



Ege Coğrafya Dergisi, 22/1 (2013), 1-25, İzmir
Aegean Geographical Journal, 22/1 (2013), 1-25, İzmir—TURKEY

İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ: KAMBRİYEN'DEN PLEYİSTOSENE, GEÇ HOLOSEN'DEN 21. YÜZYIL'A

*Climate Changes: from the Cambrian to the Pleistocene,
and from the Late Holocene to the 21st Century*

Murat TÜRKEŞ

*İstatistik Bölümü Bağlantılı Orta Doğu Teknik Üniversitesi
comu.muratturkes@gmail.com*

Abstract

This study aims at summarising the some important processes that are required to explain the paleoclimate changes and making a detailed explanation and a comparable regional and temporal climatological synthesis of the Holocene epoch, corresponding to the last about 11,000 years of Earth's 4.6 billion-year long geological and climatic history, in terms of the Science of History. In this respect, by starting from the variability types that occur associated with the internal processes and dynamics (internal variability), some important theoretical subjects were handled in accordance with the purpose of the study. In order to perform this, we focused on the process characterised with relatively high frequency variations, on which we have the greatest information. Consequently, for instance, the issues related with internal variability of the deep ocean circulation and the continental ice sheets (inlandsis), and human-induced climate change occurred after the industrial revolution were not discussed.

Key Words: Climate change; Milankovitch cycles; Orbital forcing; Pleistocene Epoch; Holocene Climatic Optimum, 'Medieval Warm Period' (Anomaly); 'Little Ice Age'.

Özet

Bu çalışma, eski (paleo) iklim değişikliklerinin açıklanmasında gerekli olan bazı önemli süreçleri özetlemeyi ve Yerküre'nin 4.6 milyar yıl uzunluğundaki jeolojik ve iklim tarihinin günümüze göre yaklaşık son 11,000 yılına karşılık gelen Holosen devresinin ve onun son 1,300 yıllık (Geç Holosen) bölümünün ise ayrıntılı bir açıklamasını ve Tarih Bilimi açısından bölgesel ve zamansal karşılaştırmalı bir klimatolojik biresimini yapmayı amaçlar. Bu kapsamda, iklim sisteminin içsel süreç ve dinamikleriyle bağlantılı olarak oluşan değişkenliklerden (içsel değişkenlik) başlayarak, bazı önemli kuramsal konular çalışmanın amacına uygun olarak ele alındı. Bunu yaparken de, üzerinde en fazla bilgiye sahip olduğumuz görece yüksek frekanslı değişimlerle nitelenen süreçlere odaklanıldı. Bu yüzden, örneğin derin okyanus dolaşımı ve kıtasal örtü buzullarının içsel değişkenliğini ve sanayi devrimi sonrasında ortaya çıkan insan kaynaklı iklim değişikliği konuları tartışılmadı.

Anahtar Sözcükler: İklim değişikliği; Milankovitch döngüleri; Yörüngesel zorlama; Pleyistosen Devresi; Holosen Optimumu; 'Ortaçağ Sıcak Dönemi' (Anomalisi); 'Küçük Buzul Çağı'.

Giriş

İklim, belirli bir alandaki hava koşullarının, atmosfer öğelerinin değişkenlikleri ve ortalama değerleri gibi uzun süreli (geleneksel olarak 30 yıl ve daha fazla) istatistikleri ile nitelenen biresimi şeklinde tanımlanır. İklimi böyle ele aldığımızda, iklim değişikliği, iklimin ortalama durumunda ya da onun değişkenliğinde onlarca ya da daha uzun yıllar boyunca süren istatistiksel olarak anlamlı değişimler olarak tanımlanabilir (Türkeş, 2008ab). İklim değişikliği, doğal iç süreçler ve dış zorlama etmenleri ile atmosferin bileşimindeki ya da arazi kullanımındaki sürekli antropojen (insan kaynaklı) değişiklikler nedeniyle oluşabilir. Konuyla ilgili bilinmesi gereken başka bir önemli kavram ise, iklim değişkenliği ya da iklimsel değişebilirliktir. İklim değişkenliği ya da iklimsel değişebilirlikse, tüm zaman ve alan ölçeklerinde iklimin ortalama durumundaki ve standart sapmalar ile uç olayların oluşumu gibi öteki istatistiklerindeki değişimlerdir (Türkeş, 2010, 2012). İklimsel değişebilirlik, iklim sistemi içerisindeki doğal iç süreçlere (içsel değişebilirlik) ya da doğal kaynaklı dış zorlama etmenlerindeki değişimlere (dışsal değişebilirlik) bağlı olarak oluşabilir (Türkeş, 2011ab, 2012).

Küresel iklim, atmosfer (havaküre), hidrosfer (suküre), buz küre, litosfer (taşküre) ve biyosfer (yaşamküre) olarak adlandırılan başlıca beş bileşeni bulunan ve bu bileşenler arasındaki karşılıklı etkileşimleri de içeren çok karmaşık bir sistemdir ve genel olarak Fiziksel İklim Sistemi ya da kısaca İklim Sistemi olarak da adlandırılır (Türkeş, 2010, 2012). İklim sisteminin atmosfer bileşeni, iklimi en çok niteleyen ve denetleyen altsistemdir. İklim sistemi, zaman içinde kendi iç dinamiklerinin etkisiyle olanların yanı sıra, iklimi etkileyen çeşitli dış etmen ve süreçlerde ortaya çıkan değişiklikler (zorlamalar) ile insan kaynaklı zorlamalar (örn. ışınımsal zorlama) yüzünden evrimleşir. Yerküre'nin herhangi bir yerinde egemen olan iklim, iklim sisteminin çeşitli asal bileşenleri (alt sistemleri) arasındaki karmaşık etkileşimlerin bir sonucudur (Türkeş, 2011ab, 2012).

Dış zorlamalar ve etmenler, fiziksel iklim sisteminin alt sistemleri ile etkileşim içinde

bulunan ve onlardan etkilenen değişiklikleri, örneğin volkanik püskürmeler, Güneş etkinliklerindeki değişimler ve Yerküre – Güneş arasındaki astronomik ilişkilerdeki değişiklikler gibi doğal olaylar ile atmosferin bileşimindeki insan kaynaklı değişiklikleri içerir (Erlat, 2010; Le Treut ve ark., 2007; Türkeş, 2010, 2011a). İnsan etkinlikleri sonucunda atmosfere salınan sera gazları ve aerosoller, etki süreleri değişmekle birlikte, iklim değişikliklerine neden olabilecek başlıca dışsal zorlama ve etmenlerdir (Türkeş, 2008ab, 2011b, 2012). Başka bir deyişle, dış zorlama ve etmenlerin neden olduğu değişiklikler, iklim sisteminin dışındaki doğal olaylar ile insan kaynaklı zorlama ve etmenlerin denetiminde ve etkisiyle gelişir. İklim değişikliğinin potansiyel ‘dış’ nedenleri, temel olarak Yerküre'nin katı kabuğundaki (litosferdeki) levha hareketlerini, Güneş etkinliklerindeki ve Yerküre ile Güneş arasındaki astronomik ilişkilerdeki değişiklikleri içerir. Astronomik ilişkiler, Milankovitch döngüleri olarak da adlandırılan bir dizi dönemsel değişiklikleri içermekte ve uzun dönemli iklim değişikliklerinin açıklanması açısından önemli kanıtlar sunabilmektedir (Şekil 1). Küresel iklimi etkileyebilecek olan başlıca astronomik ilişkiler, Yerküre'nin Güneş'in çevresindeki yörüngesinin şeklindeki (eksantrisite, E), eksen eğikliğindeki (tilt, T) ve presesyonundaki (P) (Şekil 2) değişiklikleri içerir (Erlat, 2010; Türkeş, 2008ab, 2010, 2011a, 2012).

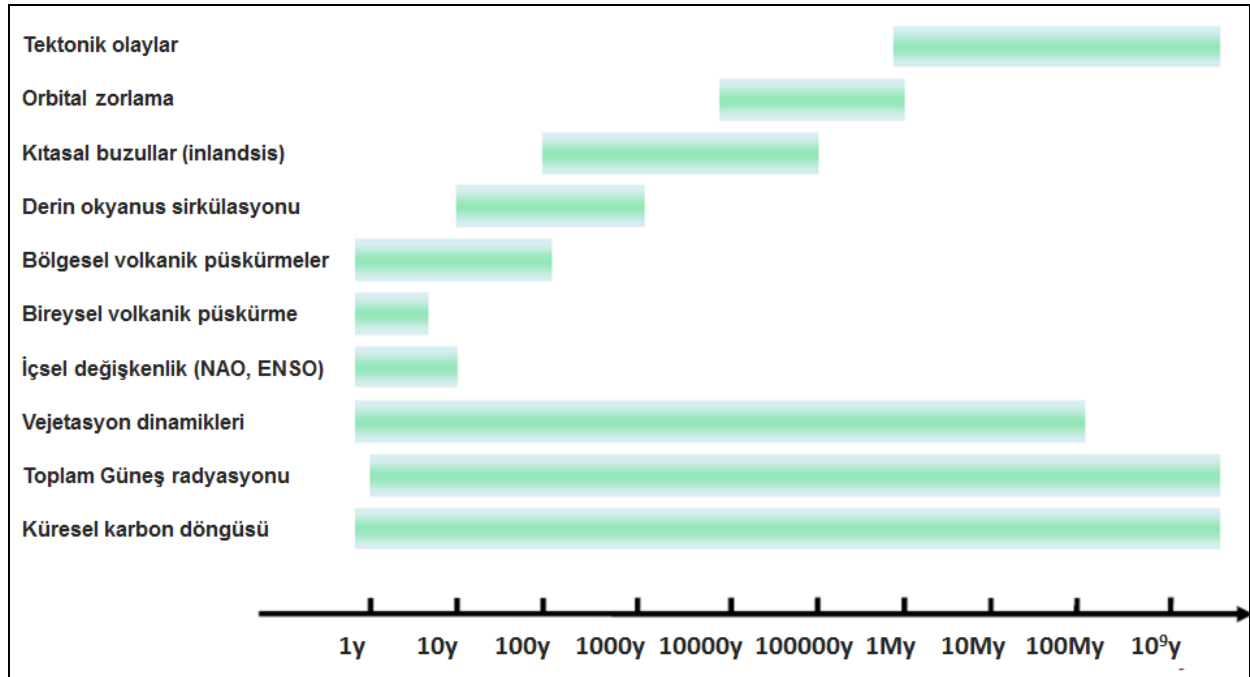
Bu çalışmanın amacı, Orta Doğu Teknik Üniversitesi (ODTÜ) Tarih Bölümü ve Tarih Vakfı'nca 7-9 Şubat 2013 tarihlerinde gerçekleştirilen ‘17. Yüzyılda Osmanlı İmparatorluğunda Kriz ve Dönüşüm, III. Çalıştay: “İktisadi Kriz ve Değişimler” konulu Tarih Çalıştayında yaptığım çağrılı sunumla uyumlu olarak, “eski (paleo) iklim değişikliklerinin açıklanması açısından ele alınması gereken birkaç süreci ve Tarih Bilimi açısından Yerküre'nin jeolojik ve iklim tarihinin yaklaşık son 10,000 yılına karşılık gelen Holosen döneminin son 1,300 yıllık bölümünün (en geç ya da en üst Holosen) kısa bir tanımlamasını ve karşılaştırmalı bir biresimini yapmak” olarak belirlenmiştir.

Küresel İklim Değişikliklerinin Nedenleri

Küresel iklim, Yerküre'nin 4.6 milyar yıllık jeolojik tarihinin başlangıcından beri, çeşitli zorlama ve süreçler sonucunda (Şekil 1) tüm alan ve zaman ölçeklerinde değişme eğiliminde olmuştur. İklim milyonlarca yıl boyunca yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarının kutup (polar) bölgelerinde 10 °C'nin üzerindeki sıcaklıklarla birlikte gerçekleşen çok sıcak koşullardan, inlandsis'lerin (buzul kalkanlarının ya da kıta buzullarının) orta enlem karalarının çoğunluğunu kapladığı buzul devirlerinde ya da çağlarındaki iklimleri arasında salınım göstermiştir (bkz. Şekil 6, 11). Bazı varsayımlara göre, geçmişteki bazı soğuk dönemlerde Yerküre'nin tüm yüzeyi buzla kaplanmıştır (Kartopu Yerküre Hipotezi). Paleozoyik'ten (Birinci Zaman) günümüze yaklaşık 545 milyon yıl uzunluğundaki zaman dizisi izgesinin günümüze yakın bölümünde, daha düşük genlikli dalgalanmaların (bkz. Şekil 6),

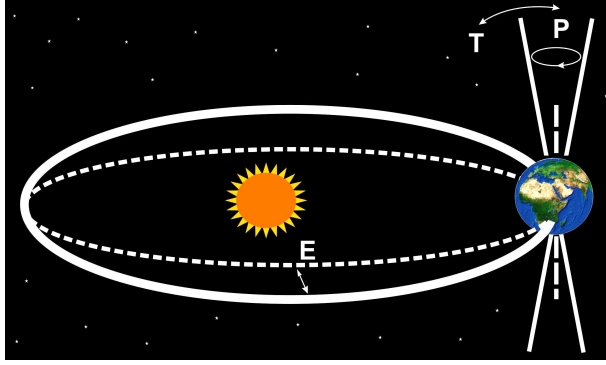
içinde bulunduğumuz yaklaşık son 10,000 yıllık Holosen dönemindeyse neredeyse bir yılın kendinden önceki yıla göre tam olarak aynı olduğu bir yılın gözlenmediği yıllararası (yıldan yıla), onlarca ya da daha uzun yıllık zaman ölçeklerinde geliştiği görülür (bkz. Şekil 8, 12, 14, 15).

Burada sözü edilen değişimlerin bir bölümü çeşitli zorlamalar ve süreçlerce oluşturulur (Şekil 1). Şekil 1'de bunların her biri için ayrı bir gösterge zaman çizelgesi verilmekle birlikte, aralarındaki karşılıklı yakın etkileşimler yüzünden, hemen tüm zaman ölçeklerinde değişkenlik gösterebilmektedir. Örneğin, orbital zorlama (Yerküre'nin Güneş çevresindeki yörüngesindeki değişiklikler) binlerce yıllık zaman ölçeklerinde okyanus sirkülasyonunu ve El Niño – Güney Salınımı (ENSO) olaylarını etkileyerek, Yerküre yüzeyindeki sıcaklık ve yağış rejimlerini ve/ya da dağılımlarını da etkileyebilir (Türkeş, 2000, 2010).



Şekil 1. İklim sistemini etkileyen iç dinamiklerle ilişkili bazı seçilmiş dış zorlama ve süreçlerin 1 yıldan (y) 1 milyon yıla (My) ve 1 milyar yıla (10⁹y) değişen egemen zaman ölçeklerinin çizimsel gösterimi (Goosse ve ark., 2010).

Figure 1. Schematic representation of the dominant timescales of some selected external forcing and processes from one year (y) to one million year (My) and to one billion year (10⁹y) related to internal dynamics affecting the climate system (Goosse et al., 2010).



Şekil 2. Buzul-buzularası çağ döngülerinin oluşmasına neden olan Yerküre'nin yörüngesinin şeklindeki (E), eksen eğikliğindeki (T) ve iklimsel presesyonundaki (P) değişikliklerin (Milankovitch döngüleri ya da orbital değişiklikler) yalınlaştırılmış çizimsel gösterimi (Jansen ve ark. 2007'na göre Türkeş 2010'dan).

Figure 2. Schematic representation of the Earth's orbital changes (Milankovitch cycles) that drive the glacial-interglacial age cycles. (T) denotes changes in the tilt (or obliquity) of the Earth's axis, (E) denotes changes in the eccentricity of the orbit, and (P) denotes the climatic precession (from Türkeş 2010 according to Jansen et al. 2007).

Kendi evrimiyle bağlantılı olarak, ortalama Güneş-Yerküre uzaklığında Güneş'in fotosfer katmanından tüm dalga boylarında yaydığı ve atmosferin üst sınırında Güneş ışınlarına dik bir birim alana birim zamanda ulaşan toplam radyant enerji (toplam **Güneş irradyansı** ya da **Güneş sabiti**, W/m^2), Yerküre'nin 4.6 milyar yıllık tarihi boyunca yaklaşık % 30 kadar artmıştır. Toplam Güneş irradyansında daha kısa zaman ölçeklerinde gerçekleşen değişimler, her ne kadar genliği tam olarak bilinmemesine karşın, benzer bir genliğe sahip olmaktadır. Yerküre yörüngesinin karakteristiklerinde oluşan düşük sıklıklı değişiklikler, Yerküre yüzeyindeki her nokta üzerinde belirli bir mevsimde alınan Güneş enerjisi tutarını değiştirir. Bu kapsamda oluşan en önemli dalgalanmalar, 10,000 – 100,000 yıl aralığında gözlenir. Tek volkan püskürmeleri, püskürmeyi izleyen ilk yıllarda genel bir soğumaya yol açar (Erlat ve Türkeş, 2013). Ayrıca, volkanik etkinlikler, belirli bir on yıllık ya da yüz yıllık dönemde yoğunlaşırsa, düşük sıklıklı bir zorlamadan sorumlu olabilir (Şekil 1). Daha uzun zaman ölçeklerinde, örneğin, özellikle levha tektoniğine bağlı olarak bir okyanusal levha ile bir kıtasal levhanın ve/ve ya iki okyanusal levhanın birbirine yaklaşması ve çarpışması sonucunda

oluşan sırasıyla büyük ölçekli dağ oluşum alanları (örn. Güney Amerika'da And Dağları) ve ada yayları (örn. Pasifikte) ile bağlantılı artan volkanik etkinlikler, binlerce yıldan milyonlarca yıla kadar uzun dönemler boyunca sürebilen kuvvetli bir soğuma eğiliminin oluşmasına neden olabilir (Türkeş, 2010).

El Niño – Güney Salınımı (ENSO), Kuzey Atlantik Salınımı (NAO), Arktik Salınım (AO) ve Kuzey Denizi – Hazar Deseni (NCP) küresel iklim sisteminin atmosfer kökenli içsel zorlamalarına verilebilecek önemli örneklerdir (Erlat, 2010; Türkeş, 2010). İkincisi, okyanusların ve inlandsis'lerin büyük ataleti nedeniyle, yüksek sıklıklı değişiklikler bastırılırken, herhangi bir perturbasyonun (sarsımın) baskın etkisi, zorlamanın uzun zaman ölçeklerindeki birleşmesi ya da bütünleşmesi ile bağlantılı olabilir. Atalet, bir sarsıma verilecek yanıtın gecikmesine de yol açabilir. Ayrıca, sistemin yanıtı ya da tepkisi, zorlamanın karakteristikleri ile zorlamanın kendisinin neden olduğu iklim değişiklikleri arasında büyük farklılıkların doğmasına yol açan karmaşık düzenekleri kapsayabilir. Örneğin, eğer bir zorlama –bir çeşit rezonansı yönlendirerek- sistemin içsel değişkenliğinin bir modunu belirli bir frekansta harekete geçirir ya da tetiklerse, zorlama o frekansta belirgin şekilde kuvvetli olmamasına karşın, o frekanstaki tepkinin büyüklüğü büyük olacaktır. Öte yandan, eğer bir eşik (değer) – sistemin neredeyse kendinden ve olasılıkla oldukça farklı bir durumdan başka bir duruma evrilmesi sonucunda- aşılsa, zorlamadaki küçük değişiklikler, iklim sisteminde büyük değişimlerin ortaya çıkmasına yol açabilir. Derin okyanus dolaşımını içeren böyle bir geçiş, son buzul çağında Grönland buz kalkımında kaydedilen –ve buz karotlarının çözümlenmesiyle elde edilen- ani iklim değişikliklerinin bazılarını açıklamak için önerilebilir.

Milankovitch Döngüleri

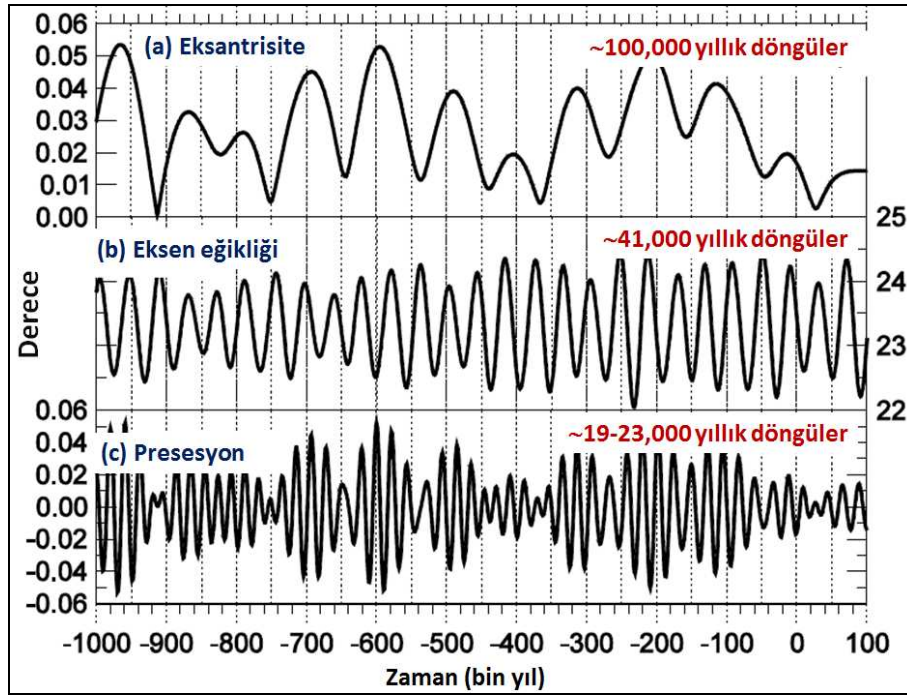
Atmosferin rolü ihmal edildiğinde, yeryüzünün belirli bir yerinde ve belirli bir zamandaki **insolasyon** (birim zamanda birim alana gelen radyant Güneş enerjisi, W/m^2), Güneş-Yerküre uzaklığının ve Güneş'in zenith uzaklığının kosinüsünün bir fonksiyonudur. Bu iki değişken,

günün zamanı, enlem ve Yerküre yörüngesinin karakteristiklerinden yararlanarak hesaplanabilir. Klimatolojide, Yerküre ile Güneş arasındaki astronomik ilişkiler Milankovitch döngüleri olarak adlandırılır. Astronomik ilişkiler, özellikle dünyanın Güneş'in çevresindeki yörüngesinin durumu, Eksen Eğikliği (*T*), Eksantrite (*E*) ve Presesyon (*P*) olarak bilinen üç **orbital parametre** tarafından belirlenir (Şekil 2). Kısaca, eğiklik (*T*), ekliptik düzleminin ekvator düzlemine göre olan eğikliğinin bir ölçüsü (daha eğik ya da daha dik) ve eksantrite (*E*), Yerküre'nin Güneş'in çevresindeki yörünge şeklinin bir ölçüsü [örn. daha fazla eliptik (yuvarlaklık az) ya da daha az eliptik (daha yuvarlak)] olarak tanımlanırken, iklimsel presesyon (*P*), yaz gündönümünde (solstis) Güneş-Yerküre uzaklığındaki daha açık bir söyleyişle, 'günberi zamanındaki' değişikliklerle bağlantılıdır. Bu yüzden, küresel iklimin değişmesine neden olabilecek başlıca astronomik ilişkiler, Yerküre'nin Güneş'in çevresindeki yörüngesinin şeklindeki değişiklikler (orbital zorlama) ile Yerküre'nin eksen eğikliğindeki ve presesyonundaki (günberi zamanındaki) değişiklikleri içerir (Şekil 2, 3, 4, 5). Başka bir deyişle, Milankovitch döngüleri bir dizi dönemsel değişiklikleri içermekte ve uzun dönemli iklim değişikliklerinin açıklanması açısından önemli kanıtlar sunabilmektedir.

Yerküre'nin yörünge biçimindeki değişiklikler, Yerküre - Güneş arasındaki uzaklığı etkiler. Astronomik hesaplamalar, *Yerküre'nin eksantrisitesindeki* periyodik (dönemsel) değişimlerin, atmosferin tepesinde (ya da atmosferin etkisini gözardı ettiğimizde yeryüzünde) 1 m² genişliğindeki yatay bir düzlemde birim zamanda (s) alınan anlık Güneş enerjisi (W/m²) şeklinde tanımlanan **Güneş insolasyonunun** mevsimsel ve enlemsel dağılışı yakından denetlediğini gösterir. İnsolasyonun geçmişteki ve gelecekteki olası değişiklikleri, yüksek bir güven düzeyinde milyonlarca yıl için hesaplanabilmektedir. Yerküre yörüngesinin eksantritesi, geçen birkaç milyonda neredeyse yuvarlak bir yörüngeye karşılık gelen sıfır ile elipse karşılık gelen 0.054° arasında değişmiştir (Şekil 3). Bu nedenle, Yerküre'nin aldığı yıllık ortalama enerji tutarı, Yerküre'nin yörüngesi

yuvarlak olduğunda en düşüktür ve eksantrisite ile birlikte artar. Ancak, eksantrisitedeki değişimler görece küçük olduğunda (Şekil 3), Yerküre'nin aldığı yıllık ortalama radyasyon tutarlarında çok küçük farklılıklar ortaya çıkar. Maksimum bağlı değişim, yaklaşık 0.5 W/m²'ye karşılık gelen % 15 oranına eşittir. Yerküre yörüngesinin şekil (eksantrite) değişiklikleri, ortalama 100,000 yıllık ve 400,000 yıllık daha uzun yarı-dönemsellikler göstermektedir (Şekil 3, 6). Yörüngenin şeklindeki değişiklikler, Güneş ve Yerküre arasındaki uzaklıkta ortaya çıkan çok küçük değişiklikler nedeniyle, Güneş insolasyonu üzerinde sınırlı etkilere sahiptir. Ancak, bu değişiklikler, eksen eğikliğinin ve presesyonun neden olduğu mevsim etkileriyle etkileşir ve daha karmaşık birleşik bir etki ortaya çıkar. Bugünkü bilgilerimize göre, yaklaşık 400,000 yıl önce olduğu ve olasılıkla gelecek 100,000 yıl süresince olabileceği gibi, küçük yörünge değişiklikleri süresince presesyonun neden olduğu mevsimlik Güneş ışınımı değişimleri, daha geniş eksantrisite dönemleri boyunca olanlar kadar büyük değildir.

Eksen eğikliği, Yerküre üzerinde mevsimlerin oluşumundan sorumludur. On bin yıllık zaman ölçeklerinde, Yerküre'nin eksen eğikliği arttığında, mevsimlik enerji dengesi bozulduğu ve sıcaklık zıtlıkları kuvvetlendiği için, her iki yarımkürede de kışlar daha soğuk ve yazlar daha sıcak olur. Başka bir deyişle, insolasyon yaz mevsiminde polar bölgelerde daha yüksek olurken, kışın uzun polar gece süresince sıfır olur. Yerküre'nin eksen eğikliği azaldığıdaysa, mevsimler daha az şiddetli geçer; yazlar daha serin, kışlarsa daha ılıman olur. Daha serin yaz mevsimlerinin, yüksek enlemlerde (kutup ve polar bölgelerde) kar ve buz örtüsünün daha az erimesine ve yerde daha fazla kalmasına neden olarak, kutup bölgelerinde kütleli buzul kalkanlarının oluşmasına yol açtığı düşünülmektedir. Ayrıca, yine uzun zaman ölçeklerinde olmak koşuluyla, daha fazla kar ve buz/buzullar ile kaplanan Yerküre, gelen kısa dalga boylu (GKDB) Güneş ışınımını uzaya daha fazla yansıtarak ek soğumaya neden olduğu için, iklim sisteminde (bu örnekteki etkisi negatif olan) bir buz-albedo geribeslemesi düzeneği oluşturur (Türkeş, 2011a, 2012).



Şekil 3. Olasılıkla son bir milyon yılda ve gelecek 100 bin yılda (Yıl 0, Milattan Sonra 1950'ye karşılık gelir), Yerküre'nin eksantrisitesi, iklimsel presesyonu ve eksen eğikliğindeki (derece cinsinden) değişimler (Berger 1978'e göre Goosse ve ark. 2010'dan yeniden düzenlendi). İklimsel presesyonun minimum değeri, günberi (perihel) zamanında boreal (KYK kutupsal) kış (Aralık) solstisine (gündönümüne) karşılık gelir.

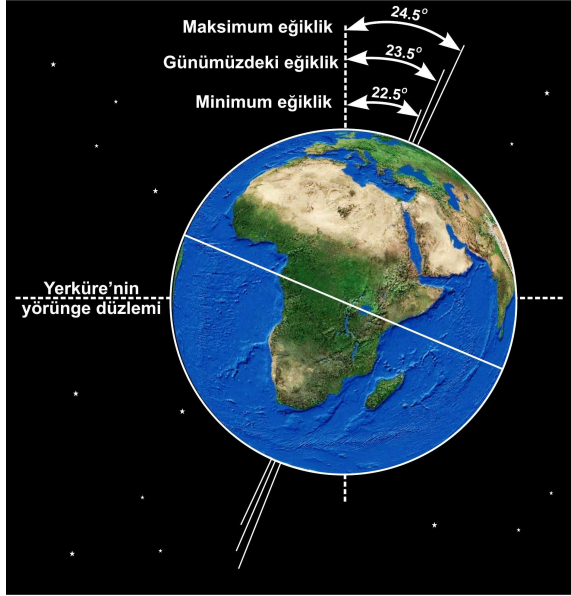
Figure 3. Long-term variations in eccentricity, climatic precession and obliquity (in degrees) for the last million years and the next 100 thousand years (zero corresponds to 1950 AD). The minimum value of the climatic precession corresponds to boreal winter (December) solstice at perihelion (rearranged from Goosse et al. (2010) according to Berger (1978))

Son birkaç milyon yılda, Yerküre'nin eksen eğikliği, ortalama yaklaşık 41,000 yıllık yarı-dönemselliklerle birlikte yaklaşık 22.5° ve 24.5° arasında değişim göstermiştir (Şekil 4). Bu değişimin enerji karşılığı, günlük ortalama insolasyon tutarında kutuplarda 50 W/m²'ye ulaşan önemli değişiklikler olmuştur. Eksen eğikliğinin değeri, yıllık ortalama insolasyon üzerinde de, yüksek enlemlerde birkaç W/m²'lik artış, Ekvator'daysa büyüklük olarak daha küçük bir azalma şeklinde beliren bir etki yapmaktadır. Sonuç olarak, eksen eğikliğindeki değişimler mevsimlik zıtlıkları düzenlemekle birlikte, yıllık ortalama GKDB Güneş ışımasını değişimleri alçak enlemlerde yüksek enlemlere göre bir zıt etki yaptığı için, küresel ortalama insolasyon üzerinde önemli bir etki oluşmaz.

Son olarak, mevsimlerin zamansal olarak perihel (günberi) noktasına göre konumu olarak tanımlanabilecek olan Yerküre'nin 'iklimsel

presesyon' hareketinin (Şekil 5), insolasyon ve iklim değişikliği üzerindeki etkisinin önemli olduğunu söylemek gerekir. Eğer Yerküre uzun kutup yazında Güneş'e daha yakın ve uzun kutup kışında daha uzak olursa, Kuzey Yarımküre'de (KYK) yaz mevsimi daha sıcak, kış mevsimiye daha soğuk olacak ve mevsimler arası enerji ve sıcaklık zıtlığı daha da artacaktır. Öte yandan, Yerküre Güneş'e uzun kutup kışında daha yakın olursa, kış mevsimi daha sıcak olacağından, bu kez KYK'deki mevsimlik zıtlık daha küçük olacaktır. Bu etki, özellikle eksantrite daha büyük (yörünge daha eliptik) olduğunda belirgindir. Eğer eksantrite sınıra çok yakın (yörünge yuvarlak) olursa, Güneş ve Yerküre arasındaki uzaklık hemen hemen sabittir ve mevsimlerin perihel (günberi) noktasına göre konumlarındaki (mevsimlerin zamansal yerlerindeki) değişiklikler üzerinde herhangi bir etkiye yol açmaz. İklimsel presesyonun değeri, yaklaşık olarak -0.05 ve 0.05° arasında değişir (Şekil 3). Bu değişiklikler, hemen tüm enlemlerde

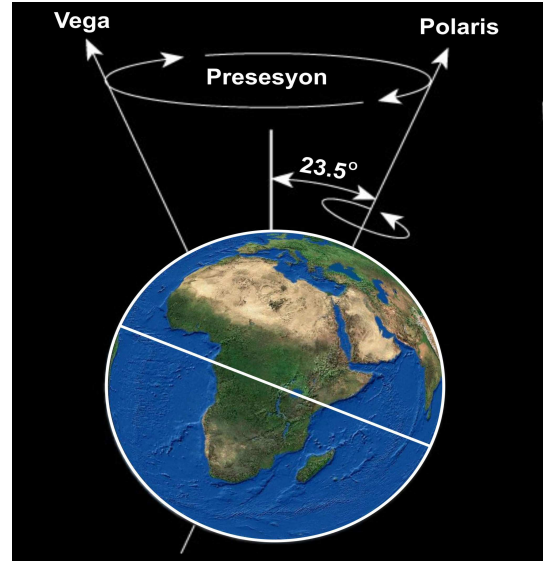
20 W/m²'den daha büyük değişikliklere yol açar. Bu yüzden, iklimsel presesyon alçak ve orta enlemlerdeki Güneş insolasyonu değişimleri üzerinde daha etkilidir.



Şekil 4. Yerküre'nin tam bir dönüşü kendi ekseninde 24 saatte tamamladığı rotasyonu hareketinin ve günümüzdeki değeri 23.5° olan eksen eğiminin, jeolojik geçmişte 24.5° ile 22.5° arasındaki değişiminin çizimsel gösterimi (Türkeş, 2010).

Figure 4. Schematic representation of the Earth's rotation movement on its axis that completes one rotation in 24 hours, and change in axial tilt (obliquity), which today's value is 23.5°, varying between 24.5° and 22.5° during the geological past.

Sonuç olarak, presesyon, Yerküre'nin, yaklaşık 19,000 ve 23,000 yıllık yarı-periyodik bir döngüsellikle birlikte, Güneşe en yakın olma konumunun (perihel) gerçekleşme zamanındaki değişimlere ya da salımlara karşılık gelir. Yörünge üzerinde mevsimlerin süresi ve konumundaki değişimler, Güneş insolasyonunun enlemsel ve mevsimsel dağılımını düzenler. Güneş insolasyonundaki mevsimlik değişimler yıllık ortalama değişimlerin genliğinden daha büyüktür ve değeri 60 W/m²'ye ulaşabilir. Yerküre'nin 'iklimsel presesyon' hareketi nedeniyle, Yerküre 11,000 yıl önceki boreal (KYK) yazı süresince Güneşe en yakın konumundayken, günümüzde Güneş'e en yakın konumu boreal kışa karşılık gelmektedir.



Şekil 5. Yerküre'nin kendi ekseninde batıdan doğuya doğru olan rotasyonu sırasında, ters yönde doğudan batıya doğru gerçekleştirdiği presesyon hareketinin çizimsel gösterimi (Türkeş, 2010'dan). Yerküre'nin iklimsel presesyondaki değişiklikler, perihel (günberi) ve afel (günöte) tarihlerini kaydettiği için, bir yarımkürede mevsimlik zıtlıkları kuvvetlendirirken, öteki yarımkürede zayıflatır.

Figure 5: Schematic representation of the Earth's precession movement in opposite direction from east to west during its rotation movement on its axis (Türkeş, 2010'dan). Because the changes in the Earth's climatic precession alter the dates of perihelion and aphelion, these changes increase the seasonal contrast in one hemisphere and decrease them in the other hemisphere.

Küresel İklimin Kısa Tarihçesi

Yerküre'nin ilk 1 milyar yıllık tarihi süresince egemen olan iklimini araştırmak için, çok dolaylı kayıtlara ve öngörülere dayanmak zorunda olduğumuzu kabul etmek zorundayız. Örneğin, jeomorfolojik (yeryüzü şekilleri bilimi) olarak, en azından bölgesel ölçekte, belirli bir jeolojik dönemdeki glasiyel sedimentlerin (buzul çökelleri) varlığı glasiyasyonu (buzullaşmayı) gösterirken, kaya tuzu ve jips ya da anhidrit gibi evaporit çökelti kayaçlarının varlığı buharlaşmanın etkili olduğu kurak ve sıcak bir dönemin kanıtlarını oluşturabilir. Geçmiş iklimlerin ve o iklimlerdeki değişikliklerin ek göstergelerini sağlayabilecek olan çeşitli mineral ve kayaç çeşitlerinin oluşması içinse, özel klimatolojik/hidrolojik ve jeolojik/jeomorfolojik koşullara gerek vardır. Ancak, belirsizlikler çok büyüktür ve en iyi nitelikteki (yüksek ayrıntıda) iklim

rekonstrüksiyonları (yeniden oluşturulan ya da yeniden kurulan) bile, yeni bilgi ve teknikler ortaya çıktığında düzenli olarak değiştirilmektedir. Yerküre'nin ilk zamanlarındaki iklimine ilişkin kanıtlar özellikle çok azdır.

Yerküre 4.6 milyar yıl önce ilk oluştuğu zaman, gelen toplam Güneş ışınımı bugünkünden yaklaşık % 30 oranında daha azdı. Eğer, albedo (cisimlerin gelen kısa dalga boylu Güneş ışınımını yansıtma oranı), atmosferin bileşimi, Yerküre ve Güneş arasındaki uzaklık gibi koşulların o zaman da şimdikiyle aynı olduğu kabul edilirse, Yerküre'nin temel enerji dengesi modellerinden (örn. gezegensel enerji dengesi ve salım sıcaklığı eşitlikleri) yararlanarak yapılacak bir hesaplama sonucunda, ortalama yüzey sıcaklığının bugünkünden 30 °C daha soğuk olması gerektiği gösterilebilir (Türkes, 2010, 2011ab). Yerküre'nin eski iklim tarihinin ilk 700-800 milyon yıllık bölümünde, küçük gezegenimsi ve meteoritlerin sürekli bombardımanı da küresel iklimi bir ölçüde ısıtmış olmasına karşın; kuramsal olarak sözü edilen koşullarda, Yerküre'nin iklim tarihinin büyük bölümünde çok soğuk ve donmuş olması beklenirdi. Ancak bu varsayım, en azından 4 milyar yıl önceki sıvı bir okyanusun varlığına ilişkin jeolojik kanıtla ters düşer. Bu belirgin zıtlık, '*faint early Sun paradox*' (Türkçe'ye '*solgun erken Güneş paradoksu*') şeklinde çevirilebilir) olarak adlandırılır. Bu paradoksun ana nedeni, olasılıkla Yerküre'nin erken zamanlarında gerçekleşmiş olan daha kuvvetli bir sera etkisinin varlığı olabilir. O zamanki atmosfer, çok daha yüksek karbondioksit (CO₂) konsantrasyonu (birikimi, derişimi) nedeniyle, bugünün atmosferinden çok farklıydı. O zamanki atmosferde CO₂ birikiminin günümüz değerine göre yaklaşık 100 kat daha yüksek olduğu ve hemen hiç oksijen (O₂) molekülü bulunmadığı öngörülür. Atmosferde oksijen yokluğu durumundaysa, CO₂ gibi ışınımsal olarak etkin bir gaz (sera gazı) olan metan (CH₄) günümüz atmosferinde olduğu kadar hızla oksitlenmiyordu (ortamdan dolayı reaksiyonla uzaklaşma) ve atmosferdeki birikimleri günümüzden çok daha yüksek düzeydeydi.

Yerküre'nin Birinci Zamanın (Paleozoyik) başından, başka bir deyişle, Kambrien Devrinden

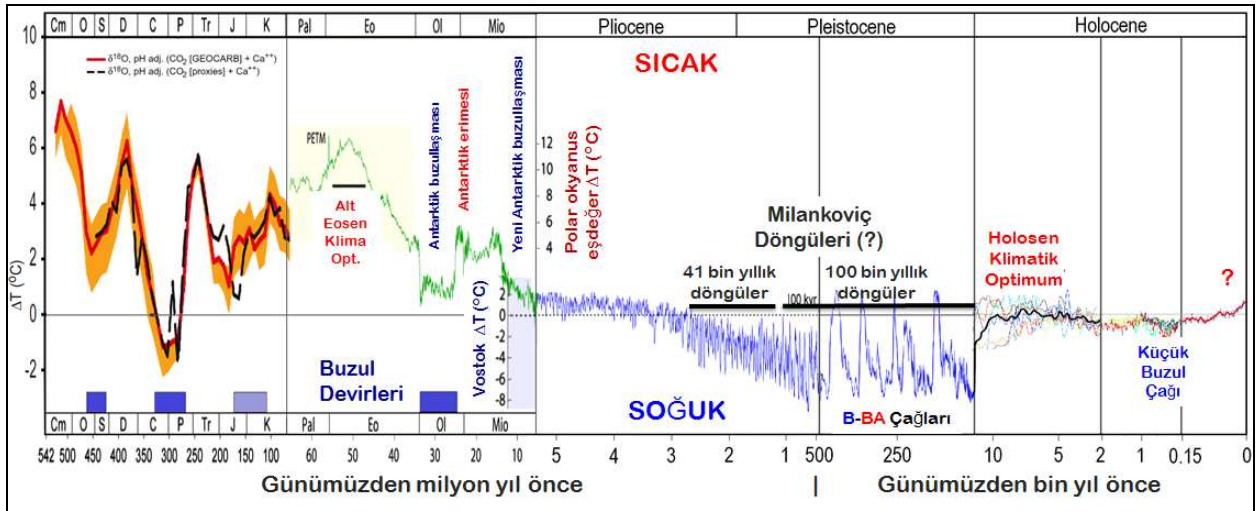
günümüze kadar geçen 545 milyon yıllık jeolojik ve iklimsel geçmişindeki çeşitli zaman ölçeklerinde gerçekleşen iklim değişiklikleri, Şekil 6'da birleştirilmiş sıcaklık zaman dizileriyle gösterilir. Şekil 6'da zaman olarak, günümüz 0 ile gösterilirken; değişimleri ve sapmaları (anomalileri) daha iyi izleyebilmek ve karşılaştırabilmek amacıyla, günümüz iklimi de 0 ile gösterilmiştir. Öte yandan, zaman dizisi çiziminde gerçek bir logaritmik ölçek yerine, her biri günümüze doğru daha ayrıntılı doğrusal bir ölçekle gösterilerek, ancak çok yaklaşık bir logaritmik ölçek kullanılmıştır. Şeklin çiziminde kullanılan bu birleştirilmiş paleoklimatolojik sıcaklık kayıtlarının, günümüzden önce 540 ile 65 milyon yıl arasında kalan bölümü, Royer ve ark. (2004); 65 – 5.5 milyon yıllık bölümü, Zachos ve ark. (2001); 5.5 – 0.420 milyon yıllık dönemi, Lisiecki ve Raymo (2005); 420,000 – 12,000 yıllık bölümü Petit ve ark. (1999); 12,000 – 2,000 yıllık ve 150 – 0 yıllık bölümleri çeşitli kaynaklar, örneğin, Climatic Research Unit (University of East Anglia) ve Hadley Centre (Met Office) HadCRUT3 veri setlerine dayanarak oluşturulmuştur.

Burada gösterilen dolaylı sıcaklık verisi, büyük ölçüde, Royer ve ark. (2004)'nin Paleozoik'ten günümüze kadarki (Fanerozoik üst zaman) dolaylı iklim kayıtlarına (CO₂) ve Zachos ve ark. (2001)'nin bentik foraminiferlerin (Şekil 7) kavkularından elde edilen oksijen izotop ($\delta^{18}O$) ölçümlerinin birleştirilmesine dayanır. $\delta^{18}O$ kayıtları, söz konusu mikroskobik canlıların yaşam ortamlarındaki yerel sıcaklık değişimlerinin ve kıtasal örtü buzullarının geniş ölçekli ve yavaş ilerleme ve çekilmeleriyle bağlantılı olan deniz suyunun izotop bileşimindeki değişikliklerin bir birleşimini yansıtır. Birleştirilmiş dolaylı sıcaklık kaydının Pliyosen döneminin tamamını ve Kuvaterner'in büyük bölümünü kapsayan 5.5 – 0.420 milyon yıllık çok daha yeni bölümü açısından, sıcaklıklar için yaklaşık bir ilişki Lisiecki ve Raymo (2005)'nin oksijen izotop ölçümlerinin Petit ve ark. (1999)'nin Vostok (Antartika) kaydındaki sıcaklık değişiklikleri ile oldukça iyi korelasyon göstermesinin gözlenmesi yoluyla yapılabilir. Kaydın, yüzey sıcaklıklarının günümüz ikliminden çok daha sıcak olduğu 65-5.5 milyon yıllık daha eski bölümü (büyük ölçüde

Senozoyik (Üçüncü) zamanın Tersiyer devri içine, Zachos ve ark. (2001)'na göre, yeryüzünün bu ölçümlerin yapıldığı polar okyanuslarındaki sıcaklık değişikliklerini kestirmek, önemli inlansis'ler gelişmediği için $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarındaki tüm dalgalanmaların yerel değişikliklerden kaynaklanmış olması gerektiğine ilişkin bulguya dayanarak kestirmek olanaklıdır.

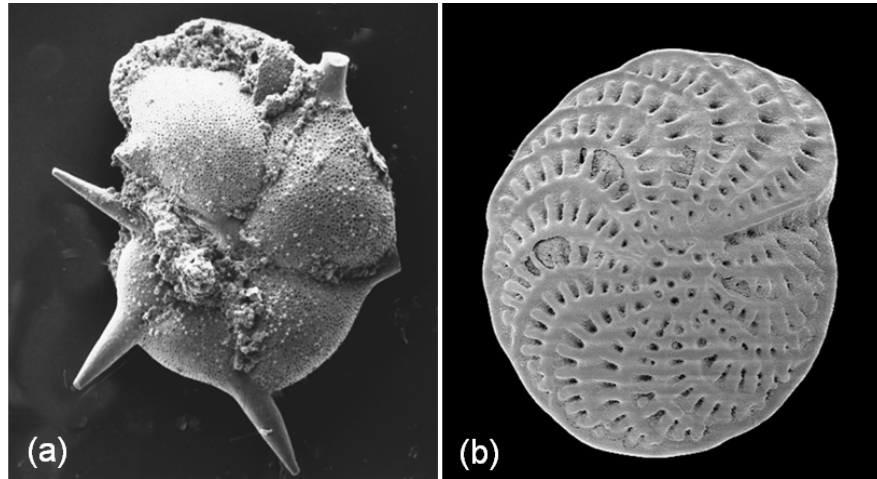
Geçen 65 milyon yıl süresince, atmosferdeki CO_2 birikimleri yavaş yavaş Paleosen devrindeki ve alt (erken) Eosen'deki 1000 ppmv düzeyinden, Pleistosen devresinde 300 ppmv'nin altına inmiştir. 2009 yılında kabul edilen yeni Jeolojik Zaman Ölçeği ile 2012 yılında yeniden güncellenen Uluslararası Kronostratigrafik Çizit (*International Chronostratigraphic Chart*) ve en sonuncu Kuvaterner kronolojisine göre (Şekil 8), yaklaşık 2.588 milyon yıl uzunluğundaki Kuvaterner devrinin, günümüze yakın 0.0117 milyon ya da yaklaşık 11,000 yıl uzunluğundaki Holosen devresi dışında kalan çok büyük bölümü, Pleistosen devresine karşılık gelir (Cohen ve ark., 2013; Gibbard ve ark ile *Subcommission on Quaternary Stratigraphy*, 2010; Gradstein ve ark.,

2012; Walker ve ark., 2012). Beklendiği gibi, bu uzun süreli ve yavaş gelişen azalma, özellikle Paleosen ve Eosen devirlerindeki levha hareketleri ve dağ oluşumları (orojenez) nedeniyle büyük olan volkanik gaz ve kül salımlarıyla – ki, volkanik püskürmeler o zamandan beri giderek azalmıştır – ve silikat kayaların ayrışma oranındaki değişikliklerle bir ölçüde kısmen bağlantılıdır. Bugünkü bilgilerimize göre, CO_2 birikimlerindeki azalma, günümüzden önce 52 ve 50 milyon yılları arasında oluşan *Erken Eosen Klimatik Optimumu* devresindeki sıcak koşullardan sonraki soğumayla bağlantılı olmalıdır (Şekil 6). İklimdeki bu önemli kayma, “sıcak bir küresel iklimden soğuk bir küresel iklime ya da bir ‘buzevine’ geçiş” olarak kabul edilir. Örneğin Antarktika’da yaklaşık 35 milyon yıl ve Grönland’da ise yaklaşık 3 milyon önce örtü buzulları oluşmaya başlamıştır. Bu devirdeki iklim rekonstrüksiyonları çoğunlukla foraminifera (bazı yeni çalışmalarda, ‘foraminiferida’) olarak adlandırılan planktonik (pelajik) ve bentik yaşayışlı (Şekil 7) küçük deniz organizmalarının kavkılarının (CaCO_3 bileşimli kabukların) oksijen izotop bileşimindeki değişimlere dayanır.



Şekil 6. Yerküre'nin Kambriyen devrinden günümüze (Holosen) değin yaklaşık 545 milyon yıllık dönemdeki jeolojik geçmişinde çeşitli zaman ölçeklerinde gerçekleşen iklim değişikliklerinin çeşitli birleştirilmiş sıcaklık zaman dizileriyle gösterimi. Robert A. Rohde tarafından Global Warming Art için hazırlanan orijinal çizimden yararlanarak yeniden düzenlendi (www.globalwarmingart.com/wiki/File:65Myr_Climate_Change_Rev_png, erişim: Haziran 2013).

Figure 6. Schematic representation of the climate changes occurred in different time-scales over the Earth's geological past of 545 million years from the Cambrian to the Holocene (today) based on combination of various temperature time-series. Rearranged by using the original drawing prepared by Robert A. Rohde for the Global Warming Art (www.globalwarmingart.com/wiki/File:65Myr_Climate_Change_Rev_png, last accessed: June 2013).



Şekil 7. Planktonik ve bentik foraminiferler için iki örnek. (a) Eosen yaşlı (Montgomery Landing, Red River, Louisiana) bir planktonik foraminifera türü olan *Hantkenina alabamensis* Cushman, 1927'nin yandan SEM görüntüsü; (b): Günümüzde Marmara Denizi'nde yaşayan bir bentik foraminifera türü olan *Elphidium macellum* (Fichtel and Moll)'un yandan SEM görüntüsü (www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/foram.html, Haziran 2013).

Figure 7. Two examples for the planktonic and benthic foraminifera: (a) A side view (slightly broken specimen) SEM of the Eocene planktic foraminifera, *Hantkenina alabamensis* Cushman, 1927; Montgomery Landing, Red River, Louisiana; (b) a side view SEM of a recent benthic foraminifera, *Elphidium macellum* (Fichtel and Moll); Sea of Marmara (www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/foram.html, last accessed: June 2013).

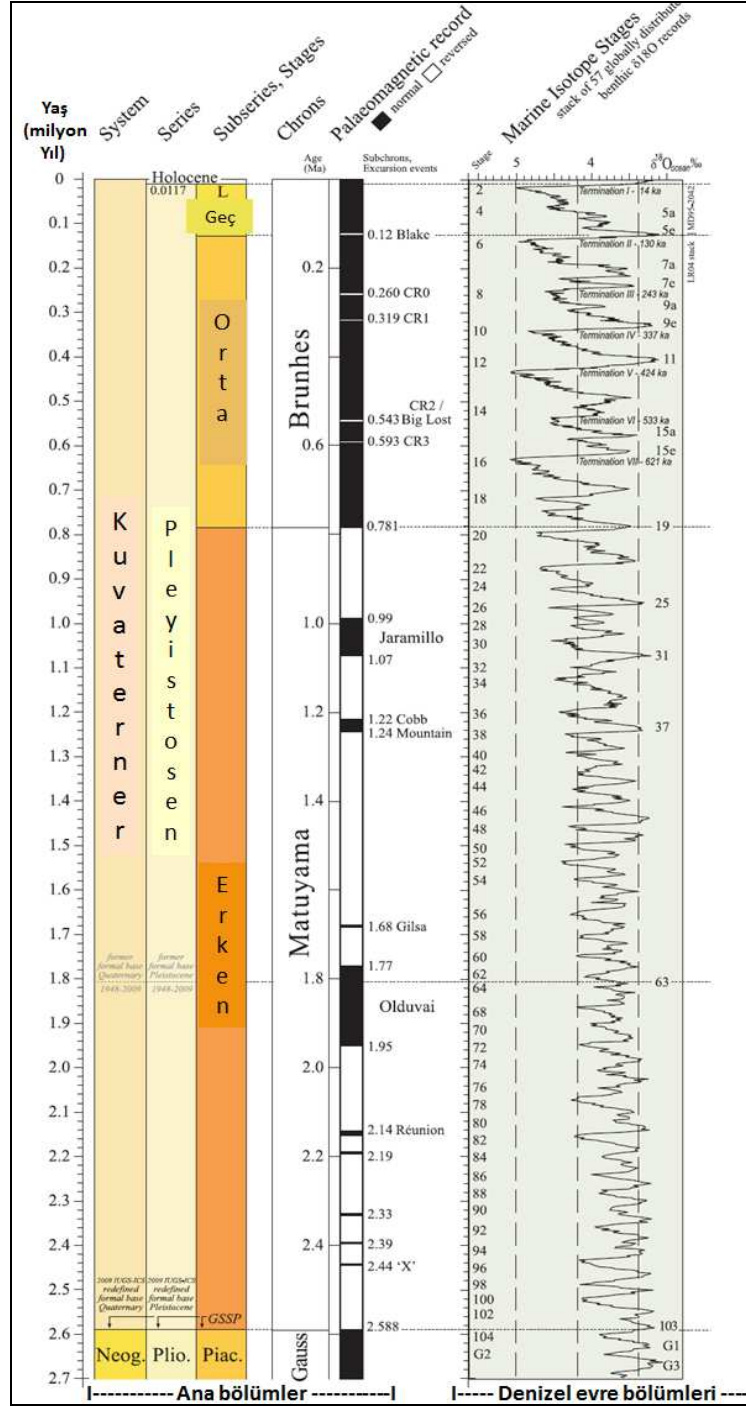
Pleyistosen Devresinde İklim Buzul ve Buzularası Çağlar

Buzul çağlarının Milankovitch ya da orbital kuramına göre, Kuvaterner devrinin Pleyistosen devresindeki buzul dönemleri ya da çağları genel olarak KYK'deki yüksek enlem yaz insolasyonundaki azalmayla tetiklenir. Bunun sonucunda, kış mevsimindeki kar yağışı yıl boyunca daha uzun bir süre etkili olur ve KYK'de kıtasal örtü buzullarını (buzul kalkanlarını) ve Alpin dağ (takke ve vadi) buzullarını oluşturmak üzere birikir. Benzer biçimde, yörünge değişikliklerince (orbital zorlama) belirlenen özellikle KYK'deki kuvvetli yüksek enlem yaz insolasyonu dönemlerinin, hızlı deglasyasyonu (buzulların erimesi ve çekilmesi), onunla bağlantılı iklim değişikliklerini ve deniz düzeyi yükselmesini tetiklediği kabul edilir. Bu orbital zorlamalar, iklim değişikliğinin gidişini belirlerken, büyük yanıtların orbital zorlamaları güçlendiren kuvvetli geri beslemeler tarafından belirlendiği görülür.

Binlerce yıllık zaman ölçeklerinde olmak üzere, orbital zorlamalar ayrıca, Yerküre'nin başlıca

büyük ölçekli basınç ve rüzgar sistemleri (örn. batı rüzgarları ve orta enlem siklonları, tropiklerarası konverjans kuşağı (ITCZ) ve musonlar, vb.), küresel okyanus dolaşımı ve atmosferin sera gazı içeriği gibi önemli iklim sistemi bileşenleri üzerindeki en büyük etkileri ve zorlamaları da yönlendirir. Bugünkü kanıtlar, günümüzdeki ısınmanın, glasiyel koşullara (bir buzul çağına) yönelik bir doğal soğuma eğilimiyle önlenemeyeceği ya da durdurulamayacağı yönündedir. Yerküre'nin orbital zorlamaya verdiği yanıtı anlama düzeyimiz ve ona ilişkin bulgular dikkate alınarak, Yerküre'nin yakın bir gelecekte, olasılıkla en azından 30,000 yıllık bir dönem sürecince bir buzul çağına doğal yollarla girmeyeceği kabul edilebilir. Sonuç olarak, daha önce kısaca belirtilen ve burada biraz daha ayrıntılı açıklanmaya çalışılan tüm bu değişiklikler, Pleyistosen'deki buzul çağlarında olduğu gibi, Yerküre'nin jeolojik geçmişindeki iklim değişikliklerinin oluşmasında ve denetiminde önemli bir görev üstlenmiş olmalıdır. Ancak, iklim değişikliğinin bilinen 'dış' nedenlerinin, kısa süreli iklim değişikliklerini, özellikle iklimsel değişkenlikleri açıklaması olanaksızdır.

İklim Değişiklikleri: Kambriyen'den Pleyistosen'e, Geç Holosen'den 21. Yüzyıl'a
Climate Changes: from the Cambrian to the Pleistocene, and from the Late Holocene to the 21st Century



Şekil 8. 2009 yılında kabul edilen yeni Jeolojik Zaman Ölçeği ve 2012 yılında yeniden güncellenen Uluslararası Kronostratigrafik Çizit ile uyumlu olarak, Cohen ve Gibbard (2013) tarafından yeni Kuvaterner kronostratigrafisini göstermek amacıyla Geç Senozoyik zamanın son 2.7 milyon yıllık döneminin küresel kronostratigrafik korelasyon çizitinin ana ve denizel bölümlerini içerecek biçimde sadeleştirilmiş gösterimi.

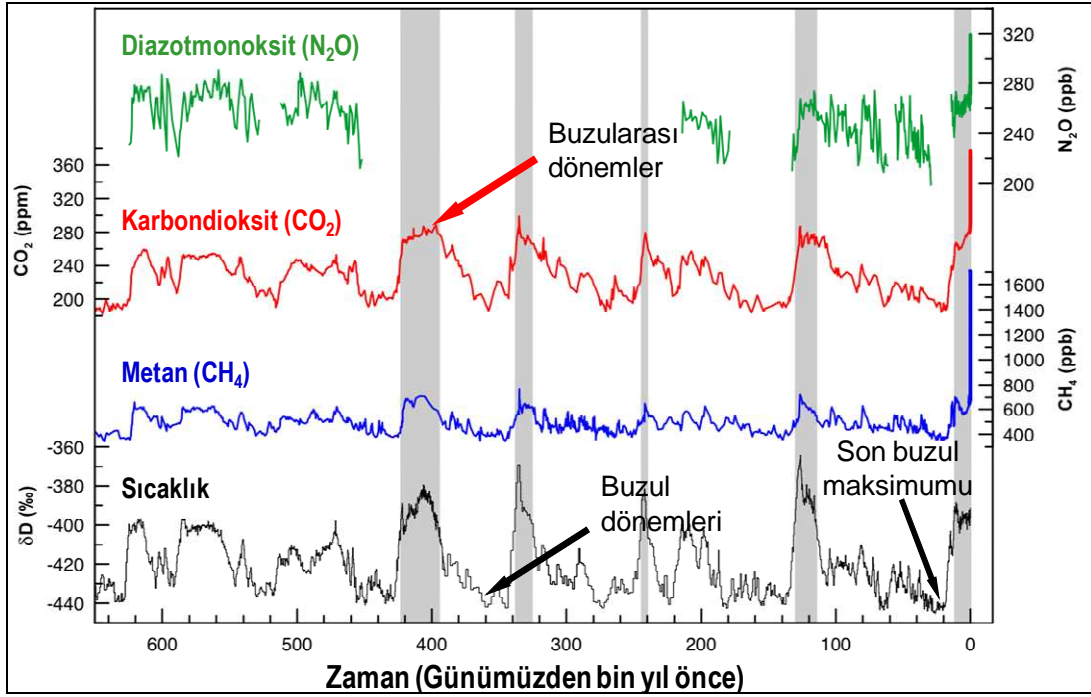
Figure 8. Simplified geological time scale of the Quaternary Period including major divisions and the marine stages/zones divisions. The chart provides a correlation of chronostratigraphical subdivisions of the Late Cenozoic geological time, spanning the last 2.7 million years (Cohen and Gibbard, 2013).

Antarktika buzulundan alınan buz örnekleri (karot) içinde hapsolmuş havanın çözümlenmeleri, atmosferdeki metan (CH₄), karbondioksit (CO₂) ve diazotmonoksit (N₂O) birikimlerinin Pleyistosen devresinin son 650 bin yıllık döneminde (yaklaşık Orta ve Geç Pleyistosen dönemlerine karşılık gelir) yerel sıcaklık koşulları için iyi bir dolaylı kayıt ve gösterge olan döteryum (δD) değişimleriyle ve buna bağlı olarak da buzul ve buzularası çağlarla uyum içinde olabildiğini göstermiştir (Şekil 9). Bu şekilde gösterilmemekle birlikte, bentik oksijen 18 izotopu ($\delta^{18}O$) ise, küresel buz hacmindeki değişimler için iyi bir dolaylı kayıt ve göstergedir: Yüksek bir bentik $\delta^{18}O$ değeri, düşük bir buz hacmine karşılık gelir. Şekildeki gri gölgeli kuşaklar 650 bin yıllık dönemdeki önceki ve en sonuncu (Holosen) buzularası sıcak dönemleri gösterir. Daha pozitif döteryum değerlerine karşılık gelen bu sıcak dönemlerin arasında ise, daha negatif döteryum değerlerinin egemen olduğu uzun ve belirgin buzul çağları yer alır. Başka bir deyişle, Antarktika buz karotlarında kayıtlı bilgidan yararlanarak, Orta ve Geç Pleyistosen dönemlerinde egemen olan uzun glasiyel dönemler (*'Buzul Çağları'*) ve görece daha kısa süreli interglasiyel dönemler (*'Buzularası Çağlar'*) arasındaki ardalanma belgelenmiştir (Şekil 8, 9).

Biz insanlar, Pleyistosen devresinde oluşan buzularası çağların sonuncusu olan Holosen'de yaşamaktayız. Pleyistosen buzullaşmasının en iyi bilineni, en şiddetli zamanı yaklaşık 20-22 bin yıl önce oluşan ve *'Würm Maksimumu'* ya da *'Son Glasiyel Maksimum'* (Son Buzul Çağı Maksimumu, LGM) olarak adlandırılan en sonuncusudur. Son buzul çağında, buzul kalkanları yüksek enlemlerdeki anakaraların çoğunluğunu kaplamış ve Kuzey Amerika, Avrupa ve Asya'nın topografik olarak elverişli olduğu bölgelerinde yaklaşık 40° enlemine kadar güneye yayılmıştır (Şekil 10, 11). Aynı dönemde dağlık alanlarda (örn. Alpler'de, Türkiye'de Doğu Karadeniz ve Toroslar gibi yüksek sıra dağların ve Uludağ, Erciyes, Ağrı, Süphan, Cilo, vb. yüksek tek

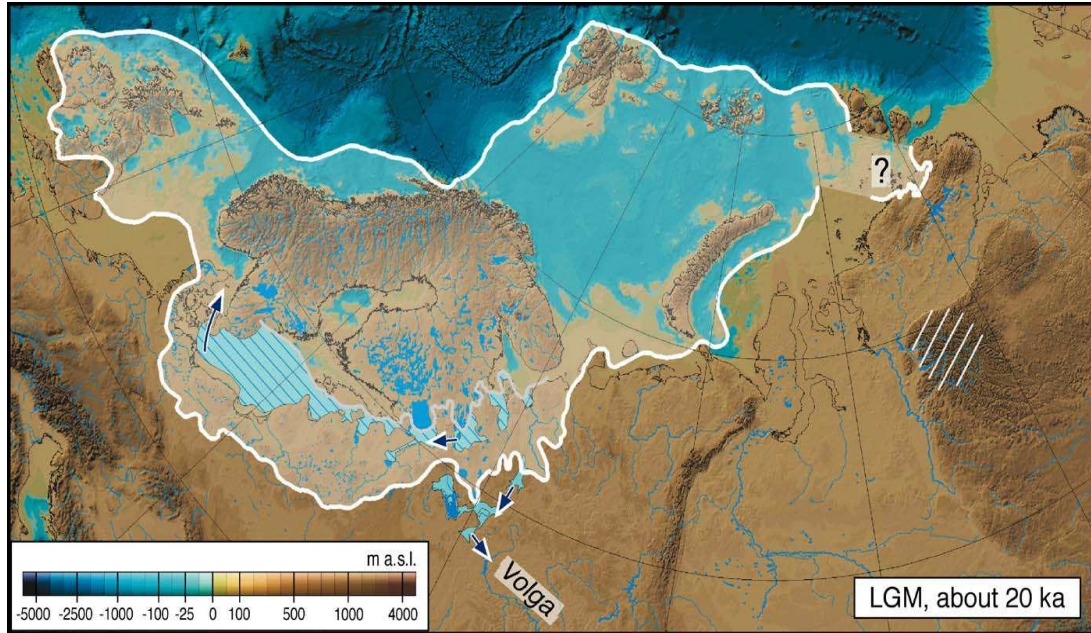
dağların doruklarında) Alpin vadi buzulları ve takke buzulları da, alansal ve hacimsel olarak büyümüş, dağın ve kalıcı kar sınırının yükseltisine uygun olarak bugünkünden yüzlerce metre aşağılara kadar inmiştir (Şekil 12) (örn. Akçar ve Schlüchter, 2005; Bayrakdar ve Özdemir, 2010; Çiner, 2004; Doğu ve ark., 1993; Erinç, 1952, 1953, 1978; Erlat, 2010; Erol, 1981; İzbırak, 1951; Kurter, 1991; Sarıkaya ve ark., 2011; Turoğlu, 2011; Türkeş, 2008b; vb.).

Öte yandan, atmosferdeki suyun anakaralar üzerinde buz biçiminde birikmesi nedeniyle, ortalama deniz düzeyi yeryüzüne yeni kara parçaları ekleyerek bugünkünden yaklaşık 120 m daha alçaktı. Örneğin, Kuzey Amerika ve Asya arasında bugünkü Bering Boğazı boyunca ve başka bir örnek olarak Avrupa anakarası ve Britanya arasında kara köprüleri oluşmuştu (Şekil 10, 11). Aynı dönemde, yüksek enlemlerin permafrost toprakları ve tundra biyomu, bugünkünden daha güneye inmiş, tropikal yağmur ormanları biyomunun yayılış alanıysa görece daralmıştı. Tropikal iklimler karalar üzerinde 2-4 °C daha soğuktu ve olasılıkla okyanuslarda da bezer koşullar ortaya çıkmıştı. Soğuma ve buzullaşma yüksek enlemlerde daha kuvvetli olduğu için, deniz buzları (örn. Arktik ve Antartik) bu bölgelerde daha fazla yayılış göstermekteydi (Şekil 11). Genel olarak, küresel ortalama yüzey sıcaklığının, günümüzden olasılıkla 4-7 °C dolayında daha soğuk olduğu kestirilmektedir. Bu konunun başında vurgulandığı gibi, eski iklimlerin orbital kuramına ilişkin en inandırıcı bulgu ya da kanıtlardan biri, orbital parametrelerdeki baskın frekansların eski iklim değişikliklerinin birçok dolaylı kaydında da bulunması gerçeğine dayanır (Şekil 6, 8, 9). Gerçekte bu, kuvvetli bir nedensellik bağlantısının varlığını gösterir. Başka bir kanıtsa, eski iklimlerin modellenmesinden gelir. Örneğin, geçmiş yaklaşık 700 bin yılda orbital parametrelerdeki ve sera gazlarının atmosferik birikimindeki değişikliklere dayanarak çalıştırılan iklim modelleri, geçmiş buz hacmindeki değişimleri oldukça iyi bir başarıyla benzeştirebilmektedir.



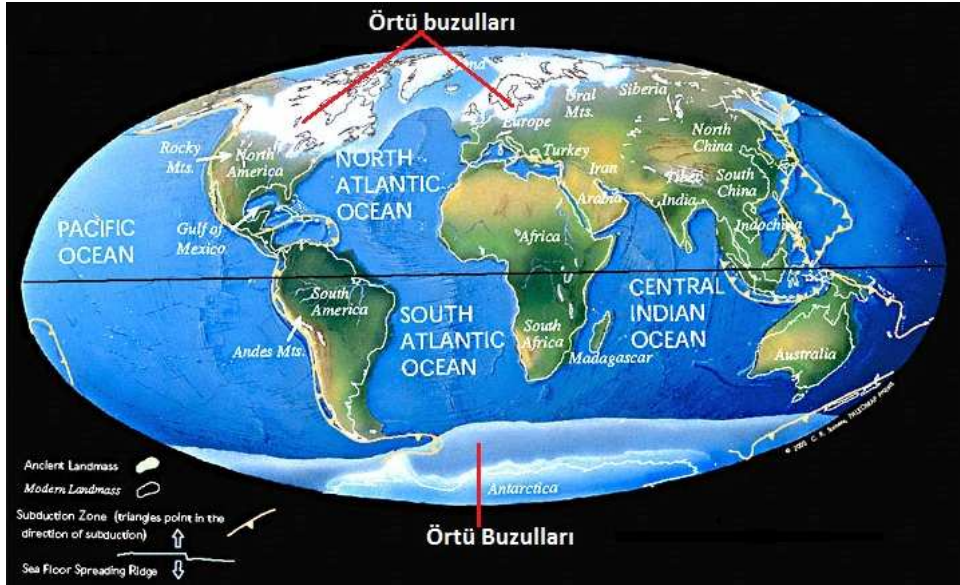
Şekil 9. Antarktika'dan alınan 650 bin yıllık ardışık buz karotu verilerine göre, döteryum (δD , siyah) değişimlerinin dolaylı olarak temsil ettiği geçmiş hava sıcaklıklarında atmosferdeki CH_4 (mavi), CO_2 (kırmızı) ve N_2O (yeşil) birikimlerindeki değişimlerle yakından bağlantılı olarak gerçekleşen uzun süreli değişiklikler (Jansen ve ark. 2007'na göre Türkes 2010'dan).

Figure 9. Long-term variations in deuterium (δD ; black), and in the atmospheric concentrations of the greenhouse gases CO_2 (red), CH_4 (blue), and nitrous oxide (N_2O ; green) derived from air trapped within 650,000 years sequential ice cores from the Antarctica (from Türkes 2010 according to Jansen et al. 2007).



Şekil 10. Avrasya'nın kuzeyinde Geç Pleistosen Würm buzullaşmasının Son Buzul Maksimumunda örtü buzlarının kapladığı alanların coğrafi dağılışı (Mangerud ve ark., 2004).

Figure 10. Geographical distribution of lands of the northern Asia that was covered by the inland ice during the Last Glacial Maximum of the Late Pleistocene Würm glaciation (Mangerud et al., 2004).



Şekil 11. Son Buzul Maksimumu sırasında, günümüzden yaklaşık 18,000 yıl önce Yerküre yüzeyinin jeomorfolojik (kara ve deniz topografyası, dağlar, okyanus ortası sırtlar, okyanus havzaları, vb.) ve tektonik (dalma-batma kuşakları, deniz tabanı yayılma sırtları, vb.) özellikleriyle birlikte örtü buzullarının kapladığı alanların küresel dağılış desenleri (www.scotese.com/lastice.htm, Haziran 2013).

Figure 11: Spatial distribution pattern of the Earth's surface geomorphological and tectonics (topography of the continents and oceans, mountains, mid-ocean ridges, ocean basins, etc.) features with ice sheets about 18,000 years ago (www.scotese.com/lastice.htm, last Access: June 2013).



Şekil 12. İsviçre Alplerindeki Rhone vadi buzulunun 'Küçük Buzul Çağı' sonundan (1850) günümüze kadarki evrimi (www.ethlife.ethz.ch/archive_articles/100607_Gletscher_su/index_EN).

Figure 12. The Evolution of the Rhone glacier in the Swiss Alps from end of the Little Ice Age (1850) until today (www.ethlife.ethz.ch/archive_articles/100607_Gletscher_su/index_EN).

Sonuç olarak, dolaylı ve gözlenen yüzey sıcaklığı ve sera gazı birimlerindeki değişimler arasındaki ilişkiler ve bu değişimler ile orbital değişkenlerdeki değişimlere ilişkin model benzeşimleri arasındaki tutarlı ilişkiler, bize, sera gazı salımlarının atmosferdeki birikimlerinde ve orbital parametrelerdeki değişiklikleri dikkate almaksızın, buzul-buzularası çağ döngülerinin evriminin yeterli düzeyde benzeştirilemeyeceğini açıkça göstermektedir.

Holosen'de İklim

Buzul-buzularası döngülerinin düşük frekanslı değişkenliğine (uzun dönemli dalgalanma) ek olarak, son bir milyon yılda çok daha hızlı (yüksek frekanslı) değişimler de gözlenmektedir. Bunların - özellikle Grönland buz karotlarında- belirgin olanları, son glasyelde oluşan bin yıl dolayındaki değişkenlikle bağlantılıdır (Şekil, 13). Buradaki değişiklikler, genellikle, iklim sisteminde önemli değişikliklere ve kalıcı sıçramalara yol açan, okyanus dolaşımındaki ve okyanusal ısı taşınımındaki değişikliklerle bağlantılıdır. Son Buzul Maksimumu sonrasında başlayan ısınma ve deglasyasyon (buzul geriçekilmesi) da, yaklaşık 14 bin yıl önce beliren ve hemen ardından bir ısınma döneminin geldiği Younger Dryas olarak adlandırılan bin yıl ölçekli kuvvetli bir soğumayla kesintiye uğramıştır (Şekil, 13). Tersine, son interglasyelin iklimi, görece kararlı görünmüştür. Son interglasyelde bazı dalgalanmalar gözlenmesine karşın, bu dalgalanmaların Grönland'daki genliği glasyel çağlarda görülenlerden daha küçüktür.

Şekil 13, 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 değişimlerini gösterir (Cuffey ve Clow, 1997). Şekilde, yazarların yükseklik değişiklikleri için üç düzeltme yaptığı dolaylı iklim zaman dizisinde, zamanın sağdan (eskiden) sola (günümüze) doğru olduğuna dikkate edilmelidir. Ayrıca, dolaylı zaman dizisi, farklı marjinal çekilme uzaklıklarına karşılık gelen farklı yükseklik düzeltmelerinin etkisinin görülebilmesini sağlamak üzere 250 yıllık

üçlü süzgeç ile düzleştirilmiştir. Giderek gelişen eski dolaylı iklim kayıtlarının biyojeokimyasal çözümlmelerine dayanan bugünkü bilgilerimize ve iklim sistemini anlama düzeyimize göre, ağırlıklı olarak iklimsel presesyonun etkisi nedeniyle, atmosferin tepesindeki insolasyon, yaklaşık 10,000 yıl önce bugünkünden çok farklıydı. Özellikle Kuzey Kutbu'ndaki yaz insolasyonu, günümüzden 50 W/m² kadar daha yüksekti. Sonuç olarak, KYK'deki yaz sıcaklıkları Erken Holosen'de görece daha yüksekti. KYK'nin bu görece sıcak dönemi, çoğunlukla *Holosen Klimatik Optimumu* olarak adlandırılır (Şekil 13, 14). Ancak, görece yüksek sıcaklıklar döneminin zamanlaması, Erken Holosen örtü buzularının kuvvetli yerel soğumaya neden olarak Kanada üzerinde hâlâ var olduğu ve çeşitli egemen okyanus ve atmosfer dolaşımı desenlerindeki değişikliklerin bölgesel ölçekte hava ve iklim üzerinde kuvvetli bir etki yaptığı için, coğrafi yer ve konuma yakından bağlıdır. Tüm bunlara karşın, eğer farklı zorlamaların etkili olduğu günümüze yakın son 150 yılı gözardı edilirse, Holosen'deki en yüksek yaz sıcaklıklarının genellikle günümüzden 9,000 – 6,000 yıl arasında belirdiği görülür.

Geç Holosen'de İklim

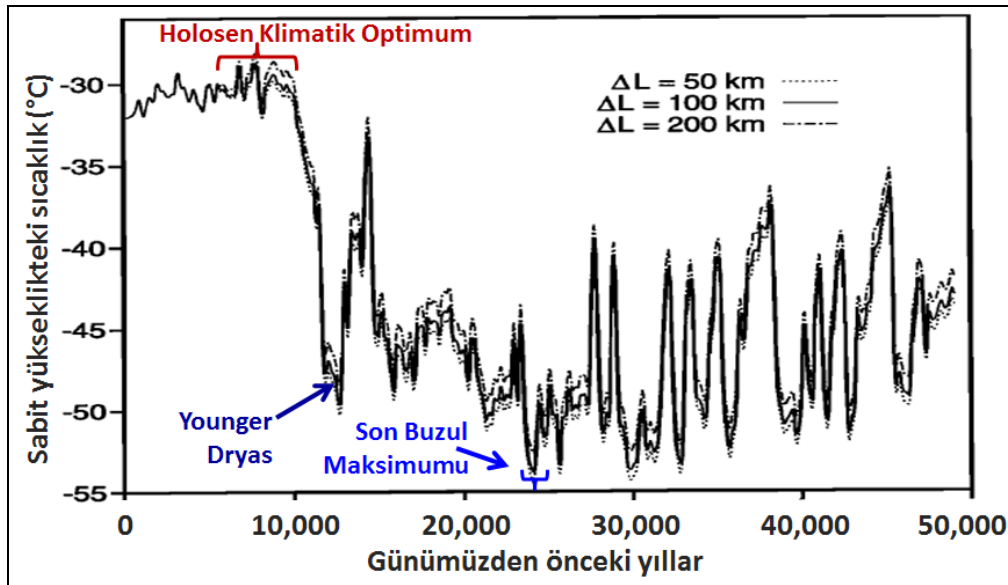
Şekil 14b, iklim tarihinin günümüze de içeren son 1,300 yıllık döneminde (Geç Holosen) büyük ölçekli ortalama yüzey sıcaklıklarındaki değişiklik ve eğilimlerin, çeşitli aletli gözlem ve aletsiz (dolaylı) iklim kanıtlarını gösterir. Şekildeki tüm zaman dizileri, dizilerdeki 30 yıldan küçük zaman ölçeklerindeki değişimleri gidermek ya da uzaklaştırmak amacıyla, 30 yıllık düşük geçirimli Gauss süzgeci ile düzleştirilmiştir. Şekil 14a, biri yalnız karaların ötekisi kara ve okyanus yüzey verisini birlikte kullanan verilere dayanarak, KYK'nin MS 1850'den günümüze değin (aletli istasyon verileri MS 1700'lü yıllara kadar) yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarını temsil eden birleştirilmiş aletli sıcaklık dizilerindeki değişiklik ve eğilimleri gösterir. Bu dizilerden birindeki, 30 yıllık düzleştirilmiş birleşik kara ve deniz yüzey sıcaklıklarındaki (The HadCRUT2v aletli sıcaklık kaydı) belirsizlikler, ayrıca bir güven aralığında gösterilmiştir (Şekil 14a). Son dönemdeki ısınma eğilimi, özellikle uzun süreli

aletli kaydın son 30-40 yılındaki sıçrama biçimli ısınma, son 150 yıl kapsamındaki iklimsel değişimlerde öne çıkmaktadır. Yalnız kara kaydı da benzer değişkenlik özellikleri göstermesine karşın, kara ve deniz birleşik kaydında yaklaşık 1979-1980 yıllarından sonraki ısınmanın oranı daha büyüktür (Türkeş, 2008ab, 2010, 2012).

Son bin yıl, özellikle KYK açısından en çok sayıda ve yüksek doğruluklu geçmiş dolaylı iklim kaydının bulunduğu dönemdir. Ağaç halkaları, göl ve deniz çökeltileri, buz karotları, mağara damlataşları, tarihi kayıtlar (yelkenli gemi, tarımsal, idari, dini, vakıf, vb.), çeşitli şekil ve resimler (eski mağara ve duvar şekilleri ve resimleri) ve sanat eserleri (örn. yağlı boya tablolar) gibi dolaylı kayıtlar, geçmiş iklim değişiklikleri konusunda çok yararlı bilgiler sunmaktadır (bkz. Şekil 8, 9, 13, 14, 15, 16, 17).

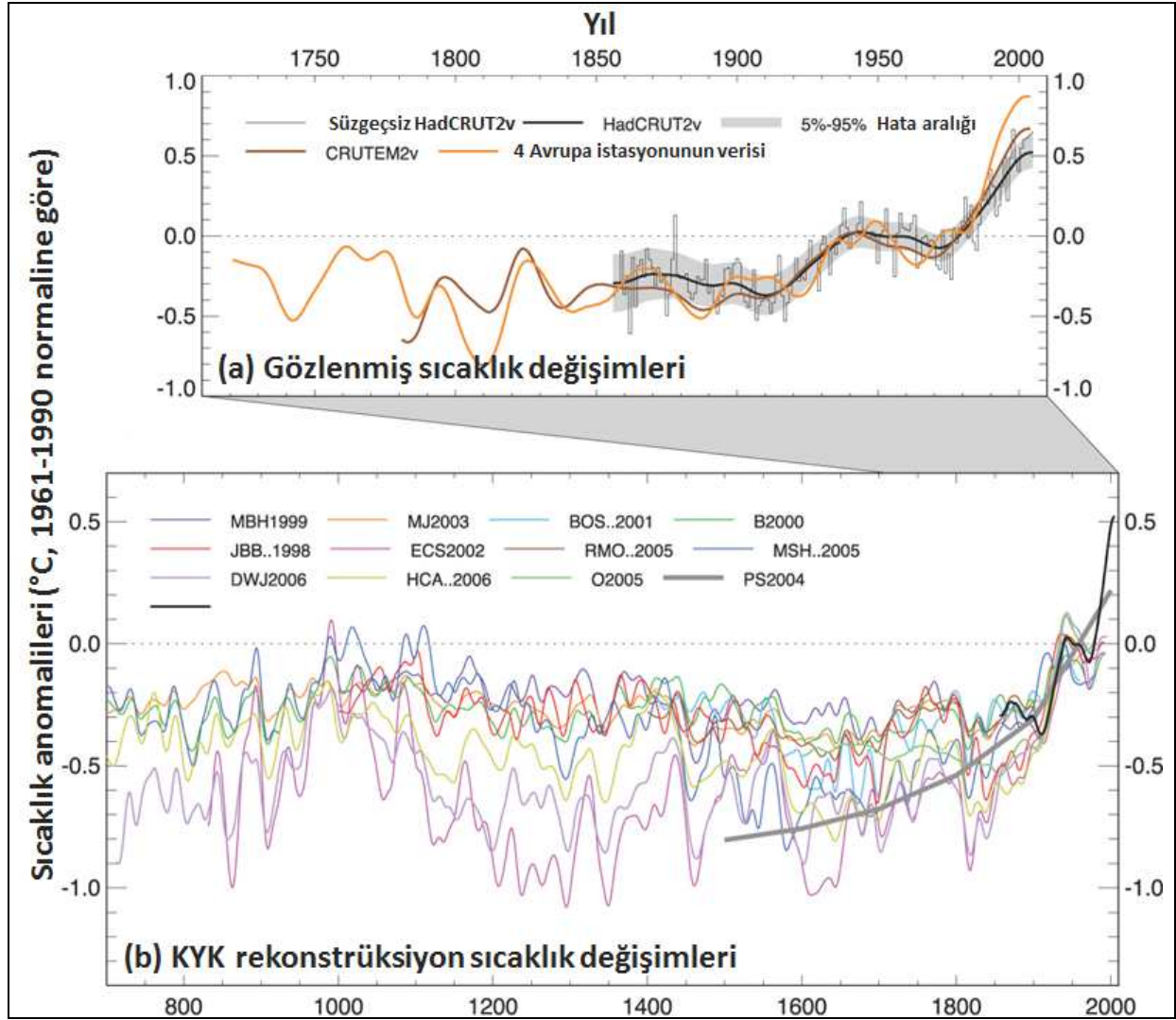
Öte yandan, sıcaklık değişikliklerine ilişkin belirsizlikler ise, hâlâ önemli kabul edilmektedir. Var olan tüm dolaylı iklim rekonstrüksiyonları yaklaşık olarak milattan sonra 900 – 1450 yılları arasında (10. yy – 14. yy ortası) egemen olan görece ılıman koşulları (*'Ortaçağ Sıcak Dönemi'*

ya da *'Ortaçağ Sıcak Anomalisi'*), milattan sonra yaklaşık 1450 – 1850 yılları arasında (15. yy ortası – 19. yy ortası) egemen olan bir soğumanın (*'Küçük Buzul Çağı'*) izlediğini gösterir (Şekil 14). Hollandalı ressam Pieter Bruegel the Elder'in 1565 yılında yaptığı ve Kuzey Avrupa Rönesans hareketinin iyi bir örneği olarak nitelenen "Karda Avcılar" (Hollanda dilinde: Jagers in de Sneeuw) isimli yağlı boya tablosu, Bruegel'in (1525-1569), beşi bugüne kadar gelen yılın farklı mevsimlerini gösteren altı tablosundan biridir. Ressam bu resmi, klimatolojik olarak Küçük Buzul Çağı olarak adlandırılan özellikle Orta ve Kuzey Avrupa'da görece daha etkili olduğu bilinen soğuk bir dönemde, çok şiddetli geçen soğuk bir kışın ardından yapmıştır. Bu yüzden tablo, Küçük Buzul Çağı'ndaki soğumanın Avrupa'da halkın günlük yaşamı üzerindeki etkilerine örnek olarak verilen sanat eserlerinden biri olarak da kabul edilmektedir. Burada özetle açıklanan bu değişikliklerin genliği ve oluşma zamanı, farklı iklim rekonstrüksiyonları arasında kuvvetli bir değişiklik sergilemesine karşın, tüm dolaylı iklim rekonstrüksiyonlarının mutlak maksimumu 20'nci yüzyıldadır (Şekil 15).



Şekil 13. Grönland buzul kalkanından çıkarılan buz karotlarının $\delta^{18}O$ 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 (Cuffey ve Clow 1997'a göre yeniden düzenlendi).

Figure 13. Variations of the proxy temperatures during the last 50 thousands years derived from $\delta^{18}O$ measurements in Greenland (Greenland Ice Sheet Project 2 ice core) including the Last Glacial Maximum of the Würm glacial age and the Younger Dryas cooling, and the Early Holocene Climatic Optimum (Rearranged from Cuffey and Clow 1997).



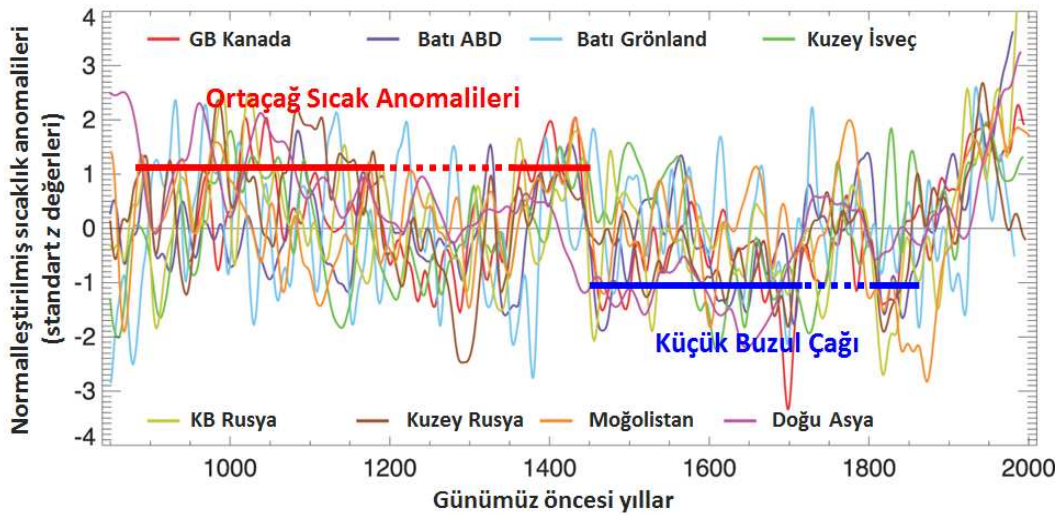
Şekil 14. Kuzey Yarımküre'nin, (a) son 1,300 yıldaki (Geç Holosen) sıcaklık değişimlerinin çoklu dolaylı iklim kayıtları ve (b) son 150 yılın aletli sıcaklık kayıtları kullanılarak yapılmış rekonstrüksiyonları (Jansen ve ark. 2007'na göre yeniden düzenlendi). Tüm sıcaklık anomalileri (°C), 1961-1990 normalinden sapmaya göredir; the HadCRUT2v aletli sıcaklık kaydı siyah ile gösterilmiştir.

Figure 14. Reconstructions of the Northern Hemisphere temperature variations (a) over the last 1300 years (Late Holocene) using multiple climate proxy records and (b) the instrumental record for the last 150 years (Rearranged from Jansen et al., 2007). All temperature anomalies (°C) is based on the departures from the 1961 to 1990 normal, and the HadCRUT2v instrumental temperature record was illustrated with black.



Şekil 15. Hollandalı ressam Pieter Bruegel the Elder'in kış manzarasını yansıtan birçok tablosunun en ünlüsü olan 1565 yılında yaptığı "Karda Avcılar" (Hollanda dilinde: Jagers in de Sneeuw) isimli yağlı boya tablosu. Resim, Viyana Kunsthistorisches Museum'un koleksiyonundadır (en.wikipedia.org/wiki/The_Hunters_in_the_Snow, erişim: Haziran 2013).

Figure 15. "The Hunters in the Snow" (Dutch: Jagers in de Sneeuw) is the most famous of several winter landscape paintings by Pieter Brueghel the Elder performed in the year 1565. This painting is in the collection of the Kunsthistorisches Museum (Museum of Art History) in Vienna (en.wikipedia.org/wiki/The_Hunters_in_the_Snow, last access: June 2013).



Şekil 16. 'Ortaçağ Sıcak Dönemi' ve 'Küçük Buzul Çağı' iklimlerinin çok değişken doğasının, KYK ortalama yüzey sıcaklıklarının rekonstrüksiyonunda kullanılan çeşitli dolaylı iklim kayıtlarınca temsil edilen geniş izgeli değerleri yardımıyla gösterimi (Jansen ve ark. 2007'ye göre yeniden düzenlendi).

Figure 16. The heterogeneous nature of climate during the Medieval Warm Period and 'The Little Ice Age' is illustrated by the wide spread of values in the individual records that were used to reconstruct the average temperature in the Northern Hemisphere (Rearranged from Jansen et al. 2007).

Geç Holosen'deki İklim Değişikliklerinin Alansal ve Zamansal Değişkenliği

Şekil 16, 'Ortaçağ Sıcak Dönemi' ve 'Küçük Buzul Çağı' iklimlerinin çok değişken doğasını, KYK ortalama yüzey sıcaklıklarının rekonstrüksiyonunda kullanılan çeşitli dolaylı iklim kayıtlarınca temsil edilen geniş izgeli değerleri yardımıyla göstermek amacıyla düzenlenmiştir. Şekilde birlikte gösterilen dolaylı kayıtların hepsi, nesnel bir karşılaştırma yapılabilmesini sağlamak için 1001-1980 dönemine göre 0 ortalamalı ve birim standart sapmalı bir anomali dizisi (standardize z skoru) elde etmek için normalleştirilmiştir. Ayrıca, dizilerdeki 20 yıldan daha kısa değişimleri gidermek, uzun süreli eğilimleri ve dalgalanmaları göstermek amacıyla da 20 yıllık düşük geçirimli süzgeç ile düzleştirilmiştir. Şekil 14 ve 16'dan açıkça görülebileceği ve günümüzde olduğu gibi, genel olarak Geç Holosen'de özel olarak da Ortaçağ'da da, iklim her yerde aynı yönde ya da aynı büyüklükte değişmiyordu. Gerçekte, bazı bölgelerde, bazı yıllarda ya da dönemlerde 20'nci yüzyıl boyunca egemen olandan bile daha sıcak koşullar yaşanmıştır (örn. Bradley *ve ark.*, 2003; Folland *ve ark.*, 2001; Jansen *ve ark.*, 2007; Jones *ve ark.*, 2006, 2008; Luterbacher *ve ark.*, 2012; Mann, 2002ab; Roberts *ve ark.*, 2012; vb.). Bölgesel dolaylı iklim kayıt ve kanıtlarının sınırlı ve yaşlandırma tekniklerinin olası hataları yüzünden, ortaçağlardaki iklimin günümüz kadar mı yoksa günümüzden daha sıcak mı olduğuna ilişkin sorular henüz tam anlamıyla yanıtlanmış değildir. Ekvator ile orta enlemler ve kutuplar arasındaki enerji dengesizliğini gidermek üzere, ekvatorial ve tropikal kuşaklardaki fazla ısı enerjisinin bölgesel hava ve iklim süreçleri ve sistemlerince (atmosfer ve okyanus dolaşımı, hava sistemleri, bölgesel ölçekli rüzgârlar, vb.) yeniden dağıtımının bir sonucu olarak, yerel iklimsel değişimler çoğunlukla iklim sisteminin içsel değişkenliğince denetlenebilir ve yönlendirilebilir. Bu yüzden, ancak çok geniş ölçekli iklim ortalamalarının yaşadığımız son bin yıldaki küresel zorlamaları yansıtması beklenebilir.”

Ortaçağ Sıcak Anomalisi ısınmasını ve Küçük Buzul Çağı soğumasını 20'nci yüzyıldaki büyüklük ve nedenlerini ortaya çıkarmaya yönelik

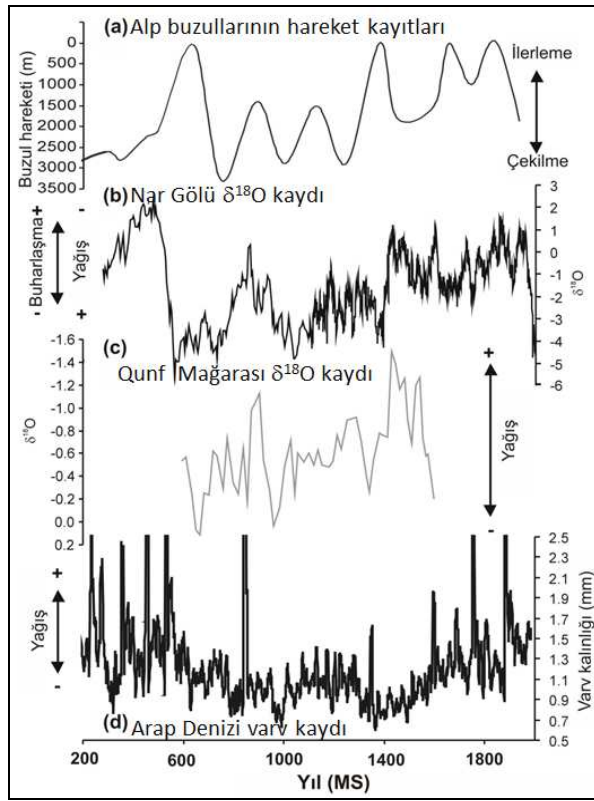
daha doğrudan bir yolla tanımlamak için, çok yaygın (geniş alanlı) ve sürekli paleoklimatik kanıtlar türdeşleştirilerek asimile edilmeli ve 20'nci yüzyıl ısınmasıyla anlamlı sayısal bir karşılaştırmanın yapılmasını sağlamak amacıyla güncel sıcaklık ölçümlerine karşı ölçeklendirilmelidir. Başka bir sözle, Şekil 16'da yapıldığı gibi, birlikte kullanılacak ve nesnel bir karşılaştırması yapılacak olan dolaylı ve güncel aletli kayıtların türdeşleştirilmesi ve normalleştirilmesi gerekmektedir. Çok geniş alansal ölçekte dolaylı iklim kayıtları üretmeye çabalayan birçok çalışmada aynı sonuca ulaşılmıştır: “**Ortaçağ ısınması** ('Ortaçağ Sıcak Dönemi' ya da 'Ortaçağ Sıcak Anomalisi') ve genel olarak tarihsel olarak Yeni ve Yakın Çağları içeren MS 1450 – 1850 döneminde onu izleyen **soğuk koşullar** ('Küçük Buzul Çağı'), oluşum zamanlarının kesinliği ve bölgesel tutarlılığın açıklanması açısından türdeş değildir; alan ve zamandaki tutarlılığı çok değişkendir” (örn. Bradley *ve ark.*, 2003; Erlat, 2010; Folland *ve ark.*, 2001; Goosse *ve ark.*, 2010; Jansen *ve ark.*, 2007; Jones ve Mann, 2004; Jones *ve ark.*, 2006, 2008; Luterbacher *ve ark.*, 2012; Mann, 2002ab; Roberts *ve ark.*, 2012; vb.).

Türkiye Dolaylı İklim Kayıtlarında Geç Holosen İklim Değişikliklerinin Aranması

Türkiye'de Geç Holosen iklim değişikliklerinin dolaylı iklim kayıtları yardımıyla ortaya çıkarılmasına yönelik bir çalışmada, günümüzden geriye doğru 1700 yıl uzunluğundaki Nar Gölü oksijen 18 izotop ($\delta^{18}O$) kaydındaki değişimler ve bu değişimlerin Kuzey Atlantik, Alpler, Kuzey Avrupa ve muson iklimleriyle bağlantıları incelenmiştir (Jones *ve ark.*, 2006, 2008). Sözü edilen çalışmalara temel oluşturan $\delta^{18}O$ kayıtlarının elde edildiği Nar Gölü (Narlı Göl ya da Eski Acı Göl), Türkiye'nin İç Anadolu Bölgesi'nin Orta Kızılırmak bölümünün güneyinde, Kapadokya yöresinde (Aksaray-Derinkuyu arasında) yer alan çok küçük bir krater gölüdür. Nar Gölü tabanından alınan varv çökeltilerinin (Şekil 17) $\delta^{18}O$ çözümlemesinden elde edilen yağış ve buharlaşma değişkenliğinin geçmiş 1700 yıllık dolaylı kaydı, iklimsel olarak kurak (MS yaklaşık 300-500 ve MS 1400-1960) ve yağışlı/nemli ara

dönemler (MS yaklaşık 560-750 ve MS 1000-1350) arasında hızlı ve önemli değişikliklerin bulunduğunu gösterir (Şekil 17b).

Nar Gölü $\delta^{18}\text{O}$ kaydındaki bu iklimsel değişiklikler, güney Asya (Hindistan) muson sisteminin aletsel ve dolaylı kayıtlarındaki değişikliklerle de tutarlıdır (Şekil 17c ve 17d). Buna göre, Doğu Akdeniz havzasındaki kurak yazlar, kuvvetlenen muson yağışı dönemleriyle bağlantılıdır. Ayrıca, kayıttaki belirgin değişiklikler, Türkiye ikliminde görece sıcak ve daha kurak koşulların olduğu zamanlarda Alplerde vadi buzullarının ilerlediği daha soğuk ve nemli dönemlerin egemen olduğu Kuzey Atlantik kış iklimindeki değişikliklerle de bağlantılıdır (Şekil 17a ve 17b).



Şekil 17: Nar Gölü $\delta^{18}\text{O}$ kaydının (b), Alp buzullarının ilerleme ve gerileme kayıtları (a) ile Hindistan musonunun Umman Qunf Mağarası'ndan (c) ve Arap Denizi'nden (d) elde edilen dolaylı kayıtlarıyla karşılaştırılması (Jones ve ark., 2006, 2008).

Figure 17: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ record from Nar Gölü (b) to records of the Alpine glacier advance (a) and proxy records of the Indian monsoon from Qunf Cave, Oman (c) and the Arabian Sea (Jones et al., 2006, 2008).

Bu değişimler bize, aynı zamanda, örneğin Alplerdeki sıcak ve soğuk dönemlerin, İç Anadolu'da (Doğu Anadolu'da da benzer koşullar bulunmuştur) tam tersi koşullarla karşılık bulunduğunu, örneğin, Alplerde 15. Yüzyıl – 19. Yüzyıl arasında vadi buzullarının ilerleme gösterdiği daha soğuk ve nemli koşullar ('Küçük Buzul Çağı') egemen olmasına karşın (Şekil, 15), İç Anadolu'da görece sıcak ve daha kurak koşulların egemen olduğunu göstermiştir (Jones ve ark., 2006, 2008; Roberts ve ark., 2012).

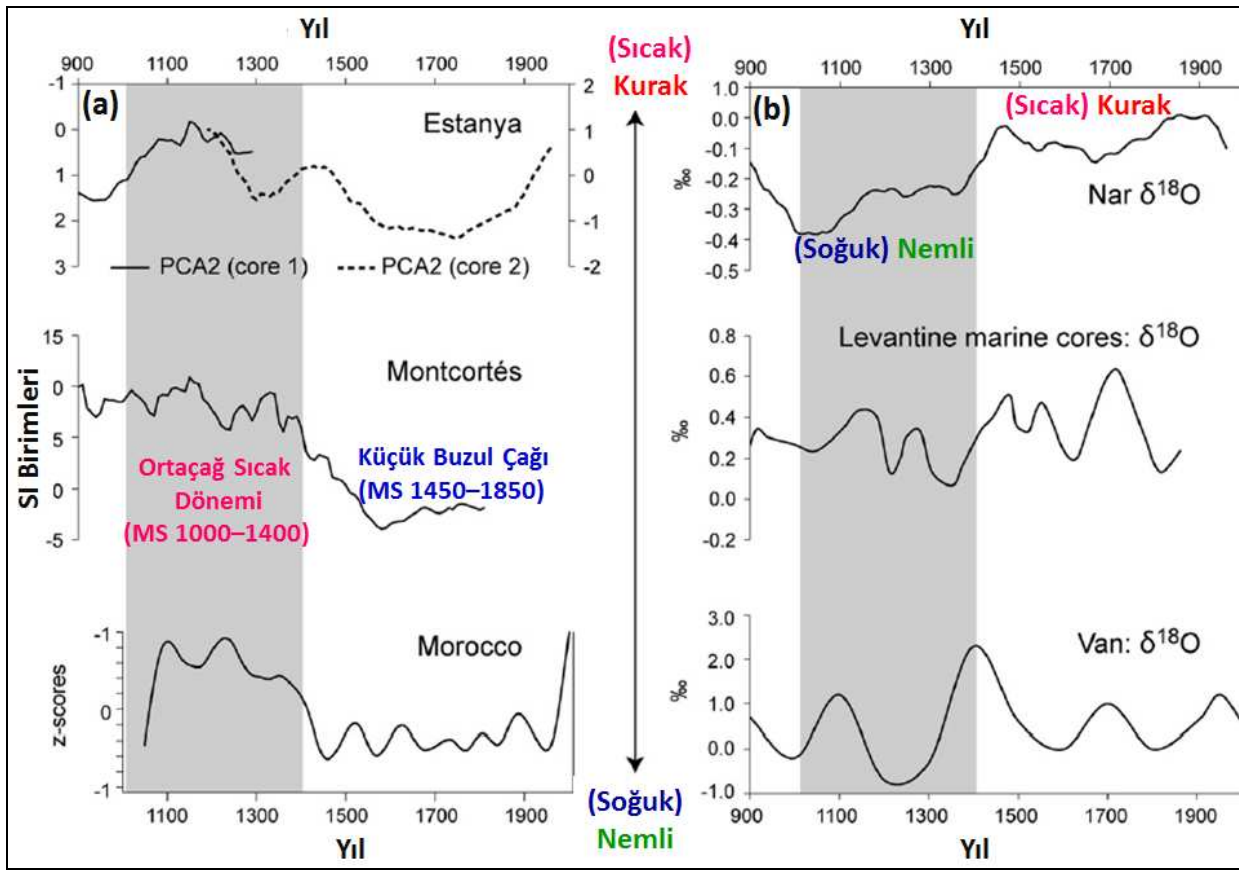
Ortaçağ Sıcak Dönemi ve Küçük Buzul Çağı'nın Akdeniz Havzası Dolaylı İklim Kayıtlarında Aranması

Konuyla ilgili daha yeni bir karşılaştırmalı çalışmada (Roberts ve ark., 2012), birçok paleoklimatolojik dolaylı kayıtlarla desteklenen Akdeniz Havza'sının zıt kenarlarını temsil eden Batı Akdeniz ve Doğu Akdeniz havzalarından elde edilen yüksek doğruluklu paleolimnolojik kanıtlar, bölgesel hidroklimatolojik koşullardaki değişiklikleri izlemek için kullanılmıştır. Kuzey İspanya'da Estanya ve Montcortés gölleri ile Türkiye'nin İç Anadolu Bölgesi'ndeki Nar Gölü'nden elde edilen çoklu jeokimyasal, sedimentolojik, izotopik ve paleoekolojik dolaylı iklim kayıtları, MS 900'dan günümüze kadar on yıllık aralıklarda çapraz ilişkilendirilmiştir (İng. *crosscorrelation*).

Bu kurak bölge (gerçekte yarı kurak) gölleri, göl su düzeyi ve tuzluluk tarafından da doğrulanmış yağış/buharlaştırma (P/E) dengesindeki değişiklikleri –özellikle on ve 100 yıllık zaman ölçeklerindeki değişkenliklerin yeniden oluşturulması için değerli bilgiler sağlayarak- inceliyor yakalamaktadır. İber Yarımadası'ndaki göller, 'beklediği şekilde' Ortaçağ Sıcak Anomalisi ile senkronize durumda 11nci ve 13ncü yüzyıllar süresince düşük su düzeyleri ve yüksek tuzluluk koşulları gösterirken, 'Küçük Buzul Çağı' süresince genellikle daha nemli koşullarla nitelenmektedir (Şekil 18). Bu yanıt deseni, Fas ağaç halkası kayıtlarında ve Batı Akdeniz Havzasındaki deniz karotu çökelti kayıtlarında da açıkça bulunmuştur. Öte yandan, Doğu Akdeniz Havzasını temsil eden Türkiye, Yunanistan ve Levant bölgelerinden elde edilen paleoklimatolojik dolaylı iklim kayıtları, Batı

Akdeniz paleoklimatolojik kayıtlarının tersine, genellikle 'Küçük Buzul Çağı' süresince daha kurak hidroklimatolojik koşulları gösterirken, Ortaçağ Sıcak Anomalisi süresince daha nemli bir evrenin varlığını göstermiştir (Şekil 18). Tüm bu paleoklimatolojik dolaylı iklim kayıtları, yaklaşık son 1100 yılda Akdeniz Havzası'nda iki kutuplu (batı ve doğu) bir atmosfer ve iklim salınıminin etkili olduğunu kanıtlar. Ancak, Batı Akdeniz kuraklığı Ortaçağ Sıcak Anomalisi süresince ısrarlı pozitif NAO evresiyle tutarlılık sergilemişken, bu ilişki deseninin Doğu Akdeniz Havzası'nda daha az belirgin oluşu da dikkat çekicidir. Ayrıca,

Ortaçağ Sıcak Anomalisi süresince daha yüksek kış mevsimi yağışları (yağışlı dönem) Akdeniz Kavzası'nın kuzeydoğu sektöründe yer alan İç Anadolu'da ortaya çıkmıştır. Sonuç olarak, çözümlenen ve karşılaştırması yapılan tüm bu dolaylı iklim kayıtları, Akdeniz Havzası'ndaki Küçük Buzul Çağı/Ortaçağ Sıcak Anomalisi hidroklimatolojik rejim ve/ya da değişim deseninin farklı iklim modları (atmosferik salınımlar ve uzak bağlantı desenleri) ve fiziki coğrafya denetçileri bulunduğunu ve NAO'nun niteliği ve uzak bağlantılarının durular olmadığını göstermektedir.



Şekil 18. Dolaylı iklim kayıtlarındaki uzun dönemli (100 yıl ve daha uzun) değişimler: (a) Batı Akdeniz: Montcortès MS, Estanya PCA; Fas ağaç halkası (Esper ve ark., 2007); (b) Doğu Akdeniz: Nar (Jones ve ark., 2006), Van (Wick ve ark., 2003) ve Levantine (Schilman ve ark., 2001) göl/deniz karotlarının $\delta^{18}O$ dizileri. Sıcak Orta Çağ dönemi (MS 1000–1400) gri gölgelendirilmiştir (Roberts ve ark. 2012'ne göre yeniden düzenlendi).

Figure 18. Centennial variations in proxy climate records: (a) western Mediterranean; Montcortès MS, Moroccan tree ring data (Esper et al., 2007); (b) eastern Mediterranean; $\delta^{18}O$ for Nar, Van (Wick et al., 2003), and Levantine marine cores (Schilman et al., 2001). The Medieval period 1000–1400 AD is shaded with grey (Rearranged from Roberts et al. 2012).

Buraya kadar yapılan karşılaştırma ve değerlendirmeler, özellikle KYK yüzey sıcaklıklarının, genel olarak ikinci binin ilk yarısındaki 'Ortaçağ Sıcak Dönemi'nde, ikinci yarısındaki 'Küçük Buzul Çağı'ndan daha yüksek olmasına karşın, söz konusu sıcak ve soğuk dönem koşullarının genel olarak farklı yerlerde farklı zamanlarda oluştuğunu gösterir. Bu yüzden, bazı klimatologlar bu terimlerin kullanılmamasını önermekle (örn. Jones ve Mann, 2004) birlikte, çoğunluk bu terimlerin kullanımına ilişkin uyarı ya da çekincelerini belirterek kullanma yolunu tercih etmektedir.

Sonuçlar

Son bin yıldaki çeşitli içsel ve dışsal iklimsel zorlamalar görece küçük genlikli olmasına karşın, yüzey sıcaklıklarının küresel ölçekteki değişikliklerinde baskın bir rol oynamıştır. Tersine, bölgesel ölçekte, okyanus ya da atmosfer dolaşımındaki değişiklikler zorlamaların bazı dönemlerdeki etkilerini tümüyle maskeleyebilmiştir.

Bu geniş açılı değerlendirme çalışmasında yaptığımız karşılaştırmalı açıklamalar ve

verdiğimiz örnekler, bize, özellikle KYK'de son 1,300 yılın iklim koşullarındaki değişikliklerin ve eğilimlerin neredeyse tüm alan ve zaman ölçeklerinde önemli farklılıklar gösterdiğini, örneğin 'Orta Çağ Sıcak Dönemi'nin ve 'Küçük Buzul Çağı'nın, genel olarak, İber Yarımadası, Britanya Adaları, Alp Dağları, Batı ve Kuzey Avrupa bölgelerinde başka, Anadolu'da başka etkiler oluşturduğunu göstermiştir.

Sonuç olarak, *Ortaçağ Sıcak Anomalisi* ve *Küçük Buzul Çağı*, küresel olarak ya da neredeyse küresel olarak eş zamanlı olaylar olarak görülmemelidir. Bu kapsamda, Orta Çağ ya da Yeni Çağ'daki, örneğin 16., 17., 18. ya da 19. yüzyıllardaki belirgin ve önemli tarihsel, sosyal ve ekonomik gelişmeleri, olayları ya da bunalımları (örn. Osmanlı İmparatorluğu'nda 17. yy'da, vb.) incelerken, konunun doğal ortam, ekosistem ve iklimdeki değişikliklerle bağlantısının kurulmasında, genel olarak Alpler ve Batı Avrupa bölgelerindeki iklim değişikliklerinin, Osmanlı İmparatorluğu dönemindeki Balkanlar, Anadolu ve Mezopotamya bölgelerine farklı yansıdığı ve farklı sonuçlar doğurduğu bilimsel gerçeği mutlaka dikkate alınmalıdır.

REFERANSLAR

- Akçar, N., Schlüchter, C. 2005. 'Paleoglaciations in Anatolia: a schematic review and first results'. *Eiszeitalter und Gegenwart* **55**, 102–121.
- Bayrakdar, C. ve Özdemir, H. 2010. 'Kaçkar Dağı'nda bakı faktörünün glasiyal ve periglasiyal topografya gelişimi üzerindeki etkisi'. *Türk Coğrafya Dergisi* **54**, 1-13.
- Berger, A.L. 1978. 'Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes'. *Journal of Atmospheric Sciences* **35**, 2363-2367.
- Bradley, R. S., Hughes, M.K., Diaz, H. F. 2003. 'Climate in Medieval Time'. *Science* **302**, 404-405.
- Cohen, K.M., Gibbard, P.L. 2010. *Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2010*. In: www.quaternary.stratigraphy.org.uk/charts (last accessed July 2013).
- Cohen, K.M., Finney, S., Gibbard, P.L. 2013. *International Chronostratigraphic Chart: International Commission on Stratigraphy*, In: www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01.pdf (last accessed July 2013). (Chart reproduced for the 34th International Geological Congress, Brisbane, Australia, 5–10 August 2012.)
- Cuffey, K.M., Clow, G.D. 1997. 'Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition'. *Journal of Geophysical Researches* **102**, 26383–26396.
- Çiner, A. 2004. 'Turkish glaciers and glacial deposits.' In: *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part. I: Europe*, (Ehlers, J. and Gibbard, P.L. (Eds). Elsevier Publishers: Amsterdam, pp.419-429.
- Doğu, A. F., Somuncu, M., Çiçek, I., Tunçel, H., Gürgen, G. 1993. 'Kaçkar dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm'. *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi* **2**, 157-184.
- Erinç, S. 1952. 'Glacial evidences of the climatic variations in Turkey'. *Geografiska Annaler* **34**, 89-98.
- Erinç, S. 1953. 'Van'dan Cilo Dağlarına'. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi* **2**, 84-106.
- Erinç, S. 1978. 'Changes in the physical environment in Turkey since the end of the Last Glacial.' In: *The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age*, (W.C. Brice (Ed.). Academic Press: London, pp.87-110.
- Erlat, E. 2010. *İklim Sistemi ve İklim Değişimleri*. Genişletilmiş 2. Baskı, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No. 155: İzmir.
- Erlat, E., Türkeş, M. 2013. 'Tropikal kuşakta gerçekleşen volkanik püskürmelerin hava sıcaklıklarına etkisi.' İçinde: *Profesör Doktor İlhan Kayan'a Armağan Kitabı* (Ed. E. Öner), sf. 423-431. Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayın No. 181: Bornova, İzmir.
- Erol, O. 1981. Quaternary pluvial and interpluvial conditions in Anatolia and environmental changes especially in south-central Anatolia since the last glaciation. In: *Beitraege zur Umweltgeschichte des vorderen Orients*, (W. Frey and H.P. Uerpman (Eds.) Beihefte zum Tuebinger Atlas des Vorderen Orients. Reihe A, *Naturwissenschaften* **8**, 101-109.
- Esper, J., Frank, D., Büntgen, U., Verstege, A., Luterbacher, J., Xoplaki, E. 2007. 'Longterm drought severity variations in Morocco'. *Geophysical Research Letters* **34**, L17702. doi:10.1029/2007GL030844, 1-5.
- Folland, C.K. et al. 2001. Observed climate variability and change. In: *Chapter 2 of Climate Change 2001, the Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*, [Houghton, J. T. et al. (Eds)]. Cambridge University Press: Cambridge and New York.
- Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, J.C., and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy. 2010. 'Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma.' *Journal of Quaternary Science*, **25**, 96-102.
- Goosse, H., P.Y. Barriat, W. Lefebvre, M.F. Loutre, V. Zunuz. 2010. Introduction to Climate Dynamics and Climate Modelling - Chapter 5. *Brief history of climate: causes and mechanisms*. <http://www.climate.be/textbook>.

- Gradstein, F.M, Ogg, J.G., Schmitz, M.D. (Eds.) 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier: Boston, DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4.
- İzбірak, R. 1951. *Cilo Dağı ve Hakkâri ile Van Gölü Çevresinde Coğrafya Araştırmaları*. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Yayını 67 (4), 149 sayfa: Ankara.
- Jansen, E. et al. 2007. Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC* [Solomon, et al., (eds.)]. Cambridge University Press: Cambridge and New York, NY.
- Jones, P.D., Mann, M.E. 2004. 'Climate over past millennia'. *Reviews of Geophysic.* **42** (2), RG2002.
- Jones, M.D., Roberts, C.N., Leng, M.J., Türkeş, M. 2006. 'A high-resolution late Holocene lake isotope record from Turkey and links to North Atlantic and monsoon climate' *Geology* **34**, 361-364.
- Jones, M.D., Türkeş, M., Roberts, C.N., Leng, M.J. 2008. 'Nar Gölü Geç Holosen İzotop Kaydındaki Değişimler ile Kuzey Atlantik ve Muson İklimleriyle Bağlantıları' *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu 2008 Bildiriler Kitabı* içinde. sf. 418-429. ÇOMÜ Coğrafya Bölümü, 20-23 Ekim 2008, Çanakkale.
- Kurter, A. 1991. Glaciers of Middle East and Africa – Glaciers of Turkey. In: *Satellite Image Atlas of the World*, (R.S. Williams and J.G. Ferrigno (Eds.)), pp.1–30. USGS Professional Paper 1386-G-1.
- Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson, M. Prather. 2007. Historical Overview of Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC* (Solomon et al., (Eds.)). Cambridge University Press: Cambridge and New York, NY.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. 2005. 'A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records'. *Paleoceanography* **20**, PA1003.
- Luterbacher, J. et al. 2012. *The Climate of the Mediterranean Region*. Elsevier Inc. DOI: 10.1016/B978-0-12-416042-2.00002-1.
- Mangerud, J. et al. 2004. 'Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation'. *Quaternary Science Reviews* **23**, 1313–1332.
- Mann, M. E. 2002a. Little Ice Age. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change, Volume 1, The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change* (Eds., M. C. MacCracken and J. S. Perry), pp.504–509, John Wiley & Sons, Ltd: Chichester.
- Mann, M. E. 2002b. Medieval Climatic Optimum. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change, Volume 1, The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change* (Eds., M. C. MacCracken and J. S. Perry), pp.514–516, John Wiley & Sons, Ltd: Chichester.
- Petit, J.R. et al. 1999. 'Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica'. *Nature* **399**, 429-436.
- Roberts, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B. L., Corella, J. P., Jones, M., Allcock, S., Woodbridge, J., Morellón, M., Luterbacher, J., Xoplaki, E., Türkeş, M. 2012. 'Palaeolimnological evidence for an east-west climate see-saw in the Mediterranean since AD 900'. *Global and Planetary Change, Special Issue, Perspectives on Climate in the Medieval Climate Anomaly* **84-85**, 23–34.
- Royer, D.L. et al. 2004. 'CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate'. *GSA Today July 2004*, **14** (3), 4-10.
- Sarıkaya, M.A., Çiner, A., Zreda, M. 2011. Quaternary Glaciations of Turkey. In: *Quaternary Glaciations-extent and chronology; a closer look*, (J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes (Eds.)). Elsevier Pub., Developments in Quaternary Science, Vol. 15: Amsterdam, pp. 393-403.
- Schilman, B., Bar-Matthews, M., Almogi-Labin, A., Luz, B. 2001. 'Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the Late Holocene'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **176**, 157–176.
- Turoğlu, H. 2011. *Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi*. Çantay Kitabevi: İstanbul, ISBN 978–975–9060–82–4.

- Türkeş, M. 2000. 'El Niño-Güneyli Salınım ekstremleri ve Türkiye'deki yağış anomalileri ile ilişkileri'. *Çevre, Bilim ve Teknoloji* **1**, 1-13.
- Türkeş, M. 2008a. 'Küresel iklim değişikliği nedir? Temel kavramlar, nedenleri, gözlenen ve öngörülen değişiklikler'. *İklim Değişikliği ve Çevre* **1**, 45-64.
- Türkeş, M. 2008b. 'İklim değişikliği ve küresel ısınma olgusu: Bilimsel değerlendirme'. İçinde: *E. Karakaya (ed.), Küresel Isınma ve Kyoto Protokolü: İklim Değişikliğinin Bilimsel, Ekonomik ve Politik Analizi*, 21-57, Bağlam Yayınları No. 308: İstanbul.
- Türkeş, M. 2010. *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.
- Türkeş, M. 2011a. 'Physical science basis of the climate change: Physical climate system, enhanced greenhouse effect, observed and projected climate variations'. In: *5th Atmospheric Science Symposium Proceedings Book*, 135-151. Istanbul Technical University, 27-29 April 2011: İstanbul, (in Turkish with an English abstract).
- Türkeş, M. 2011b. 'Dünyada ve Türkiye'de iklim değişikliği, kuraklık ve çölleşme'. İçinde: *II. Ulusal Toprak ve Su Kaynakları Kongresi Bildiri Kitabı (EK)*, 5-19, 22-25 Kasım 2011: Kızılcahamam - Ankara.
- Türkeş, M. 2012. 'Küresel İklim Değişikliği ve Çölleşme'. İçinde: *Günümüz Dünya Sorunları – Disiplinlerarası Bir Yaklaşım (ed. N. Özgen)*, 1-42. Eğiten Kitap: Ankara.
- Walker, J.D., Geissman, J.W., Bowring, S.A., Babcock, L.E. (Compilers) 2012. *Geologic Time Scale v. 4.0: Geological Society of America*, doi: 10.1130/2012.CTS004R3C.
- Wick, L., Lemcke, G., Sturm, M. 2003. 'Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey'. *The Holocene* **13**, 665–675.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan L., Thomas E., Billups, K. 2001. 'Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 ma to present'. *Science* **292**, 686–693.

İnternet Kaynakları

- http://en.wikipedia.org/wiki/The_Hunters_in_the_Snow (Son Erişim: Temmuz 2013)
- http://www.globalwarmingart.com/wiki/File:65_Myr_Climate_Change_Rev_png (Son Erişim: Haziran 2013)
- http://www.ethlife.ethz.ch/archive_articles/100607_Gletscher_su/index_EN (Son Erişim: Temmuz 2013)
- <http://www.scotese.com/lastice.htm> (Son Erişim: Haziran 2013)
- <http://www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/foram.html> (Son Erişim: Haziran 2013)