

Hakemli Makale
Reviwed Article

Dedegöl Dağı Kuvaterner buzullaşmaları*

Quaternary glaciations on Mount Dedegöl

Zeynel ÇILGIN^a

ÖZ

Türkiye'nin güneybatısında bulunan Batı Toroslar dağ kuşağında Kuvaterner buzullaşmalarının izlerini taşıyan dağlar vardır. Bu kuşakta yer alan dağlardan biri olan Dedegöl Dağı'nda (2992 m), Kuvaterner'in soğuk dönemlerinde buzullaşmalar meydana gelmiştir. Bu çalışmayla buzullaşmalara bağlı olarak oluşan buzul jeomorfolojisine ait şekiller, buzullaşmada etkili olan faktörler, buzullaşmanın yayılış alanları, kalıcı kar sınırının tespit edilmesi, buzullaşmanın meydana geldiği tarihler ve paleoklim özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçlara ulaşmak için arazi çalışmaları, coğrafi bilgi sistemleri, morfometrik analizler, fiziksel temelli modellemeler, OSL tarihlendirme yöntemi ve paleoklim modellemeleri gerçekleştirilmiştir. Dedegöl Dağı'nda, topografyanın sınırladığı dağ buzullaşmaları meydana gelmiş olup, buzullaşmalara ait morfolojik deliller; buzul vadileri, sirkler, aretler, piramidal zirveler, törpülenmiş yüzeyler, hörgüç kayalar, buzul çizikleri ve cıları, değişik türde moren depoları ve sandur oluşumu olarak günümüze ulaşmışlardır. Buzullaşmalar ve bunlara bağlı olarak oluşan şekiller, sahadaki tektonik, karstik ve periglasiyal etken ve süreçlerden etkilenmiş, bazı alanlarda topografya kompleks bir özellik kazanmıştır. Çalışma alanında, buzul rekonstrüksiyonundan elde edilen veriler çerçevesinde, daimi kar sınırının 2230 m olduğu, buzulların 21,2 km² alan kapladıkları, buzul dillerinin 1500 m yükseltisine kadar indikleri ve 7 km'yi geçen uzunluğa ulaştıkları belirlenmiştir. Moren depolarının OSL yöntemiyle yapılan tarihlendirilmesinde birden fazla buzullaşmanın kanıtlarına ulaşılmıştır. Dedegöl Dağı'nda, buzullaşmanın gerçekleştiği dönemde daha soğuk ve daha nemli iklim koşulları hakim olmuş, bu dönemde sıcaklıklar günümüz sıcaklık değerlerinden yaklaşık olarak 10-11°C azalmıştır.

Anahtar Kelimeler: Buzul jeomorfolojisi, Kuvaterner buzullaşması, Dedegöl Dağı, buzul rekonstrüksiyonu

a) Selçuk Mesleki ve Teknik
Anadolu Lisesi, İstanbul.

Geliş/Received: 17.11.2014
Kabul /Accepted: 30.04.2015

ABSTRACT

There are mountains that have traces of Quaternary glaciations in western Taurus mountain range, southwestern Turkey. As one of the glaciated mountains in this range, multiple glaciations occurred on Mount Dedegöl (2992 m) during cold periods of Quaternary. In this study, it has been aimed to specify glacial geomorphology of Mount Dedegöl, determine factors having affected glaciations, define extent of former glaciers, elevation line altitude of former glaciers, glaciation periods and paleoclimate features of Mount Dedegöl. To achieve this aims, we used geographic information systems and carried out field work, morphometric analysis, physically-based glacier modeling, OSL dating methods and paleoclimate modellings. Topographically controlled mountain glaciations occurred on Mount Dedegöl. Those glaciations left behind glacial landforms such as glacial valleys, cirques, arêtes, horns, roches moutonnes, scoured and polished surfaces, glacial striae, different kind of moraine deposits and an outwash plain. Glaciations and their relevant landforms have been affected by karst, tectonic and periglacial processes and the landscape transformed to create complex and intricate landforms. Within the framework of the data collected from glacial reconstruction have revealed that the ELA was 2230 m, the glaciers covered an area of 21 km², glacier lobes descended down around the altitude of 1500 m and their lengths exceeded 7 km. Moraine deposits were processed with OSL dating method to obtain timing of glaciation and the results indicated evidence of multiple glacier advances. In the cold periods of Quaternary, colder and wetter climate conditions prevailed on Mount Dedegöl, and temperatures in these periods were approximately 10-11°C lower than those of today.

Keywords: Glacial geomorphology, Quaternary glaciations, Mount Dedegöl, glacial reconstruction.

Sorumlu yazar/Corresponding author
(Z.ÇILGIN) zeynelcilgin@gmail.com

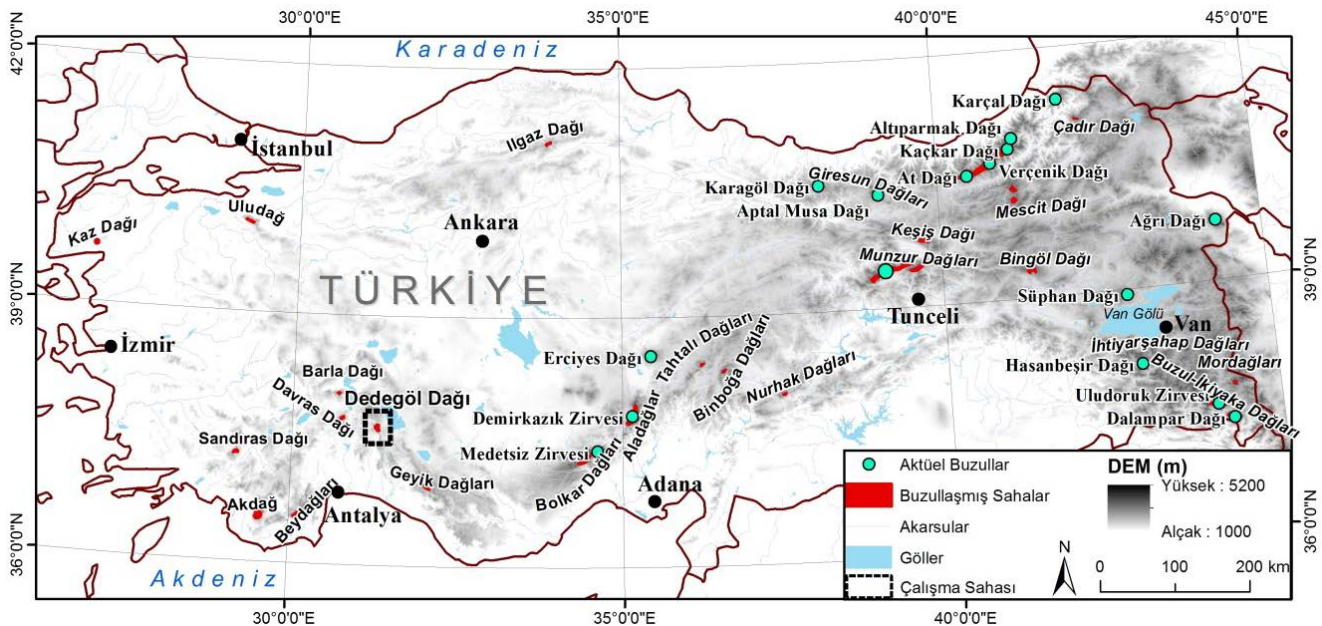
GİRİŞ

Türkiye konumu ve jeomorfolojik özellikleri itibari ile kuvvetli iklimsel ve topografik farklılıklara sahiptir. Buna bağlı olarak Doğu Karadeniz ve Doğu Anadolu'da, yükseltisi güncel daimi kar sınırının üzerine uzanan birçok dağ bulunmaktadır. Bu dağlar, günümüzde birçok buzul barındırır (Şekil 1). Türkiye'de güncel buzulların bulunduğu alanlar, Doğu Karadeniz, Orta ve Güneydoğu Toros dağ kuşaklarındaki yüksek zirveler ile Erciyes, Süphan ve Ağrı gibi volkanik dağların zirveleridir. Türkiye'de özellikle son glasiyal devrede daimi kar sınırı kıyı bölgelerimizde ve Batı Anadolu'da 2200-2400 metreye kadar, doğuda ve Anadolu kütesinin iç bölgelerinde 3000-3200 metreye kadar alçalmıştır. Bu sınır günümüzde, Doğu Karadeniz Dağlarının Rize Dağları kesiminde ve silsilenin kuzeye bakan yamaçlarında yaklaşık olarak 3100-3200 m, Toros Dağlarında ise yaklaşık 3400-3500 m civarından geçmektedir. İç kısımlarda batıdan doğuya karasallığın etkisi ile daimi kar sınırı Orta Anadolu'da 3500 m civarında iken doğuya doğru yükselerek Süphan Dağı'nda 3700 m ve Ağrı Dağı'nda 4000 metreye çıkmaktadır. (Eriç, 1952, 1971; Messerli, 1967; Atalay, 1987; Kurter and Sungur, 1980; Kurter, 1991; Çiner, 2003a; Akçar vd., 2005; Hughes vd., 2006; Sarıkaya, 2011; Sarıkaya vd., 2011; Turoğlu, 2011; Bayrakdar vd., 2014).

Batı Toroslar'da yer alan dağların yükseltisi daimi kar sınırının altında kaldığından güncel buzul bulunmamaktadır (Çiner, 2003a; Sarıkaya, 2011; Turoğlu, 2011). Buna karşın, bu bölgede Kuvaterner buzullaşmasının izlerini taşıyan pek çok dağ vardır (Planhol, 1953; Messerli, 1967; Arpat ve Özgül, 1972; Ardos, 1974-1977; Ardos, 1977; Doğu, 1993; Doğu vd., 1999a; Doğu vd., 1999b; Çiner, 2003a; Çiner,

2003b; Çiner vd., 1999; Sarıkaya vd., 2008, 2011; Sarıkaya, 2011; Bayrakdar, 2012, Çılğın, 2012) (Şekil 1). Bunlardan biri olan Dedegöl Dağı'nın yüksek kesimlerinin Kuvaterner'in soğuk dönemlerinde buzullaşmaya maruz kalması nedeniyle, buzul topografyasına ait aşınım ve birikim şekillerinin örneklerine sahiptir. Bu dönemde iklimde meydana gelen değişikliklerle sıcaklık azalmış, kalıcı kar seviyesi düşmüştür. Dedegöl Dağı'nda 3300-3500 metre seviyelerinden geçen güncel iklimatik kalıcı kar sınırı (Çiner, 2003a), Pleyistosen'de ortalama 2230 metre seviyesine inmiştir (Çılğın, 2012). Dedegöl Dağı'nda Kuvaterner'in soğuk dönemlerinde buzullaşmalar meydana gelmiştir. Uzunluğu 7 km geçen buzul vadileri, sirkler ve değişik özellikteki moren depoları Kuvaterner buzullaşmalarının kanıtlarını niteliğindedir (Turoğlu, 2011; Çılğın, 2012).

Dedegöl Dağı'nda arazi çalışmalarıyla desteklenen buzul jeomorfolojisi konulu çalışmaların sayısı azdır (Çılğın, 2012). Bu çalışma ile Dedegöl Dağı'nda meydana gelen Kuvaterner buzullaşmalarıyla ilgili elde edilen bilgi ve veriler çerçevesinde buzul jeomorfolojisine katkı sunulması hedeflenmiştir. Bu kapsamda, Batı Toros dağ kuşağı içinde bulunan Dedegöl Dağı'nda, buzul etkeninin kontrolünde oluşan aşınım ve birikim şekillerini tespit etmek, yayılış alanlarını ortaya koymak amaçlanmıştır. Bununla birlikte mutlak tarihlendirme yapmak, elde edilen tarihlerin buzullaşma dönemleriyle karşılaştırmak, birden fazla buzullaşma olup olmadığını belirlemek, eski buzulların rekonstrüksiyonlarını yapmak, son buzul çağındaki daimi kar sınırı yükseltisini belirlemek ve çalışma alanının paleoklim özelliklerini ortaya koymak hedeflenmiştir.



Şekil 1: Türkiye'de aktüel buzulların yer aldığı dağlar ve Kuvaterner'de buzullaşmaya uğramış alanlar (Bayrakdar vd., 2014'den değiştirilerek).

Figure 1: The mountains harbouring active glaciers and glaciated mountains in Quaternary in Turkey (modified from Bayrakdar et al., 2014).

Materyal ve Yöntem

Çalışmanın veri kaynaklarını, 1/25000 ölçekli topografya haritaları, 1/100000 ölçekli jeoloji haritası (Şenel, 1997), eş yükselti eğrilerinden üretilen 10 m çözünürlüklü sayısal yükselti modeli (SYM), GPS ölçümleri, farklı dönemlerde yapılan (2009, 2010 ve 2011 yaz dönemi) arazi çalışmaları sonucunda üretilen haritalar oluşturmaktadır. Sayısal modelleme ve haritalamalarda Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) yazılımlarından ArcGIS 9.3 ve ArcGIS 10.2 kullanılmıştır. Mutlak tarihlendirme yöntemlerinden OSL metodu; buzul dinamikleri ve rekonstrüksiyonu için Locke (2005) tarafından geliştirilen GlacPro uygulaması kullanılmıştır. Dedegöl Dağı'nda son buzul döngüsünde gerçekleşen buzullaşmaya ait daimi kar sınırı yükseltilerinin belirlenmesinde yan morenlerinin maksimum yükseltileri, THAR (*Toe to headwall altitude ratio*) yüzölçümü (*Accumulation-Area Ratio=AAR*) ve sirk tabanı yükseltisi yöntemleri; Paleo-iklim hesaplamalarında derece-gün modeli (*degree-day model*) kullanılmıştır.

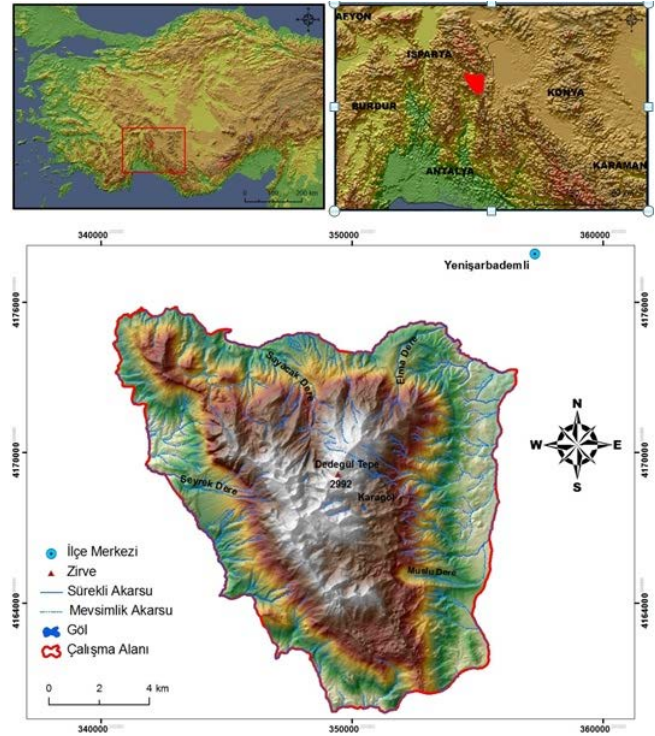
Dedegöl Dağı'nın Konumu

Çalışma alanı, Akdeniz Bölgesi'nin Göller Yöresi'nde, Beyşehir Gölü'nün batısında, büyük bölümü Isparta olmak üzere Isparta-Konya il sınırları içinde yer almaktadır. Dedegöl Dağı, Batı Toroslar orojenik kuşağı içinde yer alan ana hatlarıyla güneyden kuzeye ve kuzeybatıya doğru uzanış gösteren en yüksek noktası 2992 m olan bir dağdır. Kuzey-güney doğrultusunda yaklaşık 12 km uzunluğa, doğu-batı doğrultusunda ise 5-6 km genişliğe sahiptir. Dedegöl Dağı, tektonik olarak Türkiye'nin en aktif alanlarından biri olan "Isparta Açısı" (Yağmurlu ve Şentürk, 2005) içinde, bu alanının doğu kesiminde yer almaktadır. Dağın en yüksek noktası Dedegöl Tepe (2992 m) zirvesidir. Kartal Tepe (2983 m), Karçukur Tepe (2932 m) dağın diğer yüksek tepeleri arasındadır (Şekil 2).

DEDEGÖL DAĞI'NIN GENEL JEOLJİK ve JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Dedegöl Dağı'nın lito-stratigrafik yapısını Prekambriyen'den Kuvaterner'e uzanan aralıkta yer alan kaya birimleri oluşmaktadır. Ancak dağ kütlelerinde yüzeylenen kayalar büyük ölçüde Mesozoyik'de çökelen kalın karbonat istifleridir. Dedegöl Dağı'nda yüksek kesimlere denk gelen buzul birikim sahası ağırlıklı olarak Dipoyraz Formasyonu olmak üzere tamamen masif kireçtaşlarından oluşmaktadır (Dumont ve Monod, 1976; Özgül, 1976; Şenel vd., 1996; Şenel, 1997).

Toroslardaki neotektonik gelişim, Türkiye'nin genelinde olduğu gibi Üst Miyosen'de başlamış ve bölge kuzey-güney doğrultulu bir sıkışmadan etkilenmiştir. Pliyosen'de ise Anadolu levhası doğu-batı yönünde olmak üzere yön değiştirmeye başlamış, Orta Torosların ucu güneye bakan bir bükülmeye uğramıştır (Şengör, 1980; Altuncu, 2009).



Şekil 2: Dedegöl Dağı'nın konumu.

Figure 2: Location of Mount Dedegöl.

Çalışma alanının da içinde bulunduğu Isparta Büklümü köken olarak, Geç Paleosen-Orta Pliyosen aralığında, başlıca Antalya Kenet Kuşağının kapanışı, düşük ve yüksek açılı bindirme ve yırtılma faylarının oluşumu, bunlara bağlı olarak gelişmiş çeşitli nap yerleşimleri ve blok rotasyonları gibi değişik tektonik olaylar sonucu oluşmuş sıkışma türü bir yapıdır. Geç Pliyosen'den başlayarak önceki sıkışma rejimi, genişleme türü yeni bir tektonik rejime (neotektonik rejim) dönüşmüştür (Koçyiğit, 1984, 2008; Altuncu, 2009). Bu tektonik aktiviteye bağlı olarak Dedegöl Dağı doğu, kuzey ve batı yönlerden faylar ve bindirmeler ile sınırlanmıştır (Dumont ve Monod, 1976; Şenel, 1997).

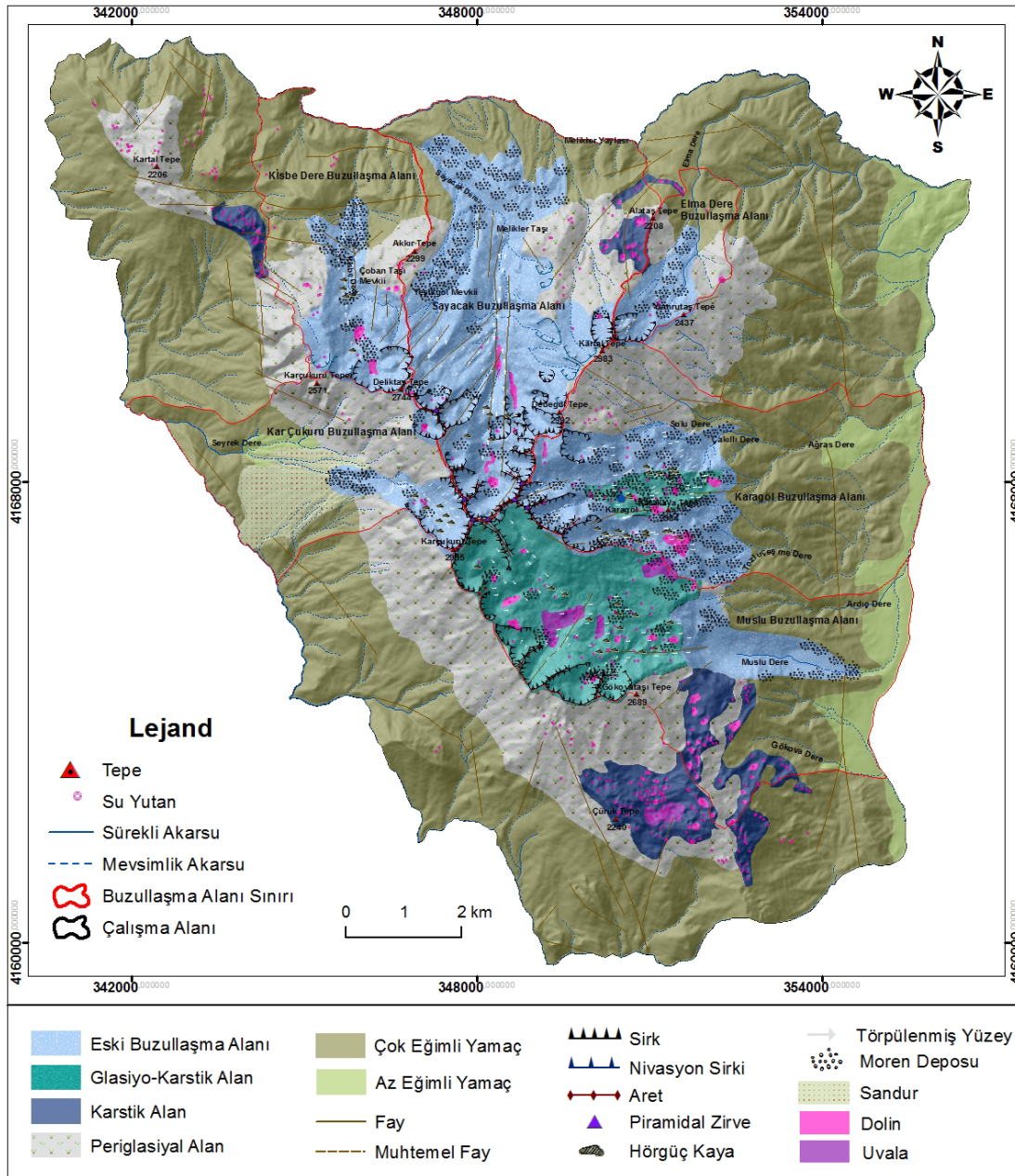
Dedegöl Dağı, güney-kuzey doğrultulu uzanışa sahip olmakla birlikte, tabanı kuzey, tepe kısmı güneye bakan bir üçgeni andırmaktadır (Şekil 2, 3). Dağ, pek çok araştırmacı tarafından kütle ya da masif olarak tanımlanmıştır (Dumont ve Monod, 1976; Şenel, 1997). Bu durum dağın jeolojik olarak kalın karbonat istifinden, jeomorfolojik olarak da doğu, kuzey ve batı kesimlerinde bulunan faylar ve bindirmeler ile sınırlanmış olması ve eğim değerlerinin kısa mesafede ani artışlar göstererek, çevresindeki morfolojik unsurlardan ayrılmış olmasıyla ilgilidir. Dağın doğu yamaçları, 1150-1200 m seviyelerinde bulunan alçak kesimlerden 2990 m seviyelerine kısa bir mesafe ile geçilen çok eğimli bir yüzeye sahiptir. Dağın bu kesimi yaşı genç, kısmen Miyosen'den sonra, önemli düşey bir fay ile (atımı 1500 metrenin üstünde) sınırlanmıştır (Şekil 3). Bu nedenle masifin eski tabanı (Bozburun Şistleri) yüzeylenmiştir (Dumont ve Monod, 1976).

Kuzey-güney doğrultusunda uzanan ve bir sırt ya da antiklinal görünümünde olan zirveler bölgesi, Muslu Vadisi ile

Karagöl alanında bulunan üç vadi tarafından yarılarak, kesintiye uğratılmıştır (Şekil 3). Dağın batı yamaçları güneydoğu-kuzeybatı gidişli olup, bu alan da doğu yamaçlar gibi kısa mesafede 2800-2900 metrelerdeki zirvelere ulaşılabilen çok eğimli yamaçları oluşturmaktadır. Dağın batı yamaçlarında güneydoğu-kuzeybatı doğrultusunda Kar Çukuru alanındaki flüvyal ve glasiyal etkenler kütleli bu kesimde oldukça derin yarımış ve yarılanın kütleli iç kısımlarına sokulmasına yol açmışlardır. Dedegöl Dağı'nın kuzey yamaçları, Sayacak Dere, Kisbe Dere, Elma Dere ve kolları tarafından yarılmıştır. Bu dereler arasında kalan kesimler ise dağın diğer yamaçları gibi oldukça fazla eğimli yüzeyleri oluşturmaktadırlar (Şekil 3).

Dedegöl Dağı'nın günümüzdeki topografyasını temsil eden yer şekilleri çeşitli olup, oluşumunda geçmişten günümüze değişik etken ve süreçlerin rol aldığı bir gelişim

aşamasından geçerek günümüze ulaşmışlardır. Tektonik etkinlikle birlikte, çalışma alanında morfojenetik-morfoklimatik süreçler de etkili olmuşlardır. Bu süreçler iklimatik değişikliklere bağlı olarak flüvyal, glasiyal, periglasiyal, karstik ve kütle hareketleri şeklinde kendini göstermişlerdir. Dedegöl Dağı'nda, adı geçen etken ve süreçlere ait yer şekilleri dağın muhtelif bölümlerinde rastlanılmakta olup, bu etken ve süreçlere ait şekillerin günümüzde iç içe geçtikleri polijenik topografya meydana getirdikleri görülmektedir (Şekil 3). Akarsu etkinliği ile oluşan vadilerin, Pleyistosen buzlaşmaları ile şekilsel özelliklerinin değişmesi ve vadi tabanlarında eğim düzensizliklerinin bulunması, karstik etkinlik sonucu oluşan dolinlerin, sirk buzullarının birikim alanı haline geçmesi ve bu dolinlerin sirk şeklini almaları, sirklerin günümüzde karstik süreçlerin etkisinde bulunmaları bunlara örnek olarak verilebilir.



Şekil 3: Dedegöl Dağı'nın buzul jeomorfolojisi haritası.
Figure 3: The map of glacial geomorphology of Mount Dedegöl.

BUZUL JEOMORFOLOJİSİ

Dedegöl Dağı'nda güncel buzul bulunmamaktadır (Sarıkaya, 2011; Turoğlu, 2011; Çilgin, 2012). Buna karşın, Dedegöl Dağı'nda (2992 m) Delannoy ve Maire (1983)'in buzul ve karst jeomorfoloji konulu çalışmasında ve Çiner (2003a)'in Türkiye'nin güncel buzulları ilgili envanter çalışmasında küçük birkaç sirk buzulunun varlığından bahsedilmektedir. Ancak, tarafımızdan 2009, 2010 ve 2011 yıllarında yapılan üç arazi çalışmasında güncel buzula rastlanmamıştır. Burada kalın kar birikimine bağlı olarak birkaç sirk içinde 2-3 yıl ömürlü olabilen küçük boyutta neve buzları tespit edilmiştir. 2011 Ağustos ayında yapılan arazi çalışmasında karların ve neve buzlarının büyük ölçüde eridiği görülmüştür. Özellikle, Karagöl alanında dik duvarlı bir sirkte Ağustos 2009 yılında bulunan kalın neve buzunun Ağustos 2011 yılında neredeyse tamamen eridiği tespit edilmiştir (Fotoğraf 1).



Fotoğraf 1: Karagöl alanında dik duvarlı bir sirkte Ağustos 2009 (üstte) ve Ağustos 2011 (altta) yıllarında bulunan kar birikimleri.

Photo 1: Snow accumulations in a steep walled cirque in Karagöl area in August 2009 (above) and August 2011 (below).

Soğuk dönemlerde iklimde meydana gelen değişikliklerle birlikte sıcaklık azalmış, kalıcı kar seviyesi düşmüştür. Dedegöl Dağı'nda 3400-3500 m seviyelerinden geçen aktüel iklimatik kalıcı kar sınırı (Çiner, 2003a), Pleyistosen'de ortalama 2230 m seviyesine inmiştir (Çilgin, 2012). İklimde

meydana gelen bu değişimlere bağlı olarak Dedegöl Dağı'nda buzullaşmalar meydana gelmiştir. Bu buzullaşmalar topografyanın sınırladığı dağ buzullaşmaları şeklinde gelişmiştir. Bu buzullar, buzul dönemi öncesine ait akarsu vadileri ve karstik depresyonları, vadi ve sirk buzulları ile işgal etmişlerdir. Dedegöl Dağı'nın yüksek kesimlerinin Pleyistosen'de buzullaşmaya maruz kalması nedeniyle, buzul topografyasına ait aşınım ve birikim şekillerinin örnekleri mevcuttur. Bu şekiller arasında sirkler, buzul vadileri, törpülenmiş yüzeyler, hörgüç kayalar, aretler, basamaklar, dil çanakları, değişik türde moren depoları ve sandur düzlüğü yer alır (Çilgin, 2012). Sirk ve vadi buzulları genellikle birbirleriyle bağlantılı olup, sirk buzulları önlerinde yer alan vadi buzullarını beslemişlerdir. Piramidal zirveler arasında gruplar halinde yer alan sirklerden sarkan diller, Muslu alanında ve kısmen Karagöl 1 ve 2 vadilerinin önlerinde küçük örtüler halinde havza buzullarını oluşturmuşlardır.

Çalışma alanında meydana gelen buzullaşmalarda, sahanın yükselti, baki, eğim ve yarıma derecesi gibi topografik özellikleri etkili olmuştur. Sirkler, genellikle alanın yüksek kesimlerinde daha az güneş radyasyonu alan yamaçlarda gelişmişlerdir. Buzullaşma öncesi dönemlerde akarsuların kütleyi yaparak oluşturduğu vadiler güneş radyasyonuna maruziyeti azaltmış, buzul birikim alanında bulunan karstik depresyonlar ise bu kesimlerde kar birikiminin fazla olmasına, dolayısıyla buzulların oluşması ve gelişmesi için uygun şartları sağlamışlardır. Buzullaşmanın şiddeti ve topografyanın yüksek eğim değerlerine sahip olması, vadi buzullarının 1500 metre seviyelerine kadar inmelerine ve morenlerin bu seviyelerde depolanmalarına yol açmıştır (Çilgin, 2012).

Bu buzullaşmalar, Çalışma alanının kuzeye, doğuya ve kuzeybatıya bakan yüksek yamaçlarında meydana gelmiştir ve yer almış oldukları vadilerin adları veya topografya haritalarında belirtilen adlandırmalara göre bölümlere ayrılmıştır. Dedegöl Dağı'nda tespit edilen buzullaşmaların yayılış alanları şunlardır:

Kuzey yamaçta Sayacak buzullaşma alanı, Kisbe buzullaşma alanı; Kuzeydoğu yamaçta Elma Dere buzullaşma alanı; doğu yamaçta Karagöl buzullaşma alanı, Muslu buzullaşma alanı; kuzeybatı yamaçta Kar Çukuru buzullaşma alanı.

Buzul Aşınım Şekilleri

Dedegöl Dağı'nda buzulların oluşturduğu aşınım şekilleri, küçük aşınım şekilleri ve büyük aşınım şekilleri olarak iki grupta ele alınmıştır (Turoğlu, 2011). Dedegöl Dağı'nda buzulların oluşturduğu yer şekilleri çizikler, çentikler gibi küçük aşınım şekillerinden buzul vadileri gibi büyük aşınım şekillerine kadar boyutları farklı olan yer şekillerini içermektedir.

Küçük Aşınım Şekilleri

Küçük aşınım şekilleri genellikle 1 metreden daha küçük boyutta olup, kendinden daha büyük şekiller üzerinde yer alırlar (Bennet ve Glasser, 2009). Bu grup içinde, buzul

çizikleri, buzul cilaları, çentikler, oluklar, kanallar ve çukurlar yer almaktadır (Turoğlu, 2011). Çalışma alanında rastlanan küçük aşınım şekilleri, ana kaya ve büyük bloklar üzerinde yer alan çizikler ile cilalanmış ve törpülenmiş yüzeylerden oluşmaktadır. Bu yüzeylere buzullaşmaya uğramış hemen tüm alanlarda rastlamak mümkündür (Fotoğraf 2).

Büyük Aşınım Şekilleri

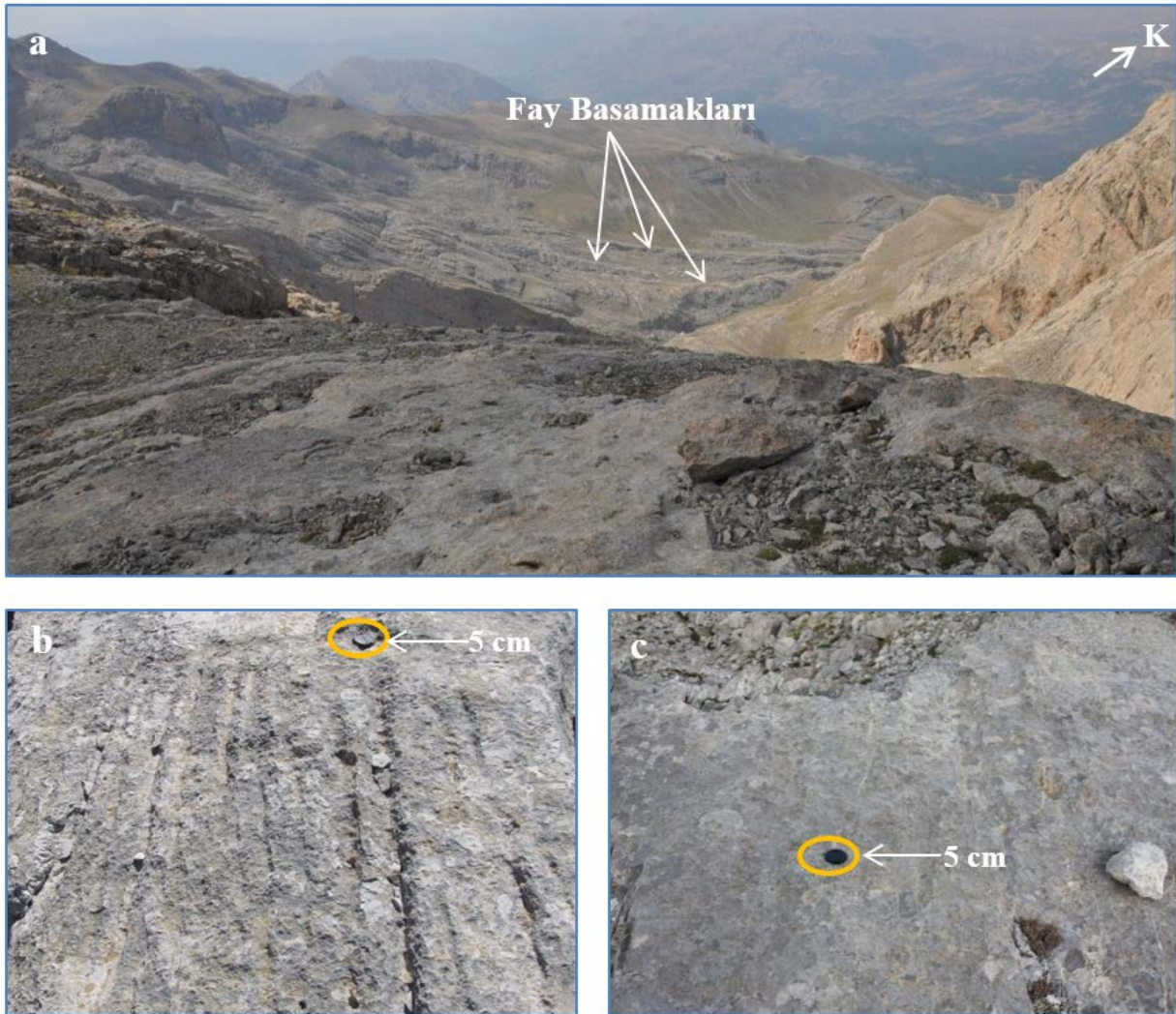
Büyük aşınım şekilleri, buzulların ana kaya üzerinde meydana getirdikleri boyutları birkaç metreden kilometrelere varan büyüklükte aşınım şekilleridir (Turoğlu, 2011). Büyük aşınım şekillerinden çalışma alanında rastlananlar ise aret, piramidal zirve, buzul vadisi, sirk, hörgüç kaya ve eşiklerdir.

Buzul Vadileri

Çalışma sahasında değişik yükseltide ve uzunlukta buzul vadileri mevcuttur (Tablo 1). Bu vadiler Sayacak Buzul Vadisi, Kıspe Buzul Vadisi, Elma Dere Buzul Vadisi, Muslu Buzul Vadisi ile Karagöl 1, Karagöl 2 ve Karagöl 3 Buzul Vadileridir (Fotoğraf 3, Şekil 3). Bu vadiler Pleyistosen'in soğuk dönemlerinde gerçekleşen buzullaşmalara bağlı olarak buzullar tarafından işgal edilmişlerdir. Sahadaki

buzullaşmalar dağ buzullaşması stilinde gelişmesine rağmen, buzul vadileri genellikle tipik tekne vadi profilinden uzaktır. Bunda lito-stratigrafik ve tektonik faktörlerin rolü bulunmaktadır. Buzul vadilerinin tekne şekillerinin bozulmasında karstik süreçler etkili olabilmektedir (Ege ve Tonbul, 2005). Sahanın litolojik özelliğinin karstlaşmaya müsait olması, çalışma alanındaki buzul vadilerinin tekne şeklinden uzaklaşmasında karstik süreçlerin de tektonik etkinlik ve periglasiyal süreçlerle birlikte rolü olmuştur (Çılğın, 2012). Ayrıca vadi yamaçlarında törpüleme izleri net takip edilememektedir. Sahanın karstlaşmaya müsait litolojik özelliği bunda etkili olmuştur. Zira, kalkerli kayalarda çözülme hızlı geliştiğinden törpüleme sınırı iyi korunamamaktadır (Kelly vd., 2004).

Çalışma sahasında aynı bakıya sahip Muslu ile Karagöl Buzul Vadilerinin sonlandığı yükseltiler arasında önemli fark vardır. Bu farkın oluşumunda Muslu Buzul Alanının oldukça geniş bir birikim alanına sahip olması ve Karagöl Buzul Vadilerinden farklı olarak tek bir lob halinde ilerlemesinden kaynaklanmaktadır.



Fotoğraf 2: Dedegöl Dağı'nda törpülenmiş (a), çizilmiş (b) ve cilalanmış (c) yüzeyler.
Photo 2: Scoured (a), striated (b) and polished surfaces on Mount Dedegöl.



Fotoğraf 3: Karagöl 1 vadisinin Karagöl mevkiinden görünümü.

Photo 3: View of Karagöl 1 valley from Karagöl site.

Tablo 1: Dedegöl Dağı'nda buzul vadilerinin morфометrik özellikleri.

Table 1: Morphometric features of glaciated valleys on Mount Dedegöl.

Buzul Vadileri	Uzunluğu (m)	Başladığı Yükselti (m)	Bittiği Yükselti (m)	Yükselti Farkı (m)	Ortalama Eğim Değeri (%)
Sayacak	5000	2940	1850	1090	21,8
Kispe	2500	2744	1900	844	33,7
Elma Dere	2500	2983	1900	1083	43,3
Karagöl 1	2000	2945	2360	585	29,2
Karagöl 2	1850	2950	2360	590	31,8
Karagöl 3	1400	2911	2280	631	45
Muslu	7850	2935	1520	1385	17,6

Çalışma sahasında yer alan bütün buzul vadilerinin yatağında düzensizlikler ve eğim kırıkları vardır (Foto 3). Bu düzensizlik ve eğim kırıklarının oluşumunda sahada etkili olan buzullaşmalar başta olmak üzere, geçmişte ve günümüzde etkili olan, karstlaşma, tektonik ve periglasiyal faktörler rol almıştır (Çılğın, 2012). Bu nedenle başta Sayacak buzul vadisi olmak üzere buzul jeomorfolojisinin klasik formları bozulmuş durumdadır ve arazi kompleks bir yapı göstermektedir (Turoğlu, 2011). Vadi içinde yer alan çukurlar, buzullaşma ve karstlaşma daha çok etkili olurken, eşiklerin oluşumunda buzullaşma ve tektonizma ön plana çıkmaktadır. Boyuna profildeki düzensizliklere neden olan çukurlar, zemindeki kayaların litolojik özelliklerinden ve buzul kalınlığının vadi içinde kenar sirklerden gelen ek buzullarla kalınlaştığı ve buzul deşarjının arttığı yerlerde gerçekleşmektedir (Erinç, 1971; Benn ve Evans, 1998; Bennet ve Glasser, 2009; Turoğlu, 2011). Bu kesimler eşiklerle birinden ayrılmaktadırlar. Sayacak buzullaşma alanında tektonizmanın yoğun olarak görülmesi ve fayların morfolojide önemli etkiler meydana getirmeleri de buzul vadisinin şekilsel yapısı üzerinde önemli etkiye sahip olmuştur. Bu alanda faylanmalara bağlı olarak uzun fay basamakları meydana gelmiştir. Bu fay basamakları buzullar tarafından törpülediğinden muhtemelen sahada gerçekleşen son buzullaşmadan önce meydana gelmiş olmalıdırlar (Şekil 3, Fotoğraf 2). Muslu, Elma Dere, Kispe ve Karagöl Vadileri de

faylardan etkilenmiştir. Faylar, bu vadileri 2000-2350 m yükselti aralığında enine kesintiye uğratarak yüksek eğimli diklikler oluşturmuşlardır (Fotoğraf 4).

Sirkler

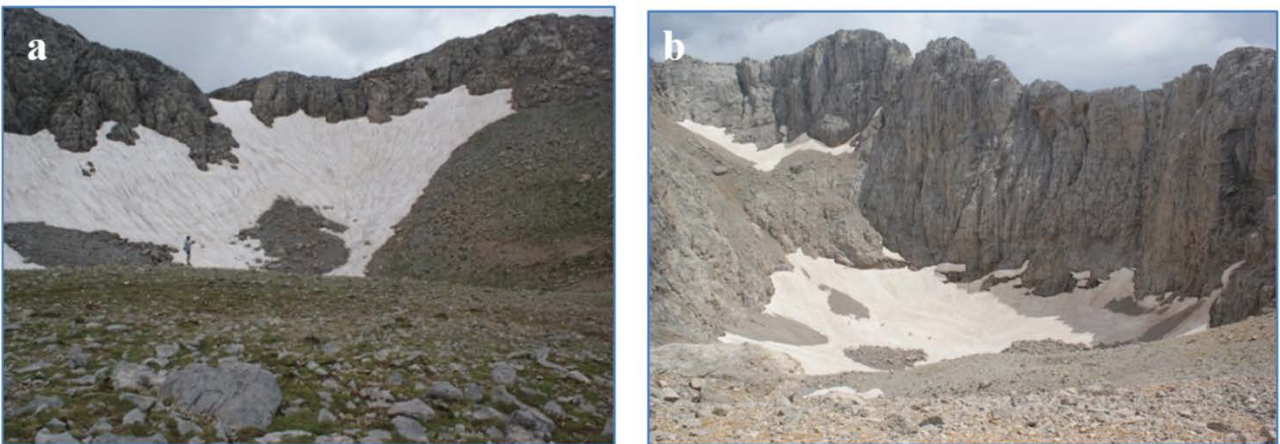
Sirkler çalışma sahasında en fazla görülen glasiyal aşındırma şekillerindedir. Dedegöl Dağı'nda sirklerin oluşumunda yükselti, bakı, tabakaların eğim doğrultuları ve karstlaşma gibi faktörler etkili olmuştur. Sirkler genellikle buzul vadilerinin yüksek kesimlerinde yer almaktadırlar ve buzul vadileri bir veya daha fazla sirk ile başlamaktadır. Birkaç sirk ise yüksek kesimlerde vadilerden bağımsız olarak bulunmaktadır. Dedegöl Dağı'nda bulunan sirkler KD (8), KB (8), K(6), D (4), B (2) ve GD (2) yönlerinde gelişmişlerdir. Güney ve güneybatı yönlerde sirk gelişimine rastlanmamaktadır (Şekil 3, Tablo 2, Fotoğraf 5).

Tabakaların dalış doğrultuları da sirklerin gelişimi üzerinde etkili olmuştur. Sirkler, hafifçe içe ve dışa eğimli olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Tabakaların sirklerle doğru hafif dalış gösterdiği sirklerde sirk tabanı da buna uymaktadır (Haynes, 1968). Dedegöl Dağı'nın Sayacak Alanında tabakaların dalış doğrultusunun sirklerin çoğunda hafifçe dışa dönük olduğu, buna bağlı olarak sirk tabanlarının da tabaka doğrultusuna uyarak hafifçe dışa doğru eğimli oldukları gözlenmiştir. Buna karşın Muslu alanında tabaka



Fotoğraf 4: Muslu buzul vadisini kesintiye uğratan fay dikliğinin alttan (a) ve üstten (b) görünümü. Aynı fayın Karagöl 3 Buzul Vadisini keserek oluşturduğu diklik (c).

Photo 4: The view of the fault scarp dissecting Muslu glacial valley, (a) is from below and (b) from above. The fault scarp formed by the same fault in the Karagöl 3 Glacial Valley (c).



Fotoğraf 5: Sayacak (a) ve Kar Çukuru (b) alanlarında bulunan sirklerden görünüm.

Photo 5: View of cirques from Sayacak (a) and Kar Çukuru (b) areas.

Tablo 2: Dedegöl Dağı'ndaki sirklerin buldukları alan ve geliştikleri yönler.
Table 2: Aspect and location of the cirques in the glaciated areas of Mount Dedegöl.

	K	KD	D	GD	G	GB	B	KB	TOPLAM
Sayacak Alanı	3	4	-	-	-	-	1	7	15
Kispe Alanı	1	-	-	-	-	-	-	-	1
Elma Dere Alanı	-	1	-	-	-	-	-	-	1
Karagöl Alanı	-	2	2	-	-	-	-	-	4
Muslu Aanı	2	1	2	2	-	-	-	-	7
Kar Çukuru Alanı	-	-	-	-	-	-	1	1	2
TOPLAM	6	8	4	2	-	-	2	8	30

doğrultusuna uyarak hafifçe dışa doğru eğimli oldukları gözlenmiştir. Buna karşın Muslu alanında tabaka doğrultuları buzul ilerleme yönünün tersine doğru hafifçe eğimli olduklarından, bu alanda hem sirkler daha iyi gelişmiş, hem de buzulların ilerlediği yönde çok sayıda hörgüç kaya meydana gelmiştir. Dedegöl Dağı'nın yüksek kesimlerinin bütünüyle masif kireçtaşlarından oluşması, karstik süreçlerle oluşan buzul öncesi karstik depresyonların sirk gelişimi için uygun şartlar sağladığı ileri sürülebilir. Bazı sirklerin sirk eşiği ile tabanı arasında 70-80 m'yi bulan derinliğe sahip olmaları tek başına buzul aşındırması ile açıklanamaz. Buzullaşma öncesi karstlaşma süreçleri ile oluşan erime çukurları bu sirklerin oluşumunda rol almış olmalıdır (Çilğin, 2012).

Piramidal Zirveler, Aretler, Hörgüç Kayalar, Eşikler

Piramidal zirveler, Dedegöl Dağı'nda Muslu, Sayacak ve Karagöl ve Kar Çukuru Buzullaşma alanında farklı yamaçlarında yer alan üç ya da daha fazla sirk, duvarlarını geriye doğru aşındırması bağlı olarak birbirine yaklaştığı zirve hatlarında görülmektedirler. Aretler ise piramidal zirvelerin kenarlarını oluşturur ve aynı zamanda sirkleri birbirinden ayıran duvarlar durumundadırlar. Aretler Muslu, Sayacak ve Karagöl alanları başta olmak üzere yan yana sıralanış gösteren sirklerin bulunduğu yerlerde rastlanmaktadır (Şekil 3). Hörgüç kayaların glasiyolojik önemi, bunların, bazal enkaz taşıyan sıcak tabanlı buzullar tarafından oluşturulmalarıdır (Turoğlu, 2011). Sıcak tabanlı buzullarda, buzulun taban kısmının erimesi sonucu ortaya çıkan su, zemin ile buzul arasında kaygan bir ara yüzey oluşturarak buzulun hareket etmesini kolaylaştırır. Böylece sıcak tabanlı buzullar, soğuk tabanlı buzullara göre daha hızlı hareket etme özelliğine sahip olurlar ve zeminden kopardıkları bazal enkazın da yardımıyla üzerinden geçtikleri yüzeyleri daha fazla aşındırırlar. Bu durum hörgüç kayaların da içinde olduğu çeşitli aşınım şekillerinin oluşması ile sonuçlanır (Bennet ve Glasser, 2009). Bunun yanı sıra, hörgüç kayalar buzul hareket istikametinde oluşan asimetric sırtlar olduğundan (Bennet ve Glasser, 2009), çalışma sahasında buzul ilerleme yönü ve yönelimi hakkında bilgi vermektedirler. Çalışma sahasında hörgüç kayalara başta Muslu, Karagöl, Kar Çukuru ve Sayacak olmak üzere buzullaşmanın gerçekleştiği tüm alanlarda görmek mümkündür (Şekil 3). Eşikler, sirkleri bir birinden ayıran alçak ve yuvarlak sırtlardır. Ayırı-

ca bir sirk, buzul tarafından aştığı sirk çanağının en alçak kesimi ile buzul vadisi boyunca profilindeki basamaklı yapıyı oluşturan çıkıntılar da eşik olarak adlandırılır (Turoğlu, 2011). Eşiklere en çok Muslu, Sayacak, Karagöl ve Kar Çukuru alanlarında rastlanmaktadır.

Buzul Birilim Şekilleri

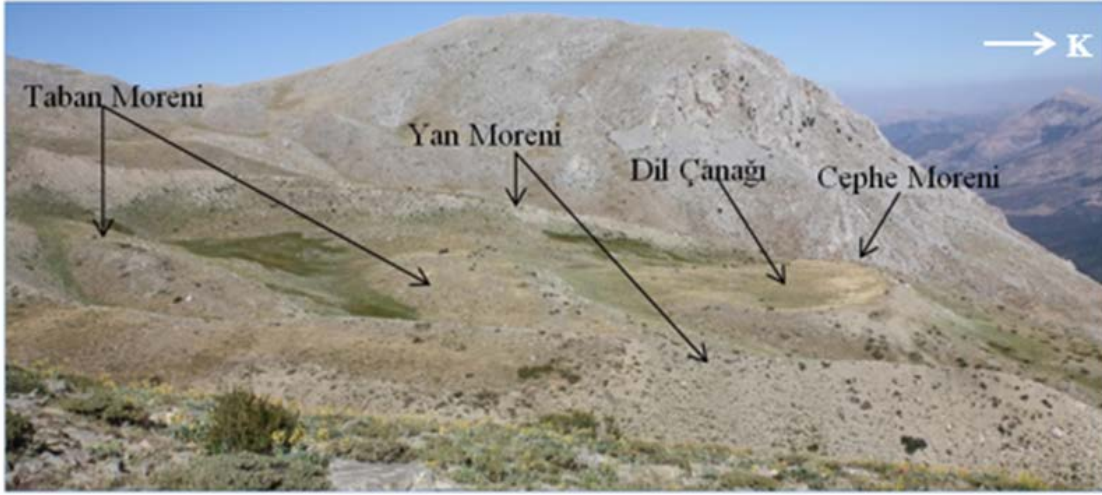
Moren Depoları

Dedegöl Dağı'nda taban morenleri, yan ve cephe morenleri (itilme, çekilme ve nihai morenler) ile tümseksi (hummocky) morenler yer almaktadır (Çilğin, 2012). Taban, yan ve cephe morenlerine buzullaşmanın görüldüğü Sayacak, Kispe, Elma Dere, Karagöl, Muslu ve Kar Çukuru alanlarında rastlanmaktadır (Fotoğraf 6, 7). Kar Çukuru buzullaşma alanında buzul dilinin ilerlemesine bağlı olarak oluşan moren yan-cephe moren özelliğinde olup akarsular tarafından yarılmıştır (Fotoğraf 8, 9). Cephe moreni türlerinden olan çekilme morenleri, korunmuş ve yaygın olarak Elma Dere buzullaşma alanında görülmektedir. Tümseksi morenlere ise daha çok Karagöl Buzullaşma Alanında rastlanmaktadır. Sayacak Buzullaşma Alanında yer alan sağ yan morenlerinin boyu 2000 m'yi Muslu Buzullaşma alanında yer alan yan moreni sırtlarının boyları ise 1000 m'yi geçmektedir (Şekil 3).

Sandur

Kar Çukuru buzullaşma alanında yan morenlerinin dış sınırından başlamak üzere sandur oluşumu gerçekleşmiştir. Sandur, yan morenlerini kesen mevsimlik akarsu yatağı boyunca biri kuzeyde diğer güneyde olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır (Fotoğraf 9). Kuzeydeki bölüm alsal olarak daha küçük olup, 0,289 km² alana; güneyde bulunan ise alsal olarak daha büyük olup, 1,24 km² alana sahiptir. Sandurun toplam alanı ise 1,53 km²'dir. Sandur, kuzey bölümde, yan morenlerle sınır oluşturduğu bölümden sona erdiği 1680 m'ye kadar yaklaşık 1500 m; güneydeki bölümde ise sonlandığı 1600 m mesafeye kadar yaklaşık 1650 m uzunluğa sahiptir.

Sandur üzerinde örgülü akışın izleri görülmektedir. Sandur yüzeyinde çok sayıda küçük kıvrımlı, bükümlü kanal ve bunları birbirinden ayıran alçak ve uzun tümsekler (*bar*) vardır. Sandurun geçiş zonunda eğim değerleri 10°'yi geçmektedir. Geçiş zonunda tabakalanma yoktur. Bu zonda



Fotoğraf 6: Sayacak buzullaşma alanı Yeşilgöl mevkiinde yer alan morenler.
Photo 6: View of the moraines from Yeşilgöl site in Sayacak glaciated area.



Fotoğraf 7: Kisbe buzul vadisinin sonlandığı kesimde bulunan yan morenleri.
Photo 7: Lateral Moraines at the end of Kisbe glacial valley.



Fotoğraf 8: Kar Çukuru buzullaşma alanında yer alan yarılmış latero-frontal morenler.
Photo 8: Latero-frontal moraines in Kar Çukuru glaciated area.

tane boyu dağılımında ve kökenlerinde karışım söz konusudur. Morenlerle sınır oluşturan kesimde sanduru daha iri taneli malzemeden oluşmaktadır. Geçiş zonundan sandur düzlüğüne geçildiğinde eğim değerleri 10°'nin altına düşmekte ve tane boyları küçülerek daha yuvarlak şekil almış-

lardır. Sandurun aşağı kesiminde tane boyu iyice küçülmüş ve eğim değerleri 5°'nin altına inmiştir (Çılğın, 2012).

Sandur en küçük buzullaşma alanında ve bakı koşullarının elverişsiz olduğu bir yönde (batı) gelişmiştir. Sandurun oluşumunda buzullaşma alanının morfolojik özellikleri

önemli ölçüde rol oynamıştır. Kar Çukuru buzullaşma alanı derince yarılmış bir yamaç içinde, duvarları dik ve yüksek olan, çok iyi kapalılık gösteren kuzeybatı yönünde gelişmiş büyük bir sirk konumundadır. Yarıma ve dik sirk duvarları buzul birikimi için uygun koşullar sağlamıştır. Ancak buzul vadilerinin aksine, buzul birikim alanının (sirk) kısa mesafede sonlanması, sirkten çıkan buzulun korunamamaya daha fazla güneş radyasyonuna maruz kalmasına yol açmıştır. Bu durum ise buzulun erimesini hızlandırmıştır. Ayrıca çalışma sahasında genel olarak bazal enkaz taşıyan sıcak tabanlı buzullar etkili olmuşlardır. Buzulların bu özelliğe sahip olması daha fazla aşınma ve enkaz taşınması ile sonuçlanmıştır. Bu alanda yer alan aşınmış malzemelerin buzulun erimesi ile ortaya çıkan güçlü proglasiyal akarsular (Bennet ve Glasser, 2009) tarafından taşınması ve eğim değerinin düşük olduğu nispeten düz bir satır üzerine yayılarak biriktirilmesi ile sandur oluşmuştur.



Fotoğraf 9: Yarılmış latero-frontal morenlerden sandura geçiş (üst) ve sandurun yukarıdan görünümü (alt).

Photo 9: Transition to the outwash plain from the dissected latero-frontal moraines (above) and top view of the outwash plain (below).

Glasiyal Rekonstrüksiyon

Dedegöl Dağı'nda Kuvaterner'de meydana buzulların yayılış alanları, jeomorfolojik deliller kullanılarak ve fiziksel temelli modelleme uygulaması kullanılarak yapılmıştır.

Bu yöntemlerden birincisi, buzul vadisi, sirk, törpüleme sınırı, eşik, hörgüç kaya, çizikler ve cıllanmış yüzeyler gibi buzul aşınım şekilleri ile değişik türde morenlerden oluşan buzul birikim şekillerinin jeomorfolojik delillerine dayanmaktadır (Meierding, 1982; Ballantyne, 2002; Hughes, 2004; Kelly vd., 2004; Osipov, 2004; Munroe, 2005; Refsnider vd., 2007; Vieira, 2008; Bennet ve Glasser, 2009). İkincisi ise, yan morenleri esas alınarak buzul kalınlığının hesaplanmasına dayanan fiziksel temelli modelleme yön-

temidir. Bu modelleme, Nye (1952) tarafından vadi buzulları için ortaya konan matematiksel eşitliklerden yola çıkarak, buzul yüzeyinin yükseltisinin hesaplanmasına dayanmaktadır. Pierce (1979), Schilling and Hollin (1981), Ackerly (1989), Murray (1989), Locke (1995), Kerschner vd. (1999) ve Vieira (2008) tarafından geliştirilmiş ve/veya kullanılmıştır. Bu metod, eski buzulların günümüzdeki buzullar da olduğu gibi aynı fiziksel kuralları uyması gerektiğinden yola çıkar. Bazal makaslama kuvvetinin (*basal shear stress*) hesaplanması, modellemede güçlü bir araç konumundadır. Buzul kalınlığı ve yüzey eğimi, buzulun rekonstrüksiyonun oluşturulmasında, buzul şeklini belirleyen parametrelerdir. Bu parametreler, aynı zamanda bazal makaslama kuvvetini belirlemede başta gelen değişkenlerdir (Pierce, 1979; Bennet ve Glasser, 2009). Bazal makaslama kuvveti, buzulun yer çekim tarafından deforme olmasına yol açan, buzul kütlesi içinde birim alana uygulanan kuvvettir. Bir buzul kütlesinin her hangi bir noktasında, bazal makaslama kuvvetinin meydana gelme düzeyi, buzul kalınlığı ve buzul yüzeyinin eğim değerlerine bağlı olarak gerçekleşir.

$$\tau = \rho g t c (\sin \alpha).$$

Bu eşitlikte;

τ = bazal makaslama kuvveti (basal shear stress)

ρ = buzulun yoğunluğu (900 kg/m⁻³)

g = yerçekimi ivmesi (9,81 m/s⁻²)

t = buzulun kalınlığı

c = şekil faktörü (katsayısı)

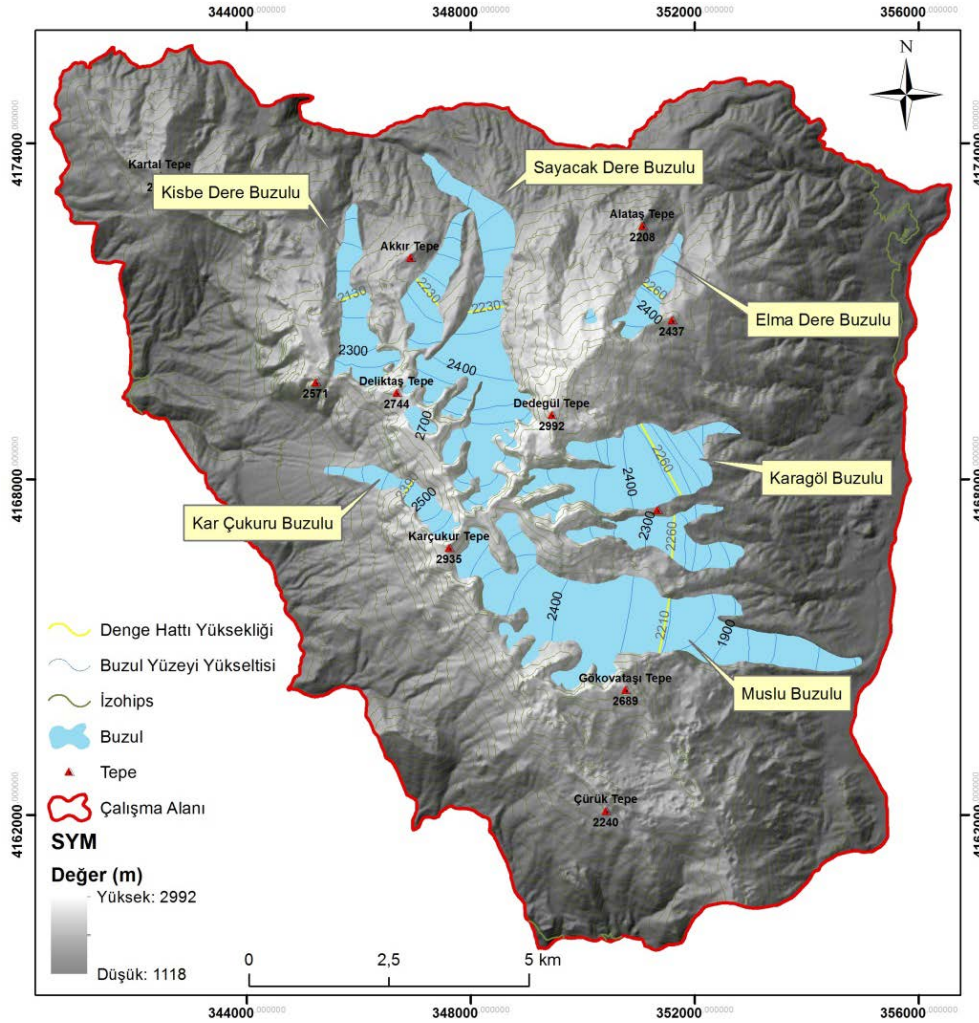
$\sin \alpha$ buzulun yüzey eğimini ifade etmektedir (Nye, 1952; Pierce, 1979; Murray, 1989; Locke, 2005; Bennet ve Glasser, 2009).

Bu çalışmada, Locke (1995, 2005) tarafından geliştirilen aplikasyon kullanılarak hesaplamalar yapılmış ve buzul rekonstrüksiyonu oluşturulmuştur.

Eski Buzulların Alanları, Yükselti Değerleri ve Kalınlıkları

Çalışma alanında Sayacak, Kisbe, Karagöl, Muslu ve Kar Çukuru alanlarında fiziksel yöntemlere dayalı buzul rekonstrüksiyonu esas alınarak, eski buzulların yayılış alanları, maksimum ve minimum yükseklikleri, maksimum uzunlukları, maksimum ve ortalama kalınlıkları ile kapladıkları alan belirlenmiştir. Elma Dere alanında ise yan morenlerinin sirke çok yakın olması nedeniyle fiziksel modelleme yönteminin kullanılması uygun olmamıştır. Bu alanda buzul aşınım ve birikim şekillerine ait deliller kullanılarak rekonstrüksiyon yapılmıştır. Çalışma alanında buzullaşmanın gerçekleştiği alanlar ve buzul yayılış alanları Şekil 4 ve Tablo 3'te gösterilmiştir.

Çalışma alanında buzulların yaklaşık 21,2 km² alan kapladığı hesaplanmıştır. Buzulların en fazla yayılış gösterdiği alanların başında Muslu (7,26 km²) ile Sayacak (6 km²) gelirken, en az yayılış gösteren alanların ise Elma Dere



Şekil 4: Dedegöl Dağı'nda son buzul çağında meydana gelmiş buzulların rekonstrüksiyonu.

Figure 4: Glacier reconstruction of the late glacial period on Mount Dedegöl.

Tablo 3: Dedegöl Dağı'nda eski buzulların yükselti, uzunluk, kalınlık ve alan değerleri.

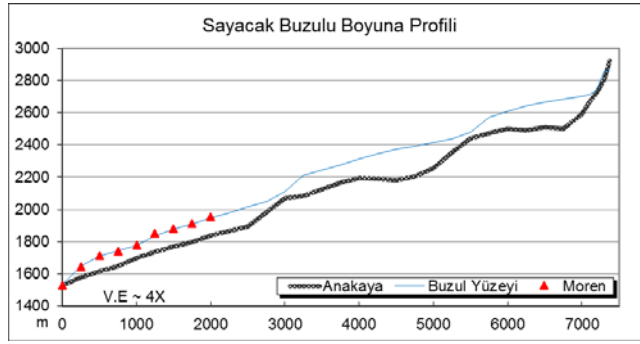
Table 3: The height, length, thickness and area of former glaciers on Mount Dedegöl.

Buzullaşma Alanı	Maksimum Buzul Yükseltisi (m)	Minimum Buzul Yükseltisi (m)	Maksimum Buzul Uzunluğu (m)	Maksimum Buzul Kalınlığı (m)	Ortalama Buzul Kalınlığı (m)	Kapladığı Alan (km ²)
Sayacak	2820	1530	7150	192	103	6
Kisbe	2493	1680	3500	126	70	1,45
Elma Dere	2733	1896	2100	-	-	0,78
Karagöl	2804	1685	3800	134	63	4,8
Muslu	2780	1480	7400	184	103	7,2
Kar Çukuru	2820	1861	2750	101	41	0,93
DEDEGÖL DAĞI GENELİ	2820	1480	7400	-	-	21,2

(0,78 km²) ile Kar Çukuru (0,93 km²) olduğu tespit edilmiştir. Çalışma alanında, buzulların maksimum kalınlık değeri, Sayacak buzulunda, görülmekte olup, buradaki maksimum buzul kalınlığı yaklaşık 192 m'ye ulaşmıştır (Şekil 5). Çalışma alanında buzulların maksimum 2820 m yükseltisinden

başladıkları ve minimum 1480 m yükseltisine indikleri belirlenmiştir. Maksimum buzul uzunluğunun (7400 m) ise Muslu alanında gerçekleşen buzula ait olduğu belirlenmiştir. Elma Dere buzulunun (2100 m) minimum uzunluğa sahip buzul olduğu tespit edilmiştir (Tablo 3).

belirlenmiştir. Elma Dere buzununun (2100 m) minimum uzunluğa sahip buzul olduğu tespit edilmiştir (Tablo 3).



Şekil 5: Sayacak eski buzununun fiziksel yöntemlere dayalı rekonstrüksiyonu ile elde edilmiş profili.

Figure 5: The profile of former Sayacak glacier acquired by physically based glacier reconstruction methods.

Kalıcı Kar Sınırı Tespiti

Buzulun birikim alanı ile ablyasyon alanı arasındaki sınır denge hattı (ELA=Equilibrium Line Altitude) olarak ifade edilir (Turoğlu, 2011). Denge hattı, kalıcı kar sınır ile eş anlamlı olarak görülmüş ve kalıcı kar sınır yükseltisi denge hattı yükseltisi olarak belirlenmiştir (Benn ve Evans, 1998; Porter, 2001; Turoğlu, 2011). Dedegöl Dağı'nda son buzul döngüsünde gerçekleşen buzullaşmaya ait daimi kar sınırı yükseltilerinin belirlenmesinde, yan morenlerinin maksimum yükseltileri, THAR (Toe to headwall altitude ratio), yüzölçümü (Accumulation-Area Ratio=AAR) ve sirk tabanı yükseltisi yöntemleri kullanılmıştır (Erinç, 1971; Meierding, 1982; Benn ve Evans, 1998; Porter, 2001; Hubbard ve Glasser, 2005; Ramage vd., 2005; Turoğlu, 2011) (Tablo 4). Belirleme yapılırken çalışma sahasında yer alan buzul yan morenlerinin maksimum yükseltileri her buzullaşma alanı için ayrı ayrı belirlenmiştir. THAR yönteminde paleoglasier rekonstrüksiyon çalışmalarında, 0,35-0,40 THAR değerlerinin daha sağlıklı sonuçlar verdiği bildirilmiştir (Meierding, 1982; Ramage vd., 2005). Bu çalışmada 0,35 ve 0,40 THAR değerleri ayrı ayrı kullanılarak daimi kar sınırı (denge hattı yüksekliği=ELA) hesaplanmıştır. AAR yönteminde, buzul alanı tamamı 1 kabul edildiğinde, birikim alanının bunun 0,6 (ya da % 60) oranında bir bölümü oluşturduğu esasına dayanır (Turoğlu, 2011). Bu çalışmada yapılan hesaplamalarda AAR oranı olarak 0,6 değeri kullanılmıştır. Sirk tabanı yönteminde ise buzullaşma alanlarında yer alan tüm sirklerin taban yükseltileri belirlenmiş ve her bir buzullaşma alanı için ortalama değerler oluşturulmuştur (Çılğın, 2012).

Çalışma alanında, buzulların daimi kar sınırı (denge hattı) yükseltisini belirlemede kullanılan yöntemlerle elde edilen sonuçlar değerlendirilmesi yapıldığında;

Sirk tabanı yüksekliği yöntemi, buzulların sadece sirk çanaklarında geliştiği ve sirk eşiğini geçemediği alanlar için uygun olduğu belirtilmiştir (Porter, 2001; Ramage vd., 2005). Dedegöl Dağı'nda sirklerde gelişen buzullar, sirk eşiğini geçip kilometrelerce ilerlediği için, sirk tabanı yük-

seltisi yöntemi ile elde edilen 2542 m yükseltisi, Dedegöl Dağı'ndaki daimi kar sınırı yükseltisinin belirlenmesinde gerçeği yansıtmaktan uzaktır. Bu yükselti değerinin, daimi kar sınırı yükseltisinden daha fazla bir değere sahip olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Tablo 4: Dedegöl Dağı'nda farklı yöntemlerle elde edilen daimi kar sınırı yükseltisi.

Table 4: ELA of late glaciation acquired various methods on Mount Dedegöl.

Buzullaşma Alanı	ELA (m) (Yan Moreni Maksimum Yüksekliği)	ELA (m) (THAR (0,35))	ELA (m) (THAR (0,40))	ELA (m) (AAR (0.60))	ELA (m) (Sirk Tabanı Yüksekliği)
Sayacak	1955	1982	2046	2230	2567
Kisbe	1955	1965	2005	2105	2317
Elma Dere	2510	2189	2231	2265	2440
Karagöl	2470	2077	2133	2250	2627
Muslu	2368	1916	1986	2210	2485
Kar Çukuru	2150	2197	2245	2385	2554
DEDEGÖL DAĞI ORTALAMASI	2234	2054	2107	2230	2542

Yan moreni maksimum yükseltisi, THAR(0.40) ve yüzölçümü yöntemi (AAR=0.60) ile elde edilen denge hattı yükseltilerinin bir birine yakın değerler gösterdiği görülmektedir. Ancak, THAR yönteminin hipsometrik ve klimatik özellikleri dikkate alınmaması ve buna bağlı olarak denge hattı yükseltisini kabaca göstermesi güvenilirliğini azaltmaktadır (Meierding, 1982; Benn ve Evans, 1998). Yan morenlerinin maksimum yükselti değerlerine dayanan yöntemde de bazı problemler bulunmaktadır. Bunların başında, güncel periglasiyal koşulların kütle hareketleriyle yan morenleri üzerinde meydana getirdiği morfolojik deformasyonlar gelmektedir. Bu nedenle yan morenleri ilksel şekillerini nadiren korurlar (Ramage vd., 2005; Turoğlu, 2011). Bu problemler nedeniyle yan morenlerinden elde edilen daimi kar sınırı yükseltileri, diğer yöntemlerle elde edilen sonuçlarla mukayese edilmek üzere belirlenmiştir.

Yüzölçümü yöntemi (AAR=0,60), ayrı ayrı vadilerin yükselti dağılımını hesaba kattığında dolayı, farklı alansal dağılılı ve şekillere sahip olan buzullardan farklı sonuçlar çıkar. Bu nedenle kalıcı kar sınırı yükseltisi belirlemelerinde, yüzölçümü yöntemi kullanılarak gerçeğe daha yakın sonuçlar elde edilir. Ayrıca bu yöntem daha düşük hata oranına sahiptir (Porter, 2001; Ramage vd., 2005).

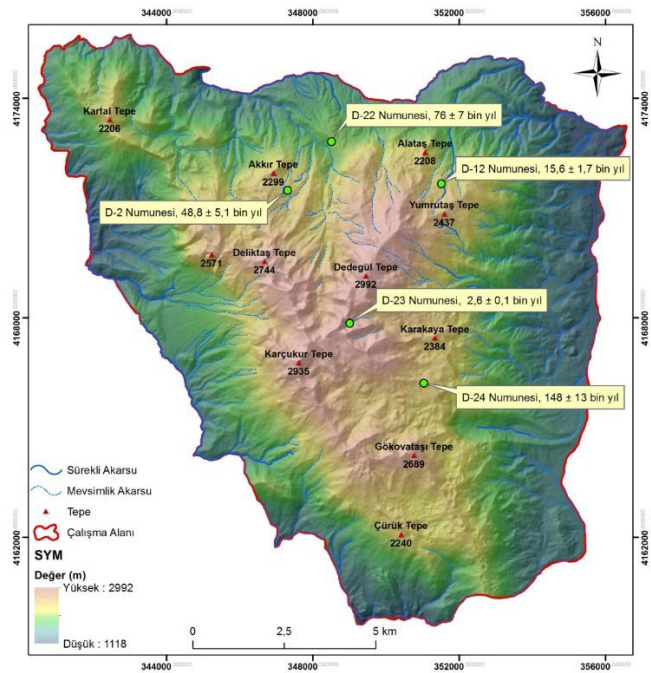
Yüzölçümünün (AAR=0.60) daha sağlıklı sonuçlar vermesi nedeniyle, Dedegöl Dağı'nda daimi kar sınırı belirlemelerinde bu yöntemin kullanılmasının daha doğru olacağı düşünülmüştür. Bundan yola çıkarak, son buzul çağı esnasında, çalışma alanı genelini temsil eden daimi kar sınırı yükseltisinin 2230 m olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Çiner (2003 a), Batı Toroslar'da Würm daimi kar sınırının yaklaşık 2200 m'den geçtiğini, Dedegöl Dağı'nda ise bu sınırının 2350-2400 m yükseltisinden geçtiğini belirtmiştir. Yaptığımız detaylı çalışma ile elde edilen yükselti değerlerinin, Çiner (2003 a) tarafından belirlenen değerlerden yaklaşık 120-170 m daha düşük olduğu, Batı Toroslar için ifade

edilen 2200 m yükselti değerleriyle uyumlu olduğu görülmektedir.

OSL Tarihlendirme Çalışmaları

OSL (Optik uyarmalı lüminesans) tarihlendirme tekniği, kuvars ve feldspat gibi bazı doğal minerallerin ışıkla uyarılmasıyla açığa çıkan ışınımın ölçülmesi esasına dayanmaktadır. Lüminesans teknikleriyle yapılan tarihlendirmelerin önemli avantajı birkaç on yıl ile yüzbinlerce yıl ($\pm 40.000 - 300.000$ yıl) aralığında kuvars ve feldspat mineralleri içeren katı sedimentler için uygulanabilmektedir (Aitken, 1985; Atlıhan, 2008; Turoğlu, 2011).

Çalışma sahasında OSL tarihlendirmesi için 5 ayrı lokasyondan alınan örnekler Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fizik Mühendisliği Bölümünde ve Türkiye Atom Enerjisi Kurumu Sarayköy Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi Laboratuvarında tarihlendirilmiştir. Bu numunelerden elde edilen tarihler, D-02 kodlu numune için $48,8 \pm 5,1$ bin yıl; D-12 için $15,6 \pm 1,7$ bin yıl; D-22 için 76 ± 7 bin yıl; D-23 için $2,6 \pm 0,1$ bin yıl ve D-24 yaşı 148 ± 13 bin yıl olarak belirlenmiştir (Şekil 6, Tablo 5).



Şekil 6: Dedegöl Dağı'nda OSL tarihlendirmesi için alınan moren örneklerinin lokasyonları ve elde edilen yaşlar.

Figure 6: Locations of moraine samples for OSL datings and aquired dates of samples.

Buzullaşma Dönemlerine Ait İksel Veriler ve Buzullaşma Sayısı

Buzullaşma dönemlerinin belirlenmesinde buzul birikim şekilleri olan morenlerin tarihlendirilmesi büyük önem taşır. Bu nedenle, OSL tarihlendirme yöntemi kullanılarak morenlere ait yaş belirlenmeleri hedeflenmiştir. Bu amaçla beş farklı buzullaşma alanında yer alan morenlerden numuneler alınmış ve tarihlendirilmiştir. Bu çalışma ile elde edilen OSL tarihlendirme sonuçları, Dedegöl Dağı buzullaşma dönemlerine ait ilksel verileri içermektedir. Bu veriler buzul ilerleme ve çekilme dönemlerini ortaya koyan

kapsamlı bir çalışmanın sonuçları olmaktan ziyade morenlerin yaşlarını ortaya koyan ve ait olduğu buzullaşma dönemlerini belirlemeyi hedefleyen bir çalışmanın sonuçları niteliğindedir.

Tablo 5: OSL için alınan morenlerin kodları, lokasyonları ve yaş değerleri.

Table 5: The codes, locations and dates of morains for OSL datings.

Numune Kodu	Koordinat (WGS 1984, 36 N)	Yükselti (m)	Yaş (bin yıl)
D-02	347 314 E -417 1475 N	2223	48,8 ± 5,1
D-12	351 537 E- 417 1405 N	2206	15,6 ± 1,7
D-22	347 315 E- 417 1474 N	1841	76 ± 7
D-23	349 088 E- 416 7735 N	2645	2,6 ± 0,1
D-24	351 241 E- 416 5836 N	2317	148 ± 13

OSL tarihlendirme yöntemi ile elde edilen sonuçlar, buzullaşmanın Kuvaterner dönemi içinde birden fazla sayıda gerçekleştiğini göstermektedir. Elde edilen buzullaşma tarihleri Kuvaterner buzullaşmaları ve Kuvaterner iklim olayları ile ilişkileri incelenmiştir. Elde edilen yaşlar, 130 bin yıl öncesinden Holosen'e, Holosen'den günümüze kadar geçen zamanda meydana gelen iklim olayları Turoğlu (2011)'nin yapmış olduğu tasnif ve oksijen izotop kronolojisi (marine isotope stages=MIS) çerçevesinde değerlendirilmiştir (Tablo 6).

Elde edilen sonuçların soğuk dönemlerle uyumlu olduğu ve en az üç farklı döneme ait buzullaşma meydana geldiği görülmektedir (Tablo 6). Muslu alanında 2317 m yükseltideki yan morenlerinden alınan D-24 numunesinin yaşı 148 ± 13 bin yıl ile en eski yaşı vermekte olup, 150 bin yıl önceki soğuk koşullarla uyum göstermektedir (MIS 6). Elde edilen bu yaş ile Yunanistan'daki Pindus Dağları ve İspanya Galicia'da bulunan Serra de Queira and Serra de Gêrez dağlarında elde edilen yaşlar (yaklaşık 130 bin yıl-MIS 6) benzerlik göstermektedir (Hughes, 2004; Hughes vd, 2005; Hughes vd, 2006). Sayacak alanında 1841 m yükseltideki yan morenlerinden alınan numunenin yaşı 76 ± 7 bin yıl çıkmıştır. Bu numunenin yaşı, 75-60 bin yıl önce meydana gelen soğuk ve kurak, tamamen buzul koşulları hakim olduğu dönemle ± 7 bin yıl dikkate alındığında uyumlu görünmektedir (MIS 2-4). Sayacak alanından bulunan Yeşilgöl mevkinde 2223 m yükseltide bulunan moren deposundan alınan D-2 numunesinin yaşı $48,8 \pm 5,1$ bin yıl çıkmıştır. Bu numunenin elde edilen yaş, günümüzden 60-25 bin yıl aralığında, bugünkünden daha kurak ve soğuk, stadial ve interstadial aralanmalarının olduğu 20'den fazla iklimik salınımın meydana geldiği dönemle uyusmaktadır (MIS 2-4). Elma Dere alanında 2206 m yükseltide bulunan çekilme moreninden alınan D-12 numunesinin yaşı $15,6 \pm 1,7$ bin yıldır. Bu alanda elde edilen OSL yaşının, 25-15 bin yıl önce soğuk ve kurak, tamamen buzul koşulları hakim olduğu Son Glasyal Maksimumundan (23-21 bin yıl önce) sonra meydana gelen soğuk faz ile (17-14,5 bin yılları) (MIS 2-4) uyumlu olduğu görülmektedir. Bu alandaki elde edilen moren yaşı ile Muslu alanında Zahno vd. (2009) tarafından elde edilen

Tablo 6: Son 130 bin yıl içinde gerçekleşen genelleştirilmiş soğuk ve sıcak iklim olayları (Lowe ve Walker, 1997; Turoğlu, 2011) ile OSL tarihlendirilmesi ile elde edilen yaşların korelasyonu.

Table 6: The correlation between generalized cold and warm climate events in the last 130 kya (Lowe ve Walker, 1997; Turoğlu, 2011) and dates obtained by OSL dating technic.

Numune Kodu	Yaş (bin yıl)	Zaman (bin yıl)	Koşullar	MIS
D-24	148 ± 13	150	Soğuk, kuru glasiyal koşullar.	6
D-22	76 ± 7	75-60	Soğuk ve kurak, tamamen buzul koşulları hakim.	2-4
D-2	48,8 ± 5,1	60-25	Bugünkünden daha kurak ve soğuk, stadial ve interstadial araldanmaları, 20'den fazla iklimatik salınım.	2-4
D-12	15,6 ± 1,7	25-15	Soğuk ve kurak, tamamen buzul koşulları hakim. Son Glasiyal Maksimumu. Bu dönem iki soğuk faz içermektedir. Bunlar; 23-21 bin ve 17-14,5 bin yılları arasındadır.	2-4
D-23	2,6 ± 0,1	2,8-2,5	Demir Çağı soğuk dönemi.	1

ve son buzul ilerlemesi olarak atfedilen tarihlerle (yaklaşık $13,9 \pm 2,3$ bin yıl) uyumlu olduğu görülmektedir. Karagöl Alanında 2645 m yükseklikte bulunan moren deposundan alınan D-23 numunesinin yaşı $2,6 \pm 0,1$ bin yıl olarak hesaplanmıştır. Bu numunedan elde edilen yaşın, günümüzden 2,8-2,5 bin yıl önce meydana gelen Demir Çağı'ndaki soğuk dönem ile eş zamanlı olduğu görülmektedir (MIS 1) (Gönençgil, 2008; Turoğlu, 2011).

Elde edilen yaşlarla ile numune alınan morenlerin morfolojik özellikleri değerlendirildiğinde aralarında bir uyum olduğu görülmektedir. Örneğin Muslu alanında 2317 m yükseltideki yan morenlerinden alınan D-24 numunesinin 148 ± 13 bin yıl ile en eski yaşı verdiği görülmektedir. Numune alınan bu yan morenlerinin günlenme sürecine bağlı olarak

iksel oluşum formundan uzaklaştığı ve basık bir sırta dönüştüğü görülmektedir (Fotoğraf 10a). Bu özelliği ile eski bir moren deposu görüntüsü vermektedir. Buna karşın Karagöl Alanında 2645 m yükseklikte bulunan cephe moreni deposundan alınan D-23 numunesinin yaşı $2,6 \pm 0,1$ bin yıl olarak hesaplanmıştır. Bu cephe moreni seti Karagöl buzul alanında yer alan bir sirkin önünde yer almaktadır. Moren setinin dış yüzeyi oldukça eğimli olup, seti oluşturan malzemelerin yarı köşeli bloklarla ince unsurlu malzemeden oluştuğu ve morenlerin fazla işlenmediği görülmektedir. Bu durum günlenme sürecinin uzun bir zaman için etkili olmadığını ve morenlerin yeni olduğunu göstermektedir (Fotoğraf 10b). Bu durum elde edilen yaşlarla da teyit edilmektedir.



Fotoğraf 10: Muslu alanında D-24 numunesinin alındığı moren deposu (a) ile Karagöl alanında D-23 numunesinin alındığı moren deposu (b).

Photo 10: View of moraine deposits in the Muslu area where the D-24 sample was collected (a) and in the Karagöl area where the D-23 sample was collected.

OSL yöntemi ile yapılan tarihlendirilme çalışması ile en az üç farklı buzullaşma dönemine ait tarihlere ulaşılmıştır. Bununla birlikte çalışma alanında farklı buzullaşma döngülerini işaret eden jeomorfolojik deliller de mevcuttur. Örneğin, Kisbe Dere buzullaşma alanında birden fazla döngüye ait buzul depolarına rastlanmaktadır. Bu alanda 1955, 2030 ve 2100 m yükseltilerinde başlayan üç farklı yan moreni sırtı tespit edilmiştir. Bu moren sırtlarını oluşturan unsurlar şekilsel olarak bir birine benzemektedir. Bunun yanı sıra görünümleri itibarıyla günlenme sürecinden etkilenmelerinin de benzer olduğu görülmektedir. Bu alanda bulunan Kum Çukuru Sirki önlerinde depolanmış, günlenme süreçlerinden fazla etkilenmemiş cephe moreni deposu bulunmaktadır. Bu moren deposunu oluşturan unsurlar, ince taneli unsurlardan bloklar boyutuna kadar değişmekte olup, iri çakıl ve blokların moren sırtı üzerinde fazlalığı dikkat çekmektedir. Bu özelliklerinden dolayı bu moren deposunun son buzul dönemi içinde en son buzul ilerlemesi sonucunda depolandığı düşünülmektedir. Bu alanda moren depolarının en az üç farklı buzul döngüsünde depolandıkları morfolojik özelliklerinden anlaşılmaktadır. Sayacak buzul alanı Yeşilgöl mevkiinde morenlerin üç farklı döngüde depolandığı, morenlerin farklı yönelimlerinden anlaşılmaktadır. Birinci döngüde depolanmış morenler, 2065 m seviyesine inen daha büyük bir buzul dilinin oluşturduğu deforme olmuş ancak sınırları belirlenebilen bir cephe moreni seti ve aynı buzula ait olduğu düşünülen yan morenleri depolanmıştır (Foto 6). İkinci döngüde ilk setin gerisinde 2100 m seviyesinde oldukça belirgin ikinci cephe moreni seti ve bu cephe moreninin gerisinde bulunan ve 2180 seviyesine kadar uzanan taban morenleri güney-kuzey doğrultusunda depolanmıştır. Üçüncü döngüde, güney-kuzey doğrultusunda depolanmış morenlerin üzerine, güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda yönelim gösteren başka bir buzul ilerlemesi ile morenler depolanmıştır. Depolanmış morenler ile öncekiler arasında yönelim açısından uyumsuzluk bulunmaktadır. Yine Sayacak Dere alanında vadinin sonlandığı kesimde bulunan itilme ve yan morenlerinin farklı buzul dönemlerinde ve aynı dönemin farklı fazlarında depolandıkları düşünülmektedir. Burada bir birinden şekilsel olarak farklı olan itilme morenleri ile yan morenlerinin uzanış doğrultuları ve şekilsel yapıları farklılık göstermektedir.

Elma Dere buzullaşma alanında yer alan çekilme morenleri ve yan morenlerinin farklı buzullaşma döngülerine ait oldukları düşünülmektedir. Farklı döngüler sonucu oluşmuş morenlere çekilme morenlerinin bulunduğu sahada da rastlanmaktadır. Sirk önlerinde, diğer çekilme morenlerinden, unsur boyutları, daha köşeli oluşları ve günlenmeden daha az etkilenmiş olan genç bir çekilme moreni bulunmaktadır. Bu alandaki morenlerin özelliklerine bakıldığında, en az üç farklı buzul döngüsü sonucu depolandıkları düşünülmektedir. Bu buzul döngülerinden birinin $15,6 \pm 1,7$ bin yıl önce gerçekleştiği, çekilme morenlerinin OSL yöntemiyle yapılan tarihlendirilmesi sonucu ulaşılmıştır.

Birden fazla buzullaşma döngüsünün morfolojik kanıtlarına Kar Çukuru alanında da rastlanmaktadır. Bu alanda, bir buzullaşma döngüsü sonucunda meydana gelmiş olan

sandur düzlüğü üzerine, bundan sonra meydana gelmiş başka bir buzul döngüsünün oluşturduğu yan morenleri depolanmıştır. Sandur düzlüğü üzerinde takip edilen örgülü akış kanallarının yan morenleri sınırında aniden kesildiği görülmektedir. Bu alandaki morfolojik deliller en az iki buzul döngüsünün varlığını ortaya koymaktadır.

Paleoklim

Çalışma Alanında kalıcı kar sınırı veya denge hattı yükseltisindeki (*Equilibrium Line Altitude=ELA*) sıcaklık, derece-gün modeli (*degree-day model*) ile hesaplanmıştır (Braithwaite vd., 2003, 2006; Braithwaite ve Raper, 2007; Hughes ve Braithwaite, 2008). Derece-gün modeli, buzul yüzeyi üstünde (1-2 m) sıcaklığın 0 °C'nin üzerinde olduğunda erimenin gerçekleşeceği esasına dayanır. Buzul üzerinde bir noktada gerçekleşen toplam erime, aynı noktadaki yıl içinde artı sıcaklık değerlerine sahip günlerin toplamıyla doğru orantılıdır (Hughes ve Braithwaite, 2008). Çalışma alanında, yüzölçümü yöntemi ile belirlenen ELA yükseltisi 2230 m'dir. Bu yükseltide güncel sıcaklık değeri, çevrede bulunan meteoroloji istasyonlarına ait ortalama sıcaklık verileri referans alınarak ve $0,65$ °C dikey sıcaklık gradyanı kullanılarak (Hughes ve Braithwaite, 2008) enterpole edilmiştir. ELA'daki sıcaklığın $5 \pm 0,5$ °C olduğu belirlenmiştir. Bununla birlikte ELA'daki aylık ortalama sıcaklıklar ayrı ayrı hesaplanmış, artı ve eksi sıcaklık değerleri belirlenmiştir (Hughes ve Braithwaite, 2008). Aylık ortalama sıcaklıklardan yola çıkarak artı sıcaklığa sahip günlerin yıllık toplamı elde edilmiş ve derece-gün katsayısı olan $4 \text{ mm gün}^{-1} \text{ °C}^{-1}$ ile çarpılarak erime miktarı hesaplanmıştır. Hesaplanan erime miktarı buzulun birikim miktarı ile aynıdır. Birikim miktarı, güncel yağış değerlerinden oldukça yüksek çıkmaktadır. Günümüzdeki ve buzullaşma dönemdeki yağış miktarının değişmediği ve aynı miktarda olduğu var sayılırsa, buzulların oluşması için sıcaklığın düşmesi zorunlu olacaktır. Bunun için daimi kar sınırı üzerindeki sıcaklık değerleri 1 °C'lik kademeler halinde düşürülmüş ve yağış değerleri günümüz koşullarıyla uyumlu olana kadar sürdürülmüştür (Hughes ve Braithwaite, 2008). Yağış miktarlarının değişmediği varsayıldığı takdirde, ELA üzerindeki buzullaşmanın gerçekleştiği sıcaklık değerinin günümüz sıcaklık değerinden $10-11$ °C daha düşük olması gerektiği ortaya çıkmıştır. Elde edilen ELA depresyonu Ohmura vd. (1992) tarafından yıllık ortalama yağış ve yaz ayları (Haziran, Temmuz, Ağustos) ortalama sıcaklıkları ilişkisine dayanan sonuçlarla da uyumlu çıkmıştır. ELA üzerindeki enterpole edilmiş günümüz sıcaklık değerinin yaklaşık 5 °C olduğu göz önüne alındığında buzullaşma döneminde ELA üzerindeki yıllık ortalama sıcaklığın -4 , -5 °C civarında olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Buzullaşmaya uğrayan Uludağ, Sandıras, Erciyes, Kaçkar ve Cilo gibi Türkiye'nin farklı bölgelerinde bulunan dağlarda, son buzul maksimumundaki sıcaklık değerlerinin, günümüz sıcaklık değerlerinden yaklaşık $8-11$ °C daha düşük olduğu; yağış değerlerinin ise bölgeler arası farklılık gösterdiği, Batı Toroslar'da bu dönemdeki yağış değerlerinin günümüz yağış değerinden iki kat fazla olduğu ileri sürülmüştür (Sarıkaya, 2009; Sarıkaya vd., 2009a; Sarıkaya vd.,

2009b). Yukarıda belirtilen sıcaklık değerleri çalışma alanında hesaplanan sıcaklık değerleriyle yakınlık göstermektedir. Ancak çalışma alanımızdaki denge hattı sıcaklık değerleri hesaplanırken yağışın günümüz değerleriyle aynı olduğu varsayılmıştır. Dedegöl Dağı'nın, Batı Torosların bir parçası olması nedeniyle burada yağış değerlerinin buzullaşma dönemlerinde arttığı dikkate alınır, 10-11 °C bulunan sıcaklık depresyonundaki farkın azalacağı öngörülebilir. Mevcut veriler ışığında, Dedegöl Dağı'nda, buzullaşmanın gerçekleştiği dönemde daha soğuk ve daha nemli iklim koşullarının hakim olduğu sonucuna ulaşılabılır.

SONUÇ

Dedegöl Dağı'nda, Kuvaterner'in soğuk dönemlerinde topografyanın sınırladığı dağ buzullaşmaları meydana gelmiştir. Buzullaşmalardan geriye kalan izler ise, aşınım şekilleri olarak, buzul vadileri, sirkler, aretler, piramidal zirveler, törpülenmiş yüzeyler, hörgüç kayalar, balina sırtları, buzul çizikleri ve cilaları; birikim şekilleri ise değişik türde moren depoları ve sandur olarak günümüze ulaşmışlardır.

Meydana gelen buzullaşmalarda, iklimik etkenler dışında sahanın bakı, eğim ve yarıma derecesi gibi topografik özellikleri de etkili olmuştur. Buzul vadileri ve sirkler, genellikle alanın daha az güneş radyasyonu alan yönlerinde gelişmişlerdir. Buzul vadilerinde iki tanesi kuzey, biri kuzeydoğu, dört tanesi doğu, bir tanesi ise kuzeybatı yönde gelişmiştir. Sirkler ise KD (8), KB (8), K(6), D (4), B (2) ve GD (2) yönlerinde gelişmişlerdir. Çalışma alanının, dağlık bir kütle olması ve kütleli sınırlayan fayların mevcudiyeti, kısa mesafe içinde 1200 m'den 2900 m'ye ulaşılabilen yüksek eğim değerlerine sahip yüzeylerin oluşumuna neden olmuştur. Yüksek eğim değerleri ise buzulların 1500-1600 m seviyelerine kadar inmesinde etkili olmuştur. Kütlelerin yüksek kesimlerinde yarımanın fazla olması buzulların oluşum ve gelişimini kolaylaştıran bir etken olmuştur.

Çalışma alanının aktif tektoniğin yoğun olarak meydana geldiği Isparta Açısı içinde bulunması, sahanın da bundan etkilenmesine yol açmıştır. Dedegöl Dağı'nda aktif tektonik, buzul şekillerini özellikle Sayacak, Karagöl ve Muslu Alanlarında deforme etmiş ve arazi kompleks bir görünüme sahip olmuştur. Faylanmalara bağlı olarak oluşan basamaklar, buzul vadilerinin profilini büyük ölçüde değiştirmiştir. Fayların oluşturduğu basamaklar ve buna bağlı olarak oluşan eğim kırıkları, buzulların Karagöl, Muslu ve Kar Çukuru alanlarında çok dik yüzeylerden geçmesine neden olmuştur.

Buzul şekillerinin yayılış alanları esas alan morfolojik temelli ve buzul dinamiklerini temel alan fiziksel temelli veriler çerçevesinde oluşturulan buzul rekonstrüksiyonunda, buzulların maksimum 2820 m, minimum 1480 m yükselti aralığında yayılış gösterdikleri ve 21,2 km² alana sahip oldukları tespit edilmiştir. Buzulların Muslu alanında yaklaşık 7400 m, Sayacak alanında ise 7150 m uzunluğa ulaştıkları belirlenmiştir. Bu alanların her ikisinde ortalama buzul kalınlıklarının 103±10 m olduğu hesaplanmıştır.

Sayacak alanında, maksimum buzul kalınlığı ise 192±20 m'ye ulaşmıştır. OSL tarihlendirme yöntemi ile elde edilen sonuçlar, buzullaşmanın Kuvaterner dönemi içinde birden fazla sayıda gerçekleştiğini göstermektedir. Elde edilen buzullaşma tarihleri ile Kuvaterner buzullaşmaları ve iklim olaylarının arasında korelasyon olduğu görülmüştür. Dedegöl Dağı'nda kalıcı kar sınırı yükseltisi farkı yöntemleri kullanılarak tespit edilmiş edilmiştir ve bu yükseltinin son buzul döneminde 2230 m olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Derece-gün modeli esas alınarak yapılan paleoklim çalışmasıyla da Dedegöl Dağı'nda buzul dönemlerinde sıcaklıkların günümüzden yaklaşık olarak 10-11 °C daha düşük olduğu hesaplanmıştır.

KATKI BELİRTME

Katkı ve desteklerinden dolayı İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü öğretim üyeleri Prof. Dr. Hüseyin Turoğlu ve Yard. Doç. Dr. Cihan Bayrakdar ile Dr. Ergin Canpolat'a teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Ackerly, S. C. (1989). "Reconstructions of mountain glacier profiles, northeastern United States". *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, no. 4, p. 561-572.
- Aitken, M. J. (1985). *Thermoluminescence Dating*. Academic Press, 351 s, England.
- Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik P. W., Vardar ve M., Schlüchter, C. (2005). "Kavron Vadisindeki Buzul Çökellerinin Kuvaterner Jeolojisi ve 10Be – 6Al Kozmojenik Yaş Tayinleri, Kaçkar Dağları, Doğu Karadeniz, Türkiye" *İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, TURQUA V. 2-5 Haziran 2005*.
- Altuncu, P. S. (2009). *Isparta Büklümünü Oluşturan Tektonik Yapıların Sismolojik Yöntemlerle Araştırılması*. Doktora Tezi (Basılmamış).
- Ardos, M. (1974-1977). "Barla Dağı Civarının Jeomorfolojisi ve Barla Dağı'nda Pleistosen Glasyasyonu", *İstanbul Üniv. Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, İstanbul, Sayı: 20-21, 151-168.
- Ardos, M. (1977). "Eğirdir Gölü Güneyinin Jeomorfolojisi ve Davras Pleistosen Buzullaşması", *İstanbul Üniv. Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, İstanbul, Sayı: 22, 99-118.
- Arpat, E. ve Özgül, N. (1972). "Geyikdağ'da kaya buzulları, Orta Toroslar". *MTA Dergisi*, 80, 30-35.
- Atalay, İ. (1987). *Türkiye Jeomorfolojisine Giriş*. İzmir: Ege Üniversitesi yayınları, 2. Basım.
- Atlıhan, M. A. (2008). *Ege Çöküntü Sistemindeki Bazı Deprem İzlerinin Lüminesans Yöntemiyle İncelenmesi*. Doktora tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 118 sayfa, Ankara.
- Ballantyne, C. (2002). "The Loch Lomond Readvance on the Isle of Mull, Scotland: glacier reconstruction and paleoclimatic implications", *Journal of Quaternary Science*, 17(8), 759-771.
- Bayrakdar, C. (2012). *Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar) Karstlaşma Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi*.

- İstanbul: İ.Ü Sosyal Bilimler Enst. Basılmamış Doktora Tezi, 1-180.
- Bayrakdar, C., Çılğın, Z., Döker, M.F. ve Canpolat, E. (2014). "Evidence of an active glacier in the Munzur Mountains, eastern Turkey", *Turkish J Earth Sci* (2014) 23.
- Benn, D.I. and Evans, D.J.A. (1998). *Glaciers and Glaciation*. London: Arnold.
- Bennet, M. and Glasser, N. (2009). *Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms*. UK: Wiley-Blackwell.
- Braithwaite, R.J., Zhang, Y. and Raper, S.C.B. (2003). "Temperature sensitivity of the mass balance of mountain glaciers and ice caps as a climatological characteristic", *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 38, 35–61.
- Braithwaite, R.J., Raper, S.C.B. and Chutko, K. (2006). "Accumulation at the equilibrium line altitude of glaciers inferred from a degree-day model and tested against field observations", *Annals of Glaciology*, 43, 329–334.
- Braithwaite, R.J. and Raper, S.C.B. (2007). "Glaciological conditions in seven contrasting regions estimated with the degree-day model", *Annals of Glaciology*, 46, 297–302.
- Çılğın, Z. (2012), *Dedegöl Dağı (Batı Toroslar) Buzul Jeomorfolojisi Etüdü*. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, 287 sayfa, İstanbul.
- Çiner, A., Deynoux, M. and Çörekçioğlu, E. (1999). "Hummocky moraines in the Namaras and Susam Valleys, Central Taurids, SW Turkey", *Quaternary Science Reviews*, 18, 659-669.
- Çiner, A. (2003a). "Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Geç Kuvaterner Buzul Çökelleri", *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 46, Sayı 1 55-78
- Çiner, A. (2003b). "Geyikdağ'da (Orta Toroslar) Geç Kuvaterner Buzullaşmasına Ait Morenlerin Sedimanter Fasiyes Analizi ve Ortamsal Yorumu", *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 46, Sayı 1. 35-54
- Delannoy, J. J. and Maire, R. (1983). "Le Massif de Dedegöl dağ (Taurus Occidental, Turquie). Recherches de geomorphologie glaciaire et karstique", *Bulletin Association Geographe Français*, 491, 43-53.
- Doğu, A. F. (1993). "Sandiras dağındaki buzul şekilleri", *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, Ankara Üniversitesi, 263-274.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. ve Tunçel, H. (1999a). "Akdağ'ın jeomorfolojisi ve bunun beşeri faaliyetler üzerindeki etkisi (Fethiye-Muğla). Ankara Üniversitesi", *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 7, 95-120.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. ve Tunçel, H. (1999b). "Akdağ (Fethiye-Muğla)'nın glasyal ve karst jeomorfolojisi", *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiri Özleri Kitabı*, MTA, (s. 63-64).
- Dumont, J.F. ve Monod, O. (1976). "Dipoyraz Dağ Masifinin Triyasik Karbonatlı Serisi (Batı Toroslar, Türkiye)", *MTA Dergisi*, 87, 26-38.
- Ege, İ. ve Tonbul, S. (2005, Haziran 2-5). "Soğanlı Dağında Karstlaşma-Buzullaşma İlişkisi", *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu*, TURQUA V.2-5 Haziran 2005. İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü.
- Erinç, S. (1952). "The present day glaciation in Turkey", *General assembly and 17th International Congress of the Int. Geographical Union, 8th proceedings*, (s. 326-330.). Washington D.C.
- Erinç, S. (1971). *Jeomorfoloji II*, Genişletilmiş 2. Baskı. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları No:23, İstanbul.
- Gönençgil, B. (2008). *Doğal Süreçler Açısından İklim Değişikliği ve İnsan*. İstanbul: Çantay Kitabevi .
- Haynes, V. (1968). "The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland", *Geografiska Annaler*, 50 A, 4, 221-234.
- Hubbard, B. and Glasser, N. (2005). *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. John Wiley & Sons Inc. USA.
- Hughes, P. D. (2004). *Quaternary glaciation in the Pindus Mountains, Northwest Greece*. PhD thesis. University of Cambridge. 341 pp.
- Hughes, P. D., Gibbard, P. L. and Woodward, J. C. 2005. Quaternary glacial records in mountain regions: a formal stratigraphical approach. *Episodes* 28:85–92.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C. and Gibbard, P.L. (2006). "Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains", *Progress in Physical Geography*, 30, 334–364.
- Hughes, P.D. and Braithwaite, R.J (2008). "Application of a degree-day model to reconstruct Pleistocene glacial climates", *Quaternary Research*. 69 110-116.
- Kelly, M. A., Buonchristiani, J. F., Schlüchter, C. (2004). "A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France", *Eclogae geologicae Helvetia*, 97, 57–75.
- Kerschner, H., Ivy-Ochs, S. and Schlüchter, C. (1999). "Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria", *Annals of Glaciology*, 28, pp. 135 - 140.
- Koçyiğit, A. (1984). "Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayının Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim", *Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27 (1), 1-15.
- Koçyiğit, A. (2008). "Active tectonics of the Ağlasun-Gölcük (Isparta) Area: type of the tectonic regime and the source of the Sagalossos historical earthquakes", *Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 12*, 13-14 Kasım 2008. Düzce: Basılmamış.
- Kurter, A. and Sungur, K. (1980). "Present glaciation in Turkey, in World Glacier Inventory. Proceedings of the Riederalp Workshop, September 1978", *Invantaire mondial de Glaciers: International Association of Hyrological Sciences*, Publication 126, p.155-160.
- Kurter, A. (1991). "Glaciers Of Middle East And Africa-Glaciers Of Turkey", In: *Satellite Image Atlas Of The World.*, R, S. Williams Ve J. G. Ferrigno (Eds.), Usgs Professional Paper, 1386-G-1, 1-30.

- Locke, W. W. (1995). "Modeling of icecap glaciation of the northern Rocky Mountains of Montana", *Geomorphology*, v.14, p.123-130.
- Locke, W. W. (2005). http://serc.carleton.edu/quantskills/activities/locke_g/acpro.html. son erişim 1 Mart 2012 tarihinde alındı.
- Lowe, J. J. and Walker, M. J .C. (1997). *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman Group Ltd. England.
- Meierding, T. (1982). "Late Pleistocene glacial equilibrium-line in the Colorado Front range: a comparison of methods", *Quaternary Research* , 18, 289–310.
- Messerli, B. (1967). "Die eiszeitliche und die gegenwertige Vergletscherung in Mittelmerraum", *Geographica Helvetica*, 22, 105-228.
- Munroe, J. S. (2005). "Glacial geology of the northern Uinta Mountains., C. M. In Dehler içinde, *Uinta Mountain Geology*", (s. 33: 215–234.). Salt Lake City, Utah: Utah Geological Association, publication.
- Murray, D.R., Locke and W.W. (1989). "Dynamics of the Late Pleistocene Big Timber glacier, Crazy Mountains, Montana, USA", *Journal of Glaciology*, v. 35, p. 183-190.
- Nye, J. (1952). "A method of calculating the thickness of ice-sheets", *Nature*, 169, 529–530.
- Ohmura, A., Kasser, P. and Funk, M. (1992). "Climate at the equilibrium line of glaciers", *Journal of Glaciology*, 38, 397– 411.
- Osipov, E. (2004). "Equilibrium-line altitudes on reconstructed LGM glaciers of the northwest Barguzinsky Ridge, Northern Baikal, Russia", *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209, 219– 226.
- Özgül, N. (1976). "Toroşların Bazı Temel Jeolojik Özellikleri", *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*. Ankara, 19/1, 65-67. .
- Pierce, K. (1979). *History and dynamics of glaciation in the northern Yellowstone National Park area*. U.S. Geological Survey Professional Paper 729-F.
- Planhol, X. de. (1953). "Les formes glaciaires du Sandıras Dağ et la limite des neiges eternelles quaternaires dans le SO de l'Anatolie", *Compte Rendu Sommaire de la Societe Geologique de France*, (s. 263-265).
- Porter, S. (2001). "Snowline depression in the tropics during the last glaciation", *Quaternary Science Reviews*, 20: 1067–1091.
- Ramage, J. M., Smith, J. A., Rodell, D. T. and Seltzert, G. O. (2005). "Comparing reconstructed Pleistocene equilibrium-line altitudes in the tropical Andes of central Peru", *Journal of Quaternary Science*, v. 20, p. 777-788.
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A. and 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 (7-8), 769 – 780.
- Sarıkaya, M. A. (2009). *Late Quaternary glaciation and paleoclimate of Turkey inferred from cosmogenic 36Cl dating of moraines and glacier modeling*. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Tucson, AZ, USA.
- Sarıkaya, M.A., Zreda, M. ve Çiner, A. (2009a). "Glaciations and paleoclimate of Mount Erciyes, central Turkey, since the Last Glacial Maximum, inferred from 36Cl cosmogenic dating and glacier modeling", *Quaternary Science Review.*, 28 (23–24), 2326–2341.
- Sarıkaya, M.A., Çiner, A. ve Zreda, M. (2009b). "Kozmojenik Yaş Tayini ve Buzul Modellemesinden Elde Edilmiş Türkiye Geç Kuvaterner Buzul Kronolojisi ve Eski İklim Ortam Yorumları", 62. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 13–17 Nisan 2009, MTA. Ankara.
- Sarıkaya, M.A., Çiner ve A. and Zreda, M. (2011). "Quaternary Glaciations of Turkey. J. G. Ehlers içinde", *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology* (s. 393-403). Elsevier.
- Sarıkaya, M. (2011). "Türkiye'nin Güncel Buzulları", D. İkinci içinde, *Fiziki Coğrafya Araştırmaları: Sistematiik ve Bölgesel* (s. Sayı:6, 527-544,). İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları.
- Schilling, D.H. and Hollin, J.T. (1981). "Numerical reconstruction of valley glaciers and small ice caps", In T.Hughes and G.H.Denton (eds.), "The Last Great Ice Sheets", p 207-221. New York: John Wiley and Sons.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, S., Bilgin, Z., Uğuz, F., Korucu, M. ve Özgül, N. (1996). "Isparta Büklümü Doğusunda, Otokton ve Alloktan Birimlerin Stratigrafisi (Batı Toroşlar)", *MTA Dergisi*, Ankara, 118, 111-160.
- Şenel, M. (1997). *1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No.15 Isparta-J12 Paftası*. Ankara: MTA Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Şengör, A.M.C. (1980). "Türkiye'nin neotektoniğinin esasları", *Türkiye Jeoloji Kurultayı Konferanslar Dizisi*, (s. 2, 40.).
- Turoğlu, H. (2011). *Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi*. İstanbul: Çantay Kitabevi.
- Vieira, G. (2008). "Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal", *Geomorphology* , 97, 190–207.
- Yağmurlu, F. ve Şentürk, M. (2005). Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V*, İTÜ.s. 55-61 İstanbul.
- Zahno, C., Akçar, N., Yavuz, V., Kubik, P.W. and Schlüchter, C. (2009a). "Surface exposure dating of Late Pleistocene glaciations at the Dedegöl Mountains (Lake Beyşehir, SW Turkey)", *J. Quaternary Science.* , 24, 1016–1028.

