

Pliyosen Dorutay Havzası (Özalp-Van) Gölsel Çökellerinin Yapısal ve Sedimentolojik Özellikleri

Structural and Sedimentological Properties of Lacustrine Deposits in Pliocene Dorutay Basin (Özalp-Van)

SERKAN ÜNER^{1*}, CANSU OKULDAŞ¹, AHMET VEDAT YILMAZ¹

¹Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080, Zeve Kampüsü, VAN

Geliş (received) : 12 Ocak (January) 2015

Kabul (accepted) : 09 Mart (March) 2015

ÖZ

Arap ve Avrasya Plakaları arasında gelişen çarpışma, Miyosen ve sonrasında Van Gölü ve çevresinde birçok dağ arası havzanın oluşumuna sebep olmuştur. Bu havzalardan birisi de Van'ın Özalp ilçesinde bulunan Pliyosen Dorutay Havzası'dır. Karbonifer yaşlı metamorfikler ve Kretase ofiyolitlerinden oluşan temel kayalar üzerinde uyumsuz olarak gözlenen Pliyo-Kuvaterner yaşlı gölsel çökeller, bu dönemde bölgede bulunan geniş yayımlı bir gölün varlığını işaret etmektedir. Deniz seviyesinden 2060 m yükseklikte ve 150 km² yayılıma sahip olan bu eski gölün sınırları, gölsel çökeller içerisindeki kıyı fasiyesleri yardımıyla belirlenmiştir. Gölsel çökellerin, çökeltme alt ortamlarının ve ortam koşullarının anlaşılması için sedimanter fasiyes özellikleri incelenmiş ve bölgede 8 adet sedimanter fasiyes ile sığ göl ve gölsel kıyı ortamını temsil eden 2 adet fasiyes birlikteliği ayırt edilmiştir.

Dorutay Havzası tektonizmanın oldukça aktif olduğu bir bölgede yer almaktadır. Gerek havza kenarlarında, gerekse çökel dolgusunda gözlenen faylar, havzanın jeolojik evriminde önemli rol oynamaktadır. Özellikle bu çalışmada isimlendirilen Çırakköy Fayı, bölgenin kapalı havzadan açık havza koşullarına geçişinin ana sebebidir. Deprem kayıtları ve jeomorfolojik veriler, havzanın tektonik açıdan günümüzde de aktif olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Dorutay Havzası, Doğu Anadolu, fasiyes analizi, gölsel çökeller, Özalp-Van, yapısal jeoloji

ABSTRACT

The collision between the Arabian and Eurasian plates caused to the formation of intramontane basins around Lake Van during and after Miocene. Pliocene Dorutay Basin (Özalp-Van) is one of these basins. Plio-Quaternary lacustrine deposits in the basin, uncomformably overlie the basement rocks composing of Carboniferous aged metamorphic rocks and Cretaceous ophiolites, indicate the existance of a widespread lake in the region at that time. This paleolake was around 2060 meter above the sea level and occupied in 150 km² area. The boundaries of the paleolake can be determined using shore facies of lacustrine deposits. Sedimentary facies were investigated for understanding the depositional subenvironments and depositional processes of basin fill. Eight sedimentary facies and two facies associations representing to shallow lacustrine and shore subenvironment were recognized.

Dorutay Basin is located on a seismically active region. Faults on boundaries of the basin and the basin fill play an important role on geological evolution of the basin. Especially the activity of Çırakköy Fault named with this study is the main reason of the changing from closed basin condition to open basin. Earthquake records and geomorphological data are showing the recent tectonic activity of the basin.

Keywords: Dorutay Basin, Eastern Anatolia, facies analysis, lacustrine deposits, Özalp-Van, structural geology

* S. Üner

e-posta: suner@yyu.edu.tr

GİRİŞ

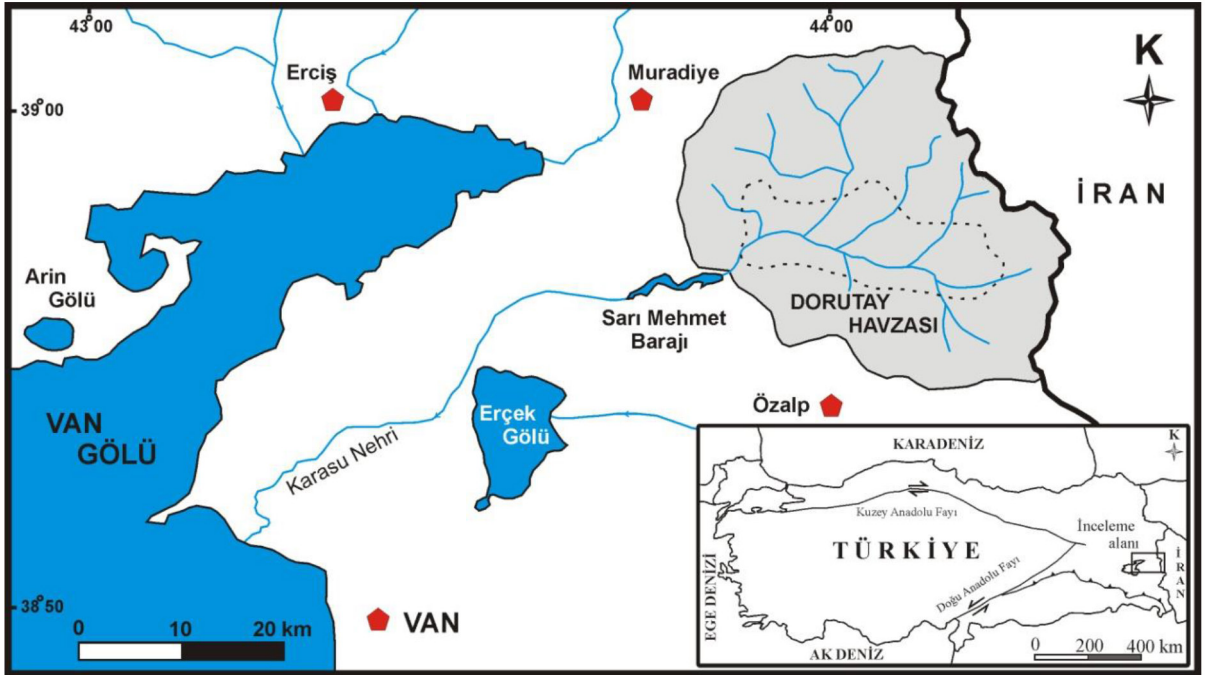
Arap Plakası'nın Avrasya Plakası'na doğru hareketi, iki plaka arasında bulunan Neotetis Okyanusu'nun kapanmasına ve Serravaliyen'de kıta-kıta çarpışmasına sebep olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey vd., 1986). Bu sıkışma rejimi Doğu Anadolu Platosu ile bölgede bulunan Pasinler, Muş ve Van Gölü havzalarını oluşturmuştur (Şaroğlu ve Güner, 1979). Doğu Anadolu Platosu'nun güneyinde yer alan Van Gölü Havzası, Geç Pliyosen'de oluşmuş ve bölgede etkili olan Kuvaterner volkanizması ile bugünkü şeklini almıştır (Degens vd., 1984). Günümüzden yaklaşık 600.000 yıl önce oluşan Van Gölü (Stockhecke vd., 2014), deniz seviyesinden 1650 metre yüksekte bulunmaktadır.

Van Gölü Havzası'nın doğu kesiminde, Özalp'a bağlı Dorutay Köyü civarında deniz seviyesinden 2060 m yüksekte gölsel çökeller bulunmaktadır.

Şenel (1987) tarafından Saray Formasyonu olarak adlandırılan çökellerin yaşı Pliyo-Kuvaterner olarak kabul edilmektedir (Arni, 1939; Kıraner, 1959; Altınlı, 1966; Saydamer, 1976). Gölsel çökellerin konumu ve deniz seviyesinden yüksekliği incelendiğinde, Pliyosen'de bölgede yaklaşık 900 km²'lik drenaj alanına sahip bir kapalı havzanın bulunduğu belirlenmiştir (Şekil 1). İlk defa bu çalışmada isimlendirilen, tektonik kontrollü Dorutay Havzası'nın, sedimantolojik ve yapısal özelliklerinin belirlenmesi ve jeolojik gelişiminin ortaya konulması bu çalışmanın amacını oluşturmaktadır.

BÖLGESEL JEOLJİ

Van Gölü Havzası'nın doğusunda, Türkiye-İran sınırında yer alan Dorutay Havzası, Pliyosen'de oluşmaya başlayan bir sıkışma havzasıdır. Karbonifer yaşlı metamorfikler ve Kretase ofiyolitlerinden oluşan bir temel üzerinde bulunan havza,



Şekil 1. Dorutay Havzası'nın konumunu gösteren yer bulduru haritası (kesikli çizgi paleogöl alanını göstermektedir).
Figure 1. Location map of the Dorutay Basin (dashed line showing the paleolake area).

tektonizma ile birlikte Pliyo-Kuvaterner volkanizması tarafından şekillendirilmiştir. Havzanın çökelt dolgusu Saray Formasyonu'na ait gölsel çökeller, havza kenarlarında gelişmiş alüvyon yelpazeleri ve Karasu Nehri'nin taşıdığı güncel alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 2).

Doğu Anadolu Platosu ve Van Gölü Havzası'nda, Arap Plakası ile Avrasya Plakası arasındaki çarpışma sonrası gelişen K-G doğrultulu sıkışma rejimi hakimdir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Koçyiğit vd., 2001; Özkaymak vd., 2011; Koçyiğit, 2013). D-B doğrultulu ters faylar, KB-GD doğrultulu sağ yönlü ve KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylarla ile K-G doğrultulu normal faylar ile temsil edilen bu rejim, Dorutay Havzası'nda da benzer yapısal unsurlar sunmaktadır (Şekil 2).

YÖNTEM

Dorutay Havzası'nın sınırlarının belirlenmesi ve bölgenin jeoloji haritasının hazırlanması çalışmanın ilk aşamasını oluşturmaktadır. Sonrasında Dorutay ve Dönerdere köyleri arasında gözlenen gölsel çökellerin deniz seviyesinden yükseklikleri ve konumları belirlenmiştir. Gölsel çökelt istifi, en alt kısımdan başlayarak yukarıya doğru litofasiyeslere ayrılmış, bunlar arasındaki yanal ve düşey geçişler belirlenmiştir. Tanımlamalar ilgili literatür ile karşılaştırılarak, birimlerin olduğu alt ortamlar ve ortam koşulları ortaya konulmuştur. Havza kenarlarında ya da gölsel istif içerisinde gözlenen fayların karakterleri ve güncel aktiviteleri belirlenmiştir. Ölçülen sedimanter fasiyesler yardımıyla belirlenen paleo-ortamların dizilimi ve havzadaki fayların yapısal özellikleri beraber değerlendirilerek, Dorutay Havzası'nın Pliyosen ve sonrasındaki jeolojik gelişimi yorumlanmıştır.

DORUTAY HAVZASI

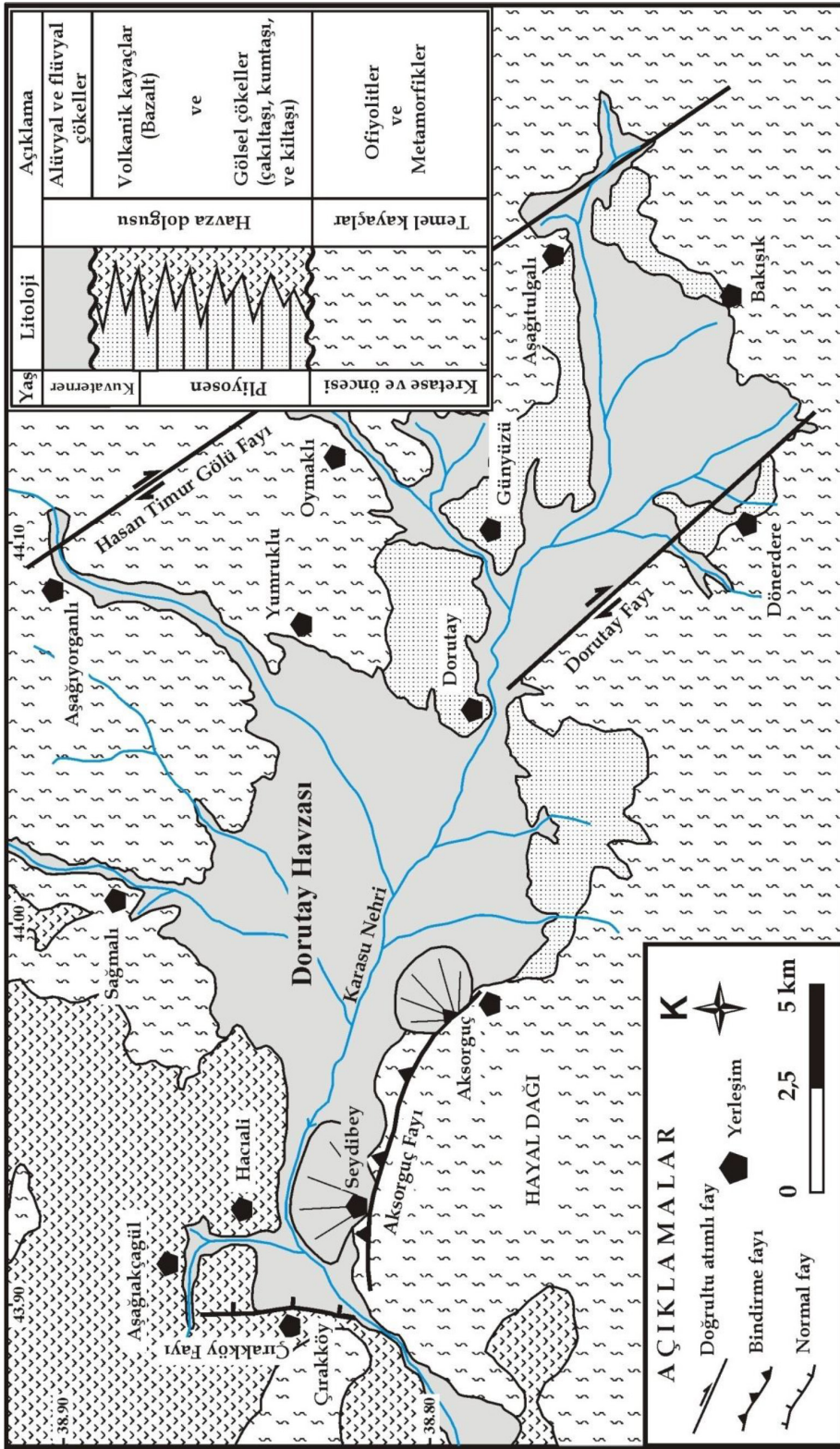
Dorutay Havzası, Van Gölü'nün KD'sunda, yaklaşık 900 km²'lik geniş bir drenaj alanına sahip bir dağ arası havzasıdır. Kuzeyde Yücelen, Caccur, Balçıklı, Çayır ve Oymaklı dereleri tarafından beslenen Karasu Nehri havzanın en önemli

akarsuyudur. Havza batısından dar bir kanal yardımıyla Van Gölü'ne doğru yol alan Karasu Nehri üzerinde, Dorutay Havzası'nın hemen batısında Sarı Mehmet Barajı bulunur. Havza güneyden sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterindeki Dorutay Fayı, batıdan ise Çırakköy batısında bulunan normal fay ile sınırlandırılmaktadır (Şekil 2).

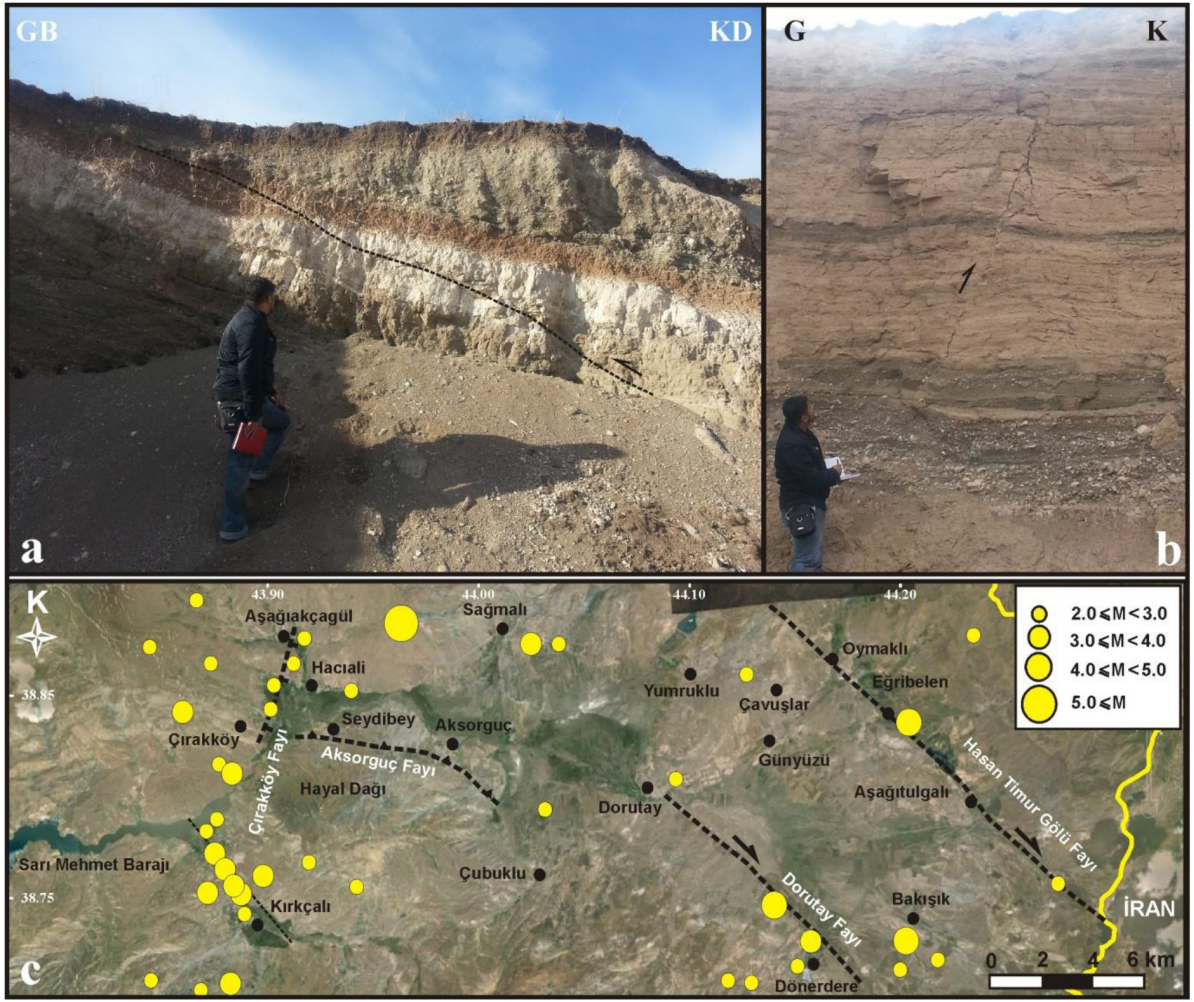
Dorutay Havzası Fayları

Dorutay Havzası'nın doğusunda sağ yanal doğrultu atımlı Hasan Timur Gölü Fayı ve Dorutay Fayı yer alır. Türkiye Diri Fay Haritası'nda (Emre vd., 2012) Holosen fayı olarak tanımlanan bu faylardan Hasan Timur Gölü Fayı, kuzeyde Yukarı Balçıklı Köyü civarından başlayıp KB-GD doğrultulu olarak İran sınırı içlerine kadar yaklaşık 20 km devam eder. Bu faya paralel konumdaki Dorutay Fayı ise Dönerdere ve Dorutay köyleri arasında yaklaşık 10 km takip edilebilmektedir. Havza kenarlarında bu faylar dışında, ilk kez bu çalışma ile adlandırılan ve tanımlanan Çırakköy ve Aksorguç fayları yer alır. K-G doğrultulu Çırakköy Fayı, kuzeyde Aşağıakçağül Köyü'nden başlayıp, havza dışında Kırkçalı Köyü'ne kadar 12 km boyunca uzanan, doğuya eğimli bir normal faydır. D-B uzanımlı Aksorguç Fayı ise, Seydibey ve Aksorguç köyleri boyunca yaklaşık 7 km takip edilebilen, kuzeye eğimli, bindirme karakterli bir faydır. Çırakköy ve Aksorguç fayları, arazi çalışmalarında fay sarplıkları önünde dizilen alüvyon yelpazeleri yardımıyla takip edilebilmektedir. Havza gölsel çökelleri içerisinde küçük ölçekli bindirme faylarına ve ters faylara rastlanmaktadır (Şekil 3a-b). Yaklaşık D-B gidişli bu faylar K-G yönlü sıkışma rejimini temsil etmektedir.

Dorutay Havzası ve yakın çevresinde aletsel dönemde meydana gelen depremlere ait kayıtlar (KOERI, 2014) uydu görüntüsü üzerine yerleştirildiğinde, son yıllarda özellikle Çırakköy Fayı'nın doğrultusuna paralel çizgisellik gösteren sismik etkinliğin varlığı gözlenmektedir (Şekil 3c). Havzanın diğer önemli yapısal unsurları olan Hasan Timur Gölü Fayı ve Dorutay Fayı üzerinde ise, nispeten düşük aktivite gözlenmektedir. Ak-



Şekil 2. Dorutay Havzası'nın basitleştirilmiş jeoloji haritası (Şenel, 1987; Sümengen, 2008'den değiştirilmiştir).
Figure 2. Simplified geological map of the Dorutay Basin (modified from Şenel, 1987; Sümengen, 2008).



Şekil 3. Dorutay Havzası gölsel çökellerinde belirlenen; bindirme fayı (a) ve ters fay (b). Dorutay Havzası ve yakın çevresinde aletsel dönemde meydana gelmiş olan $M=2$ ve üzeri büyüklüklerdeki depremlerin (KOERI, 2014) dış merkezlerini gösteren Google Earth uydu görüntüsü (c).

Figure 3. Faults were determined in lacustrine deposits of Dorutay Basin; thrust fault (a) and reverse fault (b). Earthquake epicenters with magnitude $M=2$ and higher on Google Earth satellite image from Dorutay Basin and surrounding area in instrumental period (KOERI, 2014) (c).

sorguç Fayı kuzeyinde, Karasu Nehri kanalında belirlenen yer değiştirmeler, bölgesel tektonik aktivitesinin bir başka göstergesidir.

Havza Gölsel Çökellerin Fasiyes Özellikleri

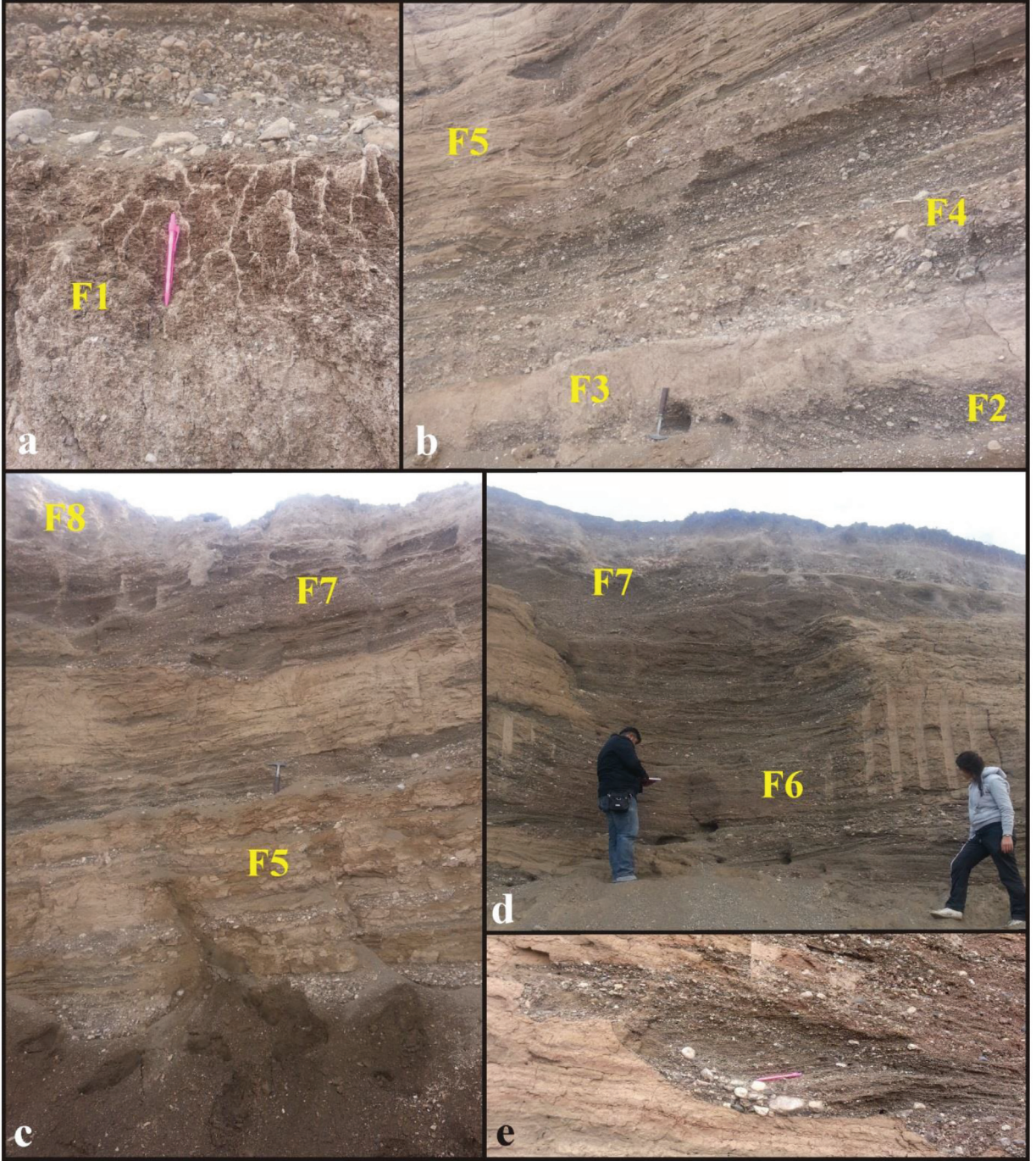
Gölsel çökeller Dorutay Havzası'nın güneyinde, Dorutay ve Dönerdere köyleri arasında mostra vermektedir. Havzanın jeolojik gelişiminin belirlenebilmesi için gölsel çökeller; litolojisi,

dokusal özellikleri, tane boyu, tane şekli, bağlayıcı malzemesi, sedimanter yapıları, geometrisi ve fosil içeriğine göre 8 adet litofasiyese ve 2 ayrı fasiyes topluluğuna ayrılmıştır (Çizelge 1).

Dönerdere KB'sındaki sedimanter istif, temel kayalar üzerinde bulunan paleotoprak katmanı (F1) ile başlamaktadır (Şekil 4a). Bu birim üzerinde bulunan delta düzlüğü-gölsel kıyı ortamı çökelleri (F2) bölgede genişlemekte olan

Çizelge 1. Dorutay Havzası görsel çökellerinde belirlenen litofasiyelere ait tanımlamalar ve ortamsal yorumlar
Table 1. *Lithofacies and depositional environments of lacustrine deposits in Dorutay Basin*

Fasiyeler	Açıklamalar	Yorum
Fasiyes 1 Paleotoprak (F1)	Fasiyesin ölçülebilir kalınlığı 140 cm'dir. Pekişmemiş malzemeden oluşan, kahverenkli birimin tabanı gözlenmemektedir. Üst seviyelerinde okside olmuş çakıllar bulunmaktadır. İçerisinde bitki kalıntıları mevcut olan birim % 5'lik HCl ile zengin köpürmektedir.	Bitki kök izlerinin ve kalış seviyelerinin bulunması sebebiyle birim paleotoprak olarak isimlendirilmiştir (Miall, 1978).
Fasiyes 2 Matriks destekli kaba çakıl fasiyesi (F2)	Fasiyesin ölçülebilir kalınlığı 50 cm'dir. Birim, yarı yuvarlak, disk şekilli ve orta-iyi boylanmış, maksimum 5 cm, minimum 0,5 cm ve ortalama 1 cm tane boyuna sahip çakıllardan oluşmaktadır. Çakıllar kaba kum-ince çakıl boyutlu bir matriks ile bağlanmıştır.	Disk şekilli, yarı yuvarlak çakıllar birimin dalga etkisinin fazla olduğu bir kıyı ortamında depolandığını göstermektedir (Massari ve Parea, 1988).
Fasiyes 3 Bitki kök izli çamur fasiyesi (F3)	Ölçülebilir kalınlığı 35 cm olan fasiyesin alt ve üst seviyeleri geçişli olarak gözlenmektedir. İnce kum-silt-kil ardalanmasından oluşan birim açık kahverenkli. İçerisinde bitki kök kalıntıları bulunan birimde yüzer biçimde çakıllar gözlenmektedir.	Bitki kök izleri bulunan, ince taneli birimin bataklık ortamında depolandığı düşünülmektedir (Galloway, 1976).
Fasiyes 4 Matriks destekli ince çakıl fasiyesi (F4)	Fasiyesin görünür kalınlığı 150 cm'dir. Genel olarak gri renge sahip olan birim köşeli-yarı yuvarlak ve kötü boylanmış çakıllardan oluşur. Çakılların tane boyutu maksimum 11 cm, minimum 0.5 cm'dir. Çakıllar kaba kum boyutu bir matriks ile bağlanmıştır. Çakıllı birim arasında bulunan kumlu seviyelerde küçük ölçekli çapraz tabakalar mevcuttur. Birim içerisinde ince organik kalıntı seviyeleri ve kırılmış pelesipoda kavkı parçaları bulunmaktadır.	Pelesipoda kavkı parçaları içeren köşeli-yarı yuvarlak ve kötü boylanmış çakıllar bu fasiyesin kıyönü ortamında gelişen moloz akması ile oluştuğunu göstermektedir (Postma, 1984).
Fasiyes 5 Dalga ripillı kum fasiyesi (F5)	Bej-kahverenge sahip birim ince-kaba kum boyutu, zayıf pekişmiş sedimanlardan oluşmaktadır. Orta-kalın tabakalı birim içerisinde dalga ripilları ve kırılmış gastropoda-pelesipoda kavkı parçaları bulunmaktadır. Tabanı keskin, tavanı aşındırılmalı olan birim içerisinde çakıl cepleri gözlenmektedir. Kumlu ve çakıllı seviyelerde paleoakıntı yönü veren düzlemsel çapraz tabakalar ve biniklik (imbrikasyon) göze çarpmaktadır.	Dalga ripilları, fosil kavkı parçaları ve az miktarda çakıl bulunması bu fasiyesin sığ su koşullarında depolandığını göstermektedir (Reineck ve Singh, 1973).
Fasiyes 6 Çapraz tabakalı ince çakıl fasiyesi (F6)	Fasiyes 3 metre görünür kalınlığa ve 2 metre yanal yayılıma sahiptir. Çapraz tabakalanma ve biniklik gösteren, iyi boylanmış, yuvarlak ve yassı çakıllardan oluşmaktadır. Ortalama 5-15 cm katmanlardan oluşan birim yanında bulunan kumlu birim ile girik halde bulunmaktadır. Sedimanter yapılara göre paleoakıntı yönü GD olarak belirlenmiştir. Yer yer okside seviyeler gözlenmektedir.	Çapraz tabakalanma, yandaki kumlu birimle giriklik ve çakıllarda gözlenen biniklik kıyıya paralel gelişen bir kıyıldili şeklinde yorumlanmıştır (Castelle vd., 2006).
Fasiyes 7 Çapraz tabakalı kaba kum-ince çakıl fasiyesi (F7)	Orta-kalın tabakalı kaba kum-ince çakıl ardalanmasından oluşan birimde pelesipoda kavkı parçaları bulunmaktadır. Orta-iyi boylanma gösteren çakıllarda yer yer normal derecelenme gözlenmektedir. Ortalama 2-3 cm'lik tane boyutuna sahip çakıllarda, tekne türü çapraz tabakalanma ve biniklik (imbrikasyon) gözlenmektedir. Birimin tabanı aşındırılmalı, tavanı geçişlidir.	Çakıllardaki biniklik, çapraz tabakalanma ve kırılmış pelesipoda kavkı parçaları birimin yüksek enerjili bir kıyı ortamında çöktüğünü göstermektedir (Postma, 1990).
Fasiyes 8 Karbonat fasiyesi (F8)	Kirli beyaz-gri renkli karbonat seviyesi. Karbonat seviyesinin kalınlığı yanal olarak değişim göstermektedir.	Gölün çekilmesi ile oluşan gölcüklerdeki suyun buharlaşması ile oluşan karbonat çökeli. Katman kalınlığı gölcüklerin taban morfolojisine bağlı olarak değişmektedir.



Şekil 4. a-d) Dorutay Havzası gölsel çökellerinde belirlenen 8 litofasiyesin arazi görüntüsü, e) Fasiyes 6'da gözlenen çapraz tabakalanma.

Figure 4. a-d) Field photographs of eight facies encountered within lacustrine deposits of Dorutay Basin, e) cross-bedding from Facies 6.

bir gölün varlığını göstermektedir. Yanal ve düşey olarak bu birimlerle beraber bulunan, kahve renkli, organik maddece zengin bataklık ortamı çökelleri (F3) ile sualtı koşullarında gelişen moloz akış çökelleri (F4), kıyı ortamına malzeme taşıyan bir delta gelişimi şeklinde yorumlanabilir. Bu çökeller üzerinde bulunan dalga ripilları ve kavkı kalıntıları içeren, yatay katmanlı birim (F5), dalga tabanı içerisinde, sığ göl ortam koşullarında meydana gelen sedimantasyonu işaret etmektedir (Şekil 4b).

İstifin üst kesimlerinde bulunan ve yaklaşık olarak paleo-göl kıyısına paralel gelişim gösteren çakıllı birim (F6), her iki taraftan da kumlu, sığ göl birimlerle (F5) girik halde bulunmaktadır (Şekil 4c). Çapraz tabakalar ve biniklenmeler yardımıyla, GD yönlü paleoakışı gösteren bu birim, kıyı boyunca gelişen bir kıyı dilinin varlığını göstermektedir (Şekil 4d-e). Gölsel istif, yüksek enerjili kıyı koşullarını gösteren çakıllı-kumlu çökeller (F7) ve bunların üzerine gelen karbonat katmanı ile (F8) son bulmaktadır.

İncelenen istiften elde edilen veriler, sığ göl ve göl kıyı ortam koşullarının egemen olduğu bir çökeltme ortamını göstermektedir. Göl seviyesindeki küçük ölçekli oynamalar sebebiyle, göl kıyı çökelleri ile sığ göl ortam çökellerinin ardalanmalı olarak depolandığı gözlenmektedir (Şekil 5).

DORUTAY HAVZASI'NIN JEOLJİK GELİŞİMİ

Dorutay Havzası, Pliyosen'de kapalı havza olarak oluşmuştur. Türkiye-İran sınırına kadar uzanan geniş drenaj alanı, havzada su depolanmasını sağlamıştır. Fasiyes analizi sonucunda, göl kıyı çökellerinin konumları ve deniz seviyesinden yükseklikleri temel alınarak, havza içerisinde yüzey alanı 150 km²'yi bulan bir gölün oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 6a). Düşük hacime sahip tüm göllerde olduğu gibi, Dorutay Havzası'nda bulunan göl de iklimsel değişimlerden önemli şekilde etkilenmiştir. Jeolojik istifte, çökeltme ortamlarında gözlenen değişimler, göl su seviyesindeki küçük ölçekli mevsimsel

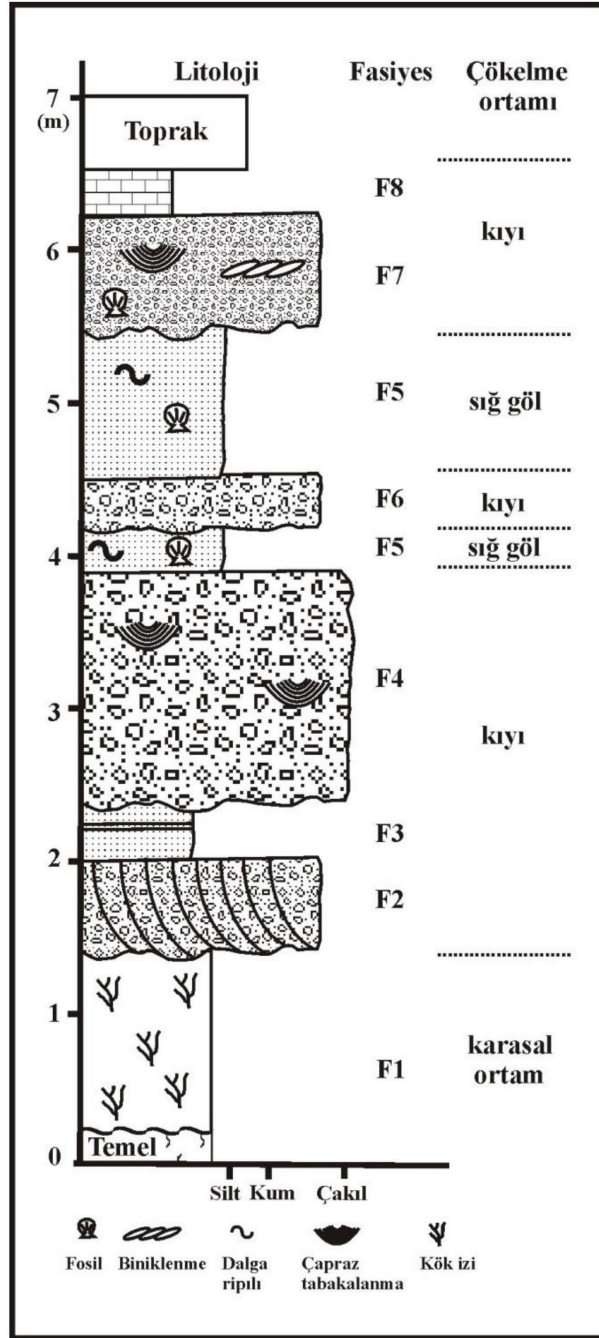
oynamaları ve sonuçlarını temsil etmektedir. Kuvaterner'de Dorutay Havzası'ndaki göl ortam, su seviyesindeki azalma sonucunda yerini flüvyal ortama bırakmıştır.

Göl su seviyesindeki alçalma iklimsel faktörlerle açıklanabilirken, bölgenin kapalı havza konumunu kaybetmesi iklim ile bağlantılı değildir. Havza batısında, Çırakköy'de bulunan K-G doğrultulu ve doğuya eğimli normal fayın, havza dışına bir boşaltım kanalı açtığı ve gölün bu kanal sayesinde boşaltıldığı kanısındayız. Sonrasında Karasu Nehri tarafından kullanılan kanal ile Dorutay Havzası kapalı havza özelliğini kaybetmiş ve Van Gölü Havzası'nı besleyen drenaj ağının bir parçası olmuştur. Günümüzde havzaya Hayal Dağı'ndan aşınan sedimanların oluşturduğu alüvyon yelpazeleri ile Karasu Nehri'nin kanal ve taşkın ovası çökelleri depolanmaktadır (Şekil 6b).

SONUÇLAR

Miyosen sonrası Avrasya ile Arap plakalarının çarpışma zonunun yakın çevresinde, sıkışma ürünü havzalar oluşmuştur. Bunlardan birisi olan Dorutay Havzası, Pliyosen'de oluşmaya başlayan göl ortamına ait çökeller ve bu çökeller üzerine depolanan Kuvaterner yaşlı alüvyal ve flüvyal çökeller ile temsil edilir. Günümüzde deniz seviyesinden 2060 metre yüksekte bulunan göl çökellerinin sedimenter fasiyes özellikleri incelendiğinde, bir dönem havzada etkili olan göl ortam koşulları hakkında bilgi sahibi olunabilmektedir. Elde edilen verilere göre, Dorutay Havzası'nda göl ortamının oluşmasında iklimsel faktörler baş rolü oynarken, bölgenin kapalı havza özelliğini kaybetmesinde ise bölgesel tektonizma etkindir.

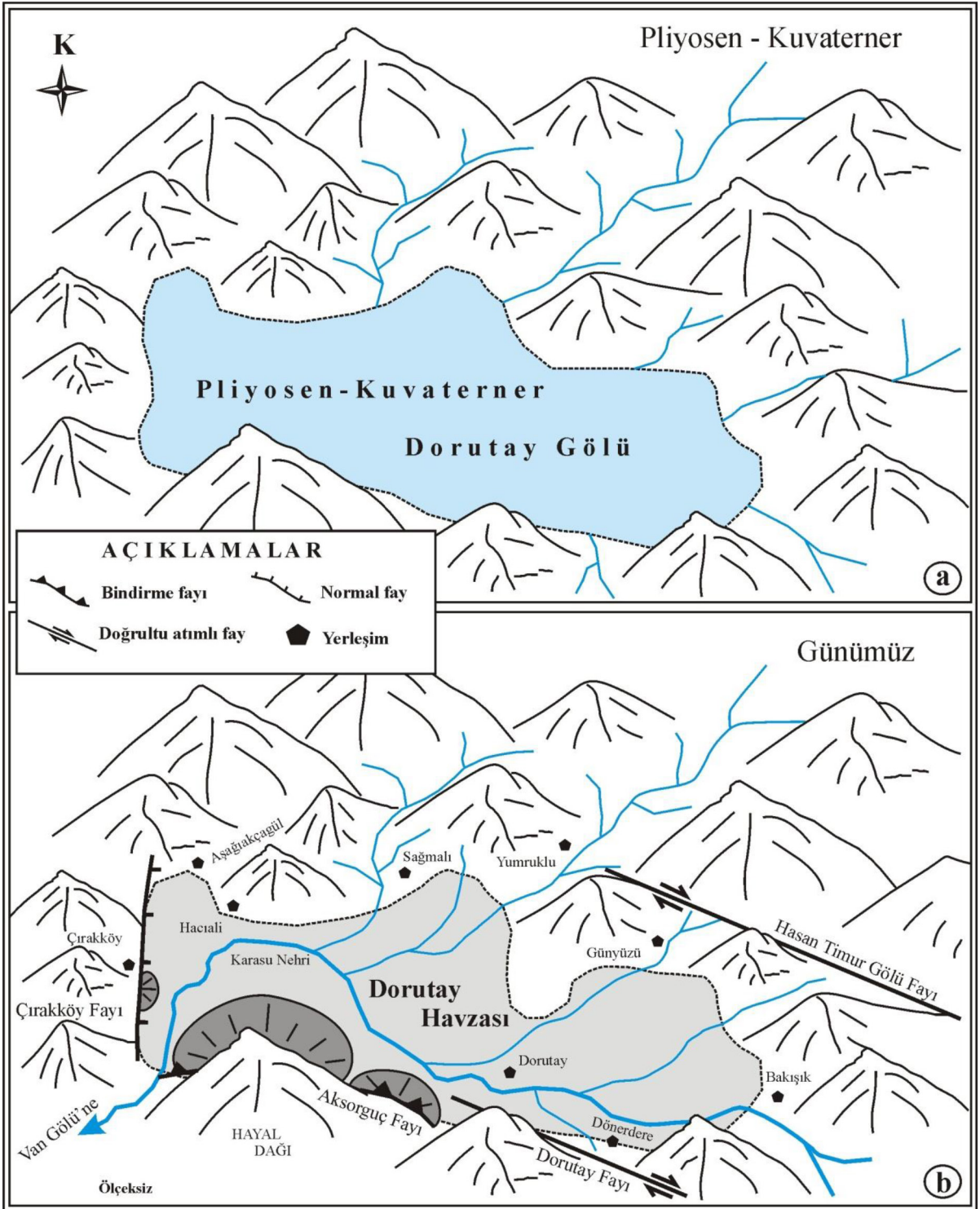
Çırakköy doğusunda bulunan normal fayın aktivitesi sebebiyle açılan boşaltım kanalı, Dorutay Havzası'nda bulunan gölün yok olmasının sebebidir. Pliyosen'de bölgede Van Gölü'nün henüz bulunmadığı düşünülürse, suyun çok hızlı bir şekilde, bugünkü taban seviyesi (Van Gölü) olan 1650 metrenin de altındaki düşük kotlara doğru ilerlemesiyle yoğun bir aşınma gerçekleşmiştir.



Şekil 5. Sedimanter fasiyelerin dizimlerini ve çökeltme alt ortamlarını gösteren ölçülü stratigrafik istif.
Figure 5. Measured stratigraphic section showing the sequence of lithofacies and depositional environments.

Kıtı-kıta çarpışma zonunun kuzeyinde bulunan bölgenin hızlı yükselimi (Şengör ve Kidd, 1979; Koçyiğit vd., 2001) aşınmanın bir diğer sebebi olarak kabul edilebilir. Dorutay Havzası'nda gölsel çökellere sıkça rastlanmamasının sebebi bu hızlı aşınma ile açıklanabilir.

Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza dolgusu içerisinde gözlenen yapısal unsurlar K-G yönlü sıkışma rejiminin bölgede Pliyosen sonrasında da devam ettiğinin göstergesidir. Arazi verileri ve deprem kayıtları Dorutay Havzası'nı sınırlayan fayların güncel aktivitesinin açık kanıtıdır.



Şekil 6. Dorutay Havzası'nın a) Pliosen-Kuvaterner ve b) günümüzdeki paleocoğrafik gelişimini gösteren model
 Figure 6. Model showing the palaeogeographical development of Dorutay Basin, a) Pliocene-Quaternary and b) Recent.

KATKI BELİRTME

Yazarlar değerli görüş ve katkılarından dolayı hakemler ve dergi editörüne teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Altınlı, İ.E., 1966. Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi. MTA Dergisi, 67, 1-24.
- Arni, P., 1939. Van vilayetinin jeolojisi hakkında rapor. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 883, Ankara (yayımlanmamış).
- Castelle, B., Bonneton, P., Sénéchal, N., Dupuis, H., Butel, R. ve Michel, D., 2006. Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France. *Continental Shelf Research*, 26, 113–131.
- Degens, E. T., Wong, H. K., Kempe, S. ve Kurtman, F., 1984. A geological study of Lake Van, eastern Turkey. *Geologische Rundschau*, 73-2, 701–734.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone, *Geological Society of London, Special Publication*, 19, 3–36.
- Emre, O., Duman, T.Y., Olgun, Ş., Özalp, S. ve Elmacı, H., 2012. 1:250000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Başkale (NJ38-6) Paftası, Seri No:55, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.
- Galloway, W. E., 1976. Sediments and stratigraphic framework of the Copper River fan delta. Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 (3): 721-737.
- Kıraner, F., 1959. Van Gölü bölgesinin jeolojik etüdü. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 7 (1), 30-57.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. ve Kuloshvili, S., 2001. Neotectonic of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Koçyiğit, A., 2013. New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian plateau, E. Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 586-605.
- KOERI (Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute), 2014. Ulusal Deprem İzleme Merkezi, <http://udim.koeri.boun.edu.tr>, 30 Aralık 2014.
- Massari, F. ve Parea, G.C., 1988. Progradational gravel beach sequences in a moderate to high energy, microtidal marine environment, *Sedimentology*, 35, 881-913.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits, a summery. In: Miall, A.D. (ed) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir 5, 597-604.
- Özkaymak, C., Sözbilir, H., Bozkurt, E., Dirik, K., Topal, T., Alan, H. ve Çağlan, D. 2011. 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van Depreminin Sismik Jeomorfolojisi ve Doğu Anadolu'daki Aktif Tektonik Yapılarla İlişkisi. *Jeoloji Jeoloji Muhendisliği Dergisi* 35 (2), 175–199.
- Postma, G., 1984. Slumps and their deposits in fan delta front and slope, *Geology*, 12, 27-30.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Coarse-Grained Deltas. (Editors: Colella, A., Prior, D.B.) Special Publication of International Association of Sedimentology, 13-27.
- Reineck, H. E. ve Singh, I. B., 1973. Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, 439.
- Saydamer, M., 1976. İran sınırı boyunca yapılan jeolojik çalışmanın nihai raporu. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 5622, Ankara, (yayımlanmamış).
- Stockhecke, M., Kwiecien, O., Vigliotti, L., Anselmetti, F.S., Beer, J., Çağatay, M.N.,

- Channell, J.E.T., Kipfer, R., Lachner, J., Litt, T., Pickarski, N. ve Sturm, M., 2014. Chronostratigraphy of the 600,000 year old continental record of Lake Van (Turkey). *Quaternary Science Reviews* 104, 8-17.
- Sümengen, M., 2008. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları serisi, No. 64, Başkale-K51 Paftası. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şaroğlu F. ve Güner Y., 1979. The active Tutak fault, its characteristics and relations to the Çaldıran fault, Yeryuvarı ve İnsan 4, 11-14.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 107, 73-94.
- Şenel, M., 1987. 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları serisi, Başkale-H38 Paftası. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F., 1979. The post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361- 376.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.