robinson, P.L: Palaeoclimatology and continental drift. In: Tarling D, Runcorn S (eds) *Implications of continental drift to earth sciences*, vol 1. Academic Press, New York, pp 451– 476, 1973.
- Robock A: Pinatubo eruption: The climatic aftermath, *Science* 2002, 295:1242–1244.
- Robock A: Volcanic eruptions and climate. *Rev Geophys* 2000, 38:191–219.
- Robock, A. and Winter warming from large volcanic eruptions, *Geophys. Res. Lett.* 12, 24052408. Groisman, P.Y. (1992) Possible regional

climate consequences of the Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.* 19, 16031606, 1992.

Robock, A: Volcanic eruptions and climate, Volume 45, Issue 3, *Reviews of Geophysics*, 2000.

Ropelewski, C. Global and regional scale precipitation patterns associated with F. and Halpert, the El Niño/Southern Oscillation, *Monthly weather review* 115(8): M. S: 16061626, 1987.

Ropelewski, North American precipitation and temperature patterns associated C.F, Halpert, with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), *Mon. Weather M.S: Rev.* 114: 2352–2362, 1986.

Roscoe, S. M: Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield, *Geol. Surv. Can. Pap.* 68-40, 1969.

Roscoe, S.M: The Huronian Supergroup: A Paleoproterozoic succession showing evidence of atmospheric evolution, *Geological Society of Canada, Special Paper* 12, 31e48, 1973.

Rosenzweig, C., Climate change and extreme weather events; implications for food Iglesias, A., production, plant diseases, and pests, *Global change & human Yang, X.B., health* 2(2): 90-104, 2001.

Epstein, P.R.,

Chivian, E:

Rottman, G: Measurements of total and spectral solar irradiance, *SpaceSci.Rev.*, this volume, doi: 10.1007/s11214-006-9045-6, 2006.

Rowell, D. P: Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel.

Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 127(575):
1683-1706, 2001.

Ruddiman, W. 41,000-Year Cycles- North-Atlantic Ocean and Northern-
F., Raymo, M., Hemisphere Ice Sheets, Earth and Planetary Science Letters, 80,
and McIntyre, 117-129, 1986.

A:

Ruddiman, Late Cenozoic uplift in southern Asia and the American West:
W.F., Prell, rationale for general circulation modeling experiments, J Geophys
W.L., Raymo, Res 94 (18):379–391, 1989.

M.E:

Ruddiman, Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere Climate by
W.F., and Plateau Uplift in Southern Asia and the American West, J.
Kutzbach, J.E: Geophys. Res. Atmos., 94, 18409–18427, 1989.

Ruddiman, Plateau uplift and climatic change, Sci. Am., 264, 66–75, 1991.

W.F., and

Kutzbach, J.E:

Ruddiman, Orbital changes and climate, Quaternary Science Reviews 25,
W.F: 3092-3112, 2006.

Salinger, M. J: Climate variability and change: past, present and future—an
overview, Climatic Change 70(1-2): 9-29, 2005.

Samedo, A: The North Atlantic Oscillation Influence on the Wave regime in
Portugal: An extreme Wave Event Analysis, Yüksek Linsas Tezi,
Monterey California, Naval Postgraduate School, 2005.

Sarachik, E. S. The El Nino-southern oscillation phenomenon, Cambridge
and Cane, M. A: University Press, 2010.

- Sarikaya, M.A: Recession of the ice cap on Mount Ağrı (Ararat), Turkey, from 1976 to 2011 and its climatic significance, *Journal of Asian Earth Science*, 46, 190-194, 2012.
- Sarnthein, M., Global wind induced change of deep sea sediment budgets, new and Fenner, J: ocean production and CO₂ reservoirs ca. 3.3–2.35 Ma BP, *Philos Trans R Soc Lond B* 318:487–504, 1988.
- Sarnthein, M., Ocean Drill. Program Sci. Results 108, 167 1989.
- and Tiedemann, R:
- Sarnthein, M., Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last Winn, K., Jung, 30,000 years: Eight time slice reconstructions, *Paleoceanography*, S. J. A., 9, 209-267, 1994.
- Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H., & Ganssen, G:
- Saunders, A and The Siberian Traps and the End-Permian mass extinction: a Reichow, M: critical review, *Chinese Science Bulletin*, January 2009, vol. 54, no. 1, 20-37.
- Scafetta, N., Phenomenological reconstructions of the solar signature in the West, B.J: Northern Hemisphere surface temperature records since 1600, *J. Geophys. Res.* 112, D24S03, 2007.
- Schaefer, B: Sunspots that changed the world, *Sky and Telescope*, April, 34-38, 1997.
- Schaller, N., Climate effects of the 1883 Krakatoa eruption: Historical and Griesser, T., present perspectives, *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden*

- Fischer, A.M., Gesellschaft in Zürich (2009) 154(1/2): 31–40.
- Stickler, A.,
Brönnimann, S:
Schmidt, A and Volcanism, the atmosphere and climate through time, Volcanism
Robock, A: and Global Environmental Change Publisher: Cambridge
University Press, 2015. DOI: 10.1007/9781107415683.014
- Schove, D. J: Sunspot cycles, Pennsylvania: Hutchinson Ross, 1983.
- Schwarzbach, Climates of the past, New York, Van Nostrand, 1963.
M:
Seager, R., Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? Q. J. R.
Battisti, D.S., Meteorol. Soc., 128, 2563–2586, 2002.
Yin, J., Gordon,
N., Naik, N.,
Clement, A.C.,
and Cane, M.A:
Sepkoski J.J: Diversity in the Phanerozoic oceans: a partisan review, See
Dudley 1991, 1:210–36, 1991.
- Serreze, M. C., Icelandic low activity: climatological features, linkages with the
Carse, F., Barry, NAO, and relationships with recent changes in the Northern
R. G., and Hemisphere circulation, J. Climate, 10, 453–464, 1997.
Rogers. J. C:
Sezer, L, İ: Güneş Lekeleri ile İklim Unsurları Arasındaki İlişkiler Üzerine
Bir inceleme: İzmir Örneği (1942-1963), Ege Coğrafya Dergisi 7
(1993), 161-187, İzmir Acgcan Gcographical Journal, 7 (1993),
161-187, İzmir—TÜRKİYE.
- Shaman, J., An Atmospheric Teleconnection Linking ENSO and
Tziperman, E: Southwestern European Precipitation, Journal of Climate 24 (1)

(January): 124–139, 2011. doi:10.1175/2010jccli3590.1

Sharpton V. L. Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary
and Ward P. D: Conference on Impacts, Volcanism, and Mass Mortality, Geol.
Soc. Amer. Spec. Paper 247. 631 pp, 1990.

Sharpton, V.L., New links between the Chicxulub impact structure and the
Dalrymple, Cretaceous/Tertiary boundary, *Nature*, 359: 819-821, 1992.

G.B., Marin,

L.E., Ryder, G.,

Schuraytz, B.C.

and Urrutia-

Fucugauchi, J:

Sheehan, P, M: The Late Ordovician mass extinction, May 2001. *Annual Review
of Earth and Planetary Sciences* 29(1): 331-364. DOI:
10.1146/annurev.earth.29.1.331

Shindell, D. T., Dynamic winter climate response to large tropical volcanic

Schmidt, G. A., eruptions since 1600, *J. Geophys. Res.*, 109, 2004. D05104,

Mann, M. E., doi:10.1029/2003JD004151.

and Faluvegi G:

Shindell, D. T., Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas,

Schmidt, G. A., ozone, solar, and volcanic forcing, *J. Geophys. Res.*, 106, 7193–

Miller, R. L., 7210, 2001. Doi:10.1029/2000JD900547.

and Rind, D:

Short, D.A., Filtering of Milankovitch cycles by earth's geography, *Quaternary*

Mengel, J.G., *Res* 35:157–173.

Crowley, T.J.,

Hyde, W.T.,

North, G.R:

Shrestha, M: Interannual variation of summer monsoon rainfall over Nepal and

its relation to Southern Oscillation Index, *Meteorology and Atmospheric Physics* 75(1-2): 2128, 2000.

Sigurdsson H., *Encyclopedia of Volcanos*, Academic Press, San Diego:pg. 10-11, Houghton B.F., 932-935, 937-941, 2000.

McNutt S.R.,

Rymer H., Stix

J:

Siggurdson, O., Relation of glacier variations to climate changes in Iceland, and Jonsson, T: *Annals of Glaciology*, 21, 263-270, 1995.

Sigurdsson, H., The impact of the Cretaceous/Tertiary bolide on evaporite terrain D'Hondt, S., & and the generation of major sulfuric acid aerosol, *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 543–559, 1992.

Sikka, D: Some aspects of the large scale fluctuations of summer monsoon rainfall over India in relation to fluctuations in the planetary and regional scale circulation parameters, *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences* 89(2): 179-195, 1980.

Simskin, T. and Krakatau 1883 – the volcanic eruption and its effects, *Smithsonian Fiske, R. S: Institution Press, Washington, D. C.,1983.*

Smitch J: *Climatic Effects of the 1815 Eruption of Tambora*, 2009.

Solanki, S. K., Solar Variability of Possible Relevance for Planetary Climates, & Krivova, N. *Space Science Reviews*, 125(1-4), 25–37, 2006.
A: Doi:10.1007/s11214-006-9044-7

Solanki, S. K., Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the

- Usoskin, I. G., previous 11,000 years, *Nature* 431, 1084–1087, 2004.
- Kromer, B.,
Schüssler, M.,
and Beer, J:
Song, S.R, Newly discovered eastern dispersal of the youngest Toba tuff,
Chen, C.H., *Marine Geology* 167, 303–312, 2000.
- Lee, M.Y.,
Yang, T.F.,
Lizuka, Y.,
Wei, K.Y:
Soukharev, B. Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression
E., and Hood, L. analysis of long-term satellite data sets and comparisons with
L: models, *J. Geophys. Res.*, 111, D20314, 2006.
Doi:10.1029/2006JD007107.
- Souriau, A. and Grape harvest dates for checking NAO paleoreconstructions,
Yiou, P: *Geophys. Res. Lett.* (In press), 2001.
- Spruit, H. C: Effect of spots on a star's radius and luminosity, *Astron. Astrophys.* 108, 348– 355, 1982.
- Steinhilber, F., 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores
Abreu, J. A., and tree rings, *Proceedings of the National Academy of Sciences*,
Beer, J., 109(16), 5967–5971, 2012. Doi:10.1073/pnas.1118965109
- Brunner, I.,
Christl, M.,
Fischer, H., ...
Wilhelms, F:
Steinhilber, F., Interplanetary magnetic field during the past 9300 years inferred
J. A. Abreu, J. from cosmogenic radionuclides, *J. Geophys. Res.*, 115, A01104,
Beer, and 2010. Doi:10.1029/2009JA014193.
- McCracken, K.

G:

Steinhilber, F., Total solar irradiance during the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, J. Beer, and 36, L19704, 2009. Doi:10.1029/2009GL040142.

Fröhlich, C:

Stolov, H.L., Investigation of the responses of the general circulation at 700 and Shapiro, R: mbar to solar-geomagnetic disturbance, *Journal of Geophysical Research*, v. 79, p. 2161–2170, 1974.

Suarez, M. J., Sensitivity of an Energy-Balance Climate Model to Variations in and Held, I. M: the Orbital Parameters, *Journal of Geophysical Research Oceans and Atmospheres*, 84, 4825-4836, 1979.

Svenmark, H., Variation of cosmic ray flux and global cloud coverda missing Friis- link in solareclimate relationships, *Journal of Atmospheric and Christensen, E: Solar-Terrestrial Physics* 59, 1125e1132, 1997.

Swisher, C.C., Coeval $4^{\circ}\text{Ar}/3^{\circ}\text{Ar}$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub Grajales- Crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites, Nishimura, *Science*, 257: 954-958, 1992.

J.M.,

Montanari, A.,

Margolis, S.V.,

Claeys, P.,

Alvarez, W.,

Renne, P.,

Cedillo-Pardo,

E., Maurrasse,

F.J-M.R.,

Curtis, G.H.,

Smit, J. and

McWilliams,

M.O:

Şahin, Ü., ve İklim Değişikliği ve Kuraklık, İstanbul Politikalar Merkezi (IPM),
Kurnaz, L: İstanbul, 2014.

Tao, F., Climate changes and trends in phenology and yields of field crops
Yokozawa, M., in China, 1981–2000, Agric. For. Meteorol. 138, 82–92, 2006.

Xu, Y.,

Hayashi, Y.,

Zhang, Z:

Tarling, D.H: Climatic Change, (ed. Gribbin. J)3-34 Cambridge Universty
Press,1978.

Taschetto, A. S. El Niño Modoki impacts on Australian rainfall, Journal of Climate
and England, M. 22(11): 3167-3174, 2009.

H:

Tayanç, M., İm, Climate change in Turkey for the last half century, Climatic
U., Doğruel M. Change, 94, 483– 502, 2009.

and Karaca, M:

Thomas, C.D., Extinction risk from climate change, Nature, 427 (6970). Pp. 145-
Cameron, A., 148. ISSN 0028-0836, 2004.

Green, R.E.,

Bakkenes, M.,

Beaumont, L.J.,

Collingham,

Y.C, Erasmus,

B.F., De

Siqueira, M.F.,

Grainger, A.,

Hannah, L.,

Hughes, L.,

Huntley, B.,

Van Jaarsveld,
A.S., Midgley,
G.F., Miles, L.,
Ortega-Huerta,
M.A., Peterson,
A.T., Phillips,
O.L., Williams,
S.E:

Thompson, D. Annular modes in the extratropical circulation, Part I: Month-to-month variability, *J. Climate*, 13, 1000–1016, 2000.

Wallace, J. M:

Thompson, S. Seasonal Zonal Energy-Balance Climate Model with an Interactive Lower Layer, *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 84, 2401-2414, 1979.

Timmermann, Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming, *Nature* 398(6729): 694-697, 1999.

J., Bacher, A.,
Esch, M., Latif,
M., Roeckner,
E:

Toby Tyrrella, Severity of ocean acidification following the end-Cretaceous asteroid impact, *PNAS* published ahead of print May 11, 2015
Armstrong, D: doi.org/10.1073/pnas.1418604112.

Tokioka, T. and Effects of large-scale orography on January atmospheric circulation: a numerical experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 819-840, 1986.

Toon, O. B., Evolution of an impact generated dust cloud and its effects on the atmosphere, In L. T. Silver, & P. H. Schultz (Eds.), *Geological*

Ackerman, T. Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the P., Turco, R. P., Earth, Special Papers Geological Society of America Vol. 190, pp. McKay, C. P., 187–200, 1982.

& Liu, M. S:

Trenberth, K. E. The 1990–1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on and Hoar, T. J: record, Geophysical Research Letters 23(1): 57-60, 1996.

Trenberth, K. E: The definition of El Nino, Bulletin of the American Meteorological Society 78(12): 2771-2777, 1997.

Turkes, M, and Climatological responses of winter precipitation in Turkey to Erlat E: variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930–2001, Theor Appl Climatol 81: 45–69, 2005'a.

Turoğlu, H: Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi, Çantay Yayınları, İstanbul, 2011.

Türkeş, M ve Türkiye’de Kuzey Atlantik Salınımı ile Bağlantılı Yağış Erlat E: Değişikliklerinin 500 hPa Seviyesindeki Dolaşımına Açıklanması, Ulusal Coğrafya Kongresi (Prof. Dr. İsmail Yalçınlar Anısına), 29–30 Eylül 2005, İstanbul Bildiri Kitabı, s. 363–372, 2005'b.

Türkeş, M. and, Precipitation Changes and Variability in Turkey Linked to the Erlat, E: North Atlantic Oscillation During the Period 1930-2000, International Journal of Climatology, S. 23, s. 1771-1796, 2003'a.

Türkeş, M: İklim Değişiklikleri Kambriyen'den Pleyistosen'e, Geç Holosen'den 21.Yüzyıl'a, Ege Coğrafya Dergisi, 22/1 (2013), 1-25, İzmir Aegean Geographical Journal, 22/1 (2013), 1-25, İzmir.

Türkeş, M: Klimatoloji ve Meteoroloji, Birinci Baskı, Kriter Yayınevi- Yayın No. 63, Fiziki Coğrafya Serisi No. 1, ISBN: 978-605-4613-26-7,

650 + XXII sayfa, İstanbul, 2010.

Türkeş, M., ve Türkiye’de Kuzey Atlantik Salınımı ile Bağlantılı Yağış
Erlat, E: Değişiklikleri ve Değişebilirliği, III. Atmosfer Bilimleri
Sempozyumu, İstanbul, 2003’b.

USGS: USGS Fact Sheet FS-095-00 August 2000.

Varadi, F., Successive Refinements In Long-Term Integrations Of Planetary
Runnegar, B ve Orbits, The Astrophysical Journal, 592:620–630, 2003 July 20.

Ghil, M:

Varikoden, H., Droughts of Indian summer monsoon associated with El Niño and
Revadekar, J. Non-El Niño years, International Journal of Climatology, 2014.

V., Choudhary,

Y., and Preethi,

B:

Versteegh, Solar forcing of climate. 2: Evidence from the past, Space Sci.
G.J.M: Rev. 120, 243–286, 2005.

Visbeck, M., An ocean model’s response to North Atlantic Oscillation like
Cullen, H., wind forcing, Geophys. Res. Lett., 25, 4521–4524, 1998.

Krahmann, G.,

and Naik, N:

Von Grafenstein A midEuropean decadal isotope-climate record from 15,500 to
U, Erlenkeuser 5000 years B.P, Science 284: 1654–1657, 1999.

H, Brauer A,

Jouzel J, and

Johnsen SJ:

Vonmoos, M., Large variations in Holocene solar activity: Constraints from
Beer, J., and 10Be in the Greenland Ice Core Project ice core, J. Geophys. Res.,
Muscheler, R: 111, A10105, 2006. Doi:10.1029/2005JA011500.

- Vural.G: Fiziki Özellikleri ve Beşerî Etkileriyle: Küçük Buzul Çağı (1380-1850), T.C İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı.Yüksek Lisans Tezi,2016.
- Wallace, J. M., Teleconnections in the geopotential height field during the and Gutzler, D. Northern Hemisphere winter, Mon.Wea. Rev., 109, 784–812, S: 1981.
- Wang.C., Deser, El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review, P.W. Glynn C., Yu, J.Y., vd, (Eds.), Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific, Coral DiNezio, P., and Reefs of the World 8, 2016. Doi:10.1007/978-94-017-7499-4_4 Clement, A:
- Wanner, H., North Atlantic Oscillation- concepts and studies, Survey Brönnimann, S., Geophys., 22, 321–381, 2001.
- Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E:
- Wanner, H., Interannual to Century Scale Climate Variability in the European Holzhauser, H. Alps, Erdkunde 54, 62–69, 2000.
- P., Pfister, C., and Zumbühl, H:
- Wanner, H., Wintertime European circulation patterns during the late Maunder Pfister, C., Minimum cooling period (1675–1704), Theor. Appl. Climatol., Brázdil, R., 51, 167–175,1995. Doi:10.1007/BF00867443.
- Frich, P., Frydendahl, K.,

- Jónsson, T.,
 Kington, J.,
 Lamb, H.H.,
 Rosenørn, S.,
 Wishman, E:
 Wanner, H., Global climate change and variability and its influence on Alpine
 Rickli, R., climate – concepts and observations, *Theor. Appl. Climatol.* 58,
 Salvisberg, E., 221–243, 1997.
 Schmutz, C.,
 and Schüepp,
 M:
 Waple, A. M., Long-term patterns of solar irradiance forcing in model
 Mann, M. E., experiments and proxy-based surface temperature reconstructions,
 and Bradley, R. *Clim. Dyn.*, 18, 563–578, 2002.
 S:
 Waple, A.M.: The Identification Of a Solar Signal In Climate Records Of The
 Last 500 Years Using Proxy And Model-Based Analysis And The
 Implication For Natural Climate Variability. September 2006
 Department of Geosciences.
- Ward, P.D., Altered river morphology in South Africa related to the Permian-
 Montgomery, Triassic extinction, *Science*, v. 289, p. 1740–1743,
 D.R., and 2000. doi:10.1126 /science.289.5485.1740.
- Smith, R:
 Ward, S. N., & Asteroid impact tsunamis: A probabilistic hazard assessment,
 Asphaug, E: *Icarus*, 145, 64–78, 2000. <https://doi.org/10.1006/icar.1999.6336>
- Weber, S. L.: A timescale analysis of the Northern Hemisphere temperature
 response to volcanic and solar forcing, *Clim. Past*, 1, 9–17, 2005.
 Doi:10.5194/cp-1-9-2005.

- Webster, P. J., Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for
Magaña, V. O., prediction, *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012)
Palmer, T. N., 103(C7): 14451-14510, 1998.
- Shukla, J.,
Tomas, R. A.,
Yanai, M., &
Yasunari, T:
Weertman, J: Stability of ice-age ice sheets, *Journal of Geophysical Research*,
66(11), 3783–3792, 1961. Doi:10.1029/jz066i011p03783.
- Wegener, A: The origins of continents, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2002)
91: S4–S17 DOI 10.1007/s00531-002-0271-1.
- White, W. B., Response of global upper ocean temperature to changing solar
Lean, J., Cayan, irradiance, *J. Geophys. Res.*, 102, 3255–3266, 1997.
D. R., and Doi:10.1029/96JC03549.
- Dettinger, M. D:
Wilby, R. L., The North Atlantic Oscillation and British Isles climate
O'Hare, G., and variability, 1865-1996, Department of Geography, University of
Barnsley, N: Derby, 1997.
- Wiles, G. C., Century-scale solar variability and Alaskan temperature change
D'Arrigo, R. D., over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L15203, 2004.
Villalba, R., Doi:10.1029/2004GL020050.
- Calkin, P. E.,
and Barclay, D.
J:
Williams, M. A. Environmental impact of the 73ka Toba super-eruption in South
J., Ambrose, S. Asia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284(3-
H., van der 4), 295–314, 2009. Doi: 10.1016/j.palaeo.2009.10.009
Kaars, S.,

Ruehleemann,
C.,
Chattopadhyaya
, U., Pal, J., &
Chauhan, P. R:
Wirakusumah, Impact of the 1815 Tambora Eruption to global climate change,
A.D and IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 71 (2017)
Rachmat, H: 012007 do i:10.1088/1755-1315/71/1/012007.

Yeh.S, W., Kug, El Nino in a changing climate, Nature|Vol 461|24 September
J.S., Dewitte, 2009.
B., Kwon,
M.H., Kirtman,
B.P., & Jin, F.F:
Young, M.A., Insolation gradients and the paleoclimatic record, in Milankovitch
and Bradley, and Climate, Part2, edited by A.L. Berger vd., pp. 707-713, D.
R.S: Reidel, Norwell, Mass., 1984.

Yu, F., and Ito, Possible solar forcing of century-scale drought frequency in the
E: northern Great Plains, Geology, 27, 263–266, 1999.
Doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0263: PSFOCS>2.3.CO;2.

Zachos J.C.,
Terrence, M.,
Quinn, K. A.,
Salamy, K.
Salamy, A:
Zachos, J. C, N. Science 292, 274,2001.
J. Shackleton, J.
S. Revenaugh,
H. Palike, B. P.

Flower:

Zebiak, S. E., A model El Niño–Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, 115, and Cane, M. A: 2262–2278, 1987.

Zhang, D. D., Climate change and large-scale human population collapses in the Lee, H. F., pre-industrial era, *Global Ecology and Biogeography*, 20(4), 520–Wang, C., Li, 531, 2011. Doi:10.1111/j.1466-8238.2010.00625.x

B., Zhang, J.,
Pei, Q., & Chen,

J:

Zielinski, G.A., Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland Mayewski, ice core and implications for the volcano–climate system, *Science* P.A., Meeker, 1994, 264:948–952.

L.D., Whitlow,
S., Twickler,
M.S., Morrison,

M., Meese,
D.A., Gow,
A.J., Alley,

R.B:

Zielinski, G.A., A 110,000-yr record of explosive volcanism from the GISP2 Mayewski, (Greenland) ice core, *QuatRes* 1996, 45:109–118.

P.A., Meeker,
L.D., Whitlow,
S., Twickler,

M.S:

Zielinski, G.A: Climatic Impact of Volcanic Eruptions, Mini-Review *The Scientific World JOURNAL* (2002) 2, 869884 ISSN 1537-744X; DOI 10.1100/tsw.2002.83.

İNTERNET

- ✚ <http://agron>
www.agron.iastate.edu/courses/Agron541/classes/541/lesson07b/7b.1.html
- ✚ <https://ucmp.berkeley.edu/cambrian/cambtect.html>
- ✚ http://www.kursatozcan.com/ders_notlari/tarihsel_geoloji/3_kambriyen.pdf
- ✚ <http://www.bom.gov.au/climate/glossary/soi.shtml>
- ✚ [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/month_nao_index.shtml\(21.12.2019\)](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/month_nao_index.shtml(21.12.2019))
- ✚ <http://www.indiana.edu>
- ✚ http://www2.sunysuffolk.edu/mandias/lia/possible_causes.html
- ✚ https://earthobservatory.nasa.gov/features/Milankovitch/milankovitch_2.php
- ✚ [https://news.ucar.edu/sites/default/files/news/2014/905px_ENSO-Warm_Cold_Episode_DJF%20copy.jpg\)](https://news.ucar.edu/sites/default/files/news/2014/905px_ENSO-Warm_Cold_Episode_DJF%20copy.jpg))
- ✚ https://news.ucar.edu/sites/default/files/news/2014/905px_ENSOWarm_Cold_Episode_DJF%20copy.jpg
- ✚ <https://scripps.ucsd.edu/news/el-nino>
- ✚ https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_ts.shtml
- ✚ <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>
- ✚ <https://www.noaa.gov/multimedia/infographic/science-behind-polar-vortex>
- ✚ [http://www2.sunysuffolk.edu/mandias/lia/possible_causes.html\(08.04.2019\).](http://www2.sunysuffolk.edu/mandias/lia/possible_causes.html(08.04.2019).)
- ✚ [https://muchadoaboutclimate.wordpress.com/2013/08/03/4-5-billion-years-of-the-earths-temperature/\)](https://muchadoaboutclimate.wordpress.com/2013/08/03/4-5-billion-years-of-the-earths-temperature/)
- ✚ <https://www.theguardian.com/environment/2015/mar/05/what-is-el-nino>
- ✚ <https://www.sciencemag.org/news/2016/03/scientists-gear-drill-ground-zero-impact-killed-dinosaurs>
- ✚ <https://phys.org/news/2018-04-climate-atlantic-currents-europe-seaboard.html>
- ✚ [https://spaceplace.nasa.gov/asteroid-or-meteor/en/\(08.02.2019\)](https://spaceplace.nasa.gov/asteroid-or-meteor/en/(08.02.2019))