

The distribution of valley glaciers and sedimentological aspects of the related moraines are poorly known in Turkey. The identification: of different types of moraines and their deposition®! conditions in Geyikdağ provide important information in the understanding of dynamics, magnitude and timing of Late Quaternary glaciations in Turkey.

Key words; Geyikdağ, hummocky moraines, Late Quaternary, lateral and terminal moraines, till, valley glaciation

GİRİŞ

Toros Dağları, Akdeniz'e paralel bir şekilde, Türkiye'ni güneybatısından güneydoğusuna kadar uzanırlar (Şekil 1). Güneydoğu Teraslar Türkiye'nin, güncel buzul kapasitesinin üçte ikilik kısmını barındırdığı gibi Kuvaterner buzullaşmasının, izlerinin de en yaygın şekilde gözlendiği bölgesidir özellikle Cilo Dağı (4135 m) üzerindeki Reşko buzulu ve Sat Dağı (3794 m) üzerindeki Geverok buzulu ile bunların Kuvaterner'in çeşitli dönemlerinde oluşturdukları morenler çok geniş alanlar kaplarlar (Bobek, 1940; Erinç, 1952; Messerli, 1967). Batı Toroslar ise yüksek daimi kar sınırı ve bu daimi kar sınırının üzerine çıkabilen çok az sayıdaki zirvenin, varlığından dolayı güncel buzul barındırmazlar (Kurter ve Sungur 1980; Kurter, 1991). Buna karşın bu bölgede de Kuvaterner buzullaşmasının izlerini Beydağ (3086 m), Akdağ (3016 m), Honaz Dağı (2571 m) ve Sandıras Dağları'nın (2295 m) özellikle kuzey ve kuzeydoğuya bakan vadileri boyunca bulmak mümkündür (de Planhol, 1953; Önde, 1954; Darkot ve Erinç, 1954; Erinç, 1955a, 1955b; Yalçınlar, 1954, 1955; Messerli, 1967; Doğu, 1993; Kuzucuoğlu ve Roberts, 1998; Doğu vd., 1999a, 1999b).

Orta Toros Dağları ise ufak da olsa birkaç buzul barındırırlar., Bunun yanı sıra özellikle Aladağlar'ın Yedigöller çanağı (3100 m civarı) ve doğuya bakan vadileri ile Bolkar Dağlarının (Medetsiz Zirvesi, 3524 m) kuzey ve hatta güneye bakan vadilerinde bile Kuvaterner'de çok. etkin bir buzullaşmanın hüküm sürdüğünü gösteren çok iyi korunmuş çeşitli tipte morenler mevcuttur (Blumenthal, 1956; Spreitzer, 1956, 1969, 1971; Messerli, 1967; Birman, 1968; Klaer, 1969; Arpat ve Özgül, 1972; Erol, 1981; Altın, 1998; Çİner, 2002).. Orta Toroslar'daki güncel daimi kar sınırı 3200-3700 m ve Son Buzul Çağı daimi kar sınırı ise 2200 m civarındadır (Messerli, 1967).

By çalışmada, Antalya'nın 100 km kadar kuzeydoğusundaki Geyikdağ (Orta Toroslar Alanya O28 al ve a2 paftaları.) etrafındaki vadilerde gözlenen Kuvaterner buzullaşmasına ait çeşitli tipteki morenler ile bunları oluşturan buzul çökellerinin (til) sedimentolojik özellikleri ve çökel ortamları irdelenmiştir (Şekil 1). Çalışma alanında, kuzeybatı-güneydoğu istikametinde uzanan ve yükseklikleri 2500' ile 2850 m arasında değişen, genelde kireçtaşlından oluşmuş dağlar ile bunlara paralel ve/veya dikey olarak konumlanmış tekne buzul vadileri (2000-2150 m) bulunmaktadır (Şekil 2), 1/35 000 ölçekli hava fotoğrafları ve Landsat uydu görüntüleri, başta Namaras Vadisi olmak üzere Geyikdağ civarındaki vadilerin birçoğunda küçük, tepelik ve çukurların bulunduğu izlenimini veren yerçekillerinin varlığına işaret, etmektedirler (Arpa/ ve Özgül, 1972; Çİner vd., 1999). Gerçekleştirilen arazi çalışmaları sonucunda bu tepeliklerin büyük çoğunluğunun, her biri ortalama 10 m yükseklikte ve 30 m fedar genişlikte olan ve birbirlerinden birkaç on metrelik çukur alanlar ile ayrılan, tümseksi morenler (hummocky moraines) oldukları tespit edilmiştir.

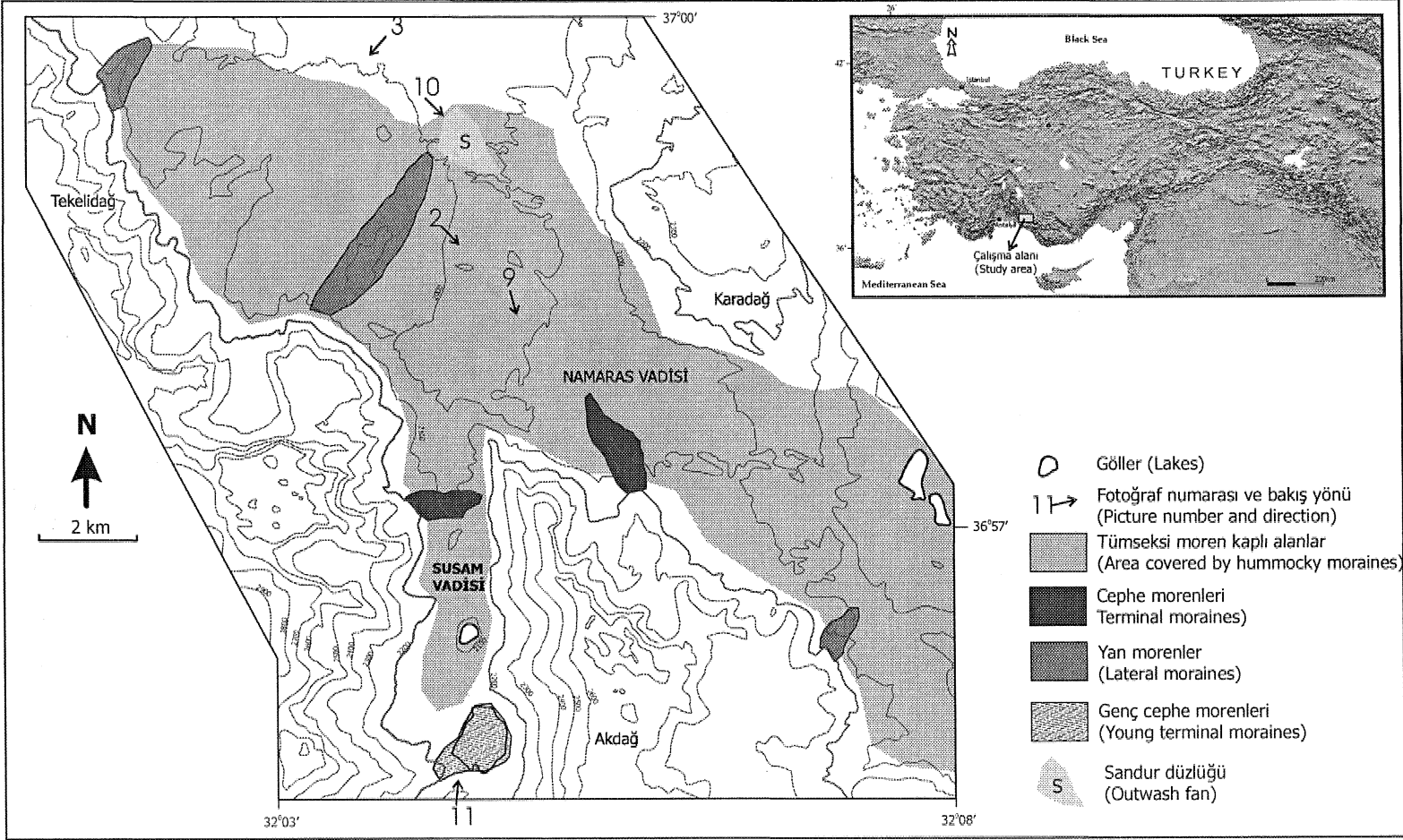
BUZUL ÇÖKELLERİ

Namaras Vadisi

Namaras Vadisi. Tekelidağ-Akdağ ile Karadağ arasında kalan tekne şekilli tipik bir buzul vadisidir (Şekil 1 ve 2), Vadi genel olarak küçük tepelik ve çukur alanlar ile kaplı olup, tepelikleri oluşturan kireçtaşı blok ve çakılları aşınınım çok daha yoğun olduğu kuzeye bakan yamaçlardan gelmişlerdir.. Nitekim, kuzeye bakan yamaçlarda buzyalıkları (cirques) ve sivri zirvelerin (arettes) bol miktarda bulunmalarına karşın, güneye bakan yamaçlarda buzul aşındırmasına dair izler hemen hemen yok gibidir (Şekil 3),

Tümseksi Morenler

Namaras Vadisi'nde gözlenen tümseksi. yerçekilleri vadinin güney kesiminde daha da



Sekil 1: Çalışma alanının yer buldurur haritası ve morenlerin dağılımı.
Figure 1: Location and moraines distribution map of the study area.

yoğun bir şekilde bulunurlar (Şekil 3). Bunlar genellikle düzensiz bir dağılım gösteren, çeşitli büyüklükteki tepecik ve çukur alanlardan ("knob-and-kettle topography", Gravenor ve Kupsch, 1959) oluşmuşlardır. Yükseklikleri 1-10 m, genişlikleri ise 10-30 m arasında olabilen bu tepecikler 5-10°'lik bir yüzey eğimine sahiptirler. Tepecikler genişliği genelde 5-30 m'yi bulabilen ve belirgin bir şekle sahip olmayan çukur alanlar ile birbirlerinden ayrılırlar. Bazen daha da yaygın olabilen bu çukur alanlar çoğu yerde mevsimsel göller ile dolmuşlardır (Şekil 4).

Tepeciklerin üstleri köşeli-yarı köşeli kireçtaşı çakılları (5-20 cm) ile 1-2 m boyundaki bloklar ile kaplanmıştır (Şekil 5). Çakılların arasında kimi yerde silt-kum boyutlu sedimanlar bulunurken, kimi yerde ise toprak oluşumu başlamış durumdadır. Toprak örtüsünün yaygın olarak geliştiği yerlerde ise çeşitli bodur bitkilerden oluşan bir örtü bulunabilir. Ender olarak rastlanılan yol yarmalarındaki gözlemlerden ise tepeciklerin iç kısımlarını oluşturan buzul çökellerinin nispeten daha ince boyuttaki malzemelerden oluştuğu görülmektedir. Üst kısımların aksine iç kesimlerde blok boyutundaki sedimanlar daha az miktarda olup çakıllar silt-kum boyutlu bir matriksin içinde yüzer durumdadırlar (Şekil 6). Katmanlanma ve boylanma özelliği göstermeyen ve tipik olarak matriks destekli diamikton (til) görüntüsü sunan bu sedimanların içinde, buzul akması sırasında aşındırılma nedeni ile şekillenmiş ütü taşı (flat iron; Von Engeln, 1930) ve kurşun taşı (bullet; Boulton, 1978) olarak bilinen buzul çakılları da gözlenmektedir (Şekil 7). Bunun yanı sıra, vadi kenarlarında ve ana kayanın açığa çıktığı yerlerde buzulun geçişi sırasında şekillenen hörgüç kayalar (whalebacks, roches moutonees) ile az da olsa buzulun içindeki ince taneli sedimanların ana kayayı aşındırması sonucu oluşan ve derinlikleri 1 cm'yi uzunlukları ise 1 m'yi geçmeyen buzul çiziklerine (striations, grooves) de rastlanılmıştır (Şekil 8).

Tümseksi morenleri birbirlerinden ayıran çukur alanlar küçük boyutlu (1-10 cm) çakıllar ve/veya ince bir siltli çamur örtüsü ile kaplı durumdadırlar. Kimi yerlerde bu çukurlukları geçici olarak dolduran suların yarattığı göllerin çoğunun yaz sonuna doğru tamamen kurdukları gözlenmiştir

(Şekil 4). Özellikle kıyı çizgisi boyunca gelişmiş ve genellikle otlardan oluşan bitki örtüsü de tümseksi morenler ile geçici göllerin sınırlarını belirlerler.

Yan ve Cephe Morenleri

Namaras Vadisi'nin güney kesiminde, özellikle Akdağ ve Tekelidağ'ın kuzeye bakan yamaçlarındaki buzyalıklarından ve küçük yan vadilerden kaynaklanan buzulların oluşturduğu çeşitli boyutlardaki yan ve cephe morenleri ne de rastlanır (Şekil 1 ve 9). Yol kesitlerinden anlaşıldığı üzere bu morenleri oluşturan buzul çökellerinin doku ve içerikleri tümseksi morenleri oluşturanlar ile örtüşmektedir. Anılabilecek yegane farklılık blok boyutundaki sedimanların yan ve cephe morenlerinde daha yoğun bir şekilde ve 3 m'yi geçebilen ebatlarda bulunabilmeleridir. Yükseklikleri 200 m'yi ve uzunlukları da genelde 500-600 m'yi aşabilen bu morenler, tümseksi morenlere göre çok açık bir şekilde arazide kendilerini belli etmektedirler (Şekil 9). Yan ve cephe morenlerinin üst kesimleri aşınmadan dolayı biraz düzelmiş olmakla birlikte yamaç eğimleri 30-40° civarında olabilir. Bu yanal yüzeylerin iç kesimlerinin kimi yerlerde tümseksi morenler tarafından kısmen üzerlenmiş olmaları yan ve cephe morenlerinin stratigrafik olarak daha yaşlı olduklarının da bir kanıtıdır.

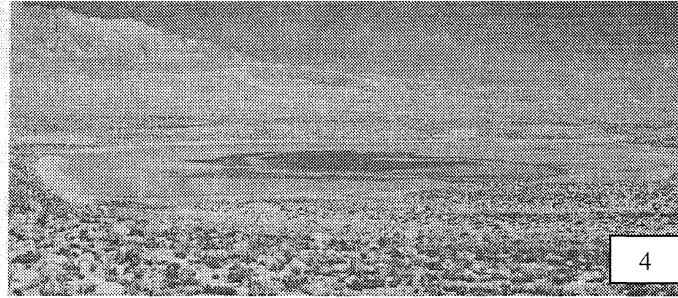
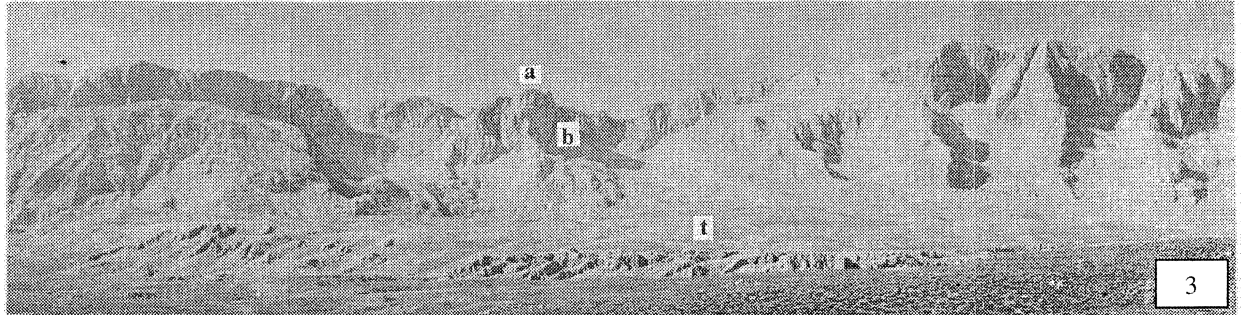
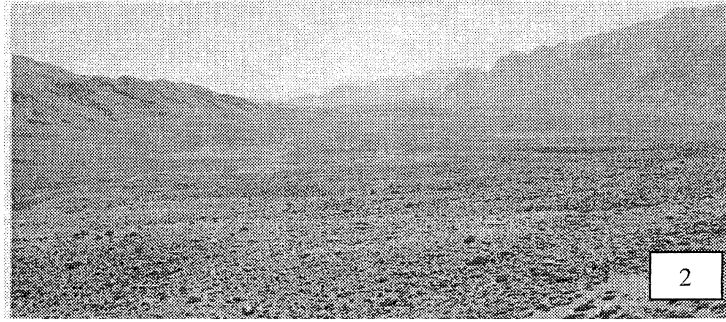
Sandur Düzlüğü

Namaras Vadisi'nin kuzeybatısında bulunan küçük bir alandaki tümseksi morenlerin ve çukur alanların üzerleri kimi yerde kalınlığı 10 m'yi bulabilen bir sediman örtüsü ile kaplı durumdadır. Güncel bir derenin aşındırdığı kesitten görüldüğü kadarı ile bu sediman örtüsü kabaca tabakalanmış çakıl ve kaba kum boyutundaki sedimanlardan oluşmaktadır (Şekil 10). Stratigrafik kesitte alttan üste doğru gidildikçe tane boyunun küçüldüğü çevrimler, biniklenmiş (imbrication) kireçtaşı çakılları, akıntı ripılları ve en üst kesimde ince bir toprak örtüsü de gözlenmektedir.

Susam Vadisi

Namaras Vadisi'ne dik olarak konumlanmış çok daha küçük bir buzul vadisi olan Susam Vadisi içerdiği tümseksi morenlerin yanı sıra diğer alanlarda gözlenmeyen bir yerşekline de sahip olması açısından ilginçtir (Şekil 1). Vadinin en güneyindeki küçük bir buzyalağından aşağı doğru

GEYİKDAĞ'DA (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI



Şekil 2:Namaras Vadisi ve tümseksi morenlerin doğuya doğru genel görünümü. Şekil 1'de fotoğrafların çekildiği yönler işaretlenmiştir.

Figure 2: Eastward view of the Namaras Valley and hummocky moraines. The direction of the pictures are marked in Figure 1

Şekil 3: Tekelidağ (solda) ve Akdağ'ı (sağda)oluşturan kireçtaşlarının yamaçlarında gelişmiş sivri tepeler (a), buzyalaklan (b) ve ölü buzulların ürünü tümseksi morenler (t).

Figure 3; Photomosaic of arefés (a), glacial cirques (b) and hummocky moraines (t) developed on the slopes and in front of Tekelidağ (to the left) and Akdağ (to the right) Mountains.

Şekil 4: Tümseksi morenler arasında bulunan yarı kuru haldeki göl (180 m genişlik). Fotoğraf temmuz ayında çekilmiş olup yaz sonunda gölün tamamı kurumaktadır.

Figure 4: Semi-dry lake (180 m in diameter) developed between the hummocky moraines. The picture is taken in July and whole lake dries out by the end of summer.

sarkan bir dil biçimde gözlenen 200-250 m uzunluğunda ve 90-120 m genişliğindeki yerçekli, tümseksi morenler gibi dağınık bir yayı hm göstermeyip, daha düzenli bir görünüme sahiptir (Şekil 11). Bu yerçekli, GB-KD uzanımlı ve birbirlerine paralel yay biçimli (içbükey) sırtlar ile hendeklerin oluşturduğu dalgalı bir yapıya sahiptir (Şekil 12). Sırtların vadi tabanından yükseklikleri 20 m kadar olup, aralarındaki mesafe 20-30 m'dir. Çukurda kalan alanlar da sırtların 5-8 m kadar altında yer alırlar. Sırtların tıpkı akıntı ripilları gibi asimetric bir kesiti olup GB'ya bakan yamaçları daha az eğimlidir (20-25°).

Sırtlar genelde 5-30 cm çapında, köşeli-yan köşeli kireçtaşı çakıllarından ve ender de olsa çapları 2 m'yi bulabilen bloklardan oluşmaktadır. Çukur alanlarda kalan çakıllar ise çok daha küçük çaplı (1-10 cm) olup blok içermezler. Bu çukur bölgelerde kırmızı-kahverengi bir toprak örtüsü de yer yer gelişebilir (Şekil 12). 2-3 m eninde ve 0.5-1 m derinliğinde huni şeklinde birkaç çöküntü alanı yine bu çukur alanlarda gözlenmişken, bir sırtın en üst kısımlarında çapı 20 m ve derinliği 10 m kadar olan huni şekilli daha büyük bir çöküntü alanına da rastlanılmıştır (Şekil 13 ve 14). Bu büyük çöküntü alanının eğimi 40° kadar olup 1-3 m boyutlu bloklar dairenin etrafında yer alırlar. Bunun yanı sıra, hendeklerin belirli bölgelerinde çapı 0.5 m'yi bulabilen bir kırmızı toprak örtüsünün etrafında halka veya poligon şeklinde düzenli olarak yayılmış kireçtaşı çakılları (1-10 cm) da gözlenmiştir (Şekil 15).

MORENLERLERİN OLUŞUM MEKANİZMALARI VE TARTIŞMA

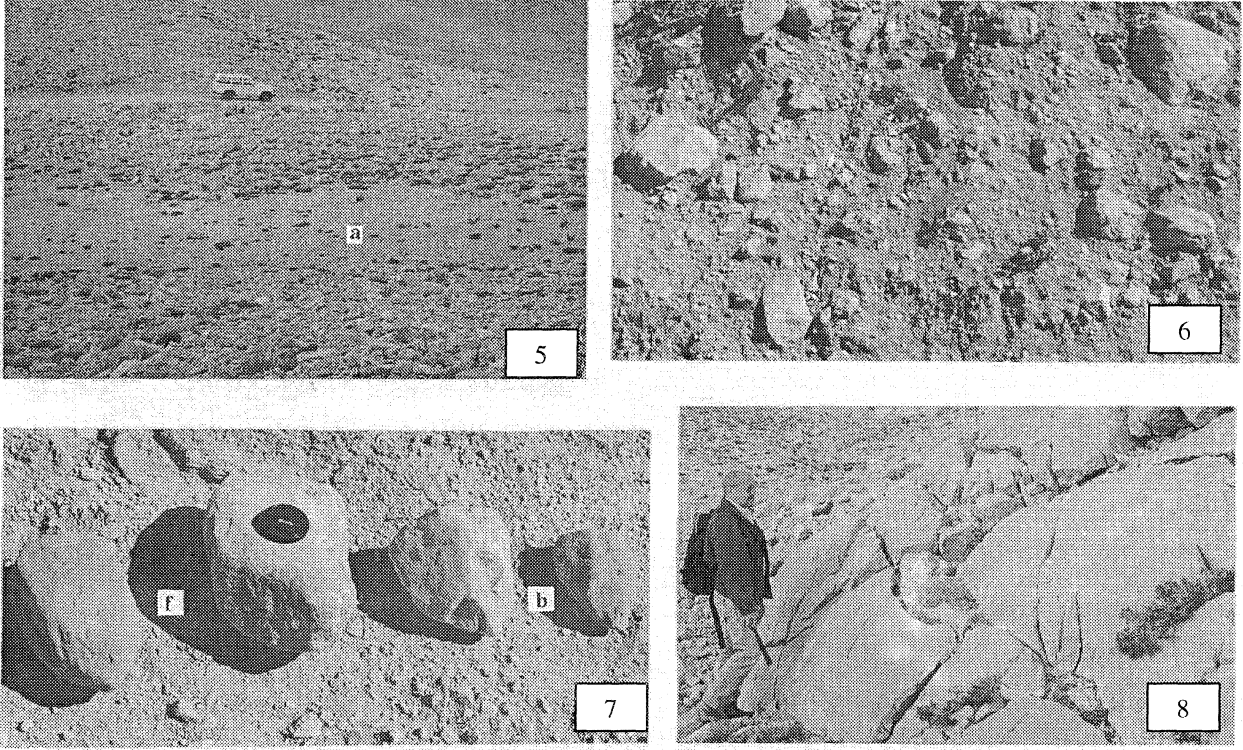
Geyikdağ civarında gözlenen vadilerin enine profillerinin tekne şekilli olmaları, dağların özellikle kuzeye bakan yamaçlarında iyi gelişmiş buzyalıklarının ve sivri zirvelerin bulunuşu, hörgüç kayaların varlığı ve çeşitli tipteki morenler ile bunları oluşturan buzul çökellerinin içerdikleri çakılların şekilleri, bölgenin geçmiş dönemlerde vadi buzullaşmasının etkisinde kaldığını açıkça göstermektedir. Günümüzde tümseksi moren kavramı erimekte ve dağılmakta olan bir buzulun içerdiği sedimanların zaman içinde çökmesi ile meydana gelen, küçük tepecik ve çukur alanlardan oluşan topografyanın tanımlanmasında kullanılmaktadır (Hoppe, 1952; Gravenor, 1955;

Gravenor ve Kupsch, 1959; Clayton ve Moran, 1974. Johnson vd., 1995). Bu topografya buzulun dinamiği, buzulun içinde, üstünde veya altında taşıdığı sedimanların miktarı ve boyutu, eriyen suların miktarı ile bunlara bağlı olarak gerçekleşen erozyon ve sedimantasyon ile doğrudan ilintilidir.

Vadi buzulları tarafından oluşturulan moren tepeciklerinin ve çukur alanların meydana getirdiği bu tür yerseki İleri birçok çalışmaya konu olmuştur. Bunlardan Sissons (1967, ş.97), İskoçya'daki tümseksi morenlerde yaptığı çalışma esnasında düzensiz bir dağılım gösteren bu tepeciklerin buzulun uzunca bir süre durağan hale gelmesi sonucu oluştuğu kanısına varmıştır. Yazar, bölgenin iklim koşullarında meydana gelen iyileşmenin buzulun durağan hale gelmesi ile hemen hemen eşzamanlı olduğunu belirtmektedir (Sissons, 1979). Buna karşın Clapperton ve Sugden (1977) ise İskoç tümseksi morenlerinin herhangi bir buzul evresini belirtmesinden ziyade, bölgedeki buz örtüsünün (ice sheet) dağılması sonucu oluşan küçük boyutlu ve ana buzuldan kopmuş bulunan ölü buzul (dead-ice) parçalarının ürünü olduklarını düşünmektedirler. Araştırmacıların diğer bir kısmı ise tümseksi morenlerin oluşum mekanizmalarını buzulun ön kısmındaki dengesiz erime nedeni ile buzulun üzerindeki malzemelerin (supraglacial debris) tekrardan işlenmesine bağlamaktadırlar (Eyles, 1983; Bennett, 1990; Bennett ve Boulton, 1993).

Güncel buzullar üzerinde Alaska'da çalışmalar yapan Hoppe (1952) ise tümseksi morenlerin oluşum mekanizmalarını ölü buzulun erimesi (ablation) sonucu üstündeki sedimanların öbekler halinde birikmesinden ziyade, buzulun alt kısımlarında su ile doymuş halde bulunan sedimanların sıkışarak (squeezing) buzul altı boşluklarda çökmesine bağlamaktadır. Başka araştırmacılar ise buzulun altında bulunan sedimanların yarıklar (crevasse) aracılığı ile yukarı doğru taşınabileceklerini ve erimekte olan ölü buzulun da zamanla bu sedimanları çökeltirek tümseksi moren l eri oluşturabildiklerini öne sürmüşlerdir (Gravenor ve Kupsch, 1959; Benn, 1991, 1992).

Tümseksi morenlerin ölü buzul altındaki kaba taneli veya ince taneli sedimanların basınç altında deformasyonu sonucu oluştuğunu öne sürenler de



Şekil 5: Tümseksi morenleri oluşturan köşeli-yan köşeli kireçtaşı çakılları ve bloklar. Çukur alanlar (a) ise daha küçük boyutlu çakıllar ile kaplı olup bunlar kimi yerlerde taş halkalar halinde birikmişlerdir.
Figure 5: Angular to subangular limestone pebbles and blocks making up the hummocky moraines. Depressions are filled with finer grained pebbles (a) that often show stone ring developments.

Şekil 6: Katmanlanma ve boylanma özelliği göstermeyen ve tipik olarak matriks destekli diamikton (til) görünümü olan bir tümseksi moren sırtının kesiti. Ölçek fotoğrafın ortasındaki çekiçtir.
Figure 6: Section in a hummocky morainic mound showing a typical matrix-supported, non-sorted and non-stratified diamicton (till) appearance. Hammer at the center for scale.

Şekil 7: Tümseksi morenler içinde bulunan ve buzul akması sırasında şekillenmiş ütü (f) ve kurşun (b) biçimli buzul çakılları (ütü taşı ve kurşun taşı).
Figure 7: Glacially sculptured flat iron (f) and bullet-shaped (b) clasts (iron stone and bullet stone) encountered in the hummocky moraines.

Şekil 8: Kireçtaşından oluşan ana kayaların buzul şekillendirmesi ile meydana getirdiği hörgüç kayalar. Buzulun hareket yönü fotoğrafın sağından soluna doğrudur.
Figure 8: W hal e back forms in limestone bedrock. Inferred ice movement is from the right towards the left of the picture.

vardır (Stalker, 1960; Hodgson, 1982; Boulton, 1996; Benn ve Evans, 1998; Hindmarsh, 1998; Eyles vd., 1998, 2000; Klassen ve Hughes 2000; Boone ve Eyles, 2001). Buzulun altında eriyen sularının taşması sonucu (subglacial melt-water floods) biriken sedimanların tümseksi morenleri oluşturduğunu düşünenler de bulunmaktadır (Munro ve Shaw, 1997; Munro-Stasiuk ve Sjogren, 2000; Evans ve Twigg, 2002).

Mekanizması ne olursa olsun araştırmacıların tamamı tümseksi morenlerin ölü buzulların erimesi sonucu oluştuğu konusunda hemfikirdirler. Çalışılan alanda da kuzey ve kuzeydoğuya bakan yamaçların vadi tabanı ile birleştikleri kesimlerde tümseklerin daha yoğun bir şekilde gözlenmeleri bu morenlerin vadi yamaçlarından erimekte olan ölü buzulların üzerine düşen kayaç parçalarının zamanla çökmesi ile meydana geldikleri tezini desteklemektedir. Ölü buzulların üzerlerindeki sedimanların değişik yoğunlukta dağılmış olmaları nedeni ile nispeten ince bir sediman örtüsü ile kaplı olan alan daha hızlı bir şekilde erimekte, eriyen alanların yarattığı çukurluklar ise zamanla buzulun üzerindeki sedimanlar ile doldurulmaktadır. Sedimanların bu çukurlukları doldurması sonucu açıkta kalan buzulun yüzeyi daha hızlı erimekte ve bu şekilde topografyada bir terslenme oluşarak tümseksi morenler meydana gelmektedir. (Gevenor ve Kupsch, 1959; Ario, 1977).

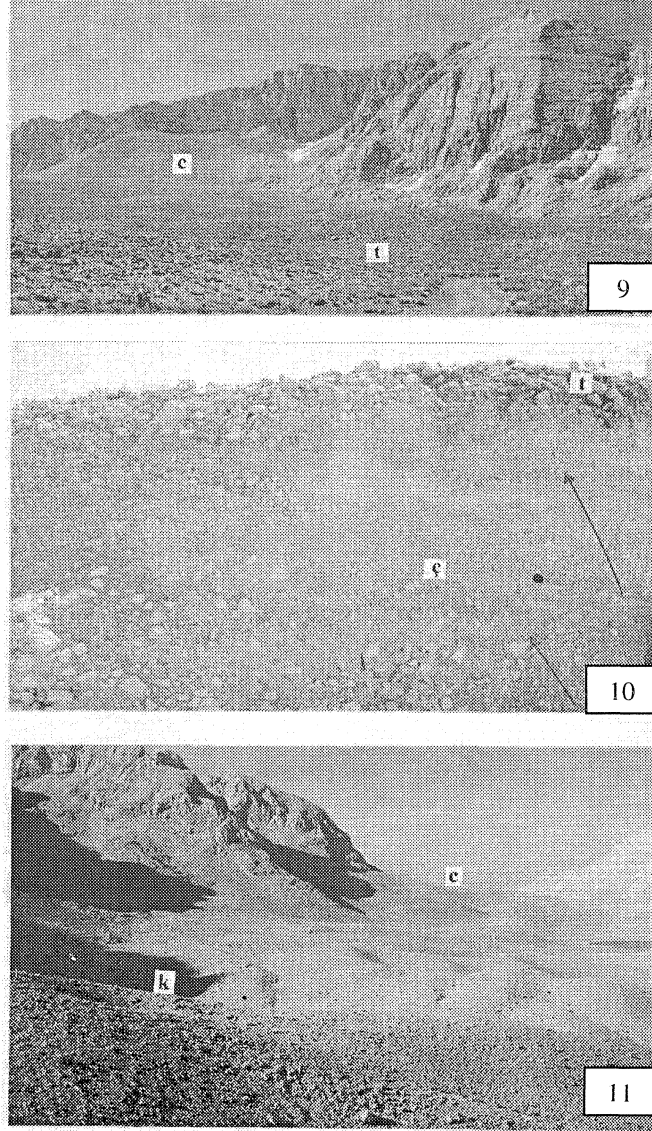
Çalışılan alandaki tümseksi morenleri oluşturan buzul çökellerinin içerdiği çakılların %80'inin köşeli-yarı köşeli olması bunların yamaçlardan düşen kayaç parçalarından türemiş oldukları tezini destekler niteliktedir. Ender de olsa rastlanılan ütü ve kurşun şekilli buzul çakılları bu kısım sedimanın da buzulun alt ve iç kesimlerinde (melt out till; Boulton ve Deynoux, 1981) taşınarak şekillendiklerini ve kimi yerlerde dip morenleri (ground moraines) oluşturduklarını göstermektedir. Buzul çizikleri, hörgüç kayalar ve buzullarca şekillenmiş çakılların çok az bulunması, ana buzul kütlelerinin fazla hareket etmediğini ve ayrışan ölü buzul parçacıklarının da hemen yakındaki yüksek dağların yamaçlarından düşen kayaç parçaları ile beslendiklerini göstermektedir. Bunun yanı sıra bölgedeki kayaç 1 arın tamamının kireçtaşı olması da aktif bir karst gelişimine neden olmuş ve böylece buzulların ana kayalar üzerinden geçerken yarattığı cilalı yüzeyler ve çizikler de yok olmuş olabilirler.

Namaras ve Susam Vadileri'nin çeşitli kesimlerinde gözlenen yüksek ve uzunlamasına sırtlar aktif buzullar tarafından oluşturulmuş yan ve cephe morenleri olarak yorumlanmışlardır. Cephe morenlerinin yükseklikleri ve buzyalıklarına olan uzaklıkları bunların göreceli yaşlarını da vermektedir. Vadilerin daha alçak kısımlarına kadar inebilmiş buzulların oluşturduğu yan ve cephe morenleri Kuvaterner buzullaşmasının önemli evrelerinden birini temsil etmektedirler. Çalışma alanının dışında kalmasına rağmen bölgenin en büyük gölü olan Eğrigöl de, buzullardan eriyen suların bu tip bir cephe moreni tarafından engellenmesi sonucu oluşmuş bir buzul seti gölüdür.

Daha az yüksekliğe sahip bazı yan ve cephe morenleri ise tümseksi morenleri çevreler bir konumda gözlenmektedirler (Şekil 3). Ölü buzulların ürünü olan tümseksi morenlerin canlı buzulların ürünü olan yan ve cephe morenlerinin yan yamaçlarını üzerlemeleri tümseksi morenlerin daha sonra oluştuğunun kanıtıdır. Buzyalıklarının hemen ön kısımlarında taze yüzeyleri ile çok yeni oluşmuş izlenimi veren küçük cephe morenleri ise Küçük Buzul Çağı'na (Little Ice Age) ait olabilirler.

Namaras Vadisi'nin kuzeybatısındaki küçük bir düzlük alanı kaplayan sedimanların kesitinde gözlenen flüviyal çevrimler, çakıl biniklenmeleri ve akıntı ripolları örgülü ırmak çökellerinde çok tipiktir. Buzulların erimesi sırasında gelişen örgülü ırmakların çökelttiği bu tür sedimanlara ve bunların oluşturduğu sandur düzlüklerine (outwash plain) çalışılan bölgede sadece kısıtlı bir alanda rastlanılmıştır. Buzulların boyutları ile doğru orantılı olarak gelişmesi beklenen bu tür örgülü ırmakların çökelttiği sedimanlar vadilerin aşağı kesimlerinde genellikle büyük alanları kaplamaları ile bilinirler (Sugden ve John, 1977). Çalışılan alanda bu tür sandur düzlüklerinin çok az olması buzul erimesinin daha ziyade buharlaşma ile gerçekleştiğinin bir göstergesi olabilir (Johnston ve Wickenden, 1931). Daha yüksek bir olasılık ise Namaras Vadisi buzullarının erimesi sırasında derin bir ırmak yatağının oluşarak sedimanların hızlı ve yoğun bir biçimde çok daha aşağı kotlara kadar taşınmış olmalarıdır. Bunun yanı sıra bölgenin tamamen kireçtaşı egemen litolojisinin yarattığı karstlaşma nedeni ile eriyen suların yüzeyden ziyade yeraltından taşınmış olma olasılığı

GEYİKDAĞ'DA (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI



Şekil 9: Tekelidağ önünde gelişmiş bir cephe moreni (c) ve tümseksi morenler (t).
Figure 9: Terminal moraine (c) and hummocky moraines (t) developed in front of the Tekelidağ.

Şekil 10: Buzul akarsu çökellerinin oluşturduğu sandur düzlüğünün kesiti. Fotoğrafta yukarı doğru tane boyunun küçüldüğü çevrimler (oklar), çevrimleri sınırlayan ince çamur örtüsü (ç), ve ince toprak örtüsü (t) görülebilir. Ölçek objektif kapağıdır (5 cm).

Figure 10: Cross section of the glacio-fluvial outwash plain. Note the crude fining upward trends (arrows), mud drape (ç), and thin soil cover (t). Lens cap (5 cm) for scale.

Şekil 11: Susam Vadisinde yay biçimli sırtlar ile hendek rin dil şeklinde oluşturduğu genç cephe morenleri. Arka planda Susam Gölü (200 m çapında) ve vadi girişini kapatan daha yaşlı cephe moreni (c) ile ön tarafta büyük boyutlu eriyen buz çukuru (k) görülmektedir.

Figure 11: Transverse arcuate ridges and furrows created by young terminal moraines at the southern end of the Susam Valley. Susam Lake (about 200 m in diameter) and an older morainic ridge (c) closing partly the valley at the background. Large kettle hole at the foreground (k).

da sandır düzlüğü oluşumunu engelleyen bir etmen olarak görülebilir.

Namaras Vadisi'nde gözlenen düzensiz dağılımlı tümseksi morenlerin tersine, Susam Vadisi'nde bulunan bir buzyalağından aşağı doğru dil gibi sarkan ve birbirlerine paralel yay biçimli sırtlar ve çukur alanlardan oluşan yerçekli ilk bakışta bir kaya buzulu (rock glacier) olarak yorumlanabilir. Nitekim Arpat ve Özgül (1972) de Geyikdağ'da özellikle hava fotoğraflarını kullanarak yaptıkları çalışmalarında gözlemledikleri yüzey şekillerinin hemen hemen tamamını (bu çalışmada anılan tümseksi morenler de dahi! omak üzere) kaya buzulu olarak yorumlamışlardır.

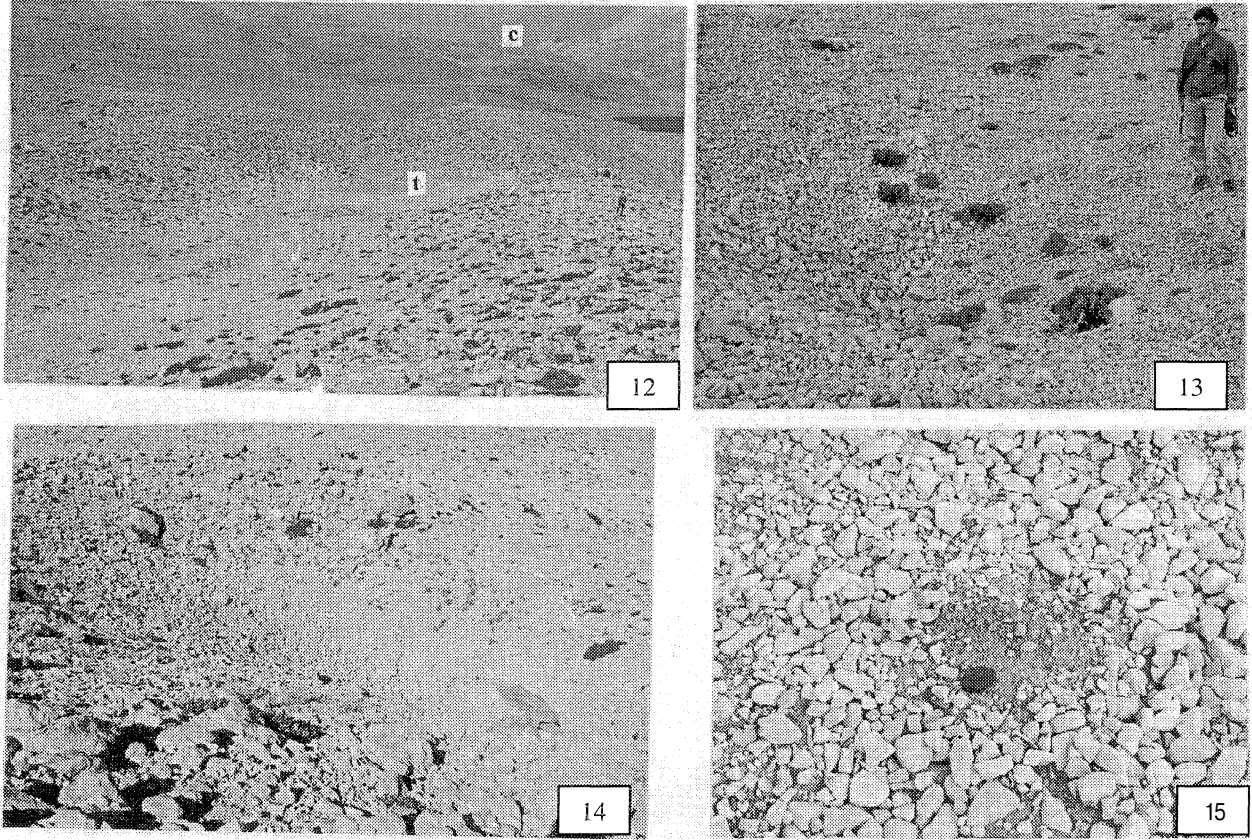
Capps (1910)'ın kaya buzulu terimini ilk defa olarak tanımlanmasından sonra benzer yerçekilleri dağların yüksek kesimlerinde çeşitli araştırmacılar tarafından detaylı olarak çalışılmıştır. Alaska'da 200'den fazla kaya buzulunu inceleyen Wahrhaftig ve Cox (1959) kaya buzullarını "vadi yamaçlarının eteklerinde veya küçük buzulların önünde gelişmiş, dil veya yayvan şekilli, köşeli ve kötü boylanmış malzemeden oluşan kütleler" olarak tanımlamışlardır.

Günümüzde kaya buzullarının kökeni ve dinamiğine ilişkin iki teori bulunmaktadır. Bunlardan birincisi kaya buzullarının periglasial kökene sahip olduklarını öne sürmektedir. Buna göre deforme olmuş yamaç döküntülerini oluşturan malzemeler arasındaki boşlukları dolduran suyun donması ve çözülmesi esnasında gelişen kuvvetler sonucu kaya buzulları da yavaşça aşağıya doğru hareket etmektedirler (Wahrhaftig ve Cox, 1959; Blagbrough ve Farkas, 1968; Haeberli, 1985; Barsch, 1992, 1996; Erinç 2001a, s.297), Dolayısı ile bunlar "gerçek veya birincil kaya buzulları" olarak anılmaktadırlar (Corte, 1976). İkinci teori ise kaya buzullarının oluşumunu küçük buzulların yüzeyine yamaçlardan dökülen malzemenin buzulun erimesi sonucu birikmesine bağlamaktadır (Richmond, 1952; Lliboutry, 1986; Humlum, 1988). Bu şekildeki döküntü kaplı buzulları da Corte (1976) "ikincil kaya buzulları" olarak tanımlanmıştır. Bu kavram kargaşasına bir son vermek ve kaya buzullarının gerçek buzullar ile olan farklılığını öne çıkarmak maksadı ile Barsch

(1988) birincil kaya buzullarının tek kelime halinde "kayabuzulu (rockglacier)" olarak yazılmasını önermektedir.

Daha önce de belirtildiği üzere. Susam Vadisi'nde gözlenen yay biçimli sırt ve hendeklerin oluşturduğu dalgalı yerçekilleri ilk bakışta periglasial bir ortamda gelişmiş kayabuzullarını andırmaktadır. Ancak yapılan gözlemler bu tür bir yorumu desteklememektedir. Sırtların kesitlerinde ve üst yüzeylerinde yapılan incelemeler bunların tümseksi morenlerden herhangi bir farklılığının olmadığını göstermektedir. Diğer bir deyişle, morenleri oluşturan tillerin sedimantolojik özellikleri bu sırtları oluşturan malzemeler ile aynıdır. Dolayısı ile kayabuzullarına görünüm olarak benzese de bu sırtların daha ziyade küçük bir buzulun ilerleme ve gerileme evreleri sırasında zaman içinde bıraktığı cephe morenleri oldukları sonucuna varılmıştır. Bu görüşü destekleyen kanıtlardan bir diğeri de çeşitli ebatlarda gözlenmiş olan huni şekilli çöküntüler olup bunlar eriyen buz çukuru (kettle) olarak isimlendirilirler (Şekil 13 ve 14). Bunlar buzul kökenli sedimanların içinde kalmış ve genellikle küçük boyutlu ölü buzul parçacıklarının zaman içinde erimesi ve üstteki sedimanların bu boşluğa göçmesi sonucu oluşan huni şekilli çöküntülerdir (Flint, 1971, s.212). Çalışılan alanda bulunan küçük boyutlu olanları buzul sedimanları içine gömülü kalmış çok ufak buzların erimesi ile meydana gelirken, daha büyük boyutlu olanı ise olasılıkla bir kısmı buzul sedimanlarının dışında kalmış (aysberg gibi) daha büyük bir buz kütesinin erimesi ile meydana gelmiştir.

Hendeklerin belirli bölgelerinde gözlenen halka (veya poligon) şeklinde birikmiş kireçtaşı çakılları ise taş halkalar ve taş poligonları (stone rings and polygones) olarak yorumlanmıştır (Şekil 15). Periglasial toprak şekillerinden dokumalı veya bünyeli topraklar (patterned ground) olarak anılan gruba giren taş halkalarına özellikle gece-gündüz ısı farkının çok yüksek olduğu dağlık bölgelerde rastlanır (Erinç, 2001b, s.298). Suyun donması ile oluşan buz basıncının etkisi ile merkezden çevreye doğru yayılan kil-çakıl arası boyuttaki sedimanlardan ince taneli olanlarının buzun erimesi ile tekrar merkeze doğru birikmesi sonucu oluştukları tahmin edilmekle birlikte kökeni ile



Şekil 12: Susam Vadisi'ndeki sırt ile hendeklerin detay görünümü. Sırtlar üzerinde daha büyük taneli sedimanlar bulunurken, çukur alanlarda yer yer kırmızı-kahverengi toprak gelişimi de gözlenir (t). Arka planda vadi girişindeki cephe moreni sırtı (c) ve Susam Gölü görülmektedir. Ölçek kişidir.

Figure 12: Detail of the arcuate ridges and furrows in Susam Valley, Larger sediments are observed on the ridges compared to the furrows where a red-brown soil can also develop (t). Morainic ridge (c) and Susam Lake at the background. Person for scale,

Şekil 13: Alttaki küçük buz parçasının erimesi sonucu oluşan huni şekilli küçük eriyen buz çukuru.

Figure 13: Small kettle hole formed by the ablation of ice that was wholly buried in the till.

Şekil 14: Alttaki veya bir kısmı dışarı çıkmış bir buz parçasının erimesi sonucu oluşmuş daha büyük boyutlu eriyen buz çukuru. Ölçek kişidir.

Figure 14: Large kettle hole formed by the ablation of buried or projecting ice mass. Person for scale.

Şekil 15: Kireçtaşı çakıllarının (1-10 cm) kırmızı toprak etrafında toplanması sonucu oluşan "taş halkası". Ölçek objektif kapağıdır (5 cm).

Figure 15: Stone rings. Limestone pebbles (1-10 cm) are scattered around a red soil. Lens cap (5 cm) for scale.

ilgili çeşitli tartışmalar da mevcuttur (Van Vilet-Lanoe 1991; Hallet ve Waddington, 1992; Werner ve Hallet, 1993; Ballantyne, 1996; Matsuoka vd., 2002). Bu mekanizmanın sürekli bir şekilde tekrarlanması sonucu kaba taneli çakıllar ince taneli kil-kum boyutlu sedimanlar etrafında çok belirgin bir halka veya poligon şeklini alırlar.

SONUÇLAR

Çalışılan alanda gözlenen çeşitli tip ve boyuttaki morenler bölgenin Kuvaterner sırasında önemli buzullaşma evrelerinden geçtiğini göstermektedir. Özellikle Namaras Vadisi'nin U şekilli morfolojisi (tekne vadi) ve yüksekliği 200 m'yi bulan yan ve cephe morenleri bölgedeki en yaşlı (Würm?) buzullaşmanın kanıtlarıdır. Namaras Vadisi'ne dik olarak bağlanan diğer küçük vadilerin girişlerini kapatan yan ve cephe morenleri ise gerek konumları gerekse daha alçak ve kısa oluşları nedeniyle ana vadi buzullaşmasından sonraki bir buzul dönemine ait olmalıdırlar. Tümseksi morenler ise buzulların aktif halden ölü hale geçtikleri daha da sonraki bir evrede oluşmuşlardır. Susam Vadi'sinde gözlenen dil şekilli ve dalgalı yapıdaki morenler ise olasılıkla Holosen'de kısa bir süre ile de olsa gelişen daha genç bir buzul evresinin ürünüdürler. Taze yüzeyleri ile kendini belli eden en genç buzul çökelleri ise buzyalıklarının hemen önünde oluşan küçük cephe morenleri olup bunların bir kısmı Küçük Buzul Çağı⁵na ait olabilirler.

Sadece Geyikdağ'da değil ülkemizin tamamında şu an için Kuvaterner buzullaşmasına ait kesin yaş verisi bulunmamakta, dolayısı ile buzul evrelerinin gelişimleri yukarıda yapılmaya çalışıldığı gibi, stratigrafik olarak yorumlanabilmektedir. Kuvaterner buzullaşma evrelerinin aletsel verilere dayandırılması ve sayısal veri üretilebilmesi maksadı He TÜBİTAK-NSF tarafından desteklenen bir araştırma projesi geliştirilmiş olup çalışmalar devam etmektedir (Zreda vd., 2003). Bu proje kapsamında morenlerin üst kesimlerinde açığa çıkmış ve kozmik ışınımına maruz kalmış bloklar üzerlerinde "kozmojenik ³⁶C1 yüzey yaşlandırması yöntemi (Cosmogenic ³⁶C1 surface exposure dating)" ile yüzey şekillerinin yaş tayinleri yapılacaktır. Bu sayede sadece Geyikdağ'ın değil, ülkemizin önemli buzullaşma alanlarının Kuvaterner paleocoğrafyası ve paleoklimi daha

sağlıklı verilere dayandırılarak yorumlanmış olacaktır.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Aario, R. 1977. Classification and terminology of morainic landforms in Finland. *Boreas*, 6, 87-100.
- Altın, B. N. 1998, Aladağlar ve Bolkar dağları üzerinde karstlaşma ve glasio-karstik şekiller. Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. yıl sempozyumu bildirileri, 531-550.
- Arpat, E. ve Özgül, N. 1972. Orta Toroslar, Geyikdağ'da kaya buzulları. *MTA Dergisi*, 80, 30-35.
- Ballantyne, C. K. 1996. Formation of miniature sorted patterns by shallow ground freezing: a field experiment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 409-424.
- Barsch, D. 1988. Rockglaciers. In: *Advances in Periglacial Geomorphology*. M. G. Clark (ed.). Chichester, Wiley. 69-90.
- Barsch, D. 1992. Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 175-163.
- Barsch, D. 1996. *Rockglaciers*. Heidelberg: Springer Verlag.
- Benn, D. I. 1991. Glacial landforms and sediments on Skye. In: *The Quaternary of the Isle of Skye*. C. K. Ballantyne, D. I. Benn, J. J. Lowe ve M. J. C. Walker (Eds.). Field Guide. Cambridge, Quaternary Research Association. 35-67.
- Benn, D. I. 1992. The genesis and significance of hummocky moraines: evidence from the Isle of Skye, Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 11, 781-799.
- Benn, D. I. ve Evans, D. J. A. 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, UK, 734p.

GEYİKDAĞ'DÂ (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI

- Bennett, M. R. 1990. The deglaciation of Glen Croulin, Knoydart Scottish Journal of Geology, 26,41-46,
- Bennett, M. R. ve Boulton, G. S. 1993. A reinterpretation of Scottish hummocky moraines and its significance for the deglaciation of the Scottish Highlands during the Younger Dryas or Loch Lomond Stadial. Geological Magazine, 130, 301-318.
- ^ J, H. 1968, Glacial reconnaissance in Turkey. Geological Society of America Bulletin, 79, 10094026.
- Blagbrough, J. W. ve Parkas, S. E. 1968. Rock glaciers in the San Mateo mountains, south-central New Mexico. American Journal of Science, 266, 812-823.
- Blumenthal, M. M. 1956, Yüksek Bolcardağın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi, MTA Dergisi, Seri D, 7, 153.
- Bobek, H. 1940. Die gegenwartige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge, Zeitschrift für Gletscherkunde, 27(1-2), 50-87.
- Boone, S. J. ve Eyles, N. 2001. Geotechnical model for great plains hummocky moraine formed by till deformation below stagnant ice. Geomorphology, 38, 109-124.
- Boulton, G* S, 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. Sedimentology, 25, 773-799.
- Boulton, G. S. 1996. Theory of glacial erosion and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. Journal of Glaciology, 42, 43-62.
- Boulton, G< S. ve Deynoux, M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. Precambrian Research, 15,397-422.
- Capps, S. R. 1910. Rock glaciers in Alaska. Journal of Geology, 18,359-375.
- Çiner, A. 2002. Türkiye'nin güncel buzulları ve Geç Kuvaterner buzul çökelleri. Türkiye Jeoloji Bülteni. Baskıda.
- Çiner, A., Deynoux, M. ve ÇÖrekçioğlu, E. 1999. Hummocky moraines in the Namaras and Susam valleys, Central Taurids, SW Turkey. Quaternary Science Reviews, 18, 659-669.
- Clapperton, C. M. ve Sugden, D. E. 1977. The late Devensian glaciation of North East Scotland. In: Studies in the Scottish Late Glacial environment. J. M. Gray ve J. J. Lowe (Eds,). Oxford: Pergamon, 1-4.
- Clayton, L. ve Moran, S. R., 1974. A glacial process-form model. In: Glacial Geomorphology. D.R. Coates (ed.). State University of New York, Binghamton, 89-120.
- Corte, A. 1976. Rock Glaciers. Biuletyn Peryglacialny, 26, 175-197.
- Darkot, B. ve Erinç, S. 1954. Observations geographiques dans le sud-ouest de l'Anatolie. Review of the Geographical Institute of the University of İstanbul, 1, 149-167.
- Doğu, A. F. 1993. Sandıras dağındaki buzul şekilleri. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 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, 63-64.

- Engeln, O. D. von 1930. Type form of faceted and striated glacial pebbles. *American Journal of Science*, 19, 9-16.
- Erinç, S. 1952. Glacial evidences of the climatic variations in Turkey. *Geografiska Annaler*, 34(1-2), 89-98.
- Erinç, S. 1955a. Honaz Dağında periglasyal şekiller (Güneybatı Toroslar). *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 2, 185-187.
- Erinç, S. 1955b. A propos de la note de t. Yalçınlar intitulée "Sur la presence de formes glaciaires quaternaires au Honaz-Dağ et au Boz-Dağ (Ouest de la Turquie)". *Compte Rendu Sommaire de la Societe Geologique de France*, 13-14, 259-261.
- Erinç, S. 1978. Changes in the physical environment in Turkey since the end of the Last Glacial. In: *The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age*. W. C. Brice (ed.). Academic Press, London, 87-110.
- Erinç, S. 2001a. Jeomorfoloji I. Güncelleştirenler: Ertek, A. ve Güneysu, C, Der Yayınları, 5. Basım, 614s.
- Erinç, S. 2001b. Jeomorfoloji II. Güncelleştirenler: Ertek, A. ve Güneysu, C, Der Yayınları, 3. Basım, 483s.
- Erol, O. 1981. Quaternary pluvial and interpluvial conditions in Anatolia and environmental changes especially in south-central Anatolia since the last glaciation. In: *Beitraege zur Umweltgeschichte des vorderen Orients (Contributions to the environmental history of Southwest Asia)*. W. Frey ve H. P. Uerpmann (Eds.). Beihefte zum Tuebinger Atlas des Vorderen Orients. Reihe A, Naturwissenschaften, 8, 101-109.
- Evans, D. J. A. ve Twigg, D. R. 2002. The active glacial landsystem: a model based on Breioamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, basımda.
- Eyles, N. 1983. Modern Icelandic glaciers as depositional models for hummocky moraines in the Scottish Highlands. In: *Tills and related deposits*. E. B. Evenson, C. Schlüchter ve J. Rabassa (Eds.). Rotterdam: Balkema, 47-60.
- Eyles, N., Boyce, J. I. ve Barendregt, R. W. 1998. Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide ice lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology*, 123, 163-174.
- Eyles, N., Boyce, J. I. ve Barendregt, R. W. 2000. Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide ice lobes resting on soft beds. Reply to comments. *Sedimentary Geology*, 129, 169-172.
- Flint, R. F. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, 882p.
- Gravenor, C. P. 1955. The origin and significance of prairie mounds. *American Journal of Science*, 253, 475-481.
- Gravenor, C. P. ve Kupsch, W. O. 1959. Ice-disintegration features in Western Canada. *Journal of Geology*, 67, 48-64.
- Haeberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of Alpine rock glaciers. *Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol., ETH Zurich* 77, 142.
- Hallet, B. ve Waddington, E. D. 1992. Buoyancy forces induced by freeze-thaw in the active layer: implications for diapirism and soil circulation. In: *Periglacial Geomorphology*. J. C. Dixon ve A. D. Abrahams, (Eds.). Wiley, Chichester, 251-279.
- Hindmarsh, R. 1998. Deforming beds: viscous and plastic scales of deformation. *Quaternary Science Reviews*, 16, 1039-1056.
- Hodgson, D. M. 1982. Hummocky and futed moraines in part of NW Scotland. Unpublished PhD. Thesis, University of Edinburgh.

GEYİKDAĞ'DA (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI

- Hoppe, G. 1952. Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norbotten. *Geografiska Annaler*, 34, 1-26.
- Humlum, O. 1988. Natural grains on rock glaciers as an indication of a solid ice core. *Geogr. Tidsskr*, 88, 78-82.
- Johnson, D., Mickelson, D. M., Clayton, L. ve Attig, J. W. 1995. Composition and genesis of glacial hummocks, western Wisconsin, US. *Boreas*, 24, 97-116.
- Johnston, W. A. ve Wickenden, R. T. D. 1931. Moraines and glacial lakes in southern Saskatchewan and southern Alberta, Canada. *Royal Society of Canada Transactions*, 25, 29-44.
- Klaer, W. 1969. Glacialmorphologische Probleme in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Erdkunde*, 23(3), 192-200.
- Klassen, R. W. ve Hughes, D. 2000. Diamict till in Sub-glacial channels, Poplar River strip mine, Southern Saskatchewan, *Quaternary International*, 68-71, 111-115.
- 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.
- Kurter, A. ve 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.
- Kuzucuoğlu, C. ve Roberts, N. 1998. Evolution de l'environnement en Anatolie de 20000-6000 BP. *Paleorient*, 23(2), 7-24.
- Lliboutry, L. 1986. Discharge of debris by glacier Hatunraju, Cordillera Blanca, Peru. *Glaciology*, 32, 133.
- Matsuoka, N., Abe, M. ve Ijiri, M. 2002. Differential frost heave and sorted patterned ground: field measurements and a laboratory experiment. *Geomorphology*, 1262, 1-13.
- Messerli, B. 1967. Die eiszeitliche und die gegenwertige Vergletscherung in Mittlemeerraum. *Geographica Helvetica*, 22, 105-228.
- Munro, M. ve Shaw, J. 1997. Erosional origin of hummocky terrain in south-central Alberta, Canada. *Geology*, 25, 1027-1030.
- Munro-Stasiuk, M. ve Sjogren, K. 2000. Comment on Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide ice sheet lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology*, 129, 168-169.
- Onde, H. 1954. Formes glaciaires dans le Massif Lycien de l'Akdağ (Turquie du Sud-Ouest). *Congres Geologique International*, XV, 327-335.
- 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*, 263-265.
- Richmond, G. M. 1952. Comparison of rock glaciers and block streams in the La Sal Mountains, Utah. *Geological Society America Bulletin*. 63, 1292-1293.
- Sissons, J. B. 1967. The evolution of Scotland's Scenery. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Sissons, J. B. 1979. The Loch Lomond Stadial in the Cairngorm Mountains. *Scottish Geographical Magazine*, 95, 66-82.
- Spreitzer, H. 1956. Untersuchungen im Kilikischen Ala Dağ im Taurus. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, 98(1), 57-64.
- Spreitzer, H. 1969. Die eiszeitliche und gegenwertige Vergletscherung des kilikischen Ala Dağ im Taurus (Pleistocene geology and glaciation of Ala Dağ, Taurus

Mountains, Turkey). Actas-Congreso Internacional del INQUA, 5(1), 339-347.

Spreitzer, H, 1971. Die eiszeitliche Depression der glazialen und periglazialen Region und die Pedimentbildung im Zentralen Taurus (bes. i m Kilikischen Ala Dağ) (The ice-age depression of the glacial and periglacial region, and pedimentation in the central Taurus Mountains, Cilician Ala Dağ). In: Etudes sur le Quaternaire dans le Monde, VoL 1. Bulletin de l'Information, Association Française pour l'Etude du Quaternaire, 4, 105-111.

Sugden, D. E. ve John, B. S. 1977. Glaciers and Landscape. Edward Arnold, London.

Stalker, A.M., 1960, Ice-pressed drift forms and associated deposits. Geological Survey Canada Bulletin, 57.

Van Vilet-Lanoe, B. 1991. Differential frost heave, load casting and convection: converging mechanisms; a discussion of the origin of cryoturbations. Permafrost and Periglacial Processes, 2, 123-139.

Wahrhaftig, C. ve Cox, A. 1959. Rock glaciers in the, Alaska Range. Geological Society of America Bulletin, 70, 383-436.

Werner, B. T. ve Hallet, B. 1993. Numerical simulation of self-organized stone stripes. Nature, 361, 142-145.

Yalçınlar, I. 1954. Sur la presence de formes glaciaires quaternaires an Honaz Dağ et au Boz Dağ (Quest de la Turqtiie). Compte Rendu Sommaire de la Societe Geologique de France, 13,296-298.

Yalçınlar, L. 1955. Etudes morphologiques sur la glaciation du Honaz-Dağ et de la chaine de Boz-Dağ (Turquie occidentale). Review of the Geographical Institute of the University ofistanbul, 2, 45-55.

2reda, M., Çiner, A. ve Bayan, S. 2003. Magnitude of Quaternary glaciers and glaciations from low to high latitudes: global or local

dominant controlling factors? TÜBİTAK-NSF (American National Science Foundation) ortak projesi.

KATKI BELİRTME

Arazi çalışmaları çeşitli aşamalarında bana eşlik eden Dr. Max Deynoux (CNRS, Strasbourg-Fransa), Dr. Erdal Koşun (Akdeniz Üniversitesi) ve Erdem Çörekçiöğlü'na (MTA) teşekkür ederim. Bu makalede Dr. David Evans (University of Glasgow, İngiltere), Dr. Brigİtte Kaiser ve Dr. Catherine Kuzucuöğlü'nün (CNRS, Meudon-Fransa) sözlü görüşlerinden de yararlanılmıştır. Makalenin hakemliğini yapan Prof. Dr. Oğuz Erol ile Mustafa Karabıyıköğlü'na (MTA, Ankara) ve harita çiziminde yardımcı olan Dr. Onur Köse (Yüzüncü Yıl Üniversitesi) ile Araş. Gör. M. Akif Sankaya'ya (Hacettepe Üniversitesi) da teşekkürlerimi sunarım. Arazi çalışmalarına maddi destek Ankara Fransız Büyükelçiliği ve MTA tarafından sağlanmıştır.

EXTENDED SUMMARY

The Taurus Mountain Range extends from the southwest of Turkey to the east running parallel to the Mediterranean coast (Figure 1). Although two third of the active glaciers and glacier related landforms are found in the eastern Taurus, very few active glacier exists westwards, probably because of the increased elevation of the snowline, high degree of erosional dissection, and small number of peaks that are above the snowline (Erinç, 1952, 1978; Kurter and Sungur, 1980; Kurter, 1991; Çiner, 2002). In the Central Taurus, especially Yedigöller Plateau (ca. 3100 m) in Mount Aladağ and its east facing valleys together with Mount Bolkardağ north facing valleys contain extensive traces of Quaternary glaciation (Blumenthal, 1956; Spreitzer, 1956, 1969, 1971; Messerli, 1967; Birman, 1968; Klaer, 1969; Erol, 1981; Altın, 1998). The actual snowline elevation in Central Taurus is estimated to be around 3200-3700 m and the Last Glacial Maximum snowline elevation is calculated as 2200 m (Messerli, 1967).

In this study, glacial deposits encountered around Mount Geyikdağ (100 km NE of Antalya in Central Taurus) is described (Figure 1), Fieldwork, coupled with the study of aerial photographs at

GEYİKDAĞ'DA (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI

scales of 1/35 000 and Landsat images, indicate the presence of a hummocky topography (Arpat and Özgül, 1972; Çiner et al, 1999). In the study area, the Taurus Mountains are made up of NW-SE trending ranges with crests 2500 to 2850 m in altitude, separated by Alpine glacial valleys (2000-2150 m) occupied mostly by hummocky moraines and to a lesser extent by morainic ridges (Figure 2).

GLACIAL DEPOSITS

Namaras Valley

Namaras Valley is a U shaped glacial valley situated between Tekelidağ-Akdağ and Karadağ Mountains. The north-facing slopes, contrary to the south-facing ones, seem to have contributed significant limestone debris to the valleys. Glacial cirques and aretes are only developed on the north and eastern faces of the mountains (Figure 3).

Hummocky Moraines

The hummocky moraines are preferentially located on the southern side of the Namaras Valley. They are made-up of randomly oriented chaotic mounds and depressions ("knob-and-kettle topography" of Gravenor and Kupsch, 1959). 1-10 m high and 10-30 m wide mounds, with 5-10° upper surface slopes, are separated by 5-30 m wide and a few meters deep irregular depressions. In few localities, wider depressions forming lakes, mostly ephemeral are also present (Figure 4),

Angular to subangular limestone pebbles (5-20 cm) and blocks (1-2 m) of different origins cover the upper surfaces of these mounds (Figure 5). In the interior of the mounds, a much finer material is observed. Here, contrary to the upper layers, fewer pebbles and blocks seem to float in a muddy and sandy matrix showing a typical diamicton appearance (Figure 6). Within these non-stratified and non-sorted sediments, few clasts show characteristic flat-iron (Von Engeln, 1930) and bullet (Boulton, 1978) shapes (Figure 7). On the valley sides, and in places where the limestone bedrock is exposed, whaleback forms and few striations, generally less than 1 cm deep and several cm long, can be observed (Figure 8).

The depressions observed between the hummocky mounds are filled with smaller pebbles and/or a thin film of silty mud. The water, which

might be present in some of the depressions, mostly dries up in mid-summer. As these fine grained sediments accumulated within and around these depressions, herbaceous plants and grasses have come to grow. On the surface of the mounds, fewer herbaceous plants are seen to have taken root between the pebbles and blocks.

Lateral and Terminal Moraines

Cross-valley elongated ridge-like hills were observed, mostly perpendicular and connected to the north facing flanks of the mountains (Figure 1 and 9). They are composed of angular debris similar to those on the hummocky moraines but they might contain some larger blocks (up to 3 m). They are easily recognized in the field owing to their height (up to 200 m for the largest one), length (500-600 m) and steep side slopes (up to 30-40°) (Figure 9). They are slightly curved, and limit down-valley the hummocky terrain extension whose mounds are superimposed on the internal side of the ridges.

Sandur Plain

To the NW of the Namaras Valley, a flat lying fluvial terrace (up to 10 m thick), overlies the surrounding hummocky moraines. Sections cut by small modern streams, reveal a crude horizontal stratification made up of an alternation of pebbles and coarse sand in an overall fining upward trend. Imbricated limestone pebbles, current ripples, caliche layers and a thin soil cover are visible (Figure 10).

Susam Valley

In the southern end of the Susam Tributary Valley, coarse loose material, very similar to the hummocky moraines which cover the rest of the valley floor, forms a SW-NE trending, 200-250 m long and 90-120 m wide, tongue-shaped accumulation (Figure 1). In the down-valley part, these coarse loose materials, contrary to the completely disorganized hummocky moraines observed in the Namaras Valley, form organized arcuate transverse ridges and furrows (Figure 11). The relative surface relief varies between 5 and 8 m and transverse ridges are 20 to 30 m apart from each other. The ridges show an asymmetrical transverse profile with the gentle slopes facing to

the southwest, while the down-valley side is steeper and reaches 20-25°.

The upper surfaces of the ridges are formed by subangular to angular limestone pebbles, 5 to 30 cm in size and by occasional large blocks up to 2 m. The depressions are blanketed by smaller subangular to angular limestone pebbles (1-10 cm) and by a red-brown soil in places (Figure 12). A large conical pit, 20 m in diameter and 10 m deep is observed on one of the ridges (Figure 13). Much smaller conical pits, 2 to 3 m in diameter, and 0.5-1 m in depth are also visible in the depressions (Figure 14). Limestone pebbles (1-10 cm) with a red soil at the center altogether forming circles up to 1 m in diameter are also observed on the depressions (Figure 15).

ORIGIN OF THE MORAINES AND DISCUSSION

The cirques and sharp aretes on the mountain faces, the U-shaped transverse sections of the valleys and the presence of diamictons (including glacial-shaped clasts) forming elongated ridges and hummocky terrains attest to the past existence of valley glaciers. The purely descriptive term "hummocky moraine" is generally accepted to designate knob-and-kettle topographies similar to the hummocky terrains described above and which are related to ice-disintegration processes of a wasting glacier (Hoppe, 1952; Gravenor, 1955; Gravenor and Kupsch, 1959; Clayton and Moran, 1974; Johnson et al., 1995). Ice-disintegration may create a variety of landforms, depending upon the dynamics of the glacier, the amount and position of debris on, in, or under the ice, the amount of melt water, and the resultant erosion and deposition.

Hummocky terrains associated with valley glaciers have long been described in many papers. For instance Sissons (1967, p. 97), in his study of hummocky moraines of Scotland, regarded the "sea of chaotic mounds lacking any systematic arrangement" as the evidence of widespread *in situ* glacier stagnation. He suggested that glacier stagnation was more or less synchronous in Scotland in response to marked climatic ameliorations (Sissons, 1979). Clapperton and Sugden (1977) argued that Scottish hummocky moraines are not diagnostic of any particular phase

of deglaciation, but simply show the distribution of locally isolated patches of a waning ice sheet. They were also regarded as the result of reworking of supraglacial debris during uneven ice ablation in front of active glaciers (Eyles, 1983; Bennett, 1990; Bennett and Boulton, 1993). On the other hand, according to Hoppe (1952) the dead-ice features can form through squeezing of debris, which was soaked with water and therefore in a plastic state, into basal cavities such as crevasses and irregular cavities caused by meltwater. Gravenor and Kupsch (1959) in their study of ice-disintegration features in Western Canada concluded that both ablation and squeezing processes might have been operating to various degrees during the formation of hummocky moraines. Till might be squeezed up to the surface through the crevasses and later let down to the ground by ablation. Benn (1991; 1992), in his study of hummocky moraines in Isle of Skye in Scotland, also considered the possibility that ice-stagnation, recessional, and subglacial hypotheses may be equally valid in certain areas.

While Hodgson (1982) claimed that hummocky moraines were formed due to subglacial deformation of coarse debris, several others think that they can be also formed by subglacial deformation of fine-grained sediments (Stalker, 1960; Boulton, 1996; Benn and Evans, 1998; Hindmarsh, 1998; Eyles et al., 1998, 2000; Klassen and Hughes 2000; Boone and Eyles, 2001). Some other researchers also indicated subglacial meltwater flooding as a mechanism for their formation (Munro and Shaw, 1997; Munro-Stasiuk and Sjogren, 2000; Evans and Twigg, 2002).

Whatever the cause is, all studies suggest that hummocky moraines represent the last phase of glacial deposition of a waning glacier. In the study area, apart from the transverse ridges and furrows, which form a tongue-shaped accumulation in the southern part of the Susam Valley, the hummocky moraines do not show any specific organization. Mounds and depressions are more or less equally distributed; in areas limited by more elevated morainic ridges and preferentially located along the N-NE facing flank of the valley. This suggests simple *in situ* deposition from stagnant glacier ice (hummocky disintegration moraine of Gravenor and Kupsch, 1959, Aario, 1977). In such an ablation model, debris is heterogeneously

distributed on the glacier surface. Because of the insulation effect on the debris, those areas where debris is thinnest melt down more rapidly, and as a result pits form. As the ablation continues, debris move off the high areas filling the pits and crevasses by washing and mass wasting, and melting is enhanced on the high areas. Continued down wasting lead to an inversion of topography (Gravenor, 1955).

Most of clasts encountered in the hummocky moraines have angular to subangular shapes suggesting that most of the material was introduced onto the glacier surface from the flanking mountains. However, the occurrence of some flatiron and bullet shaped pebbles in diamictons suggests a partial subglacial origin, perhaps in the form of flow till or melt out till (Boulton and Deynoux, 1981). The near absence of striations might be explained by the scarcity of the observed glacially shaped clasts, by the proximal origin of the debris, and by the karstification process, which appears to have been active in the limestone bedrock.

The ridgelike hills observed in the study areas are interpreted as ice-marginal moraines deposited by active glaciers. This interpretation is based on their morphology, their cross-valley or cross-cirque position and the fact that they limit the extension and exceed the hummocky moraines in elevation. The superposition of the hummocky moraines (dead-ice features) on the edges of the morainic ridges (live-ice features) is a good indication of the origin of the successive events. A chronology of the formation of the different morainic ridges, which have been observed in the study area, can be established. In this chronology, size and altitude evolve inversely. The largest and oldest ridges run across the main Namaras Valley. To the southeast of the Namaras Valley the Eğrigöl Lake seems to have been formed by such lateral moraines, which blocked the path of a small river. Medium-sized ridges bound hummocky morainic fields near the north-facing valley flanks or cross the tributary valleys. Small-size and most elevated ridges border the perched cirques. These different positions reflect the successive phases of the glacial retreat.

Glaciofluvial processes that are very potent in the destruction of moraines or in the burial of features beneath aggrading outwash material as the

glaciers melt (Sugden and John, 1977) are poorly represented in the study area. A possible explanation of this phenomenon is the wastage of the ice by evaporation (Johnston and Wickenden, 1931). A better explanation could be the high altitude and perched position of the Namaras and Susam Valleys, which implies rapid drainage of melt water along narrow and torrential streams. Such a rapid drainage of glacial melt waters would have also been enhanced by karstic effect in the limestone substrate.

In contrast to the complex hummocky moraines observed in the Namaras Valley, the tongue-shaped coarse loose material of the Susam Valley shows a pronounced organization of successive arcuate ridges and furrows. At first glance, the term rock glacier could be applied for such an organization and global morphology following Arpat and Özgül (1972), in their study of glacial landforms around the Geyikdağ Region. Their study, which includes the Namaras and Susam Valleys, misinterpreted all the hummocky moraines described in this paper as "rock glaciers" (their Figure 2).

Since the first usage of the term "rock glacier" by Capps (1910), several of them have been recognized in high mountainous regions. Wahrhaftig and Cox (1959), in their classic study of 200 rock glaciers in the Alaska Range, defined rock glaciers as "tongue-shaped or lobate masses of poorly sorted angular debris lying at the base of cliffs or extending down valley from the lower end of small glaciers". Two theories for the origin and dynamics of the rock glaciers exist. The first theory states that rock glaciers are periglacial features made up of deformed talus cones and debris tongues that move by the flow of interstitial ice (Wahrhaftig and Cox, 1959; Blagbrough and Farkas, 1968; Haeberli, 1985; Barsch, 1992, 1996). These correspond to "real or primary rock glaciers" for Corte (1976). The second one considers rock glaciers as the residual superglacial load of small glaciers (Richmond, 1952; Lliboutry, 1986; Humlum, 1988). These debris covered glaciers are called "secondary rock glaciers" by Corte (1976). The surface debris is dropped onto the glacier by frost wedging from cliffs. The ridges and furrows are explained by the residual movement of the glacier and reflect the configuration and structure of the cored glacier ice. Barsch (1988) proposed to write the term rockglacier in one word for the "real

or primary rockglaciers" to emphasize its difference from "true" glaciers ("secondary rock glaciers"), and to put an end to the confusion encountered in the literature.

As stated earlier, the tongue-shaped talus slope and organized nature of the transverse ridges and furrows observed in the south end of Susam Valley resembles the morphology of a periglacial rockglacier. However, several arguments are against such an interpretation. There are no differences in till composition when compared to the above-described unorganised hummocky moraines. Therefore, it can easily be considered as an ice-marginal moraine related to the previous existence of an ice tongue that originated in the large cirque visible up talus-slope on the northeastern facing upper flank of the Akdağ Mountain. Accordingly, the organized ridges and furrows probably represent the disintegration moraine controlled by small periodic retreat and readvance of the front of the glacier tongue. The large conical pit observed on the longitudinal ridge and the smaller pits in the furrows also attest the presence of buried ice. They are interpreted as kettle holes.

The circles and polygons made up of limestone pebbles are very typical in periglacial environments and are known as sorted patterned ground (stone circles and polygons). Several mechanisms have been suggested for their formation (Van Vilet-Lanoe 1991; Matsuoka et al., 2002). Among them, soil circulation resulting from variability in water and/or soil density (Hallet and Waddington, 1992) and differential frost heave due to variability in grain size (Werner and Hallet, 1993; Ballantyne, 1996) are the most widely accepted ones.

CONCLUSIONS

Arpat and Özgül (1972) interpreted the moraines described in this paper as rockglaciers stating, "the moraines which were probably formed by valley glaciers were mostly destroyed". Contrary to this interpretation, our study clearly indicates that the Namaras and Susam Valleys comprise marginal morainic ridges and hummocky disintegration moraines attesting the past existence and progressive wasting of active valley glaciers.

The glacial retreat of the former glaciers can be traced according to the respective positions of the morainic ridges and associated disintegration moraines. The U-shaped morphology of the valleys suggests that they were occupied by large glaciers, and the larger-scale morainic ridges which cross the Namaras Valley may represent readvance phases during their overall progressive retreat. Smaller morainic ridges and hummocky moraines along the north-facing flanks of the valley, correspond to the last glacial stage in the valley, while glaciers still existed in the tributary valleys as suggested by the morainic ridge which partly closed the Susam Valley. The tongue shaped morainic structure with transverse ridges and furrows encountered in the southern end of the Susam Valley represents the last valley glacier manifestation. This last Holocene glacial activity is also indicated by the freshness of the perched cirques and aretes that occur at altitudes of 2600 m. Some of these cirques are still bounded by relic morainic ridges (LIA?).

The timing and distribution of valley glaciers and related moraines are poorly known in Turkey. In order to produce quantitative data, cosmogenic ³⁶C! dating of selected moraines will be carried out, For that end a TÜBİTAK-NSF joint project has been organised by Marek Zreda (University of Arizona) and by Attila Çiner (University of Hacettepe) (Zreda et al., 2003). It is hoped that this study will help to better understand the magnitude and timing of Quaternary glaciations in Turkey.

Makale Geliş Tarihi : 22 Eylül 2002

Kabul Tarihi : 13 Şubat 2003

Received : September 22, 2002

Accepted : February 13, 2003