



Ege Coğrafya Dergisi, 20/1(2011), 29-52, İzmir
Aegean Geographical Journal, 20/1 (2011), 29-52, İzmir—TURKEY
2014 yılında yayımlanmıştır. (Published in 2014)

SANDIRAS DAĞI'NDA (MUĞLA) BUZULLAŞMA VE BUZUL ŞEKİLLERİ

Glaciation and Glacial Landforms on Sandıras Mountain (Muğla, Turkey)

Mehmet DOĞAN

Ege Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, 35100 Bornova İzmir
mehmet.dogan@ege.edu.tr

Abstract

Sandıras Mountain (2295 m above mean sea level) is located in the southwestern part of the Gölge Mountains, in southwestern Anatolia and it was affected from the Pleistocene glaciations. Today, especially the northern and northeastern slopes of this mountain have typical erosional and depositional landforms created by glaciations. These are the glacial landforms observed at the lowest altitude in Turkey (1900 m). Additionally, Sandıras Mountain is the area where the Last Glacial Maximum snow line (similar to the equilibrium line altitude; ELA) was the lowest in Anatolian Peninsula. In this study, glacial landforms on Sandıras Mountain were examined and mapped in detail. In addition, the geographical factors (climate mainly) that facilitated the glaciations on Sandıras Mountain were examined and the reasons why the ELAs in the Last Ice Age was at its lowest level were focused on. Glacial landforms are located especially on the northern slopes of Sandıras Mountain and extend down, from the plateau at an altitude of 2240 m to about 1900 m (Fig. 3). Three valleys in this area (the Kartal Lake Valley, the Northwest Valley and the Middle Valley) contain the most important glacial features on the Sandıras Mountain. In these valleys, there are many typical erosional and depositional landforms generated by glaciers, such as cirques, terminal and lateral moraines. Formation and development of the glaciers on Sandıras Mountain occurred as a result of local climatic conditions. The frontal systems over the Mediterranean brought precipitation to the region. They could have touched to Sandıras Mountain, fuelling snow, and facilitating the glaciations during the Last Ice Age (Würm).

Keywords: *Glaciation, glacial landforms, Last Glacial Maximum (LGM), Sandıras Mountain, Muğla, Turkey*

Öz

Sandıras Dağı (2295 m), Güneybatı Anadolu'da, Ege Bölgesi ile Akdeniz Bölgesi sınırlarına paralel uzanan Gölge Dağları'nın güneybatısında yer almaktadır. Bu dağlık alan, Pleistosen buzullaşmasından etkilenmiştir. Özellikle dağın kuzey ve kuzeydoğu yamaçlarında buzulların aşındırma ve biriktirme faaliyetleri sonucu oluşmuş birçok buzul şekli bulunmaktadır. Bu şekiller,

Türkiye'de yükselti bakımından en düşük seviyede (1900 m) yer alan buzul şekilleridir. Sandıras Dağı, aynı zamanda, Türkiye'de Son Glasyal Maksimum kalıcı kar sınırının en düşük yükseltide olduğu alandır. Bu çalışmada, Sandıras Dağı'ndaki buzul şekilleri ayrıntılı bir şekilde incelenmiş ve haritalanmıştır. Ayrıca, Sandıras Dağı'nda buzullaşmayı kolaylaştıran coğrafi faktörler (iklim başta olmak üzere) irdelenmiş, Son Buzul Çağı'ndaki kalıcı kar sınırının çok düşük olmasının nedenleri üzerinde durulmuştur. Buzul şekilleri özellikle Sandıras Dağı'nın kuzey yamaçlarında yer almakta ve zirveden 1900 m'ye kadar inmektedir (Şekil 3). Bu alanda bulunan üç vadi (Kartal Gölü Vadisi, Kuzeybatı Vadi ve Orta Vadi), Sandıras Dağı'ndaki en önemli buzul şekillerini içermektedir. Bu vadiler içinde, buzul aşındırma ve biriktirme şekilleri olan sirk, yan ve cephe moren setleri gibi birçok buzul şekli bulunmaktadır. Son Buzul Çağı'nda Sandıras Dağı'nda buzulların oluşumu ve gelişimi yerel iklim özelliklerinin bir sonucu olarak ortaya çıkmıştır. Dağın Akdeniz üzerinden gelen cephe sistemlerine açık olmasının, bu alandaki kar yağışının fazla olmasına neden olduğu ve Son Buzul Çağı'nda (Würm) buzul oluşumunu kolaylaştırdığı anlaşılmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Buzullaşma, buzul şekilleri, Son Glasyal Maksimum (LGM), Sandıras Dağı, Muğla.

Giriş

Dünya iklim sistemi, jeolojik çağlar boyunca sürekli değişmiştir. Bu değişimin büyüklüğü ve frekansı ise zaman ve mekân ölçeğinde farklılık göstermiştir (Erinç, 1996; Erlat, 2010). Son jeolojik çağ olan Kuaterner'de de iklim değişiklikleri meydana gelmiştir. Ancak, önceki jeolojik çağlardan farklı olarak Kuaterner iklim değişikliklerinin frekansı yüksektir ve birbirini izleyen soğuk ve sıcak dönemler arasındaki süre daha kısadır. Soğuk dönemlerde (glasyal dönem) buzullar oluşmuş ve alanlarını genişletmiş, sıcak dönemlerde (interglasyal dönem) ise bu buzulların bir bölümü erimiş ve buzul alanları daralmıştır. Türkiye, kuzey enlemleri kadar olmasa da Kuaterner'de yaşanan iklim değişimlerinden etkilenmiştir. Özellikle Son Buzul Çağı (Würm; MIS-2) sırasında Türkiye'deki yüksek dağlık alanlarda buzullar meydana gelmiştir (Erinç 1952a ve 1952b; Mesirli, 1967; Kurter ve Sungur, 1980; Kurter, 1991; Akçar ve Schlüchter, 2003 ve 2005; Çiner, 2003 ve 2004; Çiner vd., 2011; Sarıkaya vd., 2011). Bugün buzullaşmaya uğrayan bu yüksek alanlarda, geçmiş dönemlerdeki buzullara ait izlere rastlamak mümkündür.

Türkiye'deki Kuaterner buzul alanlarını üç ana bölgeye ayırmak mümkündür. Bunlar; 1. Toros Dağları, 2. Doğu Karadeniz Dağları ve 3. Anadolu Platosu'na dağılmış halde bulunan yüksek dağlar ve sönmüş volkanlardır (Çiner, 2003 ve 2004; Çiner vd., 2011; Sarıkaya vd., 2011). Kuaterner'de buzullaşmaya uğramış alanlardan biri olan Batı

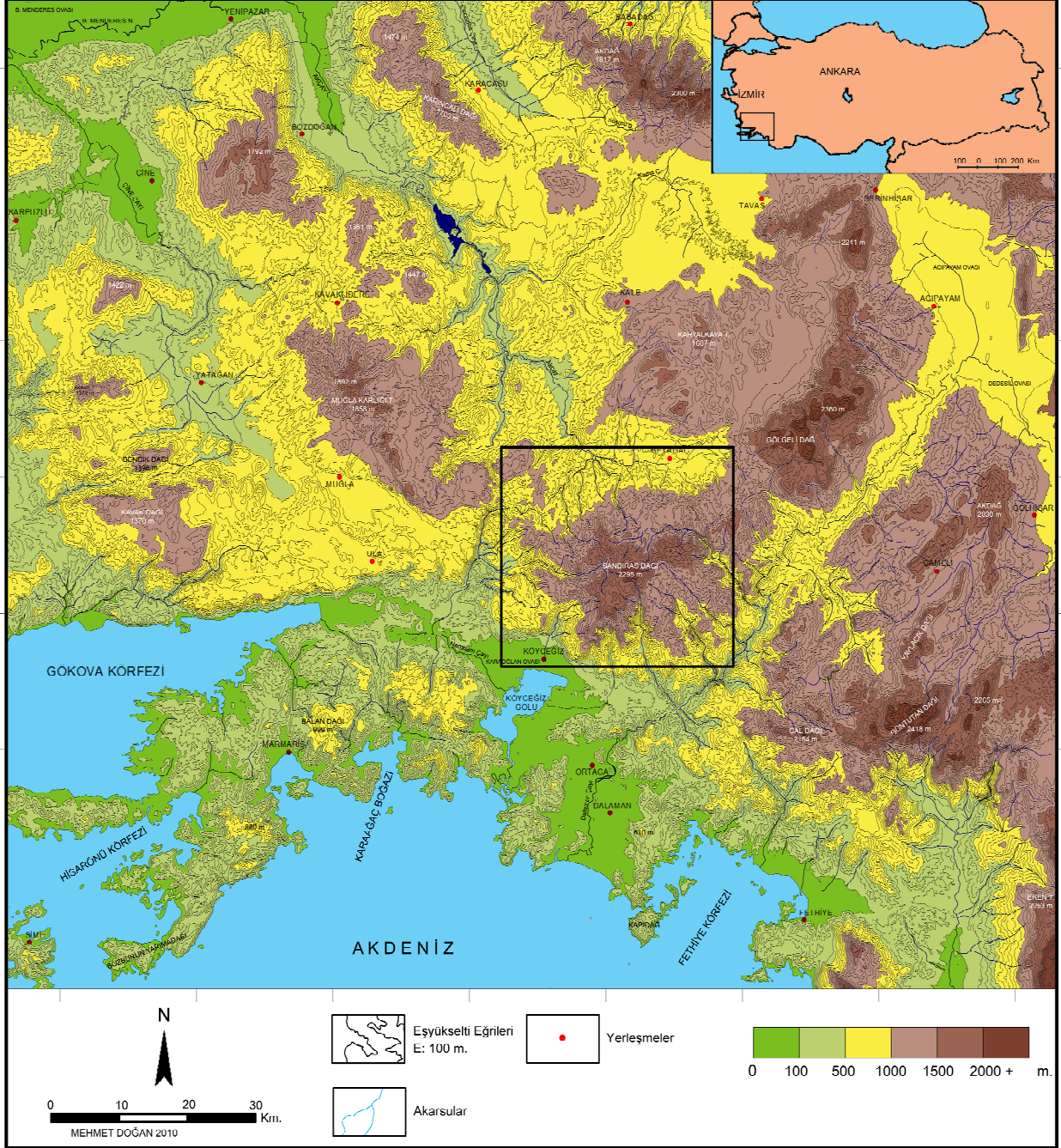
Toroslar'da Beydağ (3086 m), Akdağ (3016 m) ve Sandıras Dağı (2295 m) önemli buzul şekillerinin bulunduğu alanlardır. Bunlardan Sandıras Dağı, Torosların buzullaşmaya uğramış alanlarının en batı noktasında bulunan ve Türkiye'de buzul şekillerinin yükselti bakımından en düşük seviyede olanıdır.

Sandıras Dağı, Güneybatı Anadolu'da, Ege Bölgesi ile Akdeniz Bölgesi sınırlarına paralel uzanan Gölge Dağları'nın güneybatısında yer almaktadır. Sandıras Dağı, Dalaman çayının büyük kollarından Gök Çay tarafından derin şekilde yarılmış olan vadilerle Gölge Dağları silsilesinden ayrılmakta, ayrı bir dağlık kütle özelliği kazanmaktadır (Şekil 1). Bu dağ kütlesi batıdan Namnam çayı, doğudan Dalaman çayı ve kolları, güneyden Köyceğiz depresyonu ve kuzeyden Beyağaç (Eskere) depresyonu ile sınırlanmıştır. Bu sınırlar içinde 2295 m (Çiçekbaba T.) yüksekliğe ulaşan Sandıras Dağı, Güneybatı Anadolu'nun en yüksek dağlarından birisidir.

Sandıras Dağı'nın genel morfolojik özelliklerine baktığımızda, çok kısa mesafede birden yükselen dağlık bir kütle olduğu görülmektedir. Köyceğiz Gölü'nden (deniz seviyesi) kuş uçuşu 2295 m yüksekliğe yaklaşık 18 km mesafede ulaşılmaktadır. Kısa mesafede bu kadar yüksekliğe ulaşan Sandıras Dağı, rölyef enerjisinin fazla olmasının etkisiyle akarsularla oldukça parçalanmış, arızalı bir kütle özelliği kazanmıştır. Sandıras Dağı, oldukça yarılmış, arızalı yüksek bir kütle olmakla birlikte, dağın belirli seviyelerinde

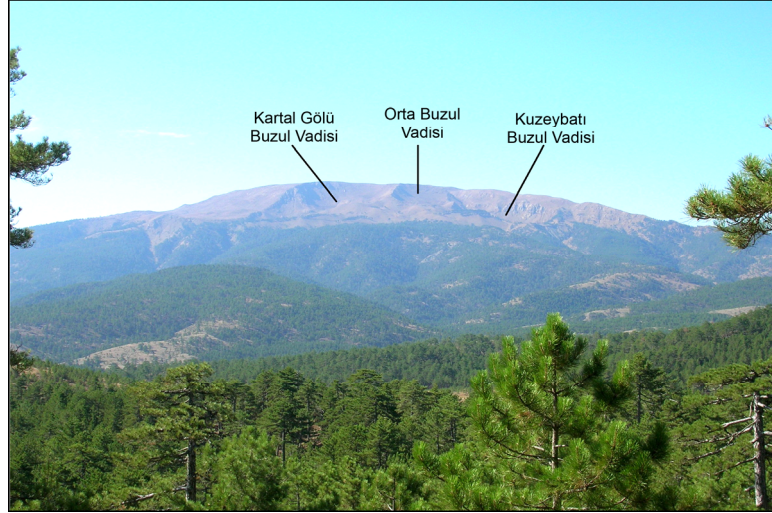
aşınım yüzeylerine ve aşınım yüzeyi kalıntılarında rastlanmaktadır. Bu aşınım yüzeyleri en geniş şekilde 1000-1400 m seviyesinde bulunmaktadır.

Sandıras Dağı'nın 1000-1400 m üzerinde kalan bölümleri ise basık bir koni görünümündedir (Şekil 2).



Şekil 1: Sandıras Dağı'nın lokasyon haritası.

Figure 1: Location of Sandıras Mountain.



Şekil 2: Sandıras Dağı zirve bölümüne kuzeyden bakış. Sandıras Dağı'nın 1000-1400 m üzerinde kalan bölümleri basık bir koni görünümündedir. Sandıras Dağı'ndaki önemli buzul şekilleri, dağın kuzey yamacında 1900 ile 2240 m arasındaki yükseltilerde yer almaktadır.

Figure 2: The view of Sandıras Mountain from the north to the summit section. The sections above the 1000-1400 m of Sandıras Mountain looks like a flattened cone. Glacial landforms are especially situated at elevations between 1900 and 2240 m on the northern slopes

Sandıras Dağı'nın yapısını Mesozoik yaşlı Likya naplarına ait kaya birimleri oluşturmaktadır. Peridotit ve kalkerlerin yoğun olduğu bu kayalar yörenin ekaylı ve naplı sistemi içinde karmaşık bir dağılım göstermektedir. Likya naplarının en üst tektonik birimi olan peridotitler, Sandıras Dağı'nın büyük bölümünde yüzeylenmekte, özellikle dağın zirve bölümleri ile kuzey ve batı kesiminin neredeyse tamamı bu kayalardan oluşmaktadır. Kendi içerisinde sık sık ekaylı yapılar gösteren peridotitler, ezilmeler sonucu yoğun serpantinleşmeye uğramışlardır (Engin, 1972; Ersoy, 1990; Şaşmaz, 2005). Sandıras Dağı'nın zirve bölümünde yer alan buzul şekilleri de bu peridotit anakaya üzerinde oluşmuştur.

Sandıras Dağı, özellikle yağış özellikleri ile Batı Anadolu'daki diğer alanlardan farklılık göstermektedir. Sandıras Dağı'nın içinde yer aldığı Güneybatı Anadolu, Doğu Karadeniz Bölümü'nden sonra Türkiye'de en yüksek yağış miktarına sahip yöredir. Örneğin; yıllık ortalama yağış miktarları; Köyceğiz 1089,6 mm, Marmaris 1231,8 mm, Muğla 1198,1 mm ve Dalaman 1001,4 mm'ye ulaşmaktadır. Bu yağış değerlerinin özellikle dağların yüksek kesimlerinde daha da arttığı

kestirilebilir. Sandıras Dağı zirvesinde yıllık ortalama yağış 2316 mm olarak hesaplanmıştır.

Sandıras Dağı'nın coğrafi konumu, jeomorfolojik ve iklimik özellikleri, Son Buzul Çağı'nda (Würm) dağın 1900 m üzerinde kalan alanlarında buzulların oluşmasına sebep olmuştur. Bugün Würm buzullaşmasının kanıtları olan buzul şekillerini, dağın 1900 m'nin üzerinde kalan kuzey ve kuzeydoğu yamaçlarında görebilmekteyiz. Sandıras Dağı'ndaki buzul izlerinin varlığına ilk kez Philiposen (1915) değinmiştir. Daha sonra Planhol (1953), Sandıras Dağı zirve düzlüğünün Pleistosen'de buzul örtüsü (field tipi) ile kaplandığını ve buzul dillerinin, buzul örtüsünden sarkarak dağın kuzey bölümünde 1900 m'ye kadar indiğini belirtmiştir. Araştırmacı, Sandıras Dağı'nın Son Buzul Çağı sırasındaki kalıcı kar sınırını 2000-2050 m arasında hesaplamıştır. Bu kalıcı kar sınırının Türkiye'nin güneybatısındaki diğer dağlara göre daha düşük seviyede olduğunu belirtmiştir. Bunun Sandıras Dağı'nın buzullaşmadan sonra tektonik olarak alçalmasından kaynaklandığını ileri sürmüştür. Ancak, dağın güneyindeki akarsu taraçalarının, bugünkü vadi tabanından 20-30 m yüksekte olması

Planhol (1953)'un bu görüşünü çürütmektedir (Doğu, 1986; 1993 ve 1994).

Erinç (1955), Son Buzul Çağı'nda Sandiras Dağı üzerinde buzulların meydana geldiğini ve buzul aşındırması sonucu basit sirklerin oluştuğunu belirtmiştir. Dağın Son Buzul Çağı'na ait kalıcı kar sınırını ise 2000 m olarak kabul etmiştir. Araştırmacı, kalıcı kar sınırının düşük olmasını, dağın bol yağış almasına ve nemli bir bölgede bulunmasına bağlamıştır. Erinç, 1971 yılında yayınlanan çalışmasında da Sandiras Dağı'ndaki Son Buzul Çağı buzullaşmadan ve bu alanda oluşan sirklerin varlığından söz etmekte, bu dağ, Anadolu'da kalıcı kar sınırının en fazla alçaldığı alanlar arasında göstermektedir. Erinç, Güneybatı Anadolu ve Sandiras Dağı'nda kalıcı kar sınırının Son Buzul Çağı sırasında 2200 m'den geçtiğini ifade etmektedir.

Messerli (1967), Batı Toroslar (Teke yöresi) ile ilgili yaptığı çalışmada, Sandiras Dağı'nda düşük buzullaşma seviyesini yerel iklimik şartlara bağlayan başka bir araştırmacıdır. Araştırmacı, Teke yarımadasında kalıcı kar sınırının yerel iklimik şartlara bağlı olarak batıdan doğuya doğru yükseldiğini de ifade etmektedir.

Sandiras Dağı'ndaki buzullaşma ve buzul şekilleri ile ilgili en detaylı çalışmalar Doğu (1993) ve Sarıkaya vd. (2008) tarafından yapılmıştır.

Doğu (1993), Sandiras Dağı'nın zirve bölümündeki az arızalı yüzeyi ve dağın kuzey ile kuzeydoğu yamaçlarındaki buzul şekillerini tanımlamış ve haritalamıştır. Araştırmacıya göre, Sandiras Dağı'nın Pleistosen buzullaşması büyük olasılıkla bir buzul devresinin iki döneminin eseridir. Birinci dönem boyunca, dağın takke buzulu ile örtüldüğünü ve buzulların yamaçlardan diller şeklinde sarktığını, özellikle de kuzey ve kuzeydoğu yamaçlarda 2000 ile 1900 metrelere kadar indiğini belirtmiştir. Buzullaşmanın ikinci aşamasında ise, kuzey ve kuzeydoğu yamaçlar başta olmak üzere vadi buzullarının oluştuğuna ve buzulların bu alanlardaki vadileri şekillendirdiğine değinmiştir. Araştırmacı, Sandiras Dağı'ndaki buzullaşmayı yerel iklimik koşulların yarattığı şartlara bağlanmış, buzullaşmanın bakı faktörüne

bağlı olarak etki derecesinin de farklı olduğu belirtilmiştir.

Sarıkaya vd. (2008), önceki araştırmacıların Sandiras Dağı'nın yüksek kesimlerinde buzulların meydana geldiği ve bu buzulların kuzey yamaçlarda 1900 m'ye kadar indiği görüşüne katılmaktadırlar. Ancak, Planhol (1953) ve Doğu (1993)'nun dağın zirve düzlüğü üzerinde de buzulların oluştuğu ve dağlık alan üzerinde iki aşamalı buzullaşma yaşandığı fikrine katılmamaktadırlar. Bunu arazi çalışmaları sırasında zirve bölümünde buzullaşma yaşandığına dair bir kanıt rastlamamaları ile açıklamışlardır. Ayrıca, Doğu (1993)'nun iki aşamalı buzullaşmanın kanıtı olarak, Kartal Gölü vadisinin dik ve keskin yamaçlarını (özellikle sirk bölümünün) göstermesini tek başına yeterli bulmamışlardır. Araştırmacılar bu çalışmalarında, Sandiras Dağı'ndan aldıkları moren parçalarından kozmojenik (^{36}Cl) yöntemlerle tarihlendirme yapmışlar ve dağdaki buzulların günümüzden $20,4\pm 1,3$ bin yıl önce (Son Glasyal Maksimum (LGM)) en geniş alana ulaştığını belirlemişlerdir. Buzulların eriyerek geri çekilmeye başlama zamanları ise, günümüzden $19,6\pm 1,6$ bin yıl ve $16,2\pm 0,5$ bin yıl önce olarak bulunmuştur. Araştırmacılar göre, Sandiras Dağı'nda Son Glasyal Maksimum'da kalıcı kar sınırı 2000 m.dir. Kalıcı kar sınırının düşük seviyede yer almasının sebebi olarak, dağın Akdeniz'den dolayı denizel etkilere açık olması ve bu alanda Son Glasyal Maksimum'da nemli iklim koşullarının hâkim olması gösterilmiştir. Bu görüş daha önceki çalışmalarla (Erinç, 1955; Messerli, 1967; Doğu, 1993) paralellik göstermektedir. Araştırmacılar, Sandiras Dağı'nın Son Glasyal Maksimum sırasındaki iklim koşulları ile ilgili modellemeler yapma yoluna da gitmişlerdir.

Doğu (1993) ve Sarıkaya vd. (2008) çalışmalarıyla, Sandiras Dağı'ndaki buzullaşma ve buzul şekilleri ile ilgili önemli bilgiler vermişlerdir. Doğu (1993) buzul şekillerini haritalarken, Sarıkaya vd. (2008) buradaki cephe moren setlerini kozmojenik (^{36}Cl) yöntemlerle tarihlendirmişlerdir. Ancak, Doğu (1993)'nun yaptığı haritada, buradaki buzul şekillerinin (özellikle cephe ve yan moren setleri) konumu tam olarak belirlenememektedir. Ayrıca, çalışmada Sandiras Dağı'nın kuzey yamacında en

batıda yer alan ve "Kuzeybatı Buzul Vadisi" olarak adlandırılan vadi içindeki buzul şekillerine kısaca değinilmektedir. Bu buzul vadisinde çok önemli buzul şekilleri (cephe ve yan moren setleri gibi) yer almakta ve bunlar Würm buzullaşması ile ilgili önemli bilgiler içermektedir. Sarıkaya vd. (2008), çalışmalarında kuzey yamaçta bulunan üç buzul vadisi ile ilgili bilgiler vermekte, Son Buzul Çağı'ndaki iklim koşulları ile ilgili modeller önermektedirler. Çalışmada verilen haritada, bazı yan ve cephe moren setleri belirlenmemektedir. Ayrıca, günümüz iklim koşulları (yağış miktarı gibi) ile ilgili aydınlatılması gerekli bazı eksiklikler görülmektedir.

Bu çalışmanın amacı, (1) Sandıras Dağı'nda bulunan buzul şekillerinin ayrıntılı bir şekilde incelenmesi (konumları, özellikleri vb.) ve haritalanması, (2) bu alanın buzullaşmasında etkili olan fiziki coğrafya özelliklerinin belirlenmesi, (3) günümüzde meteoroloji istasyonu bulunmayan dağlık alanın sıcaklık ve yağış koşullarını çeşitli yöntemlerle ortaya konmasıdır. Bugünkü iklim koşullarının belirlenmesi, Sandıras Dağı'nın Son Glasyal Maksimum iklim koşulları ile ilgili ileride yapılacak iklim modellemeleri için de veri sağlayacaktır.

Materyal ve Yöntem

Sandıras Dağı zirve bölümünde bulunan buzul şekillerinin haritalanmasında, 1/25000 ölçekli topografya haritalarından, Sandıras Dağı ve çevresini kapsayan uydu görüntüsü ve hava fotoğraflarından faydalanılmıştır. Tüm bu materyaller ArcGis programında çakıştırılmış, alanın topografya haritaları oluşturulmuştur. Daha sonra alınan çıktılar Photoshop programı yardımıyla jeomorfoloji haritalarına dönüştürülmüştür. Bu işlemler sonucunda buzul şekillerinin dağılışı ve büyüklükleri belirlenmiştir. Ayrıca buzul şekillerinin daha iyi anlaşılması için çeşitli kesitler hazırlanmıştır.

Buzul şekillerinin yerinde incelenmesi amacıyla 2010 ve 2011 yılı Eylül aylarında, arazi çalışmaları yapılmıştır. Dağın zirve bölümünün jeomorfolojik özellikleri ve 1900 m üzerinde yer alan buzul şekilleri incelenmiştir.

Sandıras Dağı ve çevresinin günümüz iklim özelliklerinin belirlenmesinde, Köyceğiz meteoroloji istasyonunun 1964-2006 yılları, Muğla meteoroloji istasyonunun 1936-2006 yılları arasındaki rasatları kullanılmıştır. Köyceğiz meteoroloji istasyonu kıyıya yakın bir konumda ve 24 m yükseltide bulunmaktadır. Muğla meteoroloji istasyonu ise 646 m yükseltide Muğla polyesi tabanında yer almaktadır. Meteoroloji istasyonlarının deniz seviyesine yakın olması söz konusu istasyonlara ait gözlemlerin yükseltisi 2295 m'ye (Çiçekbaba T.) ulaşan Sandıras Dağı'nın iklim özelliklerini ortaya koymada yetersiz kalmaktadır. Bu yetersizlik/eksiklik farklı iklim formülleri kullanılarak giderilmeye çalışılmıştır.

Sandıras Dağı'nın zirve bölümünün sıcaklık özelliklerinin belirlenmesinde, L. İhsan Sezer'in geliştirdiği ve sıcaklığın yükseltiye göre değişimini veren formülden yararlanılmıştır. Söz konusu formül henüz yayınlanmamıştır (L.İ. Sezer, 2013; sözlü görüşme). Bu yöntemde bölgede mevcut tüm meteoroloji istasyonlarının uzun yıllara ait sıcaklık özelliklerine dayanılarak, meteoroloji istasyonu bulunmayan alanların (dağlık alanlar gibi) sıcaklık özellikleri ile ilgili korelasyonlar yapılabilmektedir. Bu yöntemde mevcut meteoroloji istasyonlarında gözlenen gerçek değerlerden yararlanılmaktadır. Bu yönüyle farklı yükseltilerde mevsimlere göre değişen nemlilik, güneşlenme süresi gibi sıcaklık değerini etkileyen faktörler dikkate alınmakta ve mevsimlere göre oluşan sıcaklık farkı verilebilmektedir.

Sandıras Dağı gibi hemen kıyı gerisinde yer alan dağlık alanlarda yükselti ile birlikte yağış miktarında değişimler meydana geldiği bilinmektedir. Ancak, Sandıras Dağı'nın yüksek alanlarında yağış rasadı yapılmamaktadır. Sandıras Dağı'nda yükseltiyle yağış miktarında meydana gelen artışın bilinmesi, özellikle buzul şekillerinin bulunduğu zirve bölümünün yağış koşullarının belirlenmesi açısından önem taşımaktadır. Yükseltiye bağlı yağış artışını belirleyebilmek için, Köyceğiz meteoroloji istasyonuna ait yağış rasatlarından faydalanarak Schrieber formülü kullanılmıştır. Böylece yüksek alanların artan yağış miktarı hakkında fikir verecek genel değerler hesaplanmıştır.

Sandıras Dağı'nda önemli bir iklim unsuru ise kar yağışı ve karın yerde kalma süresidir. Günümüzdeki kar yağışı, buzul çağlarında meydana gelen kar yağışının ve kar örtüsünün sınırları ile ilgili fikir verebilmektedir. Sandıras Dağı yüksek kesimlerinde günümüzde meydana gelen kar yağışı, karın yerde kalma süresi ve bu kar örtüsünün kapladığı alan ile ilgili fikir sahibi olmak amacıyla daha önce bu alanda yapılmış çalışmalardan ve LANSAT uydu görüntülerinden faydalanılmıştır.

Sandıras Dağı'ndaki Buzul Şekilleri

Sandıras Dağı'ndaki önemli buzul şekilleri, dağın kuzey yamacında 1900 ile 2240 m arasındaki yükseltilerde yer almaktadır. Bu alanda 3 adet buzul vadisi yer almakta, bu vadiler içinde buzulların aşındırma ve biriktirme faaliyetleri sonucu oluşmuş birçok buzul şekli bulunmaktadır. Bu buzul vadileri, daha önce Sandıras Dağı'nda incelemeler yapmış araştırmacılar (Doğu, 1993; Sarıkaya vd., 2008) gibi, bu çalışma kapsamında da Kartal Gölü Buzul Vadisi, Kuzeybatı Buzul Vadisi ve Orta Buzul Vadisi olarak adlandırılmış ve incelenmiştir (Şekil 3 ve 5).

Kartal Gölü Buzul Vadisi

Kartal Gölü buzul vadisi, 450-600 m genişliğinde, yaklaşık 1600 m uzunluğunda tipik "U" şekilli buzul vadisidir. Bu vadi, 2240 m yükseltideki plato yüzeyinden başlamakta ve 1900 m yükseltiye kadar inmektedir. Enine profili tipik olan bu buzul vadisi, içinde belirgin buzul aşındırma ve biriktirme şekilleri barındırmaktadır. Kartal Gölü buzul vadisi, boyuna profilinin yukarı kısımlarında üç tarafı dik yamaçlarla çevrili yarım ay şeklindeki çanakla (sirk) başlamakta ve eğim boyunca basamaklı bir iniş göstermektedir. Belirgin 3 basamağın izlendiği buzul vadisi cephe morenleriyle son bulmaktadır (Şekil 3, 4, 5 ve 6).

Kartal Gölü buzul vadisinin en yüksek bölümü, yaklaşık 100 m yüksekliğinde dik duvar şeklinde yamaçlarla çevrili geniş bir buzul sirk özelliğindedir. Bu sirk alanını çevreleyen yamaçların eğimi ortalama %60 civarındadır. Sirk alanını çevreleyen yamaçların, zirve düzlüğü ile bağlantısı çok keskindir ve geçişte bir eğim kırıklığı söz konusudur. Doğu (1993), bu dik

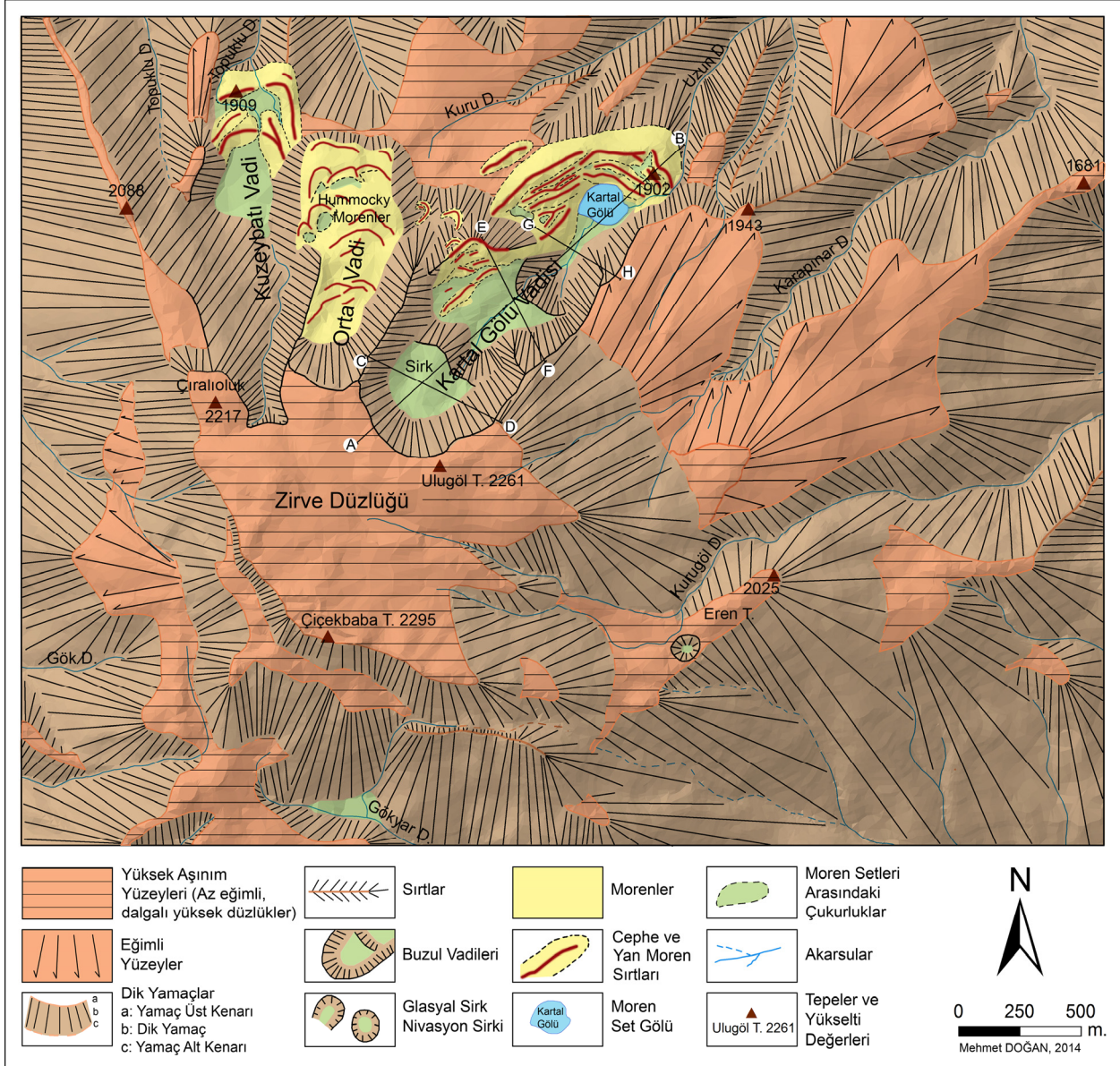
keskin yamaçları ve zirve düzlüğü ile yamaçlar arasındaki eğim kırıklığını, iki aşamalı buzullaşmanın kanıtı olarak yorumlamıştır. Sarıkaya vd. (2008)'ne göre, bu dik morfoloji tipi, sirklerin karakteristik bir özelliğidir ve tek başına birden çok buzullaşmanın kanıtı olamaz. Kartal Gölü buzul vadisindeki sirk alanının alt bölümü bir basamakla son bulur. Sirk bölümünden vadinin orta bölümüne, 2100-2050 m yükseltileri arasında yer alan dik (ortalama %45) bir yamaçla inilmektedir. Bu yamaç tamamen anakayadan (Peridotit-Serpantin) oluşmaktadır. Bununla birlikte etek bölümü mekanik çözülme sonucu oluşan moloz döküntüsü ile örtülüdür.

Dik yamaçtan sonra, Kartal Gölü buzul vadisinin ikinci basamağına (vadinin orta bölümüne) geçilir. Bu alanda vadinin taban eğimi azalmaktadır (ortalama %18-19). Vadinin orta bölümünün doğusunda kalan yamaçlar oldukça dik, batısında kalan yamaçlar ise az eğimli ve yükseltisi azdır. Bir anlamda iki yamaç arasında bir asimetri söz konudur. Orta bölümün tabanında ve batı bölümünde buzul birikme şekilleri olan birçok taban ve yan morenleri bulunmaktadır (Şekil 3 ve 5). Vadinin doğu bölümünde ise moren örtüsü sınırlıdır. Bu bölümde dik yamaçlardan mekanik çözülme sonucu meydana gelmiş, yamacın alt bölümünde birikmiş ve oldukça iri bloklar da içeren kalın bir moloz döküntüsü yer almaktadır. Kartal Gölü buzul vadisi orta bölümünde yer alan bu basamak dik bir yamaçla sona ermektedir. Bu yamaç, 2000-1940 m yükseltileri arasında yer almaktadır. Yamacın eğimi, ortalama %45 civarındadır. Söz konusu yamaç bölümünde buzul vadisinin genişliği azalmaktadır. Bu bölümde, vadinin "U" profili çok belirgindir (Şekil 3, 4, 5 ve 6).

2000-1940 m yükseltileri arasında yer alan yamaçtan sonra Kartal Gölü buzul vadisinin en alt bölümüne geçilmektedir. 1940 m yükseltiden başlayan bu bölüm 1900 m seviyesinde geniş alan kaplayan cephe morenleriyle son bulmaktadır. Bu kesimde cephe ve yan morenleri geniş alan kaplamaktadır. Cephe morenleri, iç içe geçmiş yarım ay şeklinde 4 sıra halinde uzanmaktadır (Şekil 5 ve 6; d, e). Buzul çağındaki iklim salınımlarının kanıtları olan Kartal Gölü buzul vadisindeki cephe moren setleri, birkaç metre

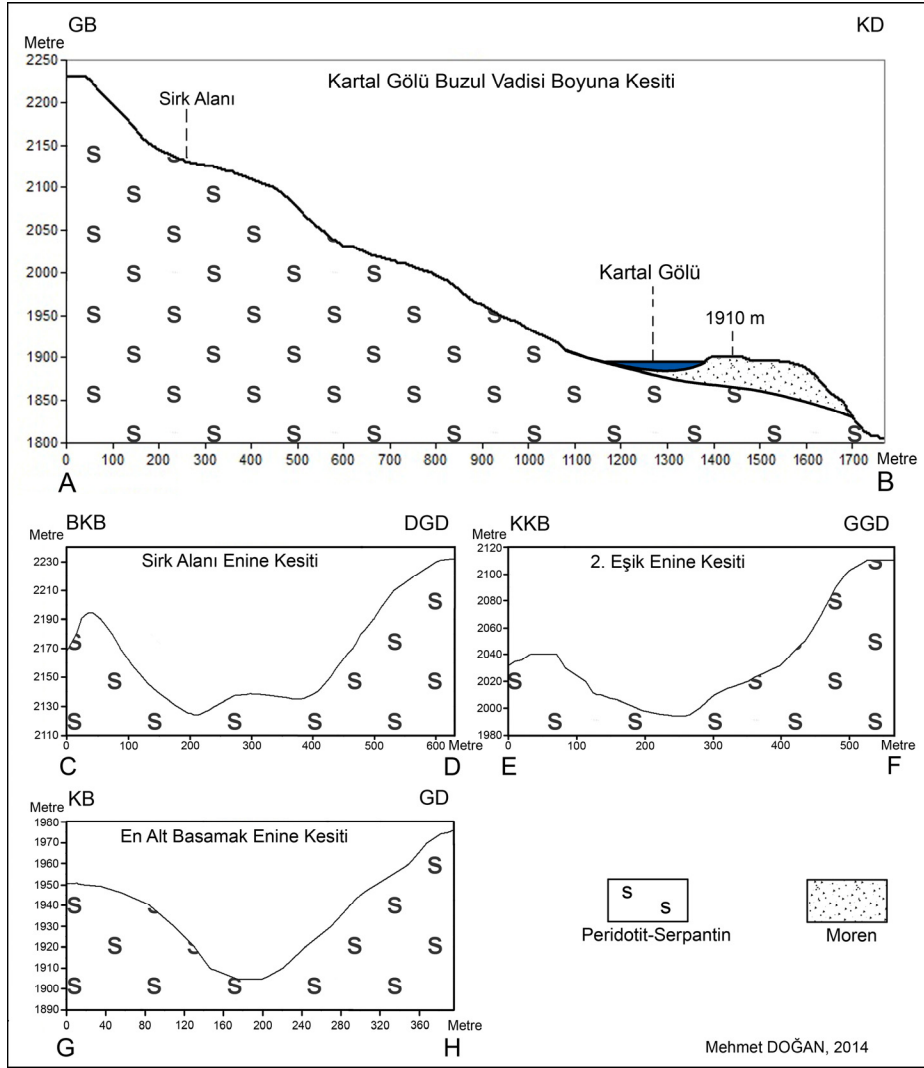
derinliğindeki çukurluklarla birbirinden ayrılmaktadır. En içteki setin gerisinde, yaklaşık 170 m çapında ve dairevi bir şekli olan Kartal Gölü yer almaktadır. Bu göl moren setleri gerisinde oluşmuş, bir moren set gölü özelliğindedir (Şekil 4, 5 ve 6). Gölün fazla suları vadinin doğusunda moren setini aşan bir ayakla Uzundere'ye ulaşmaktadır. Kartal Gölü buzul vadisi alt kesiminde özellikle gölün batısı ve kuzeybatısında cephe morenleri ile bağlantılı ve bunların devamı

niteliğinde iyi gelişmiş birçok yan moren seti yer almaktadır (Şekil 5). Bu yan moren setlerinden en içte ve en gelişmiş olanının vadi tabanı ile olan yükseklik farkı, kök kısmında 50-60 m'yi bulmaktadır. Gölün batı ve kuzeybatısının tersine, doğusunda anakaya üzerindeki küçük yamalar dışında, yan moreni mevcut değildir. Bu kısımda yamaç oldukça diktir ve alanın anakayası olan peridotit-serpantinlerden oluşmaktadır.

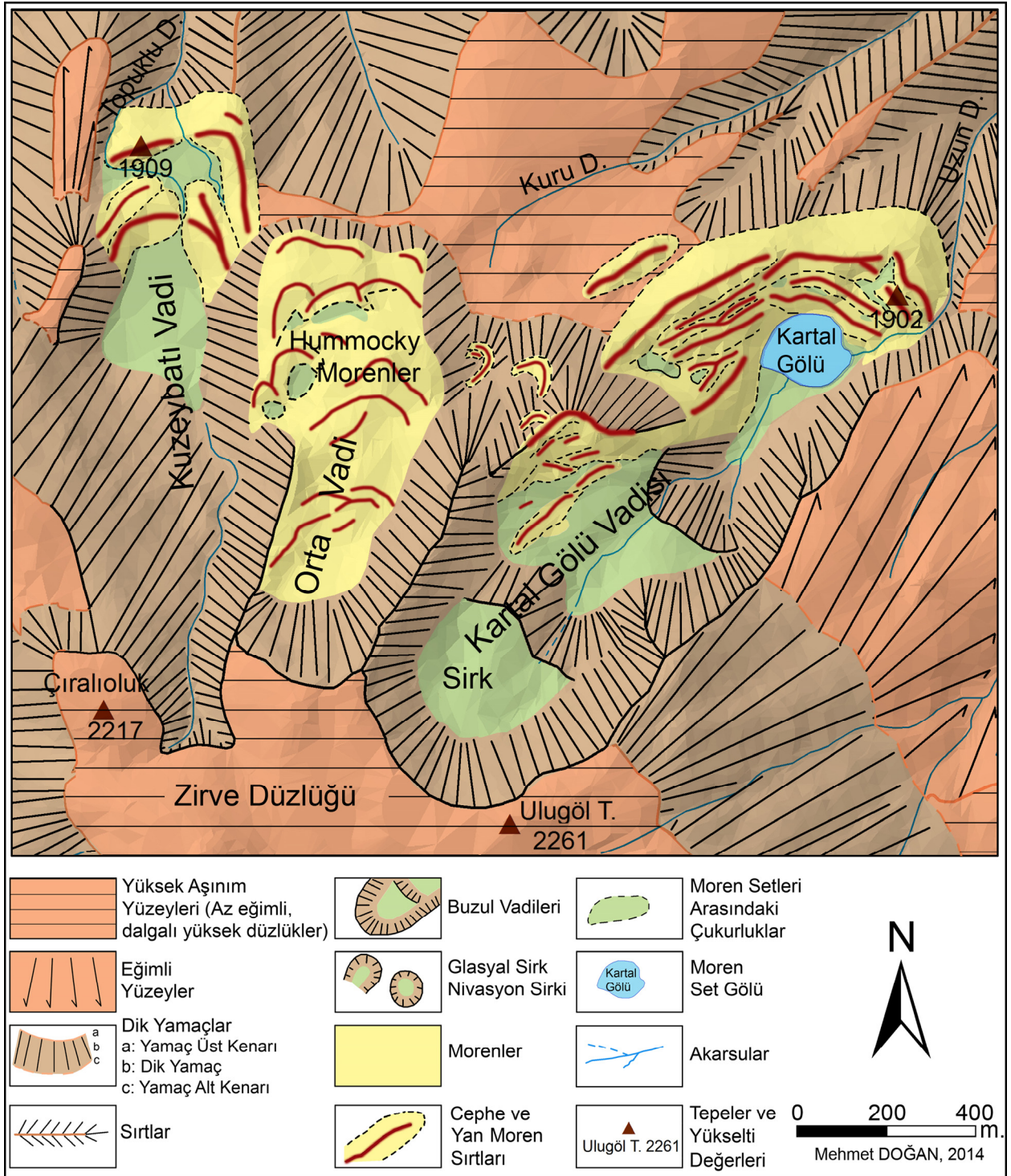


Şekil 3: Sandras Dağı zirve bölümünün jeomorfoloji haritası.

Figure 3: Geomorphological map of summit section of Sandras Mountain.

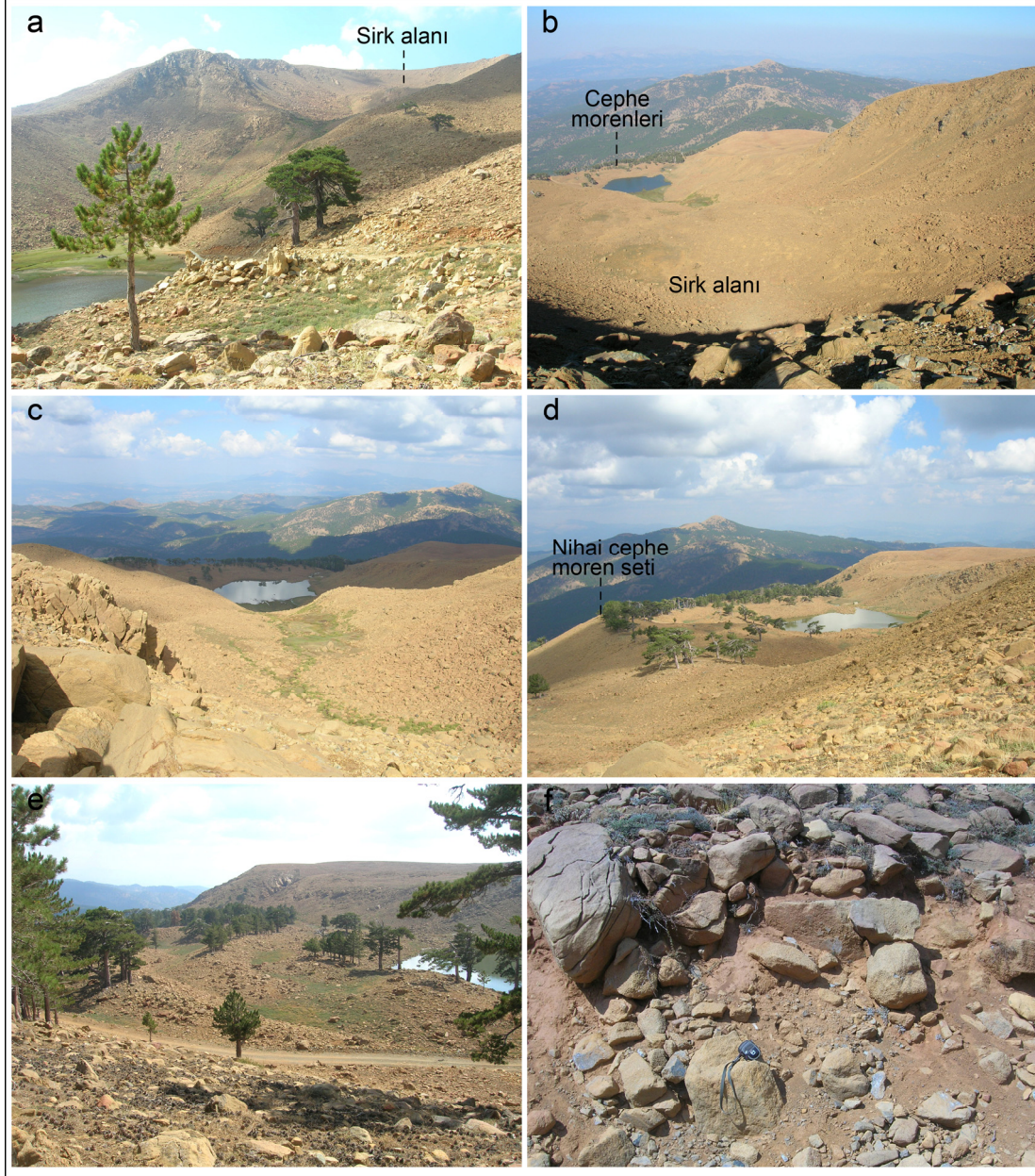


Şekil 4: Kartal Gölü Buzul Vadisi'nin boyuna ve enine kesitleri.
Figure 4: Longitudinal and transverse sections of the Kartal Lake Glacier Valley.



Şekil 5: Sandıras Dağı kuzey yamaçlarındaki buzul şekilleri.

Figure 5: Glacial landforms on the northern slopes of Sandıras mountain.



Şekil 6: Kartal Gölü Buzul Vadisi. **a:** Moren setlerin üzerinden vadinin görünümü; buzul vadisi, 2240 m yükseltideki zirve düzlüğünden başlamakta, 1900 m yükseltiye kadar 3 basamak şeklinde inmektedir. Bu yükseltide cephe morenleriyle son bulmaktadır. **b:** Zirve düzlüğünden vadinin görünümü, **c:** tipik "U" şekilli vadi profili, **d** ve **e:** iç içe girmiş yarım ay şekilli moren setleri, **f:** morenler.

Figure 6: Kartal Lake Glacier Valley. **a:** View of the Valley; the Valley extends down from plateau at altitude of 2240 m to the lowest moraine at about 1900 m, as three consecutive steps, **b:** View of the valley from the summit plateau, **c:** a typical U-shaped valley, **d** and **e:** nested crescent shaped moraine sets, **f:** moraines.

Kartal Gölü buzul vadisinin en alt bölümünde yer alan cephe moren setleri, buzullarla kaplanan alan, iklim salınımları ve buzulun en fazla ilerlediği zaman ile ilgili önemli bilgiler vermektedir. Moren setlerinin stratigrafik konumları, Kartal Gölü buzul vadisinde en az 4 ayrı moren setinin varlığını göstermektedir. Ayrıca çok belirgin olmayan, diğer moren setleri ile ilişkisi ayırt edilemeyen küçük setler de söz konusudur. En eski cephe moren seti, göle en uzak ve en dışta bulunan moren setidir. En genç olan cephe moren seti ise göle en yakın olandır. Sarıkaya vd. (2008), Kartal Gölü buzul vadisi moren setleri üzerinden aldıkları kaya parçalarından kozmojenik (^{36}Cl) yöntemlerle tarihlendirme yapmışlardır. Kozmojenik tarihlendirme sonuçlarına göre, Kartal Gölü buzul vadisinin alt bölümünde bulunan, en dıştaki (en eski) cephe moreni $20,4 \pm 1,3$ bin yıl önceye aittir. Moren setinin konumu dolayısıyla, bu tarih vadideki buzulların en fazla ilerlediği dönemi vermektedir. Buna göre, Kartal Gölü buzul vadisindeki buzullar Son Glasyal Maksimum'da en geniş alanına ulaşmış, $20,4 \pm 1,3$ bin yıl önce ise eriyerek geri çekilmeye başlamıştır. Sarıkaya vd. (2008), Kartal Gölü'ne en yakın olan içteki cephe moreni ve yan moren setlerinden aldıkları örnekler üzerinde de tarihlendirme yapmışlardır. En içteki cephe morenin yaşı ise günümüzden $19,6 \pm 1,6$ bin yıl önce olarak belirlenmiştir. Bu tarihten itibaren Kartal Gölü buzul vadisindeki buzullar hızla eriyerek geri çekilmişlerdir. Çünkü bu moren setinden daha yüksekte buzulların uzun süre durakladığını kanıtlayan bir cephe moren seti bulunmamaktadır.

Kuzeybatı Buzul Vadisi

Kuzeybatı buzul vadisi, Sandıras Dağı zirve bölümünün kuzeybatısında Çıralıoluk tepesinin (2217 m) doğusundan başlamakta ve 2210 m yükseklikten 1900 m yüksekliğe kadar kuzey-kuzeybatıya doğru devam etmektedir (Şekil 3, 5 ve 7). Muhtemelen Son Buzul Çağı'nda zirve bölümündeki çukurluklarda biriken karların da beslediği bir buzul tarafından şekillenmiştir. Günümüzde Sandıras Dağı zirve düzlüğünün bir bölümünün suyunu toplayan derenin (Topuklu derenin bir kolu) bu vadiyi aşındırmasından dolayı, vadinin üst bölümünde "U" profilli şekil aşınmış durumdadır. Sirk bölümü, Kartal Gölü buzul

vadisindeki gibi gelişmemiştir. Ancak, ana hatlarıyla yamaç eğimleri ve eğim kırıkları göz önünde bulundurularak belirlenebilir. Kuzeybatı buzul vadisinde, tipik ve iyi gelişmiş buzul şekilleri vadinin alt bölümünde yer almaktadır. Burada yaklaşık 1900 m ve 1910 m yükseltide cephe moreni ve onlarla bağlantılı yan moren setleri yer almaktadır. Özellikle yarımay şeklinde gelişmiş iki adet cephe moren seti ve bunlarla bağlantılı yan moren setleri diğerlerine göre oldukça belirgindir. Bu moren setleri, söz konusu vadiye yerleşen küçük bir dere tarafından yarılmıştır (Şekil 5 ve 7).

Üstteki moren setinin yüksekliği yan morenlerin anakayaya bağlandığı yerde 1930 m'den başlamakta ve cephe moren setinin ortasına doğru 1910 m seviyesine inmektedir. Cephe moren setinin orta kısmı buradaki akarsu tarafından yarılmış ve ikiye bölünmüştür. Kuzeybatı buzul vadisinin sonunda (en altta) bulunan cephe moren setinin yüksekliği ortalama 1900 m'dir, cephe moreni ile bağlantılı yan moren setlerinde ise 1910 m'yi bulmaktadır. Bu cephe moren seti de, diğer cephe moren seti gibi küçük akarsular tarafından yarılmıştır. Vadide toplanan suların bir bölümü moren setinin ortasında açılmış gedikten boşalmaktadır. Bir kısmı ise moren setinin batısında açılmış gedikten akmaktadır. Eski haritalarda (örneğin 1974 yılında basılmış 1/25000 ölçekli topografya haritasında) vadide toplanan suların tümünün, moren setinin batısında açılmış gedikten boşaldığı gösterilmektedir. Ancak arazi çalışmaları sırasında suların büyük bölümünün moren setinin ortasında açılmış gedikten boşaldığı görülmüştür. Bu gözlem ortada bulunan gediğin henüz genç olduğunu göstermektedir. Kuzeybatı buzul vadisinin sonunda (en altta) bulunan cephe moren setinin dış tarafı (vadiye bakan kısmı), oldukça dik (yaklaşık %75) ve taze yüzeye sahiptir (Şekil 7; e). Bu durum günümüzde, moren setinin dış tarafının aşındığını göstermektedir, arazi incelemeleri sırasında da devam eden erozyon rahatlıkla gözlenebilmektedir. Yukarıda değinildiği gibi moren setinin ortasında bulunan gediğin genç olması da bunu desteklemektedir.

Arazi çalışmaları sırasında, Kuzeybatı buzul vadisinin en alt seviyesinde yer alan moren setinin de altında (aşağısında) başka cephe moren

setlerinin kalıntıları görülmüştür. Özellikle vadinin doğusunda daha eski olan bu cephe morenlerinin kenar kalıntıları görülebilmektedir (Şekil 7; e, f). Bu durum bugün en alt seviyede bulunan moren setinin de aşağısında başka moren setlerinin bulunduğu ve bunların buzul sonrası flüviyal süreçlerle aşındığını göstermektedir. Topuklu deresinin bir kolunun yatağını geriye ve yana doğru aşındırması sonucu, buradaki daha eski moren setlerinin aşındığı anlaşılmaktadır. Sarıkaya vd. (2008) bugün en alt seviyede bulunan cephe moren setinin dış tarafının 1950'lere ait topografya haritalarında varlığını koruduğunu belirtmektedirler. Araştırmacılar, arazi çalışmaları sırasında setin dış tarafının aşındığını ve yok olduğunu gözlemlemişlerdir. GPS ölçüleriyle de bu aşınmayı doğrulamışlardır (Sarıkaya vd., 2008). Moren setinin dış tarafındaki devam eden aşınma, tarafımızdan 2010 ve 2011 yıllarında yapılan arazi çalışmaları sırasında da gözlemlenmiştir (Şekil 7; e). 1950 ve 1974 yılına ait topografya haritaları incelendiğinde bu aşınmanın çok kısa sürede meydana geldiği anlaşılmaktadır. Zira, 1974 yılına ait 1/25000 ölçekli topografya haritasında setin dış tarafındaki aşınma oldukça belirgindir.

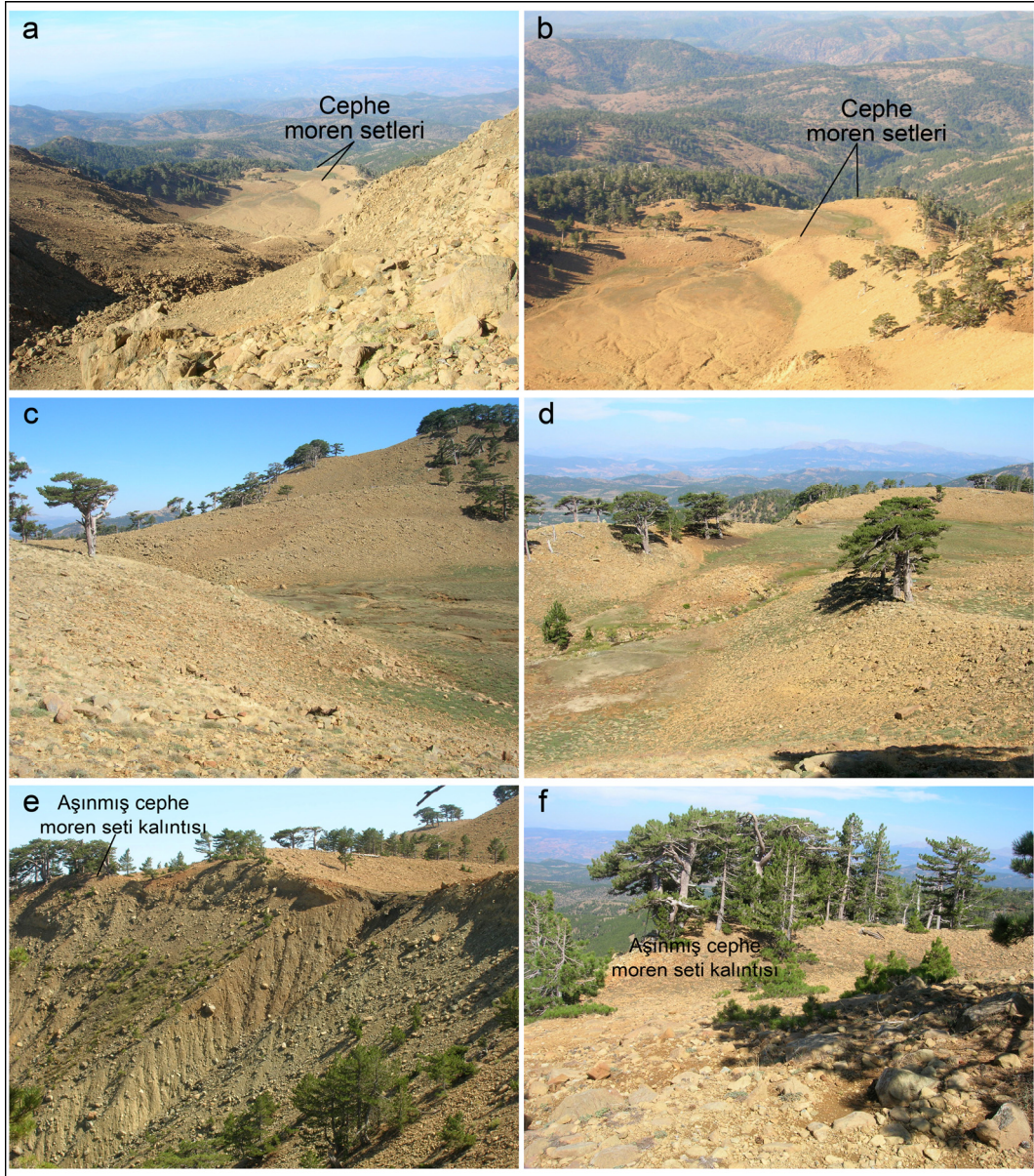
Sarıkaya vd. (2008), Kartal Gölü buzul vadisinde olduğu gibi, Kuzeybatı buzul vadisindeki morenleri de kozmojenik (^{36}Cl) yöntemlerle tarihlendirmişlerdir. Araştırmacılar, en dışta bulunan ve dış tarafı aşınmış cephe morenini $16,5\pm 1,1$ bin yıl öncesine, iç kısımda 1910 m seviyesinde bulunan ikinci cephe morenini $16,2\pm 0,5$ bin yıl öncesine tarihlendirmişlerdir. Söz konusu tarihler, morenlerin Son Glasyal Maksimum sonrasına, buzulların eriyip geri çekildiği dönemlere ait olduğunu göstermektedir. Tarihlendirme sonuçları da, Son Glasyal Maksimum sırasında oluşmuş moren seti yada setlerinin aşındığı görüşünü desteklemektedir. Yukarıda da değinildiği gibi aşınmış moren setlerinin kalıntıları arazi çalışması sırasında gözlemlenmiştir (Şekil 7; e, f). Günümüzde Kuzeybatı buzul vadisinde varlığını koruyan ve çok belirgin olan cephe morenleri ise buzulların geri çekildiği döneme aittir. Buna göre Kuzeybatı buzul vadisindeki buzullar $16,5\pm 1,1$ bin yıl önce geri çekilmeye başlamıştır. Ancak, daha sonra bir duraklama devresi yaşanmış ve bu duraklama devresinden sonra $16,2\pm 0,5$ bin yıl önce buzulların

geri çekilmesi hızlanmıştır. Kuzeybatı buzul vadisi aşağı kesiminde bulunan iki büyük cephe moren seti arasında kalan alanda, buzullun geri çekilmesi sırasında meydana gelen küçük duraklamalara ait çok belirgin olmayan moren setleri de yer almaktadır (Şekil 7; d).

Orta Buzul Vadisi

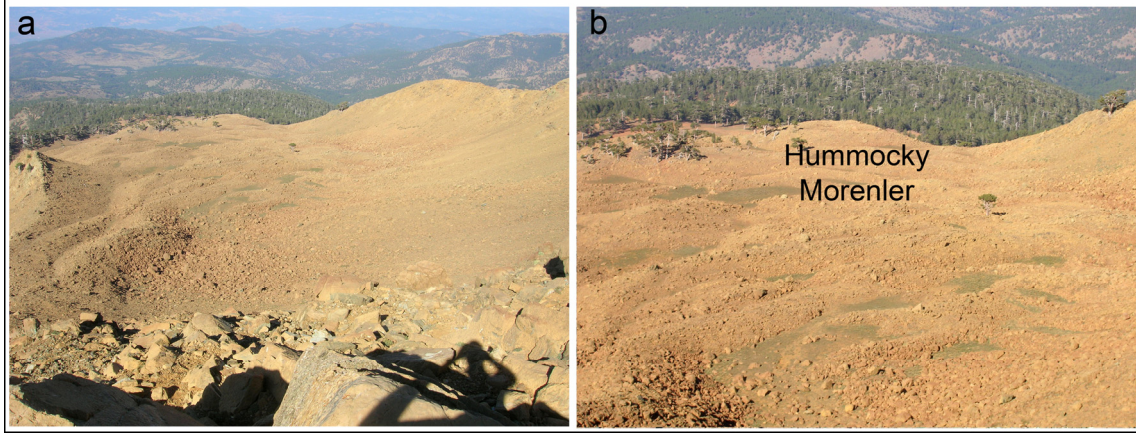
Orta buzul vadisi, buzul aşındırması sonucu gelişmiş ve iç içe geçmiş üç çanak oluşmaktadır. Bu çanakların içinde, birbirinden küçük çukurluklarla ayrılan yarım ay şeklinde iç içe geçmiş birçok moren sırtı bulunmaktadır (Şekil 3, 5 ve 8). Orta buzul vadisinde en yüksekte bulunan çanak, yaklaşık 2215 m'den başlamakta ve 2020 m'ye kadar devam etmektedir. Bu çanak anakaya içine açılmış sirk görünümündedir. 2215-2100 m arasında kalan bölümü dik bir yamaç (eğim ortalama %53) özelliğinde, 2100-2020 m arasında kalan bölümü ise az eğimli sirk tabanı görünümündedir. Orta buzul vadisindeki diğer iki çanak, birinci çanaktan daha alçak seviyede (2010-2000 ile 1990-1980 metreler arasında) yer almaktadır. Bu iki çanak, ilk çanak kadar belirgin değildir ve daha küçük boyuttadır. Orta buzul vadisi, 1980 m seviyesinde yer alan ve dış kısmı oldukça eğimli (ortalama %42) cephe morenleriyle son bulmaktadır. Burada yer alan cephe morenleri, Kartal gölü ve Kuzeybatı buzul vadilerindeki cephe morenleri gibi sırtlar oluşturmamaktadır. Orta buzul vadisi tabanında buzul jeomorfolojisi terminolojisinde düzensiz morenler (Hummocky moraine) olarak adlandırılan (Turoğlu, 2011), birçok tümsek ve çukurluktan oluşan morenler yer almaktadır (Şekil 8). Bu düzensiz morenler, yaklaşık 2100 m'den başlamakta 1980 m'ye kadar devam etmektedir.

Sarıkaya vd. (2008), Orta buzul vadi morenleri içinde kozmojenik (^{36}Cl) yaşlandırma yöntemi için uygun büyüklükte kaya parçaları olmadığından, bu vadiden herhangi bir numune toplamadıklarını ve tarihlendirme yapmadıklarını belirtmektedirler. Bununla birlikte, Orta buzul vadisi ve içinde bulunan buzul şekilleri diğer buzul vadilerindeki (Kartal Gölü ve Kuzeybatı buzul vadileri) şekillerle yaşıt olmalıdır. Burada yer alan şekiller de Son Glasyal Dönem'de (Würm) oluşmuş buzul şekilleridir.



Şekil 7: Kuzeybatı Buzul Vadisi. **a ve b:** Zirve düzlüğünden vadinin görünümü, **c:** 1910 m seviyesindeki cephe moren seti, **d:** 1900 m seviyesindeki cephe moren seti ve çok belirgin olmayan moren setleri, **e:** en dıştaki (1900 m) cephe moren setinin aşınan dış tarafı ve aşınmadan geri kalan daha eski moren seti kalıntısı, **f:** aşınmış cephe moren seti kalıntısının üstten görünümü.

Figure 7: Northwest Glacier Valley. **a and b:** View of the valley from the summit plateau, **c:** terminal moraines at the altitude of about 1910 m, **d:** terminal moraines at the altitude of about 1900 m and less apparent terminal moraines, **e:** the eroded outer part of the lower terminal moraine (1900 m) and remains of the older eroded terminal moraines, **f:** top view of the remains of eroded terminal moraines.



Şekil 8: Orta Buzul Vadisi. a: Zirve düzlüğünden vadinin görünümü, b: iç içe geçmiş düzensiz morenlerden (Hummocky moraine) oluşan tümsek ve çukurluklar.

Figure 8: Middle Glacial Valley. a: View of the valley from the summit plateau, b: Hummocky moraine.

Sandıras Dağı'ndaki Diğer Olası Buzul Şekilleri

Planol (1953) ve Doğu (1993) Sandıras Dağı zirve düzlüğünün (Şekil 3) field tipi bir buzullaşmanın izlerini taşıdığını, eski bir aşınım yüzeyinin bu buzullaşma sırasında işlenmesi sonucu bugünkü şeklini aldığını belirtmektedir. Sarıkaya vd. (2008) yaptıkları arazi incelemelerinde, 2200 m üstünde kalan bu yüksek aşınım yüzeyinin (platonun) buzullaşmadan etkilendiğine dair bir kanıt rastlamadıklarını belirtmektedirler. Bundan dolayı da, Planhol (1953) ve Doğu (1993)'nun Sandıras Dağı zirve bölümünün buzullarla şekillendiği fikrine katılmamaktadırlar. Araştırmacılara göre; bakı özellikleri, yüzey topografyası ve güçlü rüzgarlar zirve düzlüğünde kar ve buz birikimine engel olmuş olabilir (Sarıkaya vd., 2008). Ancak, zirve bölümünde kabaca KB-GD yönünde uzanan ve muhtemelen bir zayıf zona (fay zonu) karşılık gelen yayvan bir çukurluk yer almaktadır. Bu çukurluk, Çiçekbaba ve Ulugöl tepeleri arasında yer almakta ve söz konusu tepelerle olan yükseklik farkı 50-60 m'yi bulmaktadır. Her ne kadar, Sarıkaya vd. (2008) belirttiği nedenler dolayısıyla zirve bölümünün (düzlüğü) bütünü kar birikimine uygun olmasa da, bu çukurluluğun devamında yer alan vadilerde (Kuzeybatı buzul vadisi ve Kurugöl dere vadisi) buzul şekillerinin bulunması, buradaki vadilerde oluşmuş buzulların zirve bölümünde yer

alan çukurlukta biriken karlarla beslendiği izlenimini vermektedir.

Doğu (1993), Sandıras Dağı zirvesini çevreleyen yamaçların doğu yüzünde 2030 m yükseltide (Doğu, 2000 m olarak belirtmiştir), Eren tepenin (2070 m) batısında yer alan dairesel şeklin, burada oluşmuş bir sirk olduğunu belirtmektedir (Şekil 3). Çukurluğun bulunduğu alanın hemen batısında Karagöl deresi vadisinin genişlemesi ve bu vadinin zirvedeki çukurlukta biriken karlarla beslenme ihtimali buzul şekli olma olasılığını güçlendirmektedir. Ancak söz konusu şeklin sirk mi, yoksa buzul dilinin ulaştığı seviyede morenler içinde oluşan bir çukurluk mu olduğu, anlaşılamamaktadır.

Sandıras Dağı'nda Buzul Oluşumuna Neden Olan İklim ve Topografya Özellikleri

Sandıras Dağı'nda Son Buzul Çağı (Würm) Kalıcı Kar Sınırı

Türkiye'de Pleistosen'de buzullaşmaya uğramış yüksek dağlık alanlar içinde Sandıras Dağı, günümüzde buzul şekillerinin en düşük yükseltide görülebildiği alandır. Yukarıda detaylı olarak anlatıldığı gibi, Sandıras Dağı'nda 1900 m'nin üzerinde kalan alanlarında buzul aşındırma ve biriktirme şekillerini görebilmekteyiz. Sandıras Dağı, Türkiye'de Son Buzul Çağı'nda (Würm) kalıcı kar sınırının da en düşük olduğu alandır. Daha önce yapılmış bütün çalışmalarda, bu konuda

bir görüş birliği söz konusudur (Planhol, 1953; Erinç, 1955; Messerli, 1967; Doğu, 1986 ve 1993; Çiner, 2003; Sarıkaya vd., 2008).

Planhol (1953), Doğu (1993) ve Çiner (2003), Sandıras Dağı'ndaki buzul aşındırma ve biriktirme şekillerinin buldukları yükselteleri göz önüne alarak, çevre-dil ortalama yöntemi, sirk tabanı yöntemi, yüzölçümü yöntemi gibi dolaylı yöntemler kullanarak yaptıkları hesaplamalarda Son Buzul Çağı'na ait kalıcı kar sınırını 2000-2050 m arasında hesaplamışlardır. Erinç (1955), Sandıras Dağı'ndaki buzul şekillerini göz önünde bulundurarak, Son Buzul Çağı'na (Würm) ait kalıcı kar sınırını 2000 m olarak kabul etmiştir. Sarıkaya vd. (2008), Kartal Gölü buzul vadisi moren depolarının özelliklerine göre oluşturdukları modelleme sonucu kalıcı kar sınırını 1998 m olarak hesaplamışlardır. Aynı araştırmacılar, yüzölçümü yöntemi ile kalıcı kar sınırını 1975 m olarak belirlemişlerdir. Uygulanan yöntemler sonucunda, Sandıras Dağı'nın Son Buzul Çağı'na ait kalıcı kar sınırı 2000 m olarak kabul edilmiştir (Sarıkaya vd., 2008).

Sandıras Dağı'ndaki kalıcı kar sınırının bu kadar düşük seviyede olmasının nedenleri ile ilgili iki farklı görüş ortaya çıkmıştır. Birinci görüş, Planhol (1953) tarafından ileri sürülmüştür. Araştırmacıya göre, kalıcı kar sınırının düşük olmasının nedeni, Sandıras Dağı'nın buzullaşmadan sonra tektonik olarak alçalmasından kaynaklanmaktadır. Doğu (1986; 1993 ve 1994) yaptığı çalışmalarda, dağın güneydoğusundaki akarsu taraçalarının bugünkü vadi tabanından 20-30 m yüksekte olduğunu tespit etmesi Planhol (1953)'un bu görüşünü çürütmektedir. İkinci görüşe göre ise, Son Buzul Çağı'nda kalıcı kar sınırının düşük olmasının nedeni Sandıras Dağı'nın konumu dolayısıyla denizel etkilere açık ve dağlık alanda nemli koşulların hakim olmasıdır (Erinç, 1955; Messerli, 1967; Doğu, 1993; Çiner, 2003; Sarıkaya vd., 2008).

Sandıras Dağı, konumu ve topografik özellikleri nedeniyle yağış miktarı bakımından Batı Anadolu'ndaki diğer alanlarından farklılık göstermektedir. Sandıras Dağı ve çevresi, Ekim-Mayıs döneminden Akdeniz'de oluşan ve doğu ile kuzeydoğuya doğru hareket eden cephe

sistemlerinin geçiş güzergahı üzerinde yer almaktadır. Oluşan gezici alçak basınç sistemleri bölgeye ulaştığında yüksek miktarda yağışa neden olmaktadır. Sandıras Dağı'nın hemen kıyı gerisinde bulunan yüksek bir kütle olması, yağış miktarını artıran diğer bir faktör olarak düşünülebilir. Akdeniz üzerinden Anadolu'ya sokulan cephelerin, özellikle Sandıras Dağı gibi hemen kıyı gerisinden yükselen dağlar tarafından alıkondduğu, "seklüzyon" olarak adlandırılan bu olay sonucunda Sandıras Dağı'nın da içinde bulunduğu Güneybatı Anadolu'nun yüksek miktarda yağış aldığı düşünülmektedir. Bu nedenlerden dolayı Sandıras Dağı ve çevresi, Doğu Karadeniz Bölümü'nden sonra Türkiye'de en yüksek yağış miktarına sahip yöredir. Sandıras Dağı'nın yükseltisinin fazla olması (2295 m), yükselti ile birlikte sıcaklıkların düşmesine neden olmaktadır. Yağış miktarının yüksek, sıcaklıkların düşük olması gibi iklimik faktörlerin, Sandıras Dağı zirve bölümünde Son Buzul Çağı'nda buzulların oluşmasına neden olduğu anlaşılmaktadır. Jeomorfolojik özellikler (baki ve arızalılık faktörü gibi) ise, buzulların dağın kuzey ve kuzeydoğu yamaçlarında daha geniş alanda gelişme göstermesine neden olmuştur.

Sandıras Dağı Zirve Bölümü Günümüz İklim Özellikleri, Son Glasyal Maksimum İklim Koşulları ve Bu Koşulların Buzul Oluşumuna Etkisi

Sandıras Dağı'nda buzul şekillerinin yer aldığı yüksek kesimlerde meteoroloji istasyonu bulunmamaktadır. Bölgede yer alan meteoroloji istasyonları ise deniz seviyesine yakın yükseltilerde yer almaktadır. Bu yüzden buzul şekillerinin bulunduğu alanın (1900 m ve üstü) iklim özelliklerinin belirlenmesinde bunlar yetersiz kalmaktadır. Bu yetersizlik/eksiklik farklı meteorolojik formüller kullanılarak giderilmeye çalışılmıştır.

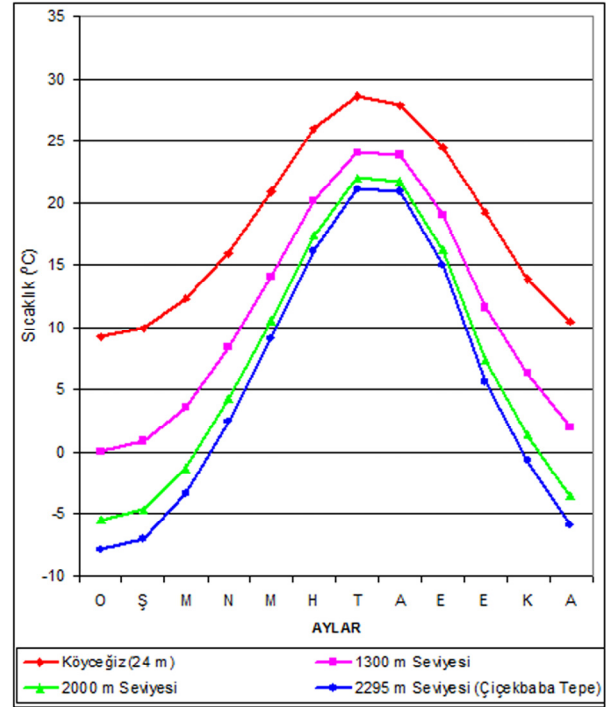
Sandıras Dağı'nın yüksek kesimlerinin **sıcaklık özelliklerinin** belirlenmesinde, Materyal ve Yöntem bölümünde özellikleri anlatılan L. İhsan Sezer'in geliştirdiği ve henüz yayımlanmamış formülden yararlanılmıştır (L.İ.Sezer, 2013; sözlü görüşme). Yüksekliğe bağlı sıcaklık değerlerinin hesaplaması için ise 1300 m, 2000 m (Son Buzul Çağı kalıcı kar sınırı) yükselteleri ve Sandıras

Dağı'nın en yüksek noktası (Çiçekbaba T. 2295 m) seçilmiştir (Şekil 9). Ayrıca, karşılaştırma yapılması amacıyla Şekil 9'da Köyceğiz meteoroloji istasyonu (24 m) sıcaklık değerleri de verilmektedir.

Yapılan hesaplamalara göre Sandiras Dağı'nda yükseltinin artmasına bağlı olarak sıcaklık değerlerinde önemli azalmalar görülmektedir. Örneğin Köyceğiz'de (24 m) 18,3°C olan yıllık ortalama sıcaklık, Sezer yöntemine göre, 1300 m'de 10,9°C, 2000 m'de 6,7°C ve Sandiras Dağı'nın en yüksek noktası olan Çiçekbaba tepede (2295 m) 4,9°C'ye düşmektedir. 2000 m yükselti seviyesi Son Buzul Çağı kalıcı kar sınırı olması (Erinç, 1955; Sarıkaya vd., 2008) bakımından önemlidir. 2000 m yükselti için Sezer yöntemine göre yıllık ortalama sıcaklık 6,7°C hesaplanmıştır. Sarıkaya vd. (2008) bu seviye için yıllık ortalama sıcaklık değerini 6,0°C olarak vermektedirler. Sandiras Dağı'nda yükseltiyle beraber sıcaklıklardaki en büyük düşüş kış aylarında görülmektedir. Ocak ayı ortalama sıcaklığı Köyceğiz'de 9,2°C'dir. Sezer yöntemine göre 2000 m yükseltide Ocak ayı ortalama sıcaklığı -5,5°C'ye düşmektedir. En soğuk üç ayın (Aralık, Ocak, Şubat) ortalama sıcaklığı 2000 m yükselti seviyesi için -4,6°C hesaplanmıştır. Bunun yanı sıra, Şekil 9'dan da anlaşılacağı gibi 2000 m'de Aralık-Mart döneminde aylık ortalama sıcaklıklar 0°C'nin altında kalmaktadır. Hesaplama sonuçlarına göre, kış aylarında sıcaklıkların 0°C'nin altında olduğu Sandiras Dağı yüksek kesimlerinde, Nisan ayından itibaren sıcaklıklar artmakta ve en sıcak ay olan Temmuz ayında ortalama sıcaklıklar 2000 m'de 22°C, zirve noktasında (2295 m) 21,1°C'ye ulaşmaktadır. 2000 m yükseltide en sıcak üç ayın (Haziran, Temmuz, Ağustos) ortalama sıcaklığı ise, 20,4°C olarak hesaplanmıştır.

Sandiras Dağı'nda buzulların oluşumunu kolaylaştıran bir başka iklimik özellik yağış miktarıdır. Köyceğiz meteoroloji istasyonunun 43 yıllık (1964-2006) rasatlarına göre yıllık ortalama yağış miktarı 1089,6 mm, Muğla meteoroloji istasyonunun 71 yıllık (1936-2006) rasatlarına göre ise yıllık ortalama yağış miktarı 1198,1 mm'dir (Şekil 11). Bu ortalama yağış miktarlarıyla Sandiras Dağı ve çevresi, Doğu Karadeniz Bölümü'nden sonra Türkiye'de en yüksek yağış

miktarına sahip yöredir. Sandiras Dağı ve çevresinde yağış miktarının yüksek olmasının başlıca sebebi, bölgenin yağış koşullarını belirleyen Akdeniz gezici alçak basınç sistemlerinin izlediği yollara göre konumudur. Sandiras Dağı ve çevresi, Ekim-Mayıs döneminden Akdeniz'de oluşan ve doğu ile kuzeydoğuya doğru hareket eden cephe sistemlerinin geçiş güzergahı üzerinde yer almaktadır.

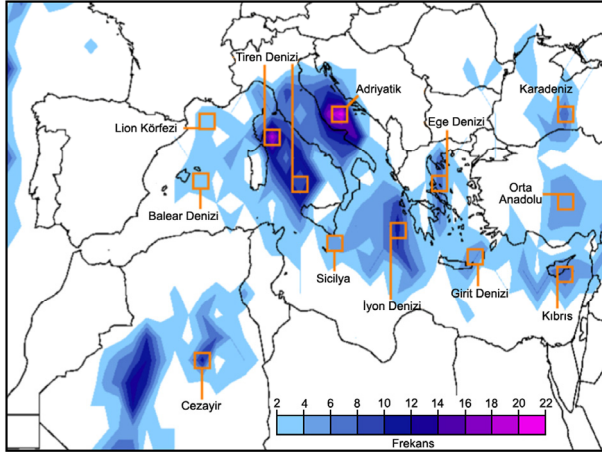


Şekil 9: Sandiras Dağı'nda farklı yükselti seviyelerine göre ortalama sıcaklık değerlerinin aylara dağılımı. 2000 m, Son Buzul Çağı (Son Glasyal Maksimum) daimi kar sınırıdır.

Figure 9: Mean monthly temperature in different altitudes of Sandiras Mountain. 2000 m is the Last Ice Age (Last Glacial Maximum) ELAs.

Oluşan gezici alçak basınç sistemleri bölgeye ulaştığında yüksek miktarda yağışa neden olmaktadır. Akdeniz üzerinden Anadolu'ya sokulan alçak basınç sistemlerinin yükselti nedeniyle seklüzyona uğraması, Sandiras Dağı ve çevresinde yağış miktarının fazla olmasında etkili olduğu düşünülmektedir. Son yıllarda Akdeniz havzası ile ilgili yapılan çalışmalar, daha önce dikkate alınmayan Girit denizi ve çevresinde de gezici siklonların oluştuğunu göstermiştir (Garcies ve

Homar, 2010; Şekil 10). Girit denizi ve çevresinde oluşan ve kuzeydoğuya hareket eden gezici alçak basınç sistemlerinin ilk karşılaştığı kara kütlesi Güneybatı Anadolu'dur. Bunun da, Sandıras Dağı ve çevresinde yağış miktarının fazla olmasında etkili olduğu düşünülebilir.

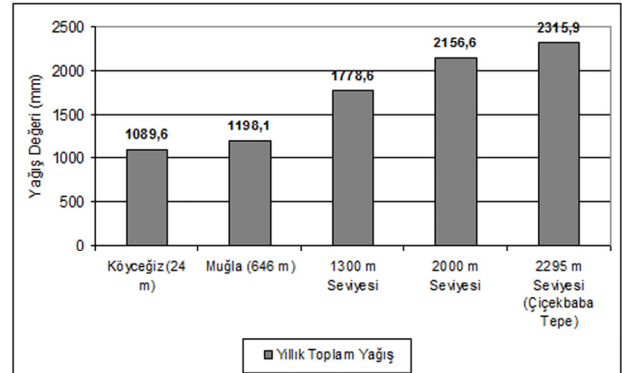


Şekil 10: Akdeniz havzasında Eylül 1957 ile Ağustos 2002 tarihleri arasında deniz seviyesinde gözlenen gezici alçak basınç sistemlerinin oluştuğu alanlar ve frekansları (Garcies ve Homar, 2010).

Figure 10: Locations and frequencies of intense cyclones observed at the sea level in the Mediterranean basin, between September 1957 and August 2002 (Garcies and Homar, 2010).

Yükseltisi 2295 m'ye ulaşan Sandıras Dağı'nda yağış değerlerinin yükselti ile birlikte arttığı bilinmektedir. Ancak, Sandıras Dağı'nın yüksek alanlarında yağış rasadı yapılmamakta ve bu alanların yağış miktarı bilinmemektedir. Yükseltiye bağlı yağış artışı belirleyebilmek için, Köyceğiz meteoroloji istasyonuna ait yağış rasatlarından faydalanarak Schrieber formülü kullanılmıştır. Böylece Sandıras Dağı'nda buzul şekillerinin yer aldığı zirve bölümünün günümüz yağış özellikleri belirlenmiştir. Yükselti seviyeleri belirlenirken sıcaklık özelliklerinde olduğu gibi Son Buzul Çağı (Son Glasyal Maksimum sırasındaki) kalıcı kar sınırı da olan 2000 m ve Sandıras Dağı'nın en yüksek noktası olan 2295 m (Çiçekbaba T.) yükselti seviyeleri seçilmiştir. Schrieber formülü sonuçlarına göre, yıllık toplam yağış miktarı 1300 m'de 1778,6 mm, 2000 m yükseltide 2156,6 mm ve 2295 m yükseltide 2315,9 mm olarak belirlenmiştir (Şekil 11). Bu değerlerden de anlaşılacağı gibi Sandıras Dağı

yamaçları boyunca yükseltiye bağlı olarak yağış miktarı hızla artmaktadır.



Şekil 11: Köyceğiz ve Muğla meteoroloji istasyonlarının ve Sandıras Dağı'nın farklı yükselti noktalarının (Schrieber'a formülüne göre) yıllık toplam yağış miktarı.

Figure 11: Annual precipitation in Köyceğiz, Muğla and different altitudes of Sandıras Mountain (according to Schrieber formula).

Akdeniz ikliminin doğal bir sonucu olarak, Sandıras Dağı ve çevresinde yağışların büyük bölümü kış mevsiminde meydana gelmektedir. Örneğin kış mevsimi (Aralık, Ocak, Şubat ayı toplam yağışı) yağışının yıllık toplam yağış içindeki payı, Köyceğiz'de %55,4 ve Muğla'da %58,3'tür. Diğer bir ifade ile yağışların %55'den fazlası kış mevsiminde meydana gelmektedir. Kış mevsiminin tersine, bölgede yaz mevsimi kurak geçmektedir. Bu mevsimde (Haziran-Temmuz-Ağustos) meydana gelen yağışların yıllık toplam yağış içindeki payı Köyceğiz'de %1,9 ve Muğla'da %3,2'dir.

Sandıras Dağı'nın yüksek kesimlerinde kış aylarında meydana gelen yağışların büyük bölümü **kar yağışı** şeklinde gerçekleşmektedir. 0°C ve altındaki sıcaklıklarda meydana gelen yağışın kar şeklinde olduğu düşünüldüğünde, sıcaklık değerlerine göre (Şekil 9) 2000 m'nin üstünde kalan alanlarda Aralık-Mart döneminde kar yağışı beklenebilir. Bunun yanında Sandıras Dağı zirve bölümü ile ilgili tam bir fikir vermemekle birlikte bölgedeki meteoroloji istasyonları, kar yağışlı dönemin belirlenmesi bakımından önemli ipuçları verebilmektedir. Örneğin, deniz seviyesine oldukça yakın olmalarına rağmen Köyceğiz (24 m) ve Muğla'da (646 m) Kasım-Nisan döneminde kar

yağışları görülebilmektedir (Tablo 1). Sandiras Dağı'nın (2295 m) yüksek kesimlerinde sıcaklığın düşük olmasına bağlı olarak, kar yağışının daha erken başlaması ve daha genç sona ermesi beklenebilir. Ayrıca düşük sıcaklıklardan dolayı, kış dönemi boyunca sürekli kar yağışı meydana gelmesi ve bu dönemde yağın karların uzun süre yerde kalması da beklenen bir sonuçtur. Kartum

(2011), Türkiye'de kar yağışı özellikleri, kar yağışlarının alansal ve zamansal değişimi ile ilgili yaptığı çalışmada, Sandiras Dağı ve çevresinde Ekim sonu-Mayıs ortası dönemde kar yağışının meydana gelebileceğini belirtmektedir. Araştırmacıya göre, Sandiras Dağı ve çevresinde ortalama kar yağışlı dönem Aralık sonu-Şubat sonudur.

Tablo 1: Köyceğiz (1964-2006) ve Muğla (1936-2006) istasyonlarında, kar yağışlı günlerin aylık ve yıllık toplamı.
Table 1: Monthly and annual sum of snowy days in Köyceğiz (for the period 1964-2006) and Muğla (for the period 1936-2006).

Meteoroloji İstasyonu	AYLAR												YILLIK
	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	
Köyceğiz	0,05	0,12	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,19
Muğla	1,63	1,23	1,04	0,10	0	0	0	0	0	0	0,14	0,62	4,73

Uydu görüntüleri de, kar yağışı, kar örtüsünün kapladığı alanı ve karın yerde kalma süresi ile ilgili önemli ipuçları verebilmektedir (Şekil 12). Şekil 12 incelendiğinde Sandiras Dağı'nın yüksek kesimlerinde kış aylarında oldukça geniş alanın karla örtülü olduğu görülebilmektedir. Kar yağışının yer aldığı yükselti basamaklarının belirlenmesinde, söz konusu görüntüler 1/25000 ölçekli topografya haritaları ile de karşılaştırılmış ve karla kaplı alanların yükseltileri belirlenmiştir. 2 Şubat 2000 tarihli uydu görüntüsünde gerek kuzey, gerekse güney yamaçlarda 1350 m'den itibaren kar örtüsüne rastlanmakta, 1700 m'nin üstünde kalan alanlar ise tamamen kar örtüsü ile kaplanmış durumdadır. 26 Şubat 2003 tarihli uydu görüntüsünde ise kuzey yamaçlarda ortalama 1100 m, güney yamaçlarda ortalama 1300 m ve üzerindeki alanlar karla örtülmüş durumdadır. Sandiras Dağı zirve bölümüne kış mevsiminde yağın karlar, yaz başına kadar varlığını korumaktadır. 6 Nisan 2000 tarihli uydu görüntüsüne göre, 1500 m'nin üzerindeki alanlarda kar örtüsüne rastlanmakta, 1750-1800 m'den itibaren yüzey neredeyse tamamen karla örtülüdür. 8 Mayıs 2000 tarihli uydu görüntüsünde ise, 1850-1900 m'nin üzerinde kalan alanlarda parçalar halinde kar örtüsünü görmek mümkündür. Söz konusu tarihte dağın zirve bölümü ile kuzeydeki buzul vadilerinin tamamen karla örtülü olduğu görülmektedir (Şekil 12).

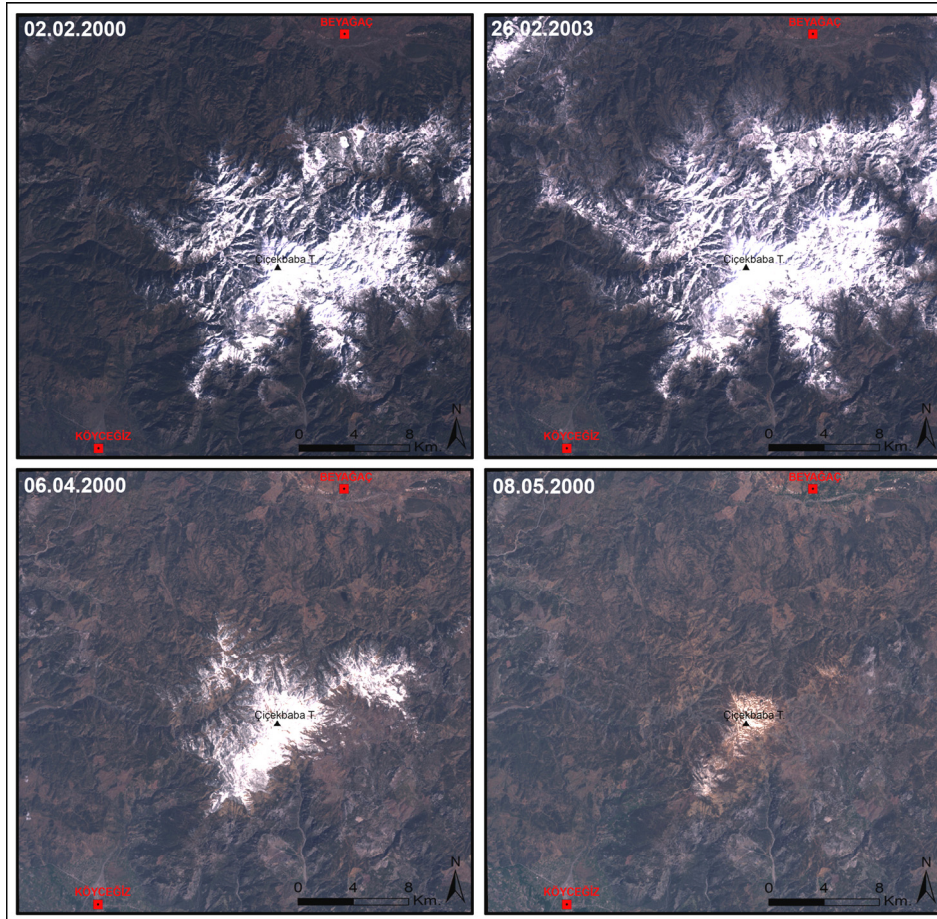
Özhatay (1981) yaptığı doçentlik tez çalışması kapsamında, 1977-1980 yıllarında Sandiras Dağı'nda yaptığı arazi çalışmaları sırasında kar örtüsü ile ilgili önemli gözlemler yapmış ve bu gözlemlerini çalışmada aktarmaktadır. Özhatay'ın gözlemleri uydu görüntülerini desteklemesi ve söz konusu yıllarda yapılmış doğrudan gözlemler olmasından dolayı önemlidir. Araştırmacı, Sandiras Dağı'nda 900 m yükseklikten itibaren kar yağışlarının görüldüğünü belirtmektedir. Özhatay (1981), yaptığı arazi çalışmasında, 1977 yılı Nisan ayı başlarında Ağla (Yayla) köyü üstleri Köklüce deresinin kuzey yamaçlarında 1300 m yükseklikten itibaren, 1978 ve 1979 yılları Nisan ayında 1650-1700 m'nin üzerindeki alanlarda yer yer geçit vermeyecek şekilde kar örtüsüne rastlandığını belirtmektedir. Araştırmacı, 1978 yılı Temmuz ayında ve 1980 yılı Haziran ayında Çiçekbaba tepesinin kuzeye bakan yamaçlarında ve çukur alanlarda oldukça yoğun kar tabakaları görüldüğünü ifade etmektedir. Özhatay dışında Sandiras Dağı'na farklı nedenlerle giden başka araştırmacılar da kar örtüsü ile ilgili gözlemler yapmışlardır. Örneğin, Ecmel Erhat 14 Haziran 2009 tarihinde Kartal Gölü buzul vadisine yaptığı gezi sırasında, başta buzul vadileri olmak üzere Sandiras Dağı'nın kuzey yamaçlarında yer yer kar örtülerinin var olduğunu gözlemlemiştir. Uydu görüntüleri ve yapılan gözlemler günümüzde dahi Sandiras Dağı kuzey yamaçlarında Temmuz

ayına kadar kar örtülerinin yer yer (lekeler halinde) varlığını koruduğunu göstermektedir.

Sonuç olarak, Sandıras Dağı'nda yükseltiye bağlı olarak sıcaklık ve yağış değerlerinde çevresine göre önemli farklılıklar meydana gelmektedir. Günümüzde, Son Glasyal Maksimum kalıcı kar sınırı olan 2000 m'de yıllık ortalama sıcaklık 6,7°C ve yıllık toplam yağış miktarı 2156,6 mm'dir. Sandıras Dağı'nın konumundan dolayı meydana gelen yağış miktarı, Türkiye ortalamasına göre oldukça yüksektir. Yağışların %55'den fazlası kış mevsiminde meydana gelmektedir. Sandıras Dağı'nın yüksek alanlarında kış sıcaklıklarının düşük olması (Aralık, Ocak, Şubat ortalama sıcaklığı -4,6°C), kış yağışlarının kar şeklinde meydana gelmesine neden olmaktadır. Kar yağışları Kasım-Nisan döneminde görülebildiği,

Aralık-Şubat sonu arasındaki dönemde her yıl kar yağışının olduğu belirlenmiştir. Sandıras Dağı'nın yüksek olması, zirve bölümünde kar yağışının fazla olmasına, kar örtüsünün yaz başına kadar yer yer varlığını korumasına neden olmaktadır.

Sandıras Dağı'nın, Son Buzul Dönemde de bugüne benzer şekilde çevresinden farklı iklim özelliklerine sahip olduğu düşünülebilir. Yerel iklim özelliklerine bağlı olarak, dağın yüksek kesimlerinde buzullar oluşmuş ve 1900 m üzerinde kalan alanlarda buzul aşındırma ve biriktirme şekilleri meydana gelmiştir. Sandıras Dağı'nda yer alan buzul şekillerinin Türkiye'de yükselti olarak en düşük seviyede bulunması ve Son Buzul Çağı kalıcı kar sınırının aynı şekilde en düşük seviyeden geçmesi, dağın çevresinden farklı bir yerel iklime sahip olduğunun göstergesidir.



Şekil 12: Sandıras Dağı'nda farklı tarihlere ait kar örtüsüyle kaplı alanların Landsat TM (321 band kombinasyonu) görüntüsü.

Figure 12: Areas covered with snow at different dates on Sandıras Mountain. Landsat TM imageries (321 band combination).

Sarıkaya vd. (2008), Sandıras Dağı'nın Son Glasyal Maksimum sırasındaki iklim koşullarının belirlenmesi için modellemeler yapmış ve buzul oluşumunu yerel iklim koşullarına bağlamışlardır. Araştırmacılar, modelleme sonucunda günümüze göre 8,5°C'lik bir soğumanın ve 1900 mm yağış miktarının Sandıras Dağı'ndaki buzullaşmanın ve buzul şekillerin meydana gelmesi için yeterli olduğunu belirtmektedirler. Yapılan modellemede 2000 m yükselti seviyesi için günümüzdeki sıcaklık değeri 6,0°C ve yağış miktarı ise 1000 mm olarak kabul edilmiştir. Araştırmacılara göre 8,5°C'lik bir soğumanın yanı sıra, günümüze göre 1,9 kat daha fazla yağış miktarına ihtiyaç vardır. Sarıkaya vd. (2008)'nin çalışmalarındaki sıcaklık değerleri bu çalışma kapsamında yaptığımız hesaplamalara yakın olmakla birlikte (bu çalışmada 6,7°C olarak hesaplanmıştır), yağış miktarı oldukça düşüktür. Daha önce de belirtildiği gibi bu çalışma kapsamında 2000 m seviyesi için yıllık toplam yağış miktarı 2156,6 mm olarak hesaplanmıştır. Sarıkaya vd. (2008)'nin yaptıkları buzul modellemesi göz önünde bulundurulduğunda, günümüzdeki gibi yağış miktarının 2156,6 mm olması durumunda, Son Glasyal Maksimum ölçeğinde bir buzulun oluşması ve kalıcı kar sınırının 2000 m olması için sıcaklığın günümüze göre yaklaşık 8,0°C düşmesi yeterlidir.

Sandıras Dağı Zirve Bölümü Jeomorfolojik Özelliklerinin Buzul Oluşumuna Etkisi

Sandıras Dağı'nın jeomorfolojik özellikleri, iklim özelliklerinde farklılığa yol açarak ve buzul alanlarının dağılımını belirleyerek buzul oluşumunu etkilemiştir. Dağın yüksek olması, yukarıda ayrıntılı şekilde incelendiği gibi sıcaklık ve yağış özelliklerini etkilemiş ve yükseltiye bağlı olarak sıcaklık ve yağışın değerlerinin değişmesine/farklılaşmasına yol açmıştır. Sandıras Dağı'nın hemen kıyı gerisinde yükselmesi Akdeniz üzerinden gelen cephe sistemlerine açık olmasını sağlamaktadır. Ayrıca, dağın yüksek bir kütle olması, bu alana sokulan cephelerin alıkonmasına neden olmakta, "seklüzyon" olarak adlandırılan bu olay sonucunda Sandıras Dağı yüksek miktarda yağış almaktadır.

Buzul oluşumuna neden olan diğer önemli jeomorfolojik etkenler, bakı özelliği ve arızalılıktır. Sandıras Dağı'ndaki önemli buzul şekilleri, dağın kuzey yamaçlarında yer almaktadır. Bu durumunun meydana çıkmasındaki en büyük etkenlerden birisi bakı faktörüdür. Kuzey yamaçlar güneş ışınlarını daha düşük açıyla aldıklarından, bu yamaçlarda güneşlenme süresi daha kısa ve güneş ışınlarının şiddeti düşüktür. Sıcaklıklar daha düşük olduğundan biriken karlar daha az miktarda erimektedir. Erimeden kalan karlar ise Son Buzul Çağı'ndaki buzul oluşumunu kolaylaştırmıştır.

Sandıras Dağı'nın kuzeyinde bulunan Kartal Gölü buzul vadisi ve Kuzeybatı buzul vadileri muhtemelen bir zayıf zon (fay zonu) üzerinde yer almaktadırlar. Sandıras Dağı'nda Çiçekbaba tepesinin hemen güneyi oldukça dik basamak şekildedir. 1/25000 ölçekli jeoloji haritalarında bu dik yamaç muhtemel fay olarak gösterilmiştir. Zirve düzlüğü üzerinde kabaca bu hatta paralel uzanan, yayvan bir çukurluk yer almaktadır. Bu çukurluk muhtemel bir zayıf zon üzerinde oluşmuştur. Çiçekbaba ve Ulugöl tepeleri arasında yer alan bu çukurluğun, söz konusu tepelerle olan yükseklik farkı 50-60 m'yi bulmaktadır. Çukurluğun kuzeybatı uçunda Kuzeybatı buzul vadisi, güneydoğu uçunda ise Kurugöl deresi vadisi yer almaktadır. Bu çukurluğun devamında yer alan söz konusu vadilerde (Kuzeybatı buzul vadisi ve Kurugöl dere vadisi) buzul şekillerinin bulunması, buradaki vadilerde oluşmuş buzulların zirve bölümünde yer alan çukurlukta biriken karlarla beslendiği izlenimini vermektedir.

Sonuçlar

Sandıras Dağı, Anadolu'da Kuaterner buzullaşmasından etkilenmiş ve buzul şekillerinin yer aldığı alanlardan biridir. Buzul şekilleri, dağın özellikle kuzey yamacında 1900 ile 2240 m arasındaki yükseltilerde yer almaktadır. Bu alanda 3 adet buzul vadisi (tekne vadi) yer almakta, bu vadiler içinde buzulların aşındırma ve biriktirme faaliyetleri sonucu oluşmuş birçok buzul şekli bulunmaktadır. Buzul vadileri; Kartal Gölü Buzul Vadisi, Kuzeybatı Buzul Vadisi ve Orta Buzul Vadisi olarak adlandırılmış ve incelenmiştir. Bu buzul vadilerin uzunluğu 1600 m'yi bulmaktadır. Kartal Gölü buzul vadisi ile Orta buzul vadisi ve

içindeki buzul şekilleri, buzul sonrası dönemde flüvyal süreçlerle işlenmekle birlikte, büyük oranda şekillerini korumaktadırlar. Ancak, Kuzeybatı buzul vadisi ve içindeki buzul şekilleri, buzul sonrası dönemde flüvyal süreçlerle işlenmiş ve bu alandaki buzul şekillerinin bir bölümü aşınmıştır. Bu aşınma günümüzde de devam etmektedir. Kuzeybatı buzul vadisinde en alt seviyede (en dışta) yer alan cephe moren seti bu aşınma sonucu büyük oranda ortadan kalmış, bugün aşınmadan geri kalan çok az bir bölümü görülebilmektedir.

Sandıras Dağı'ndaki cephe ve yan moren setleri üzerinden alınan kaya parçalarından kozmojenik (^{36}Cl) yöntemlerle yapılmış tarihlendirme sonuçları, bu alandaki buzul şekillerinin Son Buzul Çağı'na (Würm) ait olduğunu göstermiştir (Sarıkaya vd., 2008). Bu alandaki buzullar, Son Glasyal Maksimum'da en geniş alanına ulaşmış, $20,4 \pm 1,3$ bin yıl önce ise eriyerek geri çekilmeye başlamıştır. Buzulların geriye çekilmeleri sırasında bazı dönemlerde duraklamalar yaşanmış, $16,2 \pm 0,5$ bin yıl önce ise bu çekilme hız kazanmıştır.

Türkiye'de Kuaterner'de buzullaşmaya uğramış yüksek dağlık alanlar içinde Sandıras Dağı, buzul şekillerinin en düşük yükselti seviyesinde (1900 m)

görülebildiği alandır. Bu alan, Türkiye'de Son Glasyal Maksimum'da (LGM) kalıcı kar sınırının da en düşük (2000 m) olduğu yerdir. Bu özelliklerin ortaya çıkmasında, dağın konumu dolayısıyla sahip olduğu yerel iklim özellikleri etkili olmuştur. Sandıras Dağı'nda 2000 m yükseltide, yıllık ortalama sıcaklık $6,7^\circ\text{C}$ ve yıllık toplam yağış miktarı 2156,6 mm hesaplanmıştır. Günümüzde bu yağış miktarıyla bölge, Doğu Karadeniz'den sonra en yüksek yağış miktarına sahip alandır. Sandıras Dağı'nda Son Glasyal Maksimum dönemindeki büyüklükte bir buzul oluşumu için, günümüz yağış miktarı ve yaklaşık 8°C 'lik bir sıcaklık azalması yeterlidir.

Buzul şekillerinin Sandıras Dağı'nın kuzey yamaçlarında daha geniş alan kaplamasının başlıca sebebi ise, dağın jeomorfolojik (bakı ve arızalılık) özellikleridir. Kuzey yamaçlarda bakı faktörüne bağlı olarak sıcaklıklar daha düşük olduğundan biriken karlar daha az miktarda erimmiştir. Erimeden bir sonraki yıla kalan karlar Sandıras Dağı'nın kuzey yamaçlarındaki buzul oluşumunu kolaylaştırmıştır. Dağın zirve düzlüğü üzerinde ve kuzey yamaçlarda bulunan çukur alanlar ise kar birikimini, dolayısıyla buzul oluşumunu desteklemiştir.

REFERANSLAR

- Akçar, N., Schlüchter, C., 2003. 'Paleoklimsel modellemeler için bir jeo-arşiv: Anadolu'nun buzul çökelleri'. *Sırrı Erinç Sempozyumu 11-13 Eylül 2003, Genişletilmiş Bildiri Özetleri*, s. 194-199.
- Akçar, N., Schlüchter, C., 2005. 'Paleoglaciations in Anatolia: -A Schematic Review and First Results-'. *Eiszeitalter und Gegenwart* **55**: 102-121, Hannover.
- Çiner, A., 2003. 'Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Geç Kuaterner Buzul Çökelleri (Recent Glaciers and Late Quaternary Glacial Deposits of Turkey)'. *TMMOB Joloji Mühendisleri Odası, Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 46 (sayı: 1), s. 55-78.
- Çiner, A., 2004. 'Turkish glaciers and glacial deposits'. In Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (eds.) *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part. I: Europe*, Elsevier Publishers, Amsterdam, 419-429.
- Çiner, A., Zreda M., Sarıkaya M. A., Bayarı, S., 2011. *Türkiye'nin Geç Kuaterner Buzul Evrimi*. Çağrılı Konuşma, http://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/af787945872196b_ek.pdf Son erişim tarihi: 17 Kasım 2011.
- Çiner, A., Zreda, M., Sarıkaya, M. A., Bayarı, S., Özverim, T., 2003. 'Kozmojenik (^{36}Cl) yaş tayini yönteminin Türkiye kuaterner buzul çökellerine uygulanması ve ön veriler'. *İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Kuaterner Çalıştay IV, Bildiriler Kitabı*, s. 48-54.

- Doğu, A. F., 1986. 'Köyceğiz-Dalaman Ovaları ve Çevresinin Jeomorfolojisi'. *Doktora Tezi*, Ankara Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Ankara.
- Doğu, A. F., 1993. 'Sandıras Dağındaki Buzul Şekilleri'. *Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi* 2: 263-274, Ankara.
- Doğu, A. F., 1994. 'Akköprü Sekilerinin (Dalaman Çayı) Güneybatı Anadolu Jeomorfolojisindeki Önemi'. *Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi* 3:161-177, Ankara.
- Engin, T., 1972. 'Andızlık-Zırınparalık sahası (Fethiye, Güneybatı Anadolu) ultramafik kayaçlarının petrolojisi ve bölgenin genel jeolojik konumu'. *M.T.A. Dergisi* 78: 1-20, Ankara.
- Erinç, S., 1952a. 'Glacial evidences of the climatic variations in Turkey'. *Geografiska Annaler* 34 (1-2): 89-98.
- Erinç, S., 1952b. 'The present glaciation in Turkey'. *General assembly and 17th International Congress of the Int. Geographical Union, 8th proceedings*, Washington D.C., 326-330.
- Erinç, S., 1955. 'Glasiyal ve periglasiyal morfoloji bakımından Honaz ve Bozdağ'. *Türk Coğrafya Dergisi* 13-14: 25-43.
- Erinç, S., 1971. *Jeomorfoloji II (Genişletilmiş 2. Baskı)*. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları, No: 23, İstanbul.
- Erinç, S., 1996. *Klimatoloji ve Metodları (Genişletilmiş 4. Baskı)*. Alfa Yayınları, İstanbul.
- Erlat, E., 2010. *İklim Sistemi ve İklim Değişimleri (Genişletilmiş İkinci Baskı)*. Ege Üniversitesi Yayınları, Edebiyat Fakültesi Yayın No: 155, İzmir.
- Ersoy, Ş., 1990. 'Batı Toros (Likya) naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi'. *TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Dergisi* 37: 5-16.
- Garcies, L., Homar, V., 2010. 'An optimized ensemble sensitivity climatology of Mediterranean intense cyclones'. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10: 2441-2450.
- Hughes, P. D., Woodward, J. C., Gibbard, P. L., 2006. 'Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains'. *Progress in Physical Geography* 30(3): 334-364.
- Kartum, Ş., 2011. 'Türkiye İkliminin Bir Bileşeni Olarak Kar Yağışı Özellikleri ve Kar Yağışlarının Alansal ve Zamansal Değişimlerinin Belirlenmesi'. *Yüksek Lisans Tezi*, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Çanakkale.
- Kurter, A., 1991. 'Glaciers of Middle East and Africa-Glaciers of Turkey'. *Satellite Image Atlas of the World*, (Ed. R. S. Williams ve J. G. Ferrigno) USGS Professional Paper, 1386-G-1, 1-30.
- Kurter, A., Sungur, K., 1980. 'Present Glaciation in Turkey'. In: *World Glacier Inventory, Proceedings of the workshop at Riederalp*, Switzerland, 17-22 September 1978. International Association of Hydrological Sciences 126: 155-160.
- Onur, A., 1962. 'Türkiye'de Daimi Kar Sınırı Hakkında'. *Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi* 20(1.2): 119-157. Ankara.
- Özhatay, E., 1981. 'Sandıras Dağı'nın (Muğla) Florası ve Bazı Endemik Türleri Üzerinde Palinolojik, Sitolojik Araştırmalar'. *Doçentlik Tezi*, İ.İ.T.İ.A. Dışhekimliği Fakültesi Biyoloji Kürsüsü, İstanbul.
- Sarıkaya, M. A., 2012. 'Kuvaterner Buzullaşması; Yayılımı ve Zamanlaması'. İç: Kazancı, N. ve Gürbüz, A. (eds) *Kuvaterner Bilimi*, Ankara Üniversitesi Yayınları No: 350, s.41-58.
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A., Zreda, M., 2011. 'Quaternary Glaciations of Turkey'. In J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes (eds), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Developments in Quaternary Science, Vol. 15, pp. 393-403, Amsterdam, The Netherlands.
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A., Zweck, C., 2008. 'Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandıras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modeling'. *Quaternary Science Reviews* 27, 769-780.

- Sür, A., Sür, Ö., 1987. 'Buzulların Jeomorfolojik Yönden Klasifikasyonu'. *Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi*, **31**(1.2): 413-458, Ankara.
- Şaşmaz, A., 2005. 'Dalyan ve Çevresinin Fiziki Coğrafyası'. *Yüksek Lisans Tezi*, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fiziki Coğrafya A.B.D., Van.
- Turoğlu, H., 2011. *Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi*, Çantay Kitabevi, İstanbul.